RECARGA NATURAL A LOS ACUÍFEROS, METODOLOGÍA Y SOPORTE DE LA ISOTOPÍA DEL AGUA.

Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España.

Informe RAEMIA

CETAQUA
CENTRO TECNOLÓGICO DEL AGUA

UPC

suez

Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua.

Aplicación a la planificación hidrológica y conocimiento de las aguas subterráneas en España.

Informe RAEMIA

Realización
Grupo de Hidrología Subterránea
Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental
Universidad Politécnica de Cataluña
Barcelona

Patrocinio y apoyo
Suez Water Spain

Supervisión
Cetaqua, Barcelona
Cetaqua Andalucía

Autor del informe
Emilio Custodio
Catedrático Emérito. Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental.
Universidad Politécnica de Cataluña (UPC).

Correspondiente de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de España.

Grupo de Hidrología Subterránea UPC-IDAEA/CSIC.

Revisión general
Jorge Jódar Bermúdez
Instituto Geológico y Minero de España, Zaragoza.

Previamente, colaborador del Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental.
Universidad Politécnica de Cataluña (UPC).

Colaboradores generales
Juan Vicente Giráldez
Catedrático Emérito. Universidad de Córdoba.

Andrés Sahuquillo Herráiz
Catedrático Emérito. Departamento de Ingeniería Civil.
Universidad Politécnica de Valencia (UPC).

Correspondiente de la Real Academia de Ciencias Exactas,
Físicas y Naturales de España y numerario de la Academia de Ciencias de Valencia

Revisión de edición
Damián Sánchez García, CETaqua Andalucía
Simón Pulido Leboeuf, Suez Spain

ISBN 978-84-9880-814-8

© Iniciativa Digital Politècnica, 2019
Oficina de Publicacions Acadèmiques Digitals de la UPC
Edifici K2M, Planta S1, Despatx S103-S104 Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona
Tel.: 934 015 885

LEMA

La Biblia, Antiguo Testamento: *Eclesiastés 1:7.*

**"Los ríos todos van al mar, y el mar no se llena;
al lugar de donde los ríos vinieron, allí vuelven
para correr de nuevo".**

Presentación

Es evidente, y cada día más, que la mejora del conocimiento es básica para el avance de la sociedad. Si a esto se le suma la necesidad de optimizar la utilización de recursos, que se observan cada vez más limitados, se convierte en tarea imprescindible la divulgación de publicaciones como la que se presenta aquí.

En un entorno en el que el uso sostenible del agua resulta obligado, la inclusión de los recursos subterráneos en el abanico de posibles fuentes de recursos es fundamental, especialmente en previsión de los más que probables periodos de escasez, donde los recursos superficiales pueden verse mermados.

La ciencia es el mejor modo que tenemos de aproximarnos sucesivamente a la realidad cuando intentamos comprender algo tan complejo como todo lo que percibimos a través de nuestros sentidos, de los instrumentos que extienden el alcance de nuestros sentidos y con las limitaciones de nuestro entendimiento.

El avance de la ciencia no es una mera elucubración de gabinete de personas ociosas que en la prehistoria no se dedicaron a la caza y la recolección, sino más bien un trabajo físico, creativo, imaginativo e incluso moral que conlleva una recta atención, un análisis libre de prejuicios, la férrea determinación de buscar la verdad con un método que es un ciclo:

- primero, observar fenómenos,
- segundo, formular hipótesis que los expliquen,
- tercero, bombardear las hipótesis con experimentos que intenten derrumbarlas.

Ese proceso de aproximaciones (equivocaciones, quizá) sucesivas es el que poco a poco nos saca de las cavernas y nos acerca, o debería acercarnos, a un mundo más seguro, más justo y más confortable.

Sin embargo, con los milenios de evolución de nuestros cuerpos y mentes como especie, nos encontramos ante problemas inmensamente complejos que desafían nuestra aparente presunción de ser invencibles. Desastres naturales rapidísimos, de colosales dimensiones, hunden las construcciones de las que estamos más orgullosos como si fuesen cajas de cerillas. Fenómenos lentos pero implacables en su inercia milenaria agotan las reservas de recursos que parecíamos creer infinitas, y el propio aumento de nuestra esperanza de vida acelera aún más ese proceso de vaciado.

Pero gracias a la abnegación de estos druidas de nuestro tiempo, que son capaces de cancelar el ruido mientras reflexionan sobre lo que ocurre, de representar lo que han logrado comprender y, por último, mediante informes como el que ahora está ante los ojos del lector, de comunicar con rigor, claridad, concisión y detalle, el punto en que se encuentran nuestras mejores suposiciones como especie acerca de cómo funciona la naturaleza.

Este libro trata de lo que sabemos acerca de cómo se rellenan las reservas de agua subterránea mediante los procesos de recarga. Se centra en el sumamente complejo fenómeno de la recarga natural, sus procesos, los métodos para su estudio y análisis, además de cómo se ha aplicado este saber a la planificación hidrológica y a la estimación en casos concretos en España. Un extraordinario elenco de expertos ha completado estas descripciones profundizando en facetas de este campo del conocimiento, cuyo avance ha permitido llevar más allá la inteligencia colectiva sobre el fenómeno.

El científico no está solo. Su pertenencia a una comunidad y la evolución del saber conjunto, construyendo sobre la tradición del saber de los miembros de esa comunidad en el pasado, son los que hacen que cada vez sepamos más (o nos equivoquemos menos) sobre cómo superar los desafíos del mundo en que vivimos.

Igual que el ciclo natural del agua, el conocimiento tiene también su ciclo. Con esta obra se contribuye a que ambos ciclos sigan su curso benéfico. Celebremos juntos que así sea.

Manuel Cermerón Romero
CEO Suez España

Personas que han contribuido

(Por orden alfabético de apellidos según el modo de participación).

Revisores de partes del Informe

Francisco Javier **Alcalá** García. IGME, Madrid (C-10).
Bruno J. **Ballesteros** Navarro. Unidad Territorial IGME. Valencia (C-10).
Luis **Barranco**. Centro de Estudios Hidrográficos-CEDEX. Madrid (C-4).
Carlos **Delgado** Velasco. C. H. Guadiana. Ciudad Real (C-9) .
Carmen Mirta **Dimas**. Centro de Estudios Hidrográficos-CEDEX. Madrid (C-4).
Juan José **Durán** Valsero. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid (C-10).
Teodoro **Estrela** Monreal. Confederación Hidrográfica del Júcar. Valencia (C-11).
Juan Vicente **Giráldez** Cervera. Catedrático emérito. U. Córdoba (C-1, 2, 6, 10).
Mireia **Iglesias** Carrera. Agència Catalana de l'Aigua. Barcelona (C-9).
Jorge **Jódar** Bermúdez. Unidad Territorial IGME, Zaragoza (General).
Luis Javier **Lambán** Jiménez. Unidad Territorial IGME. Zaragoza (C-5, 11).
Marisol **Manzano** Arellano. Universidad Politécnica de Cartagena (C-5, 11).
Pedro **Martín-Vide**, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona (C-2).
Salomón **Montesinos** Aranda. Geodim. Maluenda, (Zaragoza) (C-6).
Bruno **Pisani** Veiga, Universidade de A Coruña (C.4) .
Andrés **Sahuquillo** Herráiz. Prof. Emérito. U. Politécnica de Valencia (C-2, 4).
Javier **Samper** Calvete. Universidade de A Coruña (C-4, 10).
Enric **Vázquez** Suñé. IDAEA-CSIC. Barcelona (C-3, 7)

Aportaciones propias o de documentación específica

Ramón **Aragón** Rueda, Unidad Territorial IGME, Murcia.
Bruno J. **Ballesteros** Navarro. Unidad Territorial IGME. Valencia.
Juan José **Braojos** Ruiz. Hidrólogo jubilado. Cons. Insular Aguas de Tenerife.
Teresa **Carceller**. Confederación Hidrográfica del Ebro. Zaragoza
Victor **Cifuentes**. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Sevilla.
Juan Vicente **Giráldez** Cervera. Catedrático emérito. U. Córdoba.
Francisco **Lerdo**. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Sevilla .
Juan Manuel **Murillo**. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
Bruno **Pisani** Veiga, Universidade de A Coruña.
Roberto **Poncela** Poncela. Profesional libre. Santa Cruz de Tenerife.
Luis F. **Tabares** Ribeiro, Instituto Técnico Superior, Universidade de Lisboa.
Andrés **Sahuquill**o Herráiz. Prof. Emérito. Universidad Politécnica de Valencia .
Javier **Samper** Calvete. Universidade de A Coruña.
Luis M. **Santana** Pérez. Meteorólogo jubilado. Servicio de Meteorología. Tenerife.
Eugenio **Sanz** Pérez. ETS Ing. Caminos C y P. Universidad Politécnica de Madrid.
Elzbieta **Skupien** Balon. Profesional libre. Santa Cruz de Tenerife .
Enric **Vázquez** Suñé. IDAEA-CSIC. Barcelona (C-7).

Entrevistas y comentarios

Héctor **Aguilera** Alonso. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
Joaquín **Andreu**. Departamento Ingeniería Hidráulica. U. Politécnica Valencia.

Bruno J. **Ballesteros** Navarro. Unidad Territorial IGME. Valencia.
Luis **Barranco**. Centro de Estudios Hidrográficos-CEDEX. Madrid.
Juan José **Braojos** Ruiz. Hidrólogo jubilado. Cons. Insular de Aguas de Tenerife.
María del Carmen **Cabrera** Santana. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
Teresa **Carceller**. Confederación Hidrográfica del Ebro. Zaragoza.
Xavier **Carreras.** Agéncia Catalana de l'Aigua. Barcelona.
Eduardo **Cassiraga**. Dep. Ingeniería Hidraulica. Universidad Politécnica Valencia.
Victor **Cifuentes**. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Sevilla.
Rosa María **Corp**. Agència Catalana de l'Aigua. Barcelona.
Carmen Mirta **Dimas** Suárez. Centro de Estudios Hidrográficos-CEDEX. Madrid.
Juan José **Durán** Valsero. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
Teodoro **Estrela** Monreal. Confederación Hidrográfica del Júcar. Valencia.
Javier **Ferrer** Polo. Confederación Hidrográfica del Júcar. Valencia.
Josep **Fraile**. Agència Catalana de l'Aigua. Barcelona.
Teresa **Garrido**. Agència Catalana de l'Aigua. Barcelon.
Juan Vicente **Giráldez** Cervera. Catedrático emérito. Universidad de Córdoba.
Juan **Grima**. Unidad Territorial del IGME, Valencia.
Carolina **Guardiola** Albert. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
Javier Gustavo **Heredia** Díaz. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
Mireia **Iglesias** Carrera. Agència Catalana de l'Aigua. Barcelona.
Luis Javier **Lambán** Jiménez. Unidad Territorial del IGME, Zaragoza.
Francisco **Lerdo**. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Sevilla.
Manuel Ramón **Llamas** Madurga. Real Academia de Ciencias. Madrid
Marisol **Manzano** Arellano. Universidad Politécnica de Cartagena.
Luis **Martínez** Cortina. Dirección General del Agua. MAPAMA/MTE. Madrid.
Luis **Moren**o Medina. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
Juan Manuel **Murillo**. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
Mònica **Ondiviela**. Agència Catalana de l'Aigua. Barcelona.
Eulogio **Pardo** Igúrquiza. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
Alfredo **Pérez** Paricio. Agència Catalana de l'Aigua. Barcelona.
Roberto **Poncela** Poncela. Profesional libre. Santa Cruz de Tenerife.
Javier **Rodrigo**. Departamento Ingeniería Hidráulica. Univ. Politécnica de Valencia.
Emilio **Rodríguez**. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Sevilla.
Andrés **Sahuquillo** Herráiz. Prof. Emérito. Universidad Politécnica de Valencia.
Javier **San Román**. Confederación Hidrográfica del Ebro. Zaragoza.
Luis M. **Santana** Pérez. Meteorólogo jubilado. Servicio de Meteorología. Tenerife.
Eugenio **Sanz** Pérez. ETS Ing. Caminos C y P. Universidad Politécnica s de Madrid.
Carmen **Serrano** Hidalgo. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
Elzbieta **Skupien** Balon. Profesional libre. Santa Cruz de Tenerife.

Organismos que han aportado documentación específica propia

Agència Catalana de l'Aigua.
Departamento Ingeniería Hidráulica. Universidad Politécnica Valencia.
Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona.
Instituto Geológico y Minero de España.

Resumen general

El objetivo principal de este informe es la recopilación ordenada y clasificada de la documentación escrita y oral que se ha podido obtener sobre cómo se evalúa la recarga natural a los acuíferos en España, tanto de la parte peninsular como de la insular. Para ello se parte de un análisis del estado de conocimiento científico y tecnológico de la evaluación de la recarga, aunque sin detallar los distintos métodos ni los procesos involucrados. La presente recopilación tiene como finalidad subyacente la evaluación de los recursos de agua y la parte técnica de la planificación hidrológica, dentro del contexto del ciclo hidrológico. Se pone énfasis en el papel del agua subterránea en la naturaleza y como sustento de los servicios ecológicos, los que tienen además valor económico. La evaluación de los recursos de agua no forma parte de los objetivos. Se consideran los aspectos hidrodinámicos y de trazadores naturales, con algunas referencias a los trazadores artificiales. Se han abordado con cierto detalle las técnicas isotópicas ambientales dentro del contexto de la recarga natural, hasta donde ha sido posible, en función de las limitaciones temporales y materiales.

La recarga a los acuíferos es un fenómeno complejo, con numerosas ramificaciones e interconexiones en cuanto a procesos y relaciones con otras fases del ciclo hidrológico. Para poder llegar a resultados prácticos, a la escala temporal y espacial apropiada a cada caso, hay que considerar dichos procesos de forma simplificada y agregada, pero en lo posible con un claro soporte físico. Esta complejidad conlleva una incertidumbre epistemológica intrínseca, a la que se suma la debida a las deficiencias, errores y vacíos en las observaciones y mediciones. Es importante conocer la incertidumbre para encuadrar correctamente los resultados que se obtengan sobre la recarga, para comparar métodos y para actuar de modo que se minimice el coste de los errores que se puedan cometer en su aplicación a situaciones determinadas. Cada caso debe considerarse a su escala adecuada, para no cometer errores, que, de otro modo, pueden llegar a ser grandes.

El contenido del informe se divide a grandes rasgos en dos partes, de extensión desigual. Una primera parte comprende los Capítulos 1 a 8 y es la más extensa: considera los procesos, métodos y modelos e incluye ejemplos diversos, entre ellos los españoles. La segunda parte se dedica principalmente al conocimiento de la recarga en España, en los Capítulos 9 y 10, pero sin detallar los valores obtenidos y la evaluación de los recursos de agua subterránea que se deriva de ellos, ya que esto trasciende los objetivos del informe. En esos dos capítulos hay numerosas referencias a trabajos y a los lugares de los capítulos anteriores en donde se trata el tema que en cada caso se considera. El Capítulo 11 reúne diversos tipos de conclusiones y da algunas líneas prospectivas.

En el Capítulo 1 se aportan las definiciones de los conceptos básicos relativos a los procesos involucrados, tanto en estado natural como bajo influencia antrópica. Los procesos principales se tratan en el Capítulo 2, pero sin profundizar en los mismos más allá de lo necesario para dar el soporte que permita conseguir los objetivos buscados. Las definiciones y explicaciones de los procesos corresponden a la visión del redactor, en consonancia con los trabajos científicos más aceptados y buscando su mejor encuadre en la lengua castellana cuando se trata de términos nacidos en ámbitos científicos en los que se utilizan otras lenguas, entre las que domina ampliamente el inglés.

La recopilación y análisis de documentación no es ni exhaustiva ni detallada, sino la necesaria para conseguir los objetivos principales. La relación documental es extensa y se refleja en las referencias de cada Capítulo, pero es sólo una muestra, lo más representativa posible, con posibles omisiones significativas, sesgos y desencajes. Allí donde hay estudios de detalle, la recopilación ha sido intensa, mientras que en otras áreas geográficas o temáticas las referencias son escasas, cuando los estudios disponibles son preliminares o sin actualización o no se han encontrado con el esfuerzo de búsqueda y consulta que ha sido factible realizar con los medios y tiempo disponibles.

Cuando se habla de **recarga** se sobreentiende que se trata de **recarga natural**, tanto en condiciones no perturbadas como en condiciones afectadas por acciones humanas sobre el territorio, sobre el ciclo hidrológico y sus componentes e interconexiones. No se consideran las acciones y resultados artificiales para modificar, potenciar o producir recarga. Lo que con frecuencia se denomina **recarga artificial** y también recarga de acuíferos gestionada, no es objeto de este informe. Por otro lado, lo que se analiza es la situación actual en su ámbito esperable de variación, en el contexto del conocimiento del pasado no lejano y de lo que previsiblemente pueda pasar en un futuro próximo, pero no del cambio climático tal como se considera mediáticamente, aunque se aportan consideraciones al respecto en cuanto a la variabilidad del clima.

En el Capítulo 2 se comentan y analizan los diferentes procesos hidrológicos en relación con la recarga, desde los relacionados con la precipitación a los de percolación por el medio no saturado. No es un tratado completo ni un texto sistemático, sino una revisión de conceptos básicos, con énfasis en los menos conocidos, como soporte a lo que se considera en otros Capítulos. Se parte de las propiedades del medio no saturado y de la cuantificación del flujo del agua por el mismo, con énfasis en lo que va a dar origen a recarga a los acuíferos, a nivel conceptual general y con atención especial a la recarga distribuida o difusa a partir de la precipitación y la variabilidad climática. Entre los aspectos incluidos están la interceptación y la detención superficial del agua precipitada, el papel de la nieve y su fusión y de la lluvia horizontal procedente del atrapamiento de nieblas por la parte aérea de la vegetación. El regadío se considera como una fuente difusa de recarga a través de los retornos o excedentes de riego.

Se considera con detalle, mediante tratamientos clásicos, el estudio del retorno del agua de precipitación a la atmósfera como vapor, o sea la evapotranspiración, ya que es una parte esencial del balance de agua, la cual es dominante en climas áridos y semiáridos. Se parte de la evapotranspiración potencial como concepto básico, para después considerar la evapotranspiración real como el retorno de vapor que se produce a la atmósfera y también las modificaciones que la evapotranspiración real produce sobre las condiciones atmosféricas. Las condiciones en las áreas áridas y semiáridas se complementan con la consideración de la evapotranspiración real de suelos desnudos y escasamente vegetados y la evaporación del agua subterránea somera, bien sea directamente o transpirada por las freatofitas.

Se considera el importante efecto del retraso y amortiguación de la recarga respecto a la recarga en tránsito y a la percolación por la zona vadosa.

Se tiene en cuenta sucintamente la existencia de recarga concentrada a partir de cuerpos de agua superficial, en especial ríos, sean estos permanentes, intermitentes o efímeros, incluyendo en ellos los cauces y canales, primero como proceso y después para conocer la componente subterránea de la escorrentía total y su relación con la recarga.

En el Capítulo 3 se comentan y analizan de forma simplificada los diferentes métodos y modelos hidrológicos para la evaluación de la recarga natural a partir de la consideración de los distintos procesos. Se seleccionan los métodos más relevantes y en especial los de uso más frecuente en España. Se parte del método clásico de Thornthwaite y Mather de balance de agua en el suelo y como se deriva la recarga en tránsito. Se comentan los modelos de reservorios para introducir la secuencia de procesos. Se considera en particular el método o modelo Témez, ampliamente utilizado en España para determinar la escorrentía superficial y, por diferencia, la escorrentía subterránea, para evaluar los recursos de agua en la planificación hidrológica española, a nivel general. El modelo Témez es la base del modelo SIMPA, de ámbito peninsular, de intervalo de tiempo mensual, que requiere cuatro parámetros de base física, aunque en la práctica utiliza tres, al ser los resultados poco sensibles al cuarto parámetro, según sus autores. Al simplificar los procesos en el suelo, el modelo SIMPA subestima la recarga a los acuíferos y así distorsiona en parte la escorrentía total y tiende a subvalorarla, además de modificar la evolución temporal de los hidrogramas fluviales. El modelo PATRICAL, que es similar al SIMPA en la parte hidráulica, tiene objetivos más amplios que el modelo SIMPA al incluir otros procesos en el suelo y aspectos en relación con la calidad del agua y el transporte de sedimentos, que no son objeto del presente Informe.

Se considera con cierto detalle el modelo BALAN y sus mejoras y extensiones posteriores, como el GIS-BALAN, ya que en el mismo se tienen en cuenta con mayor detalle y diariamente los procesos que llevan a la recarga. Adicionalmente se consideran otros dos modelos de uso en España, el Easy-Bal, que simplifica el tratamiento para reducir el número de parámetros a considerar, con menor detalle en la consideración de los procesos del suelo y que permite trabajar con una hoja de cálculo. Se incluye un modelo de recarga de Tenerife, que parte del modelo conceptual de Témez y tiene en cuenta un medio físico con relieve abrupto, ausencia de escorrentía superficial y posibilidad de lluvia horizontal por nieblas persistentes.

Todos estos métodos obtienen la recarga en tránsito que sale del suelo y fluye por el medio no saturado para convertirse en recarga, que, en estos casos, es la recarga total, es decir sin descontar la evaporación y transpiración del agua freática. Los resultados obtenidos se deberían calibrar con mediciones de la evolución de la humedad en el suelo. Esto sólo se puede hacer raramente, o indirectamente con los caudales de descarga subterránea, si son conocidos, o tras separarlos de la escorrentía superficial, o a partir de las variaciones del nivel freático en piezómetros representativos y cuando los parámetros hidráulicos del acuífero son conocidos. Estos aspectos, junto con la evaluación de la relación precipitación-escorrentía-recarga, se tratan en el Capítulo 4, donde se consideran los diferentes modelos para la evaluación de los recursos de agua de las cuencas fluviales y de los acuíferos. Los modelos disponibles cubren un amplio espectro de posibilidades. Los más relevantes son los conceptuales de base física, aunque determinados procesos pueden ser considerados

mediante parámetros sin base física bien establecida, como es el caso del modelo APLIS para formaciones carbonatadas.

La consideración de la realidad del territorio y de los acuíferos es complicada por su heterogeneidad. Por eso se requiere dividir el medio en unidades menores, en las que se puedan suponer características homogéneas y aún en ellas hay que efectuar simplificaciones que llevan a que los parámetros de significado físico sean en realidad parámetros agregados, que difieren de los que se pueden medir en un lugar determinado. Los sistemas de información geográfica tienen un papel básico ya que permiten un tratamiento territorial sistematizado, así como realizar mapas de los datos y parámetros y después de los resultados y su aplicación.

Para la modelación de procesos variables temporalmente se requiere conocer las condiciones iniciales. De otro modo, los resultados obtenidos en los primeros tiempos pueden ser erróneos, a veces durante un periodo más largo que el de las observaciones disponibles.

Estos modelos no tienen en cuenta los cambios hidrológicos debidos a la evolución de los sistemas y en especial los de origen antrópico. Para corregir los efectos, tradicionalmente se parte de la llamada restitución de caudales al estado natural, tratando de compensar de forma aproximada el efecto de embalses, canales, derivaciones y retornos. Los resultados pueden ser muy sesgados en el caso en que haya una explotación intensiva de aguas subterráneas, no sólo por el común mal conocimiento de las extracciones sino por los efectos diferidos, de meses a muchos años.

Una parte importante de la modelación es la aplicación de condiciones de contorno adecuadas y que simulen correctamente la realidad, en especial en cuanto a las relaciones río-acuífero. Un importante problema es el asociado a la consideración simultánea de la generación de escorrentía superficial y de escorrentía subterránea, si el modelo debe ser sencillo y con pocos parámetros. Frecuentemente se simula el comportamiento del acuífero considerándolo como un sistema unicelular con descarga lineal a una cierta altitud. Esta simplificación puede ser excesiva al no considerar que la descarga de un acuífero se hace de distintos modos, a diferentes cuencas superficiales y a altitudes que en la realidad son mal conocidas y que pueden ser variables. El acoplamiento eficaz y práctico de modelos de balance de agua en el suelo y de modelos de flujo en sistemas acuíferos está aún en sus inicios y requiere una cantidad de información que rara vez está disponible. La utilización de parámetros hidrológicos e hidrogeológicos agregados o sin suficiente base física obliga a que los modelos deban ser calibrados con observaciones reales apropiadas y también validados si el periodo de datos lo permite. Sin embargo, una calibración con errores asumibles no garantiza que los parámetros ajustados sean correctos, en especial cuando la variable de calibración son niveles piezométricos, ya que puede existir un notable grado de correlación entre recarga, conductividad hidráulica (en su caso transmisividad hidráulica) y coeficiente de almacenamiento.

Numerosos modelos trabajan con datos mensuales, pero en general suelen subestimar la recarga y los recursos totales de agua. Es deseable utilizar datos diarios, aunque en

modelos de cuencas grandes hay que considerar el tiempo de transporte (transferencia) del agua por la red fluvial si la calibración es con caudales medidos en ciertos puntos de la cuenca. Los modelos más utilizados en España son SIMPA, PATRICAL y Visual-BALAN. Hay también ejemplos de aplicación del Easy-Bal y de los HBV, SWAT y Sacramento, aunque estos últimos consideran principalmente la relación pluviometría-escorrentía superficial. Los métodos de evaluación de la recarga mediante trazadores ambientales químicos e isotópicos ambientales estables y radioactivos se consideran en el Capítulo 5, junto a las condiciones de aplicación, sus limitaciones y errores. Las escalas espacial y temporal son diferentes en cada caso, que además son distintas de las de los métodos de balance de agua en el suelo. Eso hace que, aún aplicados en condiciones próximas a la ideal, los resultados que proporcionan los diferentes métodos presenten diferencias, que hay que interpretar considerando su soporte teórico y su contexto real. Los principios básicos son relativamente sencillos, en especial los isotópicos, pero requieren conocer las técnicas y aplicarlos considerando las circunstancias hidrológicas e hidrogeológicas, no aisladamente. Mientras las técnicas hidrodinámicas reflejan preferentemente las condiciones del momento o del periodo de estudio, las hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales se aplican normalmente a periodos de tiempo generalmente mayores y su utilización para caracterizar el flujo del agua subterránea, la recarga y la descarga tiende a proporcionar una fotografía notablemente más estática y con tendencia a reflejar el estado natural previo.

Unas aplicaciones buscan determinar las posibles áreas de recarga y el modo en que esta se realiza y por lo tanto no son cuantitativas, pero orientan y enmarcan la aplicación de métodos cuantitativos. La aplicación puede ser cuantitativa para unas determinadas condiciones espaciales y temporales, cuando se puede determinar el valor medio agregado del tiempo de residencia del agua subterránea en las distintas partes del sistema acuífero. Hay buenas aplicaciones en España.

Dado que en la mayoría de circunstancias gran parte de la recarga se produce por la precipitación atmosférica, es importante conocer las características químicas e isotópicas de la humedad atmosférica. Esto permite identificar áreas de recarga y, en circunstancias favorables, definir la altitud cuando el efecto de ladera es pequeño o se puede corregir. En circunstancias favorables, si se respetan las condiciones de aplicación, el balance del cloruro de la deposición atmosférica proporciona un método independiente de evaluación de la recarga a largo plazo, o una estimación preliminar general. Los resultados obtenidos en la Península Ibérica y Canarias han sido muy positivos.

Los isótopos radioactivos naturales son una notable herramienta, aún después de que en la actualidad haya desaparecido de la atmósfera gran parte de la gran perturbación antrópica de tritio. El concepto simplista de datación (edad) debe substituirse por el de tiempo de residencia, con mayor contenido hidrogeológico e hidrodinámico. Para ello se requiere encontrar y validar el modelo conceptual interpretativo aproximado.

El movimiento de los trazadores ambientales químicos e isotópicos por el medio no saturado, acompañando a la recarga, es un modo de evaluar dicha recarga, pero se requieren perfiles verticales de contenido. El muestreo puede ser costoso y no está exento

de problemas. No obstante, hay numerosos trabajos de valor local, pero que sirven para contrastar y validar otros métodos de evaluación de la recarga.

La hidrogeoquímica y la isotopía ambiental pueden dar indicaciones y resultados clave de los casos de intercambio de agua entre acuíferos, entre acuíferos y acuitardos y entre acuíferos y aguas superficiales, si se trabaja con un modelo conceptual apropiado y a la escala adecuada. Los ejemplos bien desarrollados son menos abundantes que en otras aplicaciones, pero son suficientes para establecer guías de aplicación.

Las técnicas hidroquímicas e isotópicas ambientales son en general el complemento necesario para determinar la posible relevancia de la lluvia oculta (derivada de la niebla) y el papel del rocío, en especial en áreas áridas. Adquieren gran importancia en áreas semiáridas y áridas, donde las técnicas hidrodinámicas clásicas dan resultados imprecisos a causa de la gran variabilidad espacial y climática, así como de sus fluctuaciones. Ello permite evaluar la recarga en tiempos pasados y, en condiciones favorables, determinar si los recursos de agua subterránea actuales son el resultado de la recarga presente o el resultado del agotamiento de reservas recargadas en épocas pasadas más húmedas.

Las técnicas de trazado artificial en relación con la evaluación de la recarga sólo se mencionan brevemente.

Además de los métodos de balance de agua en el suelo, los de balance de la deposición total de cloruro atmosférico, los de trazado natural y artificial y los de determinación del tiempo de tránsito por el acuífero, se dispone de otros métodos para evaluar la recarga, que se presentan en el Capítulo 6.

La recarga difusa debida a la precipitación produce una variación del nivel freático, con amortiguación y retraso, pero cuyo estudio permite estimar dicha recarga si se conoce la porosidad eficaz a aplicar en el proceso de ascenso de niveles. Se trata de un análisis complejo, pero se facilita mucho cuando los niveles freáticos son poco profundos, de modo que los eventos que llevan a que se origine recarga producen cambios rápidos del nivel freático, sin quedar sensiblemente afectados por amortiguación y retraso. Se requiere una buena evaluación de la porosidad eficaz llenable. El tratamiento evento a evento es tedioso y por eso se dispone de procedimientos automatizados, pero hay que eliminar el efecto de otros fenómenos que modifican el nivel freático y evitar derivas.

El movimiento del agua por el medio no saturado y por el medio saturado puede modificar notablemente en la distribución de la temperatura del terreno, debido al alto calor específico del agua. Esto se puede aprovechar para determinar la recarga. El tratamiento numérico es relativamente sencillo y se puede modelar bien si la temperatura se mide con suficiente precisión. En sistemas montaña–depresión (de frente montañoso) se pueden identificar las aportaciones laterales, en especial si proceden de la fusión de nieve en momentos con mayores temperaturas ambientales. Midiendo la temperatura y la diferencia de temperatura en los sedimentos de fondo de cauce, tanto de cursos continuos como intermitentes, se puede cuantificar recarga de ríos que recargan al acuífero, así como también el intercambio río–terreno.

Los métodos geofísicos de superficie poco aportan a la determinación directa de la recarga, más allá de la medición de algunos parámetros del suelo en superficie y en perforaciones, como la humedad a través de la constante dieléctrica. Pero el buen conocimiento de las variaciones de la humedad del suelo es importante para calibrar métodos de evaluación de la recarga en estaciones experimentales.

Las variaciones del contenido total de agua del terreno modifican ligeramente la intensidad del campo gravitatorio. El Proyecto GRACE se diseñó para medir periódicamente esas variaciones desde un sistema de satélites, promediadas en territorios de dimensión de varias decenas de km y así cuantificar las causas si se conoce el efecto de otras causas. En condiciones favorables puede dar información sobre la recarga en periodos húmedos. Los sensores remotos, en especial los que proporcionan imágenes multiespectrales periódicas de un mismo lugar mediante la observación desde satélite, son potencialmente interesantes para tratar de determinar la recarga natural. Sin embargo, no hay posibilidad de observación directa de la recarga y hay que recurrir a medidas indirectas, como complementar los balances de agua con el cálculo de la salida por evapotranspiración mediante observaciones en el campo de la radiación en longitudes de onda corta y en la región térmica y de la humedad de la parte superior del terreno utilizando técnicas pasivas y activas que se sitúan en la frecuencia de las ondas de radar. La medida periódica de la humedad del terreno desde satélite es una poderosa herramienta para el estudio de áreas extensas y para calibrar métodos.

La recarga natural en situaciones especiales se trata en el Capítulo 7. Las rocas duras que afloran pueden recibir una parte importante de la recarga a través de la zona superior alterada y por fisuras y, en el caso de carbonatos karstificados, por discontinuidades, conductos y formas de disolución interiores, en las que se puede concentrar la mayor parte del agua que se infiltra. A mayor heterogeneidad, mayor dificultad de evaluación. En el karst se puede evaluar la recarga y su distribución a partir del caudal de los grandes manantiales que descargan los macizos y sus fluctuaciones. Ante la dificultad de una modelación de detalle, se buscan modelos empíricos, calibrados en algunas situaciones bien conocidas. A este grupo pertenece el ya antiguo método de Kessler y el más reciente método APLIS desarrollado en España. La extrapolación a áreas de características distintas a las de calibración requiere gran prudencia.

Los sistemas de montaña–depresión, tanto los de frente montañoso como los de bloque montañoso, son de gran relevancia práctica, en especial en las áreas de relieve agreste en clima semiárido y árido. Hay una transferencia de agua de la montaña al llano colindante o del altiplano a las áreas deprimidas marginales. Esto supone que cada parte debe ser estudiada por separado y luego acoplar los resultados, en una situación en la que, en los llanos y depresiones colindantes, frecuentemente se observan condiciones de nivel y de composición química e isotópica ambiental que son una mezcla imperfecta de la recarga en montaña y de la recarga en el llano, difusa y en abanicos aluviales.

En áreas montañosas es relativamente frecuente que parte de la precipitación quede temporalmente retenida como nieve y hielo, lo que en muchos casos favorece la recarga in situ. La nieve joven es permeable al agua de lluvia y a la de fusión, lo que favorece la

recarga local, al tiempo que reduce la evaporación desde el suelo. Una parte del agua de fusión escurre y se infiltra y otra se concentra en torrentes a lo largo de los cuales se puede producir recarga por infiltración, ya que los niveles piezométricos son frecuentemente profundos e inferiores al nivel de los cauces. Es posible simular la acumulación-fusión de la nieve mediante balances térmicos diarios. Se puede evaluar las variaciones de la superficie de nieve mediante sensores en satélites.

Raras veces se ha cuantificado la recarga natural por la precipitación en áreas de nieblas condensantes frecuentes. La lluvia horizontal se produce en áreas relativamente pequeñas y en periodos de tiempo irregularmente distribuidos, de modo que gran parte o la totalidad del agua que se genera se consume como evapotranspiración, pero en circunstancias favorables puede haber un excedente local en determinados momentos.

En las áreas semiáridas y especialmente en las áridas, los recursos de agua generados son una pequeña fracción de la precipitación. Así, se puede producir una gran concentración de la salinidad aportada por la deposición atmosférica, frecuentemente entre varias decenas hasta varias centenas de veces o incluso más de mil. La recarga es muy variable espacial y temporalmente y suele estar ligada a eventos poco frecuentes e intensos de precipitación. Se produce principalmente en áreas con suelos poco retentivos y escasamente vegetados, tales como médanos y campos de dunas o de recubrimientos recientes de piroclastos y malpaíses. La naturaleza de este recubrimiento determina en gran manera el que haya recarga. Al aumentar la aridez, la recarga distribuida generalmente pierde importancia respecto a la concentrada en arroyos y torrentes. En estos casos, la condición de depresión (llano)-montaña suele ser la más favorable a que se produzca recarga. En las áreas llanas bajas, las crecidas de tormenta se extienden sobre grandes superficies, pero la capacidad de producir recarga no es bien conocida, ya que el agua queda retenida como humedad en la parte superior del terreno, de donde se evapora, salvo en aluviales y allí donde el espesor de lámina de agua haya sido mayor. En esas zonas llanas, los niveles piezométricos suelen estar a poca profundidad, de modo que puede ser relevante la cantidad evaporada desde el nivel freático o la tomada por las plantas freatofitas (ripícolas).

Buena parte de lo comentado más arriba hace referencia a la recarga natural distribuida. La determinación de la recarga concentrada por aguas superficiales requiere estudios de detalle apropiados a las circunstancias de cada caso, cuando esa recarga es posible piezométricamente. Tal sucede en acuíferos con niveles mantenidos deprimidos por extracciones, en ríos de montaña y en muchas situaciones de torrentes, arroyos, barrancos, quebradas y ramblas en áreas áridas. En el estudio hay que distinguir entre cauces con agua permanente, cauces con agua intermitente y cauces con crecidas efímeras en áreas áridas. El carácter ocasional de los flujos hace que su observación sea difícil o imposible. La recarga se produce principalmente en cauces definidos. A veces hay notables discrepancias de valores e incluso conceptuales entre los estudios realizados en diversos lugares y momentos.

En las áreas urbanas, una parte del territorio está con el suelo compactado, impermeabilizado o cubierto. Esto reduce la recarga difusa por la lluvia que cae encima, pero por otro lado hay fugas importantes de las redes de abastecimiento y saneamiento

-en especial si entran en carga en tormentas- parte del saneamiento se hace por vertido al terreno y se introducen áreas ajardinadas y huertos regados. El balance final es normalmente a favor de un aumento de la recarga respecto a la que se producía en estado natural.

Con carácter general, la dependencia de la recarga natural de la vegetación y de las variaciones climáticas, así como las posibles relaciones entre recarga anual natural difusa y precipitación, se considera en el Capítulo 8. También se considera cómo la recarga difusa y sus variaciones se reflejan en la salinidad del agua del medio no saturado.

Las características del suelo, en especial su capacidad de retención de humedad, y la vegetación, en especial a través de la profundidad radical, tienen gran influencia en la recarga que se produce en unas determinadas condiciones climáticas. A mayor retención y mayor profundidad radical, menor es la recarga a igualdad de las otras condiciones. Las variaciones anuales de la recarga y los cambios de uso del territorio, como la deforestación o la forestación, la transformación en terreno agrícola del bosque o matorral o la introducción del regadío, producen variaciones en la recarga difusa, que se traducen en modificaciones del perfil vertical de salinidad, con escalones cuya profundidad depende de la tasa de recarga.

Las variaciones de la precipitación producen cambios de la recarga natural distribuida. En climas húmedos o moderadamente secos se puede definir una razonable relación lineal entre precipitación y recarga anuales, con un umbral por debajo del cual no se produce recarga significativa. A medida que el clima es más árido, la memoria de un año respecto a otro es cada vez mayor y la relación lineal se desdibuja, hasta dejar de existir en climas áridos.

La nieve tiene importancia en la recarga. También la relación entre precipitación y recarga se ve modificada por la progresiva mayor importancia de la infiltración de la escorrentía de eventos concentrados de precipitación, con creciente importancia de los eventos intensos de baja frecuencia cuanto mayor sea la aridez.

En sistemas acuíferos extensos con lenta renovación (de siglos a milenios), las condiciones actuales pueden ser en parte el resultado de condiciones climáticas distintas en épocas anteriores, como niveles freáticos altos y manantiales en áreas desérticas que no responden a las condiciones actuales, sino que son restos del agotamiento de las reservas de agua subterránea acumuladas durante periodos anteriores de mayor recarga, cuando la actual puede ser muy pequeña o nula a efectos prácticos.

La variación climática natural continúa produciéndose, siguiendo ciclos periódicos, con notables irregularidades, lo que hace muy incierta la proyección al futuro. A esto se suman los efectos antropogénicos que producen cambio climático y cambio global.

En los lugares en que se predice un aumento de la temperatura ambiental, cabe esperar un aumento de la evapotranspiración y por tanto una disminución de la recarga, aunque matizado según las posibles modificaciones de la circulación atmosférica y la muy lenta

evolución de la vegetación. La modelación de los efectos del cambio climático puede hacerse con los modelos hidrológicos-hidrogeológicos disponibles, una vez que se han definido los escenarios a considerar y después de transformar los datos de los modelos climáticos globales a las condiciones locales mediante un proceso de detallado, lo que incrementa la incertidumbre. Las proyecciones hacia atrás, para tratar de reproducir la evolución observada, requiere que se corrija el sesgo de las series de datos de las simulaciones climáticas o bien que se trabaje con el mismo y la comparación se haga indirectamente.

El cambio global debido a las acciones antrópicas que modifican el ambiente natural y humano en un lugar determinado o por acciones que derivan de actuaciones de mayor escala, es frecuentemente de mayor alcance que el climático. Es más complejo localmente y se carece de muchos de los datos para crear escenarios futuros.

En el Capítulo 9 se comenta y analiza lo que está contenido en la documentación publicada de los Planes Hidrológicos de las 25 Demarcaciones Hidrográficas o Distritos Fluviales españoles en cuanto a la recarga a los acuíferos. Los datos y su interpretación pueden presentar diferencias de un plan a otro e incluso dentro de un mismo plan. Se completa con indicaciones sobre la obtención de la recarga en las 10 regiones hidrográficas portuguesas. En las demarcaciones peninsulares es posible llevar a cabo aproximaciones de calibración de los métodos de cálculo al disponerse de estaciones de aforo, aunque en la práctica falta precisión para caudales extremos. Muchas de ellas no fueron diseñadas como estaciones con fines hidrológicos. En general se conocen mal las derivaciones y usos aguas arriba de dichas estaciones. En las cuencas insulares no hay cursos de agua que totalicen recargas y gran parte o la totalidad de la descarga se hace al mar, sin que sea posible valorarla con los métodos comunes disponibles.

Las evaluaciones de la recarga se refieren a los sistemas hidrológicos en estado natural. En muchos casos es desconocido, ya que la explotación, tanto de aguas superficiales como subterráneas, afecta al ciclo del agua local de forma importante, desde hace muchos años y con efectos a largo plazo.

En el Capítulo 10 se comenta y analiza la experiencia que existe en España en cuanto a la evaluación de la recarga natural, tanto con el sistema hidrológico e hidrogeológico en estado natural como modificado por la explotación o las acciones territoriales. Se excluyen las acciones de recarga en las que existe una inducción humana o se aplican métodos artificiales. El contenido se centra en la metodología de la recarga y no en los resultados en los diferentes territorios españoles, aunque se incluyan algunos de ellos con fines comparativos. No se busca una evaluación de resultados sino conocer las metodologías empleadas y estimar las incertidumbres asociadas y la discusión del estado de conocimiento metodológico de la recarga natural.

Se consideran los métodos de balance, los hidrogeoquímicos de trazadores ambientales, de balance del aporte total atmosférico de cloruro y los isotópicos ambientales de localización y evaluación de la recarga. Esto hace referencia a la recarga por la precipitación, que es dominante en áreas montañosas y de altiplano y meseta, y también a la de infiltración

variable de aguas superficiales, tales como las relaciones acuífero-río y el medio no saturado, que pueden ser dominantes en ambientes de llanura y costeros y son esenciales para la gestión de los recursos de agua. Se discute sucintamente el posible efecto del cambio climático y global.

En la evaluación de la recarga a los acuíferos en España se tienen circunstancias especiales de relevancia, que han sido y son objeto de consideraciones específicas. Tales son los casos de la salinización climática (como la que sucede en parte de las islas Canarias), los retornos de riego (muy importantes en el sudeste español y vegas fluviales), la recarga en karst (que afecta a amplias áreas perimediterráneas y pirinaicas), en formaciones detríticas de los grandes sistemas fluviales y costeras, en formaciones volcánicas en Canarias, en rocas duras en el noreste y norte peninsular y en parte de las mesetas y Sierra Nevada, la debida a las nieblas (principalmente en las islas Canarias centrales y occidentales y algunas áreas mediterráneas), en áreas urbanas y periurbanas y la paleorrecarga en porciones de Canarias.

Los resultados de las entrevistas referentes a la recarga a los acuíferos en España y algunos casos relevantes se reúnen en el Anexo A10 y complementan a los incluidos en los Anexos A9.

Los trabajos realizados en España sobre la recarga a las aguas subterráneas son diversos y numerosos. Cubren buena parte del amplio elenco de posibilidades. En gran parte se han llevado a cabo en Universidades e Institutos, principalmente en el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y en su momento en el hoy extinto Servicio Geológico de Obras Públicas. Los trabajos iniciales, que se iniciaron en la década de 1960, fueron de desarrollo y aplicados. Posteriormente han sido cada vez más frecuentes y numerosos los trabajos con contenido de investigación aplicada, en buena manera enfocada hacia los problemas específicos españoles y su extensión colaborativa a Iberoamérica. Destacan los aspectos en relación con la modelación numérica de la recarga y los hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales, con aportaciones novedosas a nivel internacional.

Sin embargo, salvo lo realizado por el IGME por encargo / encomienda de la administración pública del agua, estatal, autonómica o provincial, la gran tarea realizada por las instituciones y el gran esfuerzo de los investigadores y expertos ha tenido y tiene en general de moderada a poca repercusión en la plasmación de la planificación hidrológica española, y se estima que ha sido de forma decreciente, aunque hay algunas notables excepciones. Además de este fallo de transferencia de conocimiento a la sociedad por parte del mundo académico, la propia forma de trabajar la información y preparar los contenidos de los planes hidrológicos por parte de las autoridades del agua, en general faltas de personal en las oficinas de planificación y aún más de expertos en hidrología, y en concreto en hidrología subterránea, ha estado dominada por la contratación con empresas consultoras. Estas contrataciones se han hecho a la oferta más barata, siguiendo regulaciones administrativas, de modo que el trabajo realizado ha sido el de las especificaciones, sin tiempo ni voluntad para analizar e incorporar las fuentes de conocimiento externas al organismo contratante, salvo en el caso de algunas contrataciones bien llevadas a cabo. Por otro lado, dichas especificaciones se decantan hacia los aspectos legales-administrativos, dejando en buena parte de lado

los conocimientos necesarios, a lo mejor por no estar claramente en la mente del redactor. Esto y la irregularidad temporal en la contratación ha llevado a una descapitalización y destecnificación de las empresas consultoras, otrora bien dotadas.

La hasta cierto punto negativa tónica general descrita, no era tan acusada al inicio de la planificación que se había iniciado previamente a la transposición de la Directiva Marco del agua, pero cada vez ha ido divergiendo del buen conocimiento, en paralelo con el deterioro de las redes de observación y una realización de estudios específicos por debajo de lo requerido. Hay notables variaciones de unas demarcaciones hidrográficas a otras. La situación es razonable en Cataluña y Cuenca del Ebro y posiblemente lo sea en la del Júcar (Xúquer), pero ha degradado notablemente en las demarcaciones dependientes de la administración autonómica andaluza y canaria.

En los Capítulos 9 y 10 se aportan cartografías de ámbito peninsular de la recarga a los acuíferos, de gran valor para la visión general, pero de las que no se debe esperar respuestas precisas a planteamientos locales. Una larga relación de situaciones de conflicto o de incertidumbre en lo que se refiere a la recarga se ha ido acumulando a lo largo del tiempo, parte de ellas resueltas y otra parte aún pendiente y a la búsqueda de salidas sustentables económica y socialmente. Parte de estos conflictos y su evolución han sido considerados en los dos informes que han precedido al presente (MASE, 2015; SASMIE, 2017). Algunos casos han sido paradigmáticos, tanto por su solución (Baix Llobregat, Barcelona) como por haberse producido situaciones extremas de falta de cantidad y calidad (Camp de Tarragona), de consumo de reservas de agua subterránea (Sudeste español; Canarias), de fuerte alteración de espacios naturales de gran valor nacional e internacional (La Mancha; Doñana; Mar Menor), de serio deterioro del abastecimiento urbano y turístico (Baleares; Costa del Sol) y de peligro en cuanto a la sustentabilidad de grandes producciones agrícolas en la cuenca del Segura, Campo de Dalías y Campo de Níjar.

Cada método de evaluación de la recarga tiene su propio significado, limitaciones y condiciones de aplicación temporal y espacial, de modo que los distintos resultados no necesariamente coinciden y representan conceptos que no son necesariamente equivalentes. En todos los casos, estas evaluaciones tienen una notable incertidumbre. Una parte de esa incertidumbre puede reducirse con técnicas más afinadas y con mejores datos y conocimiento del sistema, pero con un esfuerzo y coste crecientes. Otra parte es inevitable, ya que está asociada a la interpretación y simplificación de los complejos procesos naturales. La incertidumbre es tanto mayor cuanto menos lluvioso es el clima, que es cuando en general se requiere un más preciso conocimiento de la recarga ante las frecuentes situaciones de escasez de recursos de agua. La escasez de recursos de agua es en general el resultado de una demanda desmesurada en relación con los propios recursos de agua disponibles. La gestión y la buena gobernanza del agua, y en concreto de las aguas subterráneas, deben realizarse en este contexto de escasez.

En España hay buena experiencia en evaluaciones de la recarga a diferentes escalas y con desarrollo de modelos. Tienen especial interés los métodos aplicados en la planificación hidrológica y aquellos que permiten evaluar los recursos de agua de una determinada cuenca, subcuenca o acuífero. No obstante, en general, una parte de los datos generados

en estudios académicos y de análisis de situaciones particulares o de afianzamiento de métodos y técnicas no se han aprovechado adecuadamente en la planificación hidrológica oficial. Se ha hecho un gran esfuerzo de cuantificación de los recursos de agua a escala peninsular española mediante la modelación del conjunto del territorio, cuyos resultados son una razonable aproximación a esa escala de los recursos totales, pero con notables desviaciones locales, que pueden desvirtuar su aplicación a casos reales concretos. Esto es debido a que el enfoque local excede a los objetivos para los que se ha diseñado esa modelación. El tratamiento que se hace de las aguas subterráneas tiende a subvalorar su aportación a los ríos y su temporalidad, sin tener en cuenta adecuadamente los sesgos que se derivan de la intensa explotación a la que están sometidos numerosos acuíferos y la no coincidencia entre cuencas superficiales y cuencas subterráneas (sistemas acuíferos). Tras cubrir la etapa inicial de estimación general, la prospectiva es hacia estudios de mayor detalle de territorios menores, con consideración del estado de explotación y la integración de los resultados de cualquier tipo, convenientemente filtrados, mediante una herramienta más general, que ha de ser de diseño distinto al actual.

Los distintos estudios deben separar bien la recarga de la descarga natural y artificial (bombeo) del agua subterránea para disponer del elemento dinámico que permita una gestión acorde con las necesidades de abastecimiento, de suministro diverso, de conservación del medio ambiente y sus valores ecológicos y de cumplimiento de la normativa europea sobreimpuesta.

En las islas, el conocimiento es menos preciso, ya que existen menos estudios generales y la descarga de agua subterránea al mar es mal conocida y difícil de conocer, en especial en los acuíferos kársticos baleares y en los volcánicos canarios. Esto hace difícil calibrar los métodos de evaluación de la recarga.

Un serio problema actual a nivel general, con excepciones, es el de la disponibilidad de datos para evaluar la recarga y luego los recursos de agua. Esta disponibilidad ha tendido a empeorar en los últimos dos decenios, sin que exista una clara perspectiva de mejora. Esto es atribuible a desconocimiento de los problemas reales y su necesidad de abordaje a largo plazo, con continuidad de las observaciones, por parte de los responsables de la política del agua. Aunque con notables excepciones, parte de los responsables de la política del agua no han tenido o no tienen la formación científico-técnica adecuada para realizar sus cometidos específicos y no se asesoran a partir de sus funcionarios y de los sectores expertos académicos y de la sociedad civil. También en estos aspectos la tendencia es hacia una pérdida de la tasa del incremento del conocimiento científico y a una destecnificación funcionarial y empresarial. Estos son aspectos en los que urge una mejora y separar la ideología política de la buena gestión y gobernanza, estableciendo mecanismos estables para un pacto del agua a los niveles que correspondan en cada caso.

General abstract

Natural aquifer recharge, methods and water isotope support. Application to water planning and knowledge of groundwater in Spain

The main objective of this report is an ordered and classified collection of the available written and oral information on how natural aquifer recharge is evaluated in Spain, both in the Iberian Peninsula and in the island areas. To fulfil this objective, the starting point is a preliminary analysis of the scientific and technical state on recharge evaluation, although not descending to the details of the processes involved.

This collection of information focuses on water resources and hydrological planning, inside the framework of the hydrological cycle, considering the role of groundwater in nature and as a support to the ecological services, which also have an economical value. However, the evaluation of water resources is not part of the objectives to be attained. The hydrodynamic and natural tracer aspects are considered, with some references to artificial tracers. The environmental isotope techniques have been considered with some detail, in what refers to natural recharge, up to the possible level, considering the time and material limitations of this report.

Aquifer recharge is a complex phenomenon, with numerous branches and interrelations when considering the involved processes. In order to reach practical results at the appropriate time and space scale in each case, the different processes must be considered in a simplified and lumped form. This is accompanied by an intrinsic epistemological and of scale uncertainty, to which adds the uncertainty due to deficiencies, errors and gaps in observations and measurements. It is important to know uncertainty in order to use correctly the results obtained relative to recharge, to compare methods and to act in such a way that the cost of the errors is minimized when applied to actual situations. Each situation must be considered at the appropriate scale in order to avoid errors, which sometimes may be coarse ones.

The content of the report consists broadly in two parts, which have unequal extension. A first part consists in Chapters 1 to 8 and is the most extensive: it considers the processes, methods and models, and includes diverse examples, among then those from Spain. The second part is mainly devoted to knowledge of recharge in Spain, in Chapters 9 and 10, but no going into the detail of the results obtained and do not evaluating the results that are derived from them, as this exceeds the objectives of this report. In these two Chapters, there are numerous references to works and to the previous chapters where the specific topic considered is considered. Chapter 11 puts together diverse types of conclusions and provides some prospective lines.

In Chapter 1, the basic concepts on the involved processes are defined, under natural as well as anthropic affected conditions. The main processes are considered in Chapter 2, although not in depth, but only to present what is needed to fulfil the objectives on this report. Process definitions and explanations are the author's point of view, in agreement with the widely accepted scientific work. The most appropriate terms in Castilian (Spanish) language are used when the designations derive from terms born in scientific and technical contexts in other languages, dominantly in English.

The collection and analysis of information is neither exhaustive nor detailed, but that needed to get the main objectives. The list of documents is a long one and is in the references of each Chapter, but it is only a sample, as much representative as possible, but with possible significant omissions, bias and mismatches. When and where there are detailed studies, the compilation has been intense, while in other areas with scarce studies and poorly considered aspects, the compilation reduces to primary or non-updated ones, or they are missing as they have not been found with the search and consultation effort feasible with the available means and time.

Recharge refers to natural recharge, in undisturbed as well as anthropogenic disturbed conditions. Disturbed conditions include those affecting land, the hydrological cycle and its components and links. Artificial action and results to modify, enhance or produce recharge are not considered. What is often called artificial recharge and managed artificial recharge (MAR) is not part of this report. What is considered is the current situation in its expectable variation range, in the context of the knowledge of a not far away past and regarding what foreseeably may happen soon, but not climatic change, as the media commonly consider it, even if some comments are contributed.

In Chapter 2, the different hydrological processes related with recharge are commented and analyzed, going from those related with precipitation to percolation. This chapter is neither a full treatise nor a systematic text, but a revision of basic concepts, with some emphasis on those less known, as a support to what is considered in other Chapters. The starting point are the unsaturated medium properties and how water flows through it, focusing in what will produce recharge to aquifers, at a conceptual general level and with special attention to distributed (diffuse) recharge from precipitation and climate variability. Among the considered processes, there are interception and surface detention of precipitated water, the role of snow and snowmelt, and horizontal rain from fog catchment by the aerial part of vegetation. Irrigation is considered as a diffuse recharge source producing return flow.

Using classic treatment, the way back of precipitation to the atmosphere or evapotranspiration is considered in detail. It dominates in arid and semiarid climates. The starting point is potential evaporation as a basic concept. Afterwards, actual evapotranspiration is considered as the way back of vapor to the atmosphere and the changes that this actual evapotranspiration produces on atmospheric conditions. Conditions in arid and semiarid areas are complemented by considering actual evaporation from bare and scarcely vegetated soils and the direct water table evaporation and transpiration by phreatophytes. The retardation and dampening effect of deferred in-transit recharge and vadose zone percolation is considered.

The production of concentrated recharge from surface water bodies, especially from permanent or ephemeral rivers is considered, including river beds and canals.

In Chapter 3 the different methods and models to evaluate natural recharge are commented and analyzed, considering the different processes involved. The most relevant methods are selected, especially those more frequently used in Spain. The starting point is the classic Thornthwaite-Mather method to determine recharge and the reservoir models to

consider the sequence of processes. The method or model of Témez is considered, which is commonly used in water planning in Spain to determine surface runoff and additionally groundwater runoff. It is the basis of the model SIMPA, applied to the Spanish part of the Iberian Peninsula, which uses a monthly time interval and applies four basic physically based parameters. The model PATRICAL, which is similar but with broader objectives than model SIMPA, includes new processes as well as aspects of water quality and sediment transport, which are nor the subject of the present report.

The model BALAN and its later improvements are introduced in some detail as it considers daily and with detail the processes giving way to recharge. Additionally, other two models used in Spain are considered. Easy-Bal simplifies the treatment to reduce the number of parameters to allow running it in a spreadsheet but reducing the soil processes considered. The here called Tenerife Island recharge model, which derives from the Témez method, considers a physical situation of abrupt relief, no significant recharge from surface runoff and possible horizontal rain.

All these methods obtain the in-transit recharge leaving the soil and that then percolates through the unsaturated media to become aquifer recharge, which under these circumstances is total recharge not discounting evaporation and transpiration from the water table. The result should be calibrated by comparing them to soil water content. This can be rarely done, and indirect calibration is needed by comparing results with flow in river gauging stations after obtaining the base flow component and the regime modification introduced by the hydraulic and storage properties of the aquifer. The fluctuation of the water table in representative piezometers can also be used, but the aquifer hydraulic properties should be known and considered. These aspects and the evaluation of the precipitation-runoff-recharge relationships are the subject of Chapter 4, in which the different models to evaluate water resources in river basins and aquifers are considered. The available models cover a wide field of possibilities. The more relevant ones are the conceptual, physically based models, although some processes may be considered by means of parameters lacking a physical basis.

It is complex to consider the actual circumstances of the land and the aquifers given their heterogeneity. To cope with this reality, the space must be discretized in small units in which homogeneous properties can be assumed and even in them simplifications must be adopted leading to the physically based parameters being actually lumped parameters that depart from the values that can be measured in a given place. The geographical information systems (GIS) play a basic role as they allow a systematized spatial treatment as well as producing maps of data and parameters, and afterwards of the results and their application.

For modelling time variable processes, the initial conditions must be known. Otherwise, the results from the early time steps may be erroneous, sometimes during a period longer than the period of available observations.

These models do not consider the hydrological changes due to systems evolution and specially those of anthropic origin. To correct the effects, the traditional treatment is what

is called the restitution of flows to the natural state by approximatively compensating for the effect of surface water reservoirs, canals, derivations and water returns. The results may be out of reality in the cases in which there is an intensive exploitation of groundwater, not only due to their poor general knowledge but also to the delayed effect, from months to many years.

An important part of modelling is the application of appropriate boundary conditions that represent correctly the real situation, especially in what refers to river-aquifer relationships. An important problem is associated to the join generation of surface and groundwater runoff if the model should be simple and with a few parameters. Often, the aquifer behavior is simulated by considering it as a one-cell system with lineal discharge at a given altitude. This simplification may be excessive as it does not consider that aquifer discharge can be produced in various ways, to different river basins and at altitudes that are poorly known and can be variable. The effective and practical coupling of soil water balance models and groundwater flow models is just starting and requires a large data basis that is rarely available.

Using lumped hydrological and hydrogeological parameters, the insufficient physical basis needs to perform model calibration with actual observations and validation if the length of the observation period allows it. However, a calibration that has attained acceptable errors does not guarantee that the adjusted parameters are correct, especially when the calibration variable is the water table elevation, as there is a possible high correlation degree among recharge, hydraulic conductivity (hydraulic transmissivity sometimes) and storage coefficient.

Numerous models use a monthly time interval, but generally they tend to underestimate recharge and water resources. It is desirable to use daily data, although in large basins the water routing trough the river channel network must be considered when the calibration is done with river or spring gauging data in some points in the basin. The models more frequently used in Spain are SIMPA, PATRICAL and Visual-BALAN.

In Chapter 5, the recharge evaluation methods applying chemical and isotope environmental tracers are considered, together with the conditions for application and their limitations and associated errors. Each case has its own time and spatial field of application, which also differs from those of the soil water balance methods. This leads to the fact that, even when applied under conditions close to the ideal ones, they yield different results, to be analyzed in their actual context.

The basic principles are relatively simple, especially for the isotope tracers, but require a good understanding of the techniques and applying them considering the hydrological and hydrogeological circumstances, never in isolation from them. While the hydrodynamic methods reflect preferably the conditions at a given time or of the study period, the environmental hydrochemical and isotope techniques apply generally to longer times and their use to characterize groundwater flow, recharge and discharge tends to give a picture, which is clearly more static and tends to reflect conditions closer to the natural situation.

Some applications look for the determination of the possible recharge areas and how recharge is produced, and consequently they are qualitative and are used to guide on the application of the quantitative methods. But the application may be quantitative under well-constrained time and space conditions.

As in most circumstances the larger part of recharge derives from atmospheric precipitation, it is important to know the chemical and isotope characteristics of atmospheric humidity. This allows identifying the recharge areas and under favorable circumstances to determine the altitude when the slope effect is small or can be corrected. Under favorable circumstances, the balance of total chloride content in atmospheric deposition is an independent method to evaluate the long-term recharge or a preliminary general estimation of it, if the application conditions are respected.

The natural radioactive isotopes are a powerful tool, even after the current great attenuation of the large atmospheric tritium anthropic disturbance of the 1960s. The simplistic concept of groundwater age must be changed by the residence time, which has a deeper hydrogeologic and hydrodynamic meaning. To do this, the appropriate interpretative conceptual model must be found and validated.

The identification of the movement of the chemical and isotope tracers through the unsaturated medium because of recharge is a method to evaluate this recharge, but profiles of contents are needed. Sampling may be costly and involve some problems. However, there are many works done of local value, which can be used to check and validate other methods to evaluate recharge.

Hydrogeochemistry and environmental isotopes may provide key indications and results on water exchange among aquifers, aquifers and aquitards and aquifers and surface water, if an appropriate conceptual model is used and at the due scale. Not many well-developed case studies are available, compared with other applications, but they are enough to yield guidelines for application.

The hydrogeochemical and environmental isotope techniques are often the needed complement to determine the possible relevance of unseen rain (from fog) and the role of dew, especially in arid areas. They are quite important in arid and semiarid areas, where the classic hydrodynamic techniques yield non-accurate enough results due to the large space and climate variability, as well as the fluctuations. This allows evaluating recharge in the past and under favorable conditions, determining if current groundwater resources are the result of current recharge or the slow depletion of groundwater reserves recharged in wetter past conditions.

The techniques of artificial tracers related to recharge evaluation are only considered briefly.

Further to soil water balance methods and those of balance of total atmospheric chloride deposition, natural and artificial tracing and transit time determination, other methods are available to evaluate recharge. They are presented in Chapter 6.

Diffuse recharge events due to precipitation produces a water table change, which is delayed and dampened, but whose analysis allows estimating recharge when the effective porosity for the water table raising is known. This a complex analysis, but it results highly simplified when the water table is shallow, so as the rain events that produce recharge induce a fast water table raising non-affected by delay and dampening. A good knowledge of fillable porosity is needed. The treatment event by event is cumbersome, so automated procedures can be envisaged, but should be able to compensate for other phenomena that also affect the water table elevation, and to avoid bias.

Water flow through the unsaturated and the saturated media may notably modify temperature distribution inside the ground, due to the high specific heat capacity of water. This may be used to determine recharge. Calculation is relatively easy and can be modelled provided temperature is measured with enough accuracy and represents reality. In mountain front and mountainous cases, the side contributions can be identified, especially when they derive from snowmelt in moments with higher environmental temperatures. In the case of rivers recharging the aquifer, this recharge can be quantified through temperature and the temperature difference in the bottom sediments in the river channels, those of permanent flow as well as those flowing intermittently, and the river-land water exchange.

The surface geophysical methods do not contribute much to the direct determination of recharge, beyond the measurement of some soil parameters, as humidity through the dielectric constant. However, the good knowledge of soil humidity variations is important to calibrate recharge in experimental stations.

Changes in total water content in continental earth slightly modify the gravitational field intensity. The GRACE project was devised to measure periodically the gravity field intensity from a system of satellites, averaged on territories with dimensions of several tens of km and thus quantify the causes if the other contributions to gravity are known. Under favorable conditions the recharge in wet periods can be obtained.

Remote sensing, especially those devices that produce periodical multispectral images of a same place by satellite observation are potentially interesting to determine natural recharge. However, the direct observation is not possible and indirect measurements have to be used, such as complementing the soil water balances with the calculation of outflow by evapotranspiration by means of observations in the short-wave radiation field and the thermal frequencies, and of the soil humidity by means of passive and active techniques in the radar frequencies. The periodical measurement of soil humidity from satellite data is a powerful tool to study large areas and for calibration of other methods Natural recharge in special circumstances is considered in Chapter 9.

Outcropping hard rocks may receive an important part of their recharge through the altered upper zone and through fissures and, in the case of karstified carbonate rocks, through discontinuities, conduits and internal dissolution features, which may concentrate the main part of infiltrating water. The greater the heterogeneity the more difficult is evaluating recharge. In the karst, the recharge and its distribution can be evaluated from the flow records and fluctuations of large springs discharging these massifs. As the detailed

physically based modelling of groundwater flow is difficult, empirical models are sought, which are calibrated in some well-known cases. The quite old Kessler method and the recent APLIS (devised in Spain) methods are in this group. Care is needed to apply these methods to other areas, different from those in which they have been calibrated.

The mountain block and mountain front systems are or high practical importance, especially in rough areas under arid and semiarid conditions. There is a water transfer from the mountain areas to the side plains or from the highlands to the marginal depressions. This means that each area must be studied separately and then couple the results, in a situation in which, in the side plains and depressions, partially mixed groundwater levels and chemical and isotope are found, corresponding to recharge in the mountain, infiltration in alluvial fans and local recharge in the plain.

It is relatively frequent that part of precipitation remains temporarily retained as snow and ice in the mountainous part. Snow is permeable to rain and meltwater, which favors local recharge and at the same time reduces evaporation from the soil. A part of meltwater is runoff and infiltrates and other part is concentrated in ravines along which it infiltrates and produces recharge, as the water table is often below the channel beds. It is possible to evaluate the snow-covered area by means of satellite sensing.

Natural recharge by precipitation in areas with frequent condensing fog has rarely be quantified. Horizontal rain is produced in relatively small areas and during irregularly distributed periods, so as a large part of the generated water is consumed as evapotranspiration.

In semiarid and in especially arid areas, water resources generation is a small fraction of precipitation, resulting in the possibility that atmospheric deposition concentrates and generates recharge of high dissolved solids content, often attaining from several tens to several hundred, and even higher than one thousand times the initial one. Recharge is highly variable in time and space. It is mostly produced because of rare and intense rain events. Recharge is mainly produced in areas with low water retention soils and scarcely vegetated areas, such as dunes, eolian sand fields, or land cover with recent volcanic pyroclasts and badlands. The characteristics of this cover influence greatly the fraction or rain that is converted into recharge. As aridity increases, diffuse recharge becomes less important relative to concentrated recharge in brooks and ravines. In these cases, the condition of mountain front and mountain block enhances the production of recharge. In the low flat areas, storm floods extend over large surfaces, but their capacity to produce recharge is poorly known as water is retained as humidity in the shallowest part of the terrain, from where it evaporates, except in alluvial formations and where the infiltrated water depth has been greater. In these flat areas, the water table is often shallow, so as the part of recharge directly evaporated or transpired by phreatophytes may be quite significant.

What has been commented above refers mainly to diffuse natural recharge. The evaluation of concentrated recharge by surface water requires detailed studies, specific to each situation, in the places in which and when recharge is piezometrically possible. This is the case in aquifers whose piezometric levels are maintained low by pumping and in rivers

in mountainous areas. This is the case of many brooks, creeks and ravines in arid areas. In the studies, it should be distinguished between riverbeds with permanent water, with intermittent water and with ephemeral floods in arid areas. The rare occurrence of flows makes difficult or impossible to carry out direct observations. Recharge is mainly produced in well-defined channels. Sometimes there are notorious differences among the studies carried out in different localities and moments, and even diverse conceptual models among experts.

In urban areas, a part of the land surface is compacted, waterproofed or covered. This reduces diffuse recharge by rainfall falling on these surfaces, but at the same time there are important leakages from water supply and sanitation networks (especially if they become pressurized during storms), part of sanitation may be through disposal into the land and irrigated orchards and gardened areas are created. The final water balance is normally favorable to enhanced recharge relative to the natural situation.

How natural recharge depends on vegetation and climate fluctuations, from a general point of view, as well as the relationships between diffuse natural recharge and its changes are considered in Chapter 8. It is also commented how diffuse recharge and its changes are reflected in the unsaturated zone water salinity.

Soil characteristics, especially their capacity to retain humidity, and vegetation, especially through its root depth, greatly affect recharge under some given climate conditions. The greater the retention and the greater the root depth, the less is recharge, if other conditions do not change. The annual variations of recharge and the land use changes, such as deforestation, reforestation, transformation of forest and scrub areas into farm land or the introduction of irrigation, produce changes in the diffuse recharge that modify the salinity profiles, which may present steps whose depth depends on recharge rate.

Changes in precipitation modify diffuse natural recharge. In wet or moderately dry climate, a linear relationship between precipitation and recharge can be defined, with a threshold below which no significant recharge is produced. As climate becomes more arid, the memory of a given year relative to the preceding ones does not cancel and increases, to the point in which the linear relationship is blurred in arid areas. Snow is important for producing recharge. In addition, the relationship between precipitation and runoff from concentrated rain and snowmelt events, so as the low frequency intense events have a greater importance the more arid is the area.

In large aquifer systems having a slow renovation time (from centuries to millennia), current hydrogeological conditions may be partly the result of past different climate conditions. Such are high water tables and springs in desert areas that do not respond to current conditions, but they are remnants of the depletion groundwater reserves from old recharge periods, while current recharge may be very small or inexistent in practice.

Natural climate variation continues to happen, following cycles that are quite irregular, which makes very uncertain future projections. Anthropic effects must be added, which produce climate and global change.

In the areas in which an environmental temperature increase is predicted, an increase in potential evapotranspiration is to be expected and consequently recharge decreases, but this assertion must be modified by considering that actual evapotranspiration may be lessened by a lower soil humidity, changes in atmospheric circulation and the slow evolution of vegetation. Modelling the effects of climatic change can be done with the available hydrologic-hydrogeologic models, once the scenarios to be considered have been defined and after downscaling data from global climate models to local conditions. This increases uncertainty. Back projections to try to reproduce the observed evolution needs bias correction or working with it and applying indirect comparisons.

Global change is due to anthropic action that modifies the natural and human environment in a given place or is the consequence of activities at a larger scale. Global change has a greater local effect than climate change, is more complex, and many of the data to create future scenarios are missing.

What is said about natural recharge in the documents of the Water Plans of the 25 different hydrographic districts in Spain is commented and analyzed in Chapter 9. Data and their interpretation may differ from one water plan to another.

In the peninsular districts it is possible to carry out calibration approaches of the calculation methods as river gauging stations are available, although in practice they may be not accurate enough for both high and low flows. Many gauging stations were not designed as hydrological stations and, in general, upstream water deviations, uptakes and uses are poorly known. In island basins, there are no permanent watercourses that reunite the discharges and a large part, or all groundwater discharge goes directly to the sea, so they cannot be measured with the commonly available methods.

Recharge evaluation refers to hydrological systems in natural state. It is often unknown as exploitation of both surface and groundwater greatly affect the local water cycle since many years ago and with effects that persist a long time, especially for relatively large- and medium-size aquifers.

The objective of Chapter 9 is not evaluating the results derived from water planning, but to know the methodologies applied and the estimation of the associated uncertainty. The discussion of the estate of knowledge of aquifer recharge in Spain derived from the works done by different researchers, experts and organizations are the subject of Chapter 10. So, in Chapter 10 it is commented and analyzed the experience existing in Spain relative to natural recharge, with the hydrological and the hydrogeological system in natural state as well as in modified state due to water exploitation and land use changes. Human enhanced recharge actions or in which artificial methods are applied are excluded from this report. Contents are centered in recharge methodology and not in the results obtained in the different Spanish areas, although some results are given for comparison.

Soil water balance, environmental hydrogeochemical tracers, atmospheric chloride total deposition and environmental isotope methods are considered to localize and evaluate recharge. This refers to recharge by precipitation, which dominates in mountainous and

highland areas, but also to the variable recharge by surface water infiltration, such as aquifer-river-unsaturated zone relationships, which may dominate in plain and coastal settings and are essential for water resources management. The possible effect of climate and global change are considered briefly.

In the evaluation of aquifer recharge in Spain there are especial relevant circumstances, which have been and are the subject of specific considerations. Such are the cases of climatic salinization of recharge, return flows from irrigation, recharge in karst, in detritic formations and in volcanic formations in the Canary Islands, recharge through fog, recharge in urban and peri-urban areas, and paleorecharge.

The results of interviews relative to aquifer recharge in Spain and some relevant cases are in Annex A10 and complement those included in Annex 9, which also include short comments on the Portuguese hydrographic districts, for comparison.

Diverse and numerous works have been carried out in Spain on groundwater recharge. They cover a large part of the wide spectrum of possibilities. A large part of these works has been performed in Universities and Institutions, mainly in the Geological and Mining Institute of Spain (IGME) and some time ago by the now extinct Public Works Geological Service. The first works started in the 1960s and were oriented to development and applied objectives. Later, the work done has been every time more numerous and progressively incorporating applied research. This research has been largely focused into Spanish problems and their collaborative extension to Latin-America. Works and research referring to numerical modelling and environmental issues occupy a special space. Hydrochemical and isotope methods related with recharge are an important part of the advanced work carried out, some of them at international level.

However, except for what has been carried out by the IGME as officially contracted work, by the national, regional or provincial water public administration, the great task done by Institutions and the large effort of researchers and experts have moderate to little effect in the development of the Spanish water plans at general level. The trend seems to be a decrease of the influence, with notorious exceptions. Further to this knowledge transfer failure to society by the Academia, there is a barrier to incorporate new knowledge by the public water administration, which are short of trained and motivated personnel in the water planning offices, and especially experts in hydrology and mainly in hydrogeology. The activity has been done largely by contacting consulting companies, selecting the cheapest one according to legal rules, which do not duly consider the quality and accumulated experience. So, the carried-out work have often been what is strictly in not well-prepared specifications, without time to analyze and to know sources external to the water planning office. Specifications put preferably the focus on administrative and legal aspects. This and the time uncertainty in getting contracts has led to a loss of human capital and technical knowledge in the consulting firms, which in the past were quite well-endowed.

The above-described general situation, which is negatively tainted, was not so acute when water planning started as a duty included in the Water Act of 1985. Water planning is currently compulsory after the transposition of the European Water Framework Directive

into the Spanish Water Act, but it has departed progressively from the desirable and reasonably good knowledge. This has gone in parallel with the general deterioration of monitoring networks and the decrease in specific studies by the public water administration, in general terms. Fortunately, this gray picture has exceptions and change according to the hydrographical district. The situation is reasonable in Catalonia and the Ebro basin, and possibly in the Júcar (Xúquer) basin, but it has notably degraded in the districts depending on the regional administrations of Andalucía and the Canary Islands.

In Chapters 9 and 10, maps of aquifer recharge for the whole Spanish part of the Iberian Peninsula are shown. They are important to get a general vision, but accurate answers to local problems cannot be expected. A long list of conflicting or uncertainty situations referred to recharge have been cumulating along time. Part of then are already solved and others remain pending and waiting for economically and socially sustainable results. Part of these conflicts and their evolution have been considered in the two reports preceding the present one (MASE, 2015; SASMIE, 2017). Some cases have been paradigmatic: a) for their solution (Baix Llobregat, Barcelona); b) due to the development of extreme situations of lack of water quantity and quality (Camp de Tarragona); c) for groundwater reserve depletion (Spanish South-East, the Canaries); d) intensive modification of nationally and internationally highly valuable natural parks and territories (La Mancha, Doñana, Mar Menor); e) of serious deterioration of urban and tourist area water supply (Balearic Islands, Costa el Sol); and f) risking the sustainability of large agricultural irrigated production in the Segura River Basin, Campo de Cartagena and Campo de Níjar.

Each recharge evaluation method has its own meaning, limitations, and time and space conditions, and they may represent concepts that are not necessarily equivalent. These evaluations have always a quite large uncertainty. Part of this uncertainty can be lessened applying more accurate techniques and using better data, but with an increasing cost and effort. Other part of uncertainty is unavoidable as it is associated to the interpretation and simplification of complex natural systems. The uncertainty is greater the less rainy is climate. In this situation is when a better knowledge or recharge is needed, considering the frequent water resources scarcity. Water resources scarcity is generally the result of an excessive water demand with respect available water resources. Water management and sound governance, and specifically of groundwater, must be carried out under this scarcity context.

In Spain there is good experience in evaluating recharge at different scales and with development of models. The methods applied in the water planning and those that allow evaluating water resources in a given river basin or aquifer, have special interest. However, in general, a part of data generated in academic studies and derived from the analysis of situations or for supporting methods and techniques have not been adequately used in the official water planning, with exceptions. A big effort to quantify water resources at Spanish Iberian Peninsula scale has been done, through modelling the whole territory. The results are a reasonable approach at peninsular scale of total water resources, but with possible important local deviations, which may hinder their application to given local cases. These local applications are outside the objectives of these modelling. The treatment of groundwater tends to under evaluate its contribution to rivers and its timing,

without taking adequately into account the bias derived from the intensive exploitation to which many aquifers are subject, and the fact that surface basins and groundwater basins (aquifer systems) may not coincide geographically.

After covering the initial stage of general estimation, the prospective is toward studies of greater detail of smaller-size territories, considering the exploitation situation and the integration of any type of results, adequately filtered, using a more general tool, which must be designed differently from current practice.

The different studies must clearly differentiate among natural and artificial (pumping) discharge of groundwater to make available a dynamic element that allows management in agreement with the water supply needs and environmental preservation and its ecological values and complying with the over imposed European regulations.

In the islands, the knowledge is less accurate as there are fewer general studies and groundwater discharge into the sea is poorly known and difficult to evaluate, especially in the Balearic Islands karstic aquifers and in the volcanic Canary Islands. This makes difficult the calibration of the recharge estimation methods.

A serious current general problem, with exceptions, is the availability of data to evaluate recharge and afterwards water resources. This availability has tended to worsen in the last decennia, without a clear perspective of general improvement. This can be attributed to poor knowledge of the real problems and the need to confront them at long-term, maintaining continued monitoring, from the side of those conforming water policy and politicians. Although there are significant exceptions, part of those responsible of water policy had not or have not the adequate scientific-technical training to carry out their specific tasks and do not look for the assessment and backing of their own experts, the academic sectors and of civil society. In these aspects, there is also a trend toward a loss of the rate of increment of the scientific knowledge and of public servant and enterprise technical capability. Improvement is urgent in these aspects, as well as separating political ideology from good water management and sound governance, by establishing stable mechanisms to get a water agreement at the scale adequate to each situation.

Índice GENERAL

Capítulo 1.

Introducción, aspectos básicos de la recarga natural a los acuíferos y contenido del informe

1 Resumen

1.1 Objetivos y actuaciones

1.2 Recarga natural y sus procesos
- 1.2.1 Fuentes de recarga
- 1.2.2 Procesos

1.3 Definiciones y proceso de recarga natural
- 1.3.1 Concepto de recarga
- 1.3.2 Escorrentía superficial
- 1.3.3 Procesos en el suelo edáfico
- 1.3.4 Recarga difusa y recarga preferencial
- 1.3.5 Acuíferos colgados
- 1.3.6 Niveles de baja permeabilidad
- 1.3.7 Recarga en superficies repelentes al agua
- 1.3.8 Efectos de la recarga
- 1.3.9 Incertidumbre de la evaluación de la recarga

1.4 Métodos de cálculo de la recarga natural
- 1.4.1 Introducción
- 1.4.2 Métodos de medición directa
- 1.4.3 Métodos hidrodinámicos
- 1.4.4 Técnicas de trazadores
- 1.4.5 Otros métodos

1.5 Cálculo de la recarga natural
- 1.5.1 Requisitos de un buen método de cálculo de la recarga
- 1.5.2 Intervalos de tiempo
- 1.5.3 Enfoque general
- 1.5.4 Estimación de la recarga difusa

1.6 Fuentes de información

1 Agradecimientos

1 Referencias

Capítulo 2.

Procesos hidrológicos en relación con la recarga natural a los acuíferos

2 Resumen

2.1 Introducción y contenido

2.2 Propiedades del medio no saturado
- 2.2.1 Comportamiento
- 2.2.2 Parámetros
- 2.2.3 Valores de los parámetros

2.3 Flujo del agua en el medio saturado y no saturado
- 2.3.1 Flujo de agua en el medio saturado
- 2.3.2 Flujo de agua en el medio no saturado
- 2.3.3 Ecuación de Buckingham-Darcy
- 2.3.4 Ecuación de la continuidad y de Richards
- 2.3.5 Calculo del flujo del agua en el medio no saturado

2.4 Precipitación
- 2.4.1 Introducción
- 2.4.2 Variabilidad de la precipitación a largo plazo debido a modificaciones climáticas
- 2.4.2 Variabilidad espacial de la precipitación
- 2.4.3 Aportación debida al regadío
- 2.4.4 Precipitación como nieve y fusión de nieve
- 2.4.5 Aportación como niebla y rocío. Lluvia horizontal

2.5 Interceptación y detención superficial
- 2.6 Escorrentía superficial y análisis de hidrogramas
- 2.6.1 Consideraciones generales
- 2.6.2 Separación hidrológica de componentes del hidrograma de crecidas
- 2.6.3 Separación de componentes del hidrograma por balance de solutos e isotópico
- 2.6.4 Determinación de la recarga a partir de las curvas de recesión
- 2.6.5 Estimación de la escorrentía subterránea anual

2.7 Infiltración
- 2.7.1 Introducción
- 2.7.2 Medida directa de la infiltración / exfiltración. Infiltrómetros
- 2.7.3 Cálculo de la infiltración
- 2.7.4 Suelos hidrofóbicos. Repelencia
- 2.7.5 Infiltración por discontinuidades y efectos de barrera. Flujo preferencial

2.8 Evapotranspiración
- 2.8.1 Consideraciones generales y datos básicos
- 2.8.2 Medición directa de la evapotranspiración
- 2.8.3 Radiación solar, balance de energía y evapotranspiración
  - Radiación solar
  - Radiación solar de onda corta
  - Radiación de onda larga
  - Balance de agua en el sistema atmósfera-suelo-planta
- 2.8.4 Métodos de determinación de la ETP
- 2.8.5 Métodos físicos micro-meteorológicos
  - Contenido energético del agua evaporada
  - Cálculo de la evaporación por el método de Bowen
  - Cálculo de la evaporación por el método de la correlación turbulenta
  - Cálculo de la evaporación por el flujo turbulento de humedad
- 2.8.6 Métodos semi-empíricos y empíricos de determinación de la ETP
  - Formulación general
  - Fórmulas de Penman y de Penman-Monteith
  - Otras fórmulas para el cálculo de la ETP
- 2.8.7 Comparación de métodos de cálculo de la ETP
- 2.8.8 Modificaciones para mejorar la evaluación de los flujos energéticos
- 2.8.9 Evapotranspiración real
- 2.8.10 Teoría de la relación complementaria
- 2.8.11 Evaporación del suelo desnudo
- 2.8.12 Evapotranspiración freática y ribereña

2.9 Recarga en tránsito diferida

2.10 Relaciones río–acuífero y recarga
- 2.10.1 Consideraciones generales
- 2.10.2 Modelos unicelulares y multicelulares de descarga acuífero–río
- 2.10.3 Relación acuífero–río en ríos permanentes
- 2.10.4 Infiltración y recarga en cauces efímeros
- 2.10.5 Determinación de la recarga en ríos efímeros
- 2.10.6 Evaluación de las filtraciones en canales

2 Agradecimientos

2 Referencias

Anexo A2 Datos hidrometeorológicos. Extracto sintético del Capítulo 3 del Manual FAO 1998
A2.1 Manual FAO 1998
A2.2. Basic atmospheric and water properties
A2.3 Radiation
A2.4 Measurement of solar radiation
A2.5 Calculation procedures of radiation
A2.6 Wind speed
A2.7 Estimating missing climatic data

Capítulo 3.
Modelos hidrológicos básicos de balance de agua en el suelo y de evaluación de la recarga natural difusa

3 Resumen

3.1 Introducción

3.2 Importancia de la escala temporal

3.3 Relación entre precipitación y escorrentía anuales en grades cuencas.
3.3.1 Consideraciones generales
3.3.2 Curvas de relación precipitación-escorrentía y fórmula de Budyko

3.4 Métodos empíricos de precipitación-escorrentía-recarga
3.4.1 Introducción
3.4.2 El modelo del Número de Curva NC
3.4.3 Evaluaciones como fracción de la precipitación

3.5 Métodos hidrológicos de precipitación-escorrentía-recarga
3.5.1 Introducción
3.5.2 Modelo de lluvia-escorrentía de Thornthwaite
3.5.3 Modelos de reservorios
3.5.4 Modelo Témez
3.5.5 Mejoras del modelo PATRICAL al modelo Témez
3.5.6 Código BALAN
3.5.7 Código Easy-Bal
3.5.8 Modelo de recarga deTenerife
3.5.9 Otros modelos

3.6 Modelos suelo-planta-atmósfera
3.6.1 Introducción
3.6.2 Modelo WAVES
3.6.3 Modelo SiSPAT

3 Agradecimientos

3 Referencias

Capítulo 4.
Modelación hidrológica de la recarga a los acuíferos

4 Resumen

4.1 Introducción

4.2 Condiciones iniciales

4.3 Ajuste de los resultados de la modelación hidrológica: calibración y validación
- 4.3.1 Consideraciones generales
- 4.3.2 Cuantificación de la bondad del ajuste
- 4.3.3 Sensibilidad
- 4.3.4 Proceso de calibración
- 4.3.5 Cuestiones finales

4.4 Tratamiento de los datos territoriales en la modelación hidrológica. Sistemas de Información Geográfica

4.5 Consideraciones sobre la modelación de los recursos de agua

4.6 Consideración de las aguas subterráneas en los modelos hidrológicos

4.7 Modelación del proceso lluvia-escorrentía-recarga.

4.8 Modelos del proceso lluvia-escorrentía y lluvia recarga
- 4.8.1 Comentarios generales
- 4.8.2 Modelos con escala temporal mensual
- 4.8.3 Modelos de uso frecuente
  - Modelo Stanford
  - Modelo Sacramento
  - Sistema Hidrológico Europeo
  - Modelo SWAT
  - Modelo Global Reservoir
  - Modelo HBV
  - Modelo LISFLOW
  - Otros modelos

4.9 Modelos del proceso lluvia-escorrentía, recarga y recursos de agua de uso general en España

4.9.1 Introducción

4.9.2 Modelo SIMPA

Introducción

Características generales

Modo de cálculo y ecuaciones de estado

Cálculo de la humedad del suelo y de la evapotranspiración

Cálculo de la infiltración y la escorrentía superficial

Cálculo de la aportación subterránea

Variables de entrada al modelo SIMPA

Generación de mapas de variables hidrológicas

Calibración

4.9.3 Modelo PATRICAL

4.9.3 Modelos Visual-BALAN y GIS-BALAN

4.9.4 Modelo RENATA

4.10 Modelos de gestión de recursos de agua

4.10.1 Introducción

4.10.2 El sistema AQUATOOL

4 Agradecimientos

4 Referencias

Anexo A4 Recarga, relación acuífero-río, modelación y autovalores. (A. Sahuquillo)

A4.1 Introducción

A4.2 Solución discreta por el método de los autovalores

A4.3 Acuíferos con varios afluentes

A4.4 Estimación de las propiedades del acuífero

A4.5 Determinación de la recarga y descarga del acuífero

A4.6 Conclusiones

A4.7 Referencias

Capítulo 5.

Métodos de trazadores para determinar la recarga natural: hidrogeoquímica y técnicas isotópicas ambientales

5 Resumen

5.1 Introducción y aspectos básicos

5.1.1 Cuestiones introductorias

5.1.2 Consideraciones generales hidrogeoquímicas

5.1.3 Hidroquímica atmosférica

5.1.4 Principios básicos isotópicos

5.1.5 Principios básicos sobre los radioisótopos

5.2 Isótopos ambientales en relación con la recarga

5.2.1 Técnicas isotópicas ambientales

5.2.2 Comportamiento de los isótopos estables del agua en la naturaleza

Fraccionamiento isotópico del agua

Isotopía estable del agua en la naturaleza

Exceso de deuterio

Evolución del aire húmedo marino y precipitación

Efecto isotópico altitudinal de la precipitación atmosférica

Evaporación del agua libre

Niebla y lluvia oculta

Nieve y hielo

5.2.3 Composición isotópica de las aguas subterráneas

Aspectos generales

Cambios en la composición isotópica del agua en el terreno

5.2.4 Relaciones hidroquímicas e isotópicas estables río-acuífero

5.2.5 Tritio y recarga a los acuíferos

5.2.6 Recarga e isotopía del carbono: ^{13}C y ^{14}C

5.2.7 Recarga y otros isótopos ambientales

5.2.8 Tiempo de tránsito de un trazador radioactivo por la zona no saturada

5.2.9 Balance de la recarga de un trazador ambiental radioactivo

5.2.10 Descarga difusa de agua subterránea en áreas áridas

5.3 Conceptos generales de trazadores en relación con la recarga natural

5.3.1 Consideraciones generales

5.3.2 Tiempo de tránsito en el medio subterráneo

5.4 Evaluación de la recarga natural a partir de la deposición atmosférica de cloruro

5.4.1 Consideraciones generales

5.4.2 Recarga según el balance de la deposición media de cloruro

5.4.3 Determinación de los términos del balance de cloruro

5.4.4 Evaluación del contenido en cloruro de la recarga

5.4.5 Aplicaciones del método

5.5 Modelos de mezcla y dispersión para la evaluación de la recarga natural
5.5.1 Consideraciones generales
5.5.2 Modelos de mezcla y dispersión de parámetro agregado
5.5.3 Resultados de los modelos de mezcla y dispersión
5.5.6 Modelos de celdas de mezcla

5.6 Efecto altitudinal de ladera

5.7 Recarga natural según los perfiles hidroquímicos e isotópicos ambientales
5.7.1 Consideraciones generales
5.7.2 Perfiles verticales de trazador ambiental sin variaciones territoriales
5.7.3 Movimiento vertical de un trazador por el terreno
5.7.4 Desplazamiento vertical de variaciones y picos de concentración
5.7.5 Efectos en la recarga de modificaciones territoriales y climáticas
5.7.6 Recarga en áreas áridas
5.7.7 Análisis del desplazamiento vertical mediante celdas de mezcla

5.8 Trazadores artificiales para evaluar la recarga natural

5 Agradecimientos

5 Referencias

Capítulo 6.
Otros métodos de evaluación de la recarga natural

6 Resumen

6.1 Introducción

6.2 Evaluación de la recarga natural por la fluctuación de niveles freáticos someros
6.2.1 Niveles freáticos someros
6.2.2 Niveles freáticos profundos

6.3 Evaluación de la recarga natural mediante la temperatura
6.3.1 Introducción
6.3.2 Flujo calorífico en el terreno
6.3.3 Efecto de la recarga y flujo del agua en la temperatura del terreno somero
6.3.4 Efecto de la recarga y flujo del agua en la temperatura del terreno profundo
6.3.5 Modificación de los perfiles térmicos por recarga y cambio de uso del territorio
6.3.6 Aplicación de las mediciones termométricas a la evaluación de la recarga fluvial
6.3.7 Aplicación de las mediciones termométricas para la evaluación de la recarga ocasional en áreas inundables

6.4 Métodos geofísicos en relación con la recarga natural
6.4.1 Consideraciones generales
6.4.2 Microgravimetría
6.4.3 Proyecto GRACE

6.5 Evaluación de la recarga con apoyo de sensores remotos
6.5.1 Consideraciones generales
6.5.2 Aplicaciones hidrológicas y para la determinación de la recarga
6.5.3 Evaluación de la ETR

6 Agradecimientos

6 Referencias

Anexo A6 Uso de los coeficientes del dosel vegetal obtenidos a partir de datos satelitales del índice SAVI para estimar la evapotranspiración y la descarga en cuencas hidrográficas mediterráneas de alta montaña. (J. Jódar)

Capítulo 7.
Recarga natural en situaciones especiales

7 Resumen

7.1 Introducción

7.2 Recarga natural en terrenos en que aflora roca

7.3 Recarga natural en rocas carbonatadas y en el karst
7.3.1 Introducción
7.3.2 Métodos empíricos. Los métodos de Kessler y APLIS
7.3.3 Aplicación de métodos convencionales de balance de agua en el suelo
7.3.4 Aplicación de métodos hidroquímicos e isotópicos ambientales

7.4 Recarga en sistemas de montaña, de frente montañoso y en intercuencas

7.5 Recarga por nieblas condensantes

7.6 Recarga bajo cubierta de nieve
7.7 Recarga en áreas semiáridas y áridas
7.7.1 Evaluación de la recarga natural
7.7.2 Salinidad de la recarga natural

7. 8 Recarga en cauces fluviales por aguas superficiales concentradas

7.8.1 Introducción

7.8.2 Recarga localizada (concentrada)

7.8.3 Recarga por flujos intermitentes

7.8.4 Infiltración y recarga en cauces efímeros

5.7.6 Recarga en terrenos poco vegetados y desnudos

7.9 Recarga en áreas urbanas

7.10 Recarga asociada al regadío

7 Agradecimientos

7 Referencias

Anexos A7

A7.1 Estimación de la recarga en sistemas río-acuífero desconectados (E. Vazquez Suñé)

A7.2 Cuantificación de recarga de agua subterránea en ambientes urbanos (E. Vazquez Suñé)

A7.2.1 Introducción

A7.2.2 Aplicación de balances de masa a partir de datos hidroquimicos y/o isotópicos para el cálculo de la recarga en zonas urbanas.

A.7.2.3 Aplicación a los acuíferos de la ciudad de Barcelona

A7.2.4 Aplicación a la distribución espacial de las proporciones de mezcla

A7.2.5 Resultados.

A7.2.6 Aplicación de modelos de flujo y transporte para el cálculo de la recarga en zonas urbanas.

A7.2.7 Aplicación a los acuíferos de la ciudad de Barcelona

Referencias

Capítulo 8.

Recarga natural, territorio, clima y variabilidad climática

8 Resumen

8.1 Introducción

8.2 Recarga natural difusa, terreno, vegetación y perfiles de salinidad del terreno

8.3 Recarga natural difusa y precipitación

8.4 Recarga natural difusa y variabilidad climática

8.5 Paleorecarga

8.6 Recarga y cambio climático

8.7 Recarga y cambio global

8 Agradecimientos

8 Referencias

Capítulo 9.

Recarga natural a los acuíferos en la planificación hidrológica española

9 Resumen

9.1 Introducción y contenido

9.2 La recarga natural y los recursos de agua en la Instrucción de Planificación Hidrológica española

9.3 El Plan Hidrológico Nacional español y sus herramientas

9.3.1 Antecedentes y realización

9.3.2 Modelación

9.4 La recarga a los acuíferos y los recursos de agua subterránea en las Demarcaciones y Distritos de Cuencas Fluviales españoles

9.4.1 Distrito fluvial de Cataluña y consideración de las cuencas catalanas de la Cuenca del Ebro

9.4.2 Demarcación hidrográfica del Ebro

9.4.3 Demarcación hidrográfica del Júcar (Xúquer)

9.4.4 Demarcación hidrográfica del Segura

9.4.5 Demarcación hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas

9.4.6 Demarcación hidrográfica del Guadalete y Barbate

9.4.7 Demarcación hidrográfica del Guadalquivir
9.4.8 Demarcación hidrográfica del Tinto, Odiel y Piedras
9.4.9 Demarcación hidrográfica del Guadiana
9.4.10 Demarcación hidrográfica del Tajo
9.4.11 Demarcación hidrográfica del Duero
9.4.12 Demarcación hidrográfica de Galicia-Costa
9.4.13 Demarcación hidrográfica del Norte I: Miño-Sil
9.4.14 Demarcación hidrográfica del Norte II: Cantábrico Occidental
9.4.15 Demarcación hidrográfica del Norte III: Cantábrico Oriental y País Vasco
9.4.16 Demarcación hidrográfica de Melilla
9.4.17 Demarcación hidrográfica del Ceuta
9.4.18 Demarcación hidrográfica de las Islas Baleares
9.4.19 Demarcación hidrográfica de Lanzarote
9.4.20 Demarcación hidrográfica de Fuerteventura
9.4.21 Demarcación hidrográfica de Gran Canaria
9.4.22 Demarcación hidrográfica de Tenerife
9.4.23 Demarcación hidrográfica de La Palma
9.4.24 Demarcación hidrográfica de La Gomera
9.4.25 Demarcación hidrográfica de El Hierro

9.5 Comentarios finales y conclusiones

9 Agradecimientos

9 Referencias

Anexos A9

A9.1 Caracterización de la recarga en las masas de agua subterránea de la Confederación Hidrográfica del Ebro
A9.1.1 Introducción
A9.1.2 Información de partida
A9.1.3 Mapa del número de curva de la cuenca del Ebro
A9.1.4 Evaluación de la infiltración
A9.1.5 Evaluación de la recarga
A9.1.6 Comparación con balances hidrometeorológicos
A9.1.7 Comparación con los resultados del modelo SIMPA
A9.1.8 Conclusiones

A9.2 Resultados de la aplicación del modelo SIMPA al territorio español

A9.3 Resultados de las entrevistas referentes a la recarga a los acuíferos y los recursos de agua subterránea en la planificación hidrológica española

A9.4 Recarga dos aquíferos das regiões hidrográficas de Portugal. (L. Ribeiro)

Capítulo 10.

Métodos de estimación de la recarga natural a los acuíferos que se utilizan en España

10 Resumen

10.1 Introducción y bases generales referentes a España

10.2 Métodos de balance de agua en el suelo

10.3 Métodos hidrogeoquímicos y de balance del aporte atmosférico de cloruro
- 10.3.1 Métodos hidrogeoquímicos
- 10.3.2 Balance de la deposición atmosférica de cloruro
- 10.3.3 Otros métodos

10.4 Métodos isotópicos de localización y evaluación de la recarga
- 10.4.1 Aspectos generales
- 10.4.2 Isótopos estables de la molécula de agua
- 10.4.3 Isótopos ambientales radioactivos
- 10.4.4 Otros isótopos ambientales
- 10.4.5 Trazadores isotópicos artificiales

10.5 Consideración de procesos de recarga
- 10.5.1 Relaciones acuífero-río
- 10.5.2 Medio no saturado
- 10.5.3 Consideración del cambio climático y global

10.6 Situaciones especiales
- 10.6.1 Salinización climática
- 10.6.2 Retornos de riego
- 10.6.3 Recarga en carbonatos y en karst
- 10.6.4 Recarga en formaciones detríticas
- 10.6.5 Recarga en formaciones volcánicas
- 10.6.6 Recarga en rocas duras
- 10.6.7 Recarga por nieblas
- 10.6.8 Recarga urbana
- 10.6.9. Recarga en condiciones de aridez

10.7 Incertidumbre, comparaciones y conclusiones

10 Agradecimientos

10 Referencias

Anexos A10

A10.1 Contribuciones específicas derivadas de las entrevistas

A10.1-[1]-Braojos. Recarga en Tenerife y papel de la lluvia horizontal

A10.1-[3]-Santana. Lluvia oculta y rocío: ejemplo de Lanzarote

Precipitaciones ocultas y deposición de rocío y su aprovechamiento en Lanzarote.

Medición de la precipitación de rocío

El rocío en Lanzarote

Aprovechamiento del rocío en agricultura: los enarenados

A10.2 Comentarios derivados de las entrevistas

A10.3 Casos específicos tomados de la bibliografía

A10.3.1 Modelo hidrológico de la Demarcación del Júcar (Xúquer)

A10.3.2 Recarga en la Mancha Oriental

A10.3.3 Recarga en la zona endorreica de Los Monegros

A10.3.4 Recarga en el aluvial de Andújar

A10.3.5 Recarga en el área de El Cabril (Córdoba)

A10.3.6 Descarga de manantiales en karst y recarga

A10.3.7 Recarga en la parte española de la Península Ibérica por balance de la deposición total atmosférica de cloruro

Capítulo 11.

Conclusiones, resultados, recomendaciones y prospectiva

11 Resumen

11.1 Consideraciones generales

11.2 Resultados científico-técnicos

11.3 Calibración de la recarga

11.4 Recarga y modelación de las aguas subterráneas

11.5 Incertidumbre de la recarga

11.6 Recarga, conocimiento y planificación del agua

11.7 Consideraciones relativas a España

11.7.1 Introducción

11.7.2 Modelos hidrológicos de evaluación

11.7.3 Métodos hidrogeoquímicos

11.7.4 La recarga en la planificación hidrológica española

11.8 Recomendaciones de carácter general

11.9 Prospectiva

11 Agradecimientos

11 Referencias

Siglas y abreviaturas más frecuentemente usadas

Otras siglas, símbolos y abreviaturas que aparecen en el texto se definen en el lugar apropiado

Unidades más frecuentemente utilizadas

Indicación	Unidad	Comentarios
m	metro	básica
g	gramo (masa)	básica
L	litro = dm^3	
d	día	básica
s	segundo	
h	hora	
a	año	
km	kilómetro	
hm^3	hectómetro cúbico	10^6 m^3
ka	kiloaño = milenio	1000 años
N	newton	
kg	kg(fuerza) = 9,81N	
Pa	pascal (de presión)	N/m^2
atm	atmosfera (de presión)	
bar	$kg(fuerza)/m^2$	
S	siemens	Conductividad eléctrica
mm	milímetro	
cal	caloría	
W	watio = J/s	
J	julio	
mg/L	miligramo por litro	
mmol/L	milimol por litro	
meq/L	miliequivalente por litro	

Símbolos de magnitudes físicas. Normalmente se dan entre corchetes

Símbolo	Designación	Comentarios
L	longitud	básica
M	masa	básica
T	tiempo	básica
ºC, C	grado centígrado	básica
K	grado Kelvin	básica, K = C + 273,16
F	fuerza	derivada

Abreviaturas

Abreviatura	Explicación
ACA	Agència Catalana de l'Aigua
AIH	Asociación Internacional de Hidrogeólogos
AIH–GE	Asociación Internacional de Hidrogeólogos – Grupo Español
CH	Confederación Hidrográfica
CIA	Consejo Insular de Aguas
CIHS	Curso Internacional de Hidrología Subterránea
CFC	Cloro-fluo-carburo
CMA	Cuencas Mediterráneas Andaluzas
CMB	Chloride mass balance
CN	Condiciones normales
CUAS	Comunidad de Usuarios de Aguas Subterráneas
DMA	Directiva Marco del Agua
DAS	Directiva (derivada) del Agua Subterránea
EM	Electromagnético
FAO	Food and Agriculture Organisation, UN
FCIHS	Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea
GC	Gran Canaria
GIS	Geographical Information System (ver SIG)
GHS	Grupo de Hidrología Subterrània DECA-UPC+IDAEA-CSIC
IAEA	International Atomic Energy Agency (ver OIEA)
IAH	International Association of Hydrogeologists (ver AIH)
IGME	Instituto Geológico y Minero de España (ver ITGE)
ITGE	Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ver IGME)
LA	Ley de Aguas
LAI	Leaf area index
MASb	Masa de agua subterránea
NSE	Nash-Suclife efficiency coefficient
OIEA	Organización Internacional de Energía Atómica (ver IAEA)
PH	Plan hidrológico
PM	Penman-Monteith
SCS	Soil Conservation Service, US
snm	Altitud sobre el nivel (medio) del mar
SEV	Sondeo eléctrico vertical
SGOP	Servicio Geológico de Obras Públicas
SIG	Sistema de Información Geográfica (ver GIS)
TDM	Time domain electromagnetics
TF	Tenerife
U	Universidad
UE	Unión Europea
UNESCO	United Nations Education and Science Organization
US, USA	United States, United States of America
USGS	United States Geological Survey
UPC	Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona
UN	United Nations
WMB	Water mass balance
ZNS	Zona no saturada

Símbolos más usados de variables y parámetros

Símbolo	Explicación
b, b'	Espesor (grueso) de una formación, acuífero. Acuitardo
c	Concentración
C	Constante, concentración, coeficiente de cultivo
CC	Capacidad de campo
CE	Conductividad eléctrica, Comunidad Europea
Cl	Cloruro
CID	Carbono inorgánico disuelto
CV	Coeficiente de variación = σ /m
d	Exceso de deuterio
D	Derivada total, diámetro, déficit de presión de vapor
D	Dispersividad, difusividad, deposición atmosférica, deuterio
e	Presión de vapor en el aire, número e; Ine =1
E	Este, entrada, evaporación, sublimación, energia
ES	Escorrentía superficial
Ex	Excedente de agua
f	Fracción
F	Fuente, sumidero (-)
g	Gravedad, función de trasferencia
G	Intercambio de calor superfície-terreno, función de trasferencia
h	altura, nivel piezométrico, horizontal, humedad relativa
h_N	humedad relativa a la del aire saturado de agua
H	humedad, espesor de agua, espesor del medio no saturado
HR	humedad relativa
i	infiltración, tasa de infiltración, pendiente
I	Infiltración, infiltración total
INT	Interceptación
J	Flujo (másico o de calor o de agua)
k	Permeabilidad., conduct. hidrául. (acuífero), cte. de von Karman
k	Conductividad hidráulica de un acuitardo
l, L	distancia
LAI	Leaf area index
ln	porosidad, media
log	logaritmo neperiano (de base e)
m	logaritmo decimal
MO	Materia orgánica
n	Número real de horas de Sol
N	Norte, número máximo de horas de Sol
NC	Número de Curva
O	Oeste
P	Pluviometría, presión, presión atmosférica
P_0	Pluviometría umbral
Per	Percolación
pF	pF = log10(cm)
pH	pH = -log[H^+]
PFC	Plano de flujo cero
PM	Punto de marchitez (permanente), peso molecular
q	Flujo de agua, de calor
Q	Caudal
r	Radio, relación, valor en meq/L
r_a	Resistencia aerodinámica
r_c	Resistencia del dosel
R	Recarga, radiación solar, relación isotópica
RU	Reserva útil de agua en el suelo
Rn	Radiación solar neta

T	Tiempo
S	Sur, salida, (coeficiente de) almacenamiento, porosidad eficaz, Fuente
SD	Desviación estándar
T	Transmisividad (hidráulica), tritio, periodo radioactivo
UT	Unidad de tritio
v	Velocidad, vertical
V	Volumen
W	Oeste
X	Coordenada, fracción de mezcla
y	Coordenada
z	Altitud, profundidad, coordenada vertical
α	Coeficiente, ángulo, albedo, factor de Priestley-Taylor, coeficiente de fraccionamiento
β	Constante de Bowen, coeficiente
γ	Peso específico, constante psicrométrica
δ	Densidad, desviación isotópica
Δ	Variación, intervalo, pendiente curva de vapor saturado-temperatura
Δt	Intervalo de tiempo
ε	Error, fraccionamiento isotópico, emisividad del terreno
ε_{dif}	Fraccionamiento isotópico por difusión
η	Fracción de funcionamiento exponencial
θ	Humedad (del medio no saturado)
λ	Constante de (semi)desintegración, calor de evaporación
μ	Viscosidad, PM vapor/PM aire
ρ	Densidad, resistencia a la transferencia
σ	Desviación estándar (tipo), constante de Stefan Boltzmann, superficie
Σ	Sumatorio
τ	Succión (presión negativa), tensión superficial, tiempo de tránsito, tensión superficial
ψ	Potencial hídrico, tensión
ω	Velocidad angular
€	Euro
∂	Derivada parcial
∇	Divergencia, operador gradiente, nivel

Notas generales

Nota geográfica.

Se mencionan muchas localidades. En general no se incorporan figuras ni mapas con su ubicación. El lector puede encontrar y localizar los lugares geográficos que no conozca en atlas o en la web o en Google Earth.

Nota sobre el contenido.

Lo que se presenta se basa en la documentación escrita y oral a la que se ha tenido acceso, sin una búsqueda bibliográfica profunda especializada y sin realizar estudios específicos adicionales. Las evaluaciones y valoraciones han de entenderse en ese contexto y explican ciertas inconsistencias al usar fuentes diversas y de diferentes momentos. El contenido trata de mostrar el mejor conocimiento actual, aunque en ocasiones puede haber problemas de interpretación de las fuentes o por falta de especialización del redactor.

Nota sobre el detalle del contenido.

Este informe tiene como objetivo comentar y aportar conocimiento preliminar y referencias sobre las diferentes técnicas al uso y sus resultados, con especial énfasis en España. No

se trata de un tratado de recarga natural de acuíferos. Por esta razón no se presenta la sistemática de aplicación práctica. Para ello se ha de recurrir a las referencias, que puede que no siempre sean las mejores o las más actualizadas. Se ha tratado de que las fórmulas matemáticas sean coherentes y sin errores. Para aplicarlas se deben comprobar en las referencias. Lo mismo cabe decir de los datos de las tablas. Los datos y resultados que se aportan son como ejemplo orientativo y no pretenden ser los mejores.

Nota sobre las figuras.

En su mayoría, las figuras están tomadas de las referencias, tal como están y con la calidad con que se encuentran. Algunas pueden tener resolución deficiente, rotulaciones y cifras no legibles (se trata de compensar dando indicaciones en el pie de figura) o contenidos que faltan o sobran.

Nota idiomática.

Los nombres geográficos y de instituciones se presentan preferentemente según la toponimia y designación local, con indicación de la designación castellana cuando parece conveniente, o empleando designaciones comunes.

Capítulo 1.

Introducción, aspectos básicos de la recarga natural a los acuíferos y contenido del informe

Preámbulo.

Se presentan los objetivos del informe. Se aportan definiciones básicas y operativas sobre la recarga natural a los acuíferos. Se presentan las técnicas isotópicas relacionadas. Se hace una descripción de los procesos de recarga. Se dan las referencias sobre textos generales que tratan de la recarga natural a los acuíferos y conocimientos relacionados. Se indica cómo se ha realizado el informe RAEMIA.

1 Resumen.

Este informe tiene por objetivo una recopilación ordenada y clasificada de la documentación escrita y oral que se ha podido obtener sobre la recarga natural a los acuíferos en España, tanto de la parte peninsular como de la insular. Esta recopilación está orientada a los recursos de agua y a la planificación hidrológica, dentro del contexto del ciclo hidrológico y considerando el papel del agua subterránea en la naturaleza y como sustento de servicios ecológicos que tienen además valor económico. Se consideran los aspectos hidrodinámicos y de trazadores naturales, con algunas referencias a los trazadores artificiales. Se han abordado con cierto detalle las técnicas isotópicas ambientales dentro del contexto de la recarga natural, hasta donde ha sido posible, en función de las limitaciones temporales y materiales.

La recarga a los acuíferos es comúnmente un fenómeno complejo, con numerosas ramificaciones e interrelaciones en cuanto a procesos. Hay que considerar dichos procesos de forma simplificada y agregada para poder llegar a resultados prácticos a la escala apropiada a cada caso. Esto conlleva un aumento de la incertidumbre intrínseca epistemológica, a la que se suma la debida a las deficiencias, errores y vacíos en las observaciones y mediciones. Es importante conocer la incertidumbre para encuadrar correctamente los resultados que se obtengan, para comparar métodos y para actuar de forma que se minimice el coste de los errores que inevitablemente se van a cometer en su concreción a situaciones determinadas. La incertidumbre depende de la escala de trabajo.

Para todo ello se ha de partir de definiciones claras de los conceptos y sus designaciones y de un adecuado conocimiento de los procesos involucrados, tanto en estado natural como bajo influencia antrópica. Para ello, en este Capítulo se introducen de forma elemental los procesos principales, que son tratados con mayor detalle en el Capítulo 2. La cuantificación de estos procesos generales es el soporte de la modelación hidrológica que se desarrolla en los Capítulos 3 y 4 y de los métodos de trazado natural químico e isotópico del Capítulo 5 y de la consideración de situaciones especiales de los Capítulos 6, 7 y 8. Con ello se puede pasar al análisis de la situación es España, que se trata en cuanto a la planificación hídrica nacional y de las demarcaciones hidrográficas y distritos fluviales en el Capítulo 9 y a las evaluaciones de detalle y adicionales en el Capítulo 10. El Capítulo 11 es de comparaciones, conclusiones y visión prospectiva.

Las definiciones y explicaciones de los procesos corresponden a la visión del redactor, en consonancia con los trabajos científicos más aceptados y buscando su mejor encuadre en la lengua castellana cuando se trata de términos nacidos en ámbitos científicos que se expresan en otras lenguas, entre la que domina el inglés. En parte, esto es la base de un glosario no explicitado, que se mantiene a lo largo del texto, pero que puede no coincidir con otros posibles glosarios, en especial con los en uso en campos del conocimiento distintos de los que aquí se consideran.

La mayoría de aspectos a considerar son amplios y abarcan diferentes contenidos, por lo que es difícil un encuadre bien delimitado en una Sección dada de un determinado Capítulo. Por esa razón, un mismo aspecto puede estar en más de una Sección y con desarrollo diferente. Se procura resolver esta circunstancia mediante citas cruzadas.

La recopilación y análisis de documentación no es ni exhaustiva ni detallada, sino la necesaria para conseguir el objetivo principal. La relación documental es extensa y se refleja en las referencias de cada Capítulo. Pero lo que se aporta es sólo una muestra, lo más representativa posible, pero con posibles omisiones significativas, sesgos y desencajes. En algunas áreas en que hay estudios de detalle, la recopilación ha sido intensa, mientras que en otras apenas hay referencias cuando los estudios son sólo preliminares o se han actualizado, o no se han encontrado con el esfuerzo de búsqueda y consulta que ha sido factible realizar.

Cuando se habla de **recarga** se sobreentiende que se trata de **recarga natura**l, tanto en condiciones no perturbadas como en condiciones afectadas por acciones humanas sobre el territorio, sobre el ciclo hidrológico y sus componentes e interconexiones. No se consideran las acciones y resultados artificiales para modificar, potenciar o producir recarga. Lo que con frecuencia se denomina **recarga artificial** no es objeto de este informe. Por otro lado, lo que se analiza es la situación actual en su ámbito esperable de variación, en el contexto del conocimiento del pasado no lejano y de lo que previsiblemente pueda pasar en un futuro próximo, pero no del cambio climático tal como se considera habitualmente en los medios de comunicación, aunque en los Subcapítulos 8.6 y 8.7 se hacen consideraciones al respecto.

Nota: *Las figuras proceden en su mayoría de las referencias, con la calidad de reproducción que ha sido posible y con sólo ocasionales retoques. Algunas pueden tener resolución deficiente, rotulaciones y cifras no legibles (se trata de compensar dando indicaciones en el pie de figura) o contenidos que faltan o sobran.*

Ver las principales abreviaturas, simbología e indicación de unidades en el Preámbulo

1.1 Objetivos y encuadre

El objetivo principal de este informe es analizar cómo se evalúa la recarga a los acuíferos y como se ha realizado y se realiza en España esta evaluación dentro de la planificación hidrológica y como resultado de los trabajos de instituciones, grupos de trabajo universitarios, de estudio y privados.

En el contexto del informe se ha buscado una recopilación del estado del conocimiento en un año, con recursos limitados y sin realizar trabajos complementarios a lo que está

publicado o disponible con acceso fácil. No se trata de realizar un texto sobre la ciencia y técnica en relación con la recarga natural, sino de apuntar, referenciar y comentar la aplicabilidad de las distintas técnicas y aproximaciones, dentro de un conjunto de ámbitos y circunstancias y situaciones de interés bajo el punto de vista de lo que sucede en España.

No se pretende llegar a evaluaciones definitivas ni proponer acciones concretas, aunque sí se busca una crítica constructiva y unas proposiciones prospectivas.

La recarga a los acuíferos es comúnmente un fenómeno complejo, con numerosas ramificaciones e interrelaciones, con procesos que hay que considerar de forma simplificada y agregada para poder llegar a resultados prácticos a la escala apropiada a cada caso. Esto conlleva un aumento de la incertidumbre intrínseca epistemológica, a la que se suma la debida a las deficiencias, errores y vacíos en las observaciones y mediciones. Su conocimiento es importante para encuadrar correctamente los resultados que se obtengan a la escala requerida, para comparar métodos y para actuar de forma a minimizar el coste de los errores que inevitablemente se van a cometer.

Para todo ello se ha de partir de definiciones claras de los conceptos y designaciones y de un adecuado conocimiento de los procesos involucrados, tanto en estado natural como bajo influencia antrópica. Para ello, en este Capítulo se introducen de forma elemental los procesos principales, que son tratados con mayor detalle en el Capítulo 2. La cuantificación de estos procesos generales da soporte a la modelación hidrológica que se desarrolla en los Capítulos 3 y 4 y a los métodos de trazado natural químico e isotópico del Capítulo 5 y a la consideración de situaciones especiales de los Capítulos 6, 7 y 8. Con ello se puede pasar al análisis de la situación es España, que se trata en cuanto a la planificación hídrica nacional y de las demarcaciones hidrográficas y distritos fluviales en el Capítulo 9, y a las situaciones de detalle y adicionales en el Capítulo 10. El Capítulo 11 es de comparaciones, conclusiones y visión prospectiva.

Cuando se habla de **recarga** se sobreentiende que se trata de **recarga natural**, tanto en condiciones no perturbadas como afectadas por acciones humanas sobre el territorio, sobre el ciclo hidrológico y sobre sus componentes e interconexiones. No se consideran las acciones y resultados artificiales para modificar, potenciar o producir recarga. Lo que con frecuencia se denomina **recarga artificial** no es objeto de este informe. Por otro lado, lo que se analiza es la situación actual en su ámbito esperable de variación, en el contexto del conocimiento del pasado no lejano y lo que previsiblemente puede pasar en un futuro próximo, pero no del cambio climático tal como se considera habitualmente por los medios de comunicación, aunque en los Subcapítulos 8.6 y 8.7 se hacen consideraciones al respecto.

En lo posible se ha tratado de evitar evaluaciones y conceptos preconcebidos, algunos de los cuales están profundamente arraigados en el trasfondo legal, administrativo y social español y también en el europeo y mundial.

Para cubrir el objetivo en lo referente a España, se ha procedido a una recopilación ordenada y clasificada de la documentación que se ha podido obtener sobre la recarga

en la Península Ibérica y los archipiélagos de Baleares y Canarias, hasta donde ha sido posible, y también de otras áreas que aporten conocimiento y experiencia que se pueda transferir. La recopilación y análisis de documentación no es ni exhaustiva ni detallada, sino la necesaria para tratar de conseguir el objetivo principal.

Este informe se beneficia de la experiencia y conocimientos adquiridos en los dos informes anteriores, MASE (2015) y SASMIE (2017), realizados en la UPC en similares condiciones al actual y con el esencial apoyo y asesoría de SUEZ Solutions y de CETAQUA. También se beneficia de los trabajos realizados por el Grupo de Hidrología Subterránea del Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental de la Universidad Politécnica de Cataluña y del IDAEA-CSIC, y por el Centro Internacional de Hidrología Subterránea (FCIHS, Barcelona) dentro del mismo contexto. También se beneficia en gran medida del material docente y de apoyo de los cursos sobre recarga y recursos de agua subterránea del autor, los que se han impartido desde hace más de dos décadas en la UPC y en Argentina, Uruguay y Chile.

Además de la búsqueda y consulta de la información necesaria entre la existente y accesible, se ha contado con la colaboración desinteresada de un buen conjunto de expertos en diferentes ámbitos, que han contribuido mediante respuestas a cuestiones de entre las incluidas en un extenso cuestionario, preparación de algunas notas extensas, entrevistas y envío de documentación. Los resultados están en los Anexos de los Capítulos 9 y 10. Un buen número de estos expertos, que se relacionan en la parte introductoria, han comentado y propuesto correcciones y modificaciones a los borradores en lo referente a las especialidades y ámbito de trabajo de cada uno de ellos. Esta fase ha sido esencial para reducir el número de errores e interpretaciones equivocadas o sesgadas, si bien algunas de ellas pueden persistir.

El contenido del informe hace referencia a la **cantidad** de la recarga y colateralmente a los procesos de **salinización** por aridez climática y retornos de riego, pero no a los aspectos de contaminación, aun siendo de gran importancia y en muchas ocasiones los más preocupantes desde el punto de vista de la disponibilidad de recursos de agua.Tampoco se consideran los efectos del posible futuro cambio global y climático y sólo se comentan algunos aspectos relevantes en cuanto a la evaluación de la **recarga**. Si no se dice lo contrario, a lo largo de todo el informe recarga hace referencia a **recarga natural**.

El estudio de la recarga y procesos que son objeto de este Informe se apoyan en la existencia y reconocimiento del ciclo hidrológico. El **ciclo hidrológico** puede verse de distintas maneras, según diversos objetivos. A los efectos de los recursos de agua y de la recarga, la visión es desde el continente (Figura 1.1.1). Bajo este punto de vista cabe distinguir:

1.– Fase de generación de agua: formación y transporte del vapor atmosférico, principalmente en el mar, pero también, a veces muy significativamente, en el propio continente

2.– Fase de retorno del agua al mar: recorrido a) superficial, de flujo rápido, almacenamiento limitado salvo importantes actuaciones humanas o intercalación de grandes lagos, notables fluctuaciones y concentrado en el territorio y b) subterráneo,

con flujo lento a muy lento, gran almacenamiento, fluctuaciones pequeñas y a veces casi inapreciables a corto plazo y disperso por el territorio, aunque con distribución espacial no homogénea.

3.– Detención temporal (por almacenamiento): tiempo medio en que el agua permanece a los diferentes almacenes (repositorios), desde años a milenios, como hielo y nieve, en lagos y embalses, en suelos y en la vegetación y en el terreno saturado (acuíferos y acuitardos)

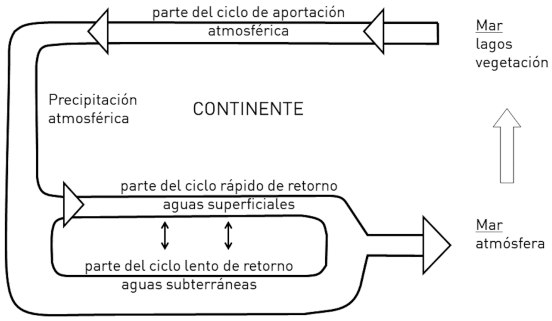


Figura 1.1.1 Representación esquemática de los grandes flujos que conforman el ciclo hidrológico global

En la Figura 1.1.2 se esquematiza el ciclo hidrológico continental con los grandes almacenamientos asociados a las diferentes fases del mismo e interconexiones principales.

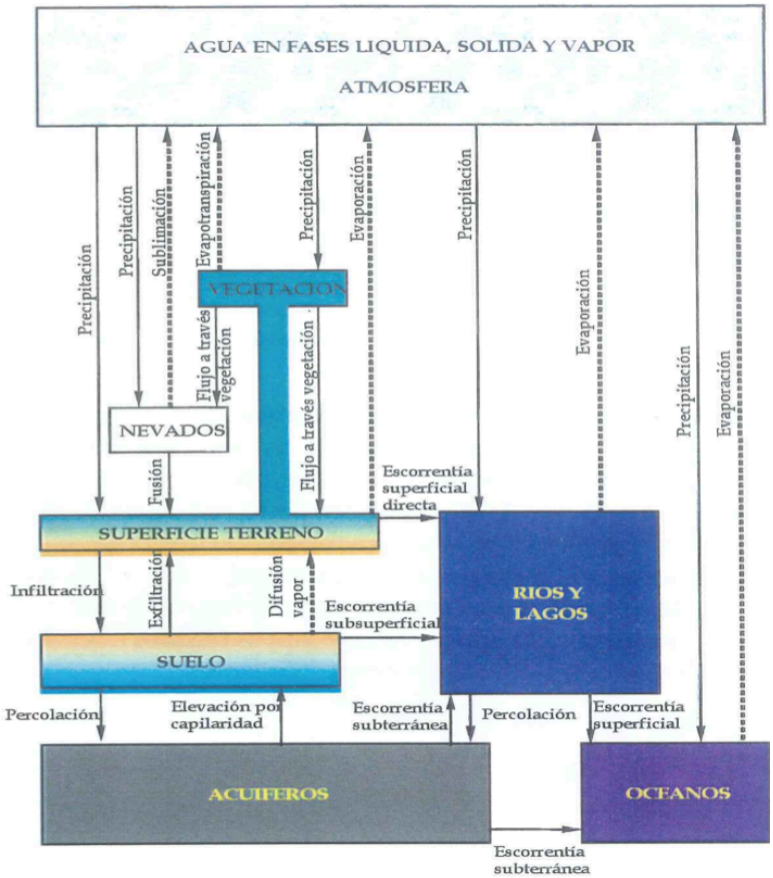


Figura 1.1.2 Esquema del ciclo hidrológico continental con los grandes almacenamientos asociados a las diferentes fases del mismo e interconexiones principales. Se muestran las fases: atmosférica, superficial sobre el territorio, superficial/subsuperficial en el suelo superior y subterránea.

En la Figura 1.1.3 se representa esquemáticamente el devenir del agua de precipitación sobre una cuenca montañosa en que el agua recargada produce descarga en un río ganador, que es la situación más común en climas no áridos y con rocas de transmisividad hidráulica media.

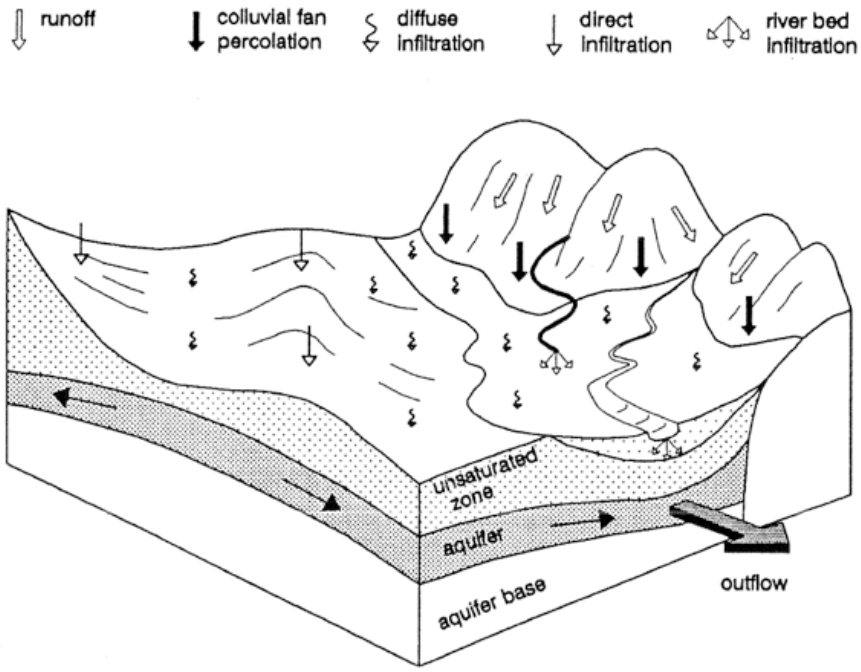


Figura 1.1.3 Esquema del devenir del agua de precipitación sobre una cuenca montañosa en que el agua recargada descarga en un río ganador, que es la situación más común en climas no áridos y con rocas de transmisividad hidráulica media (Gieske-1992 en Simmers, 1997)

Los recursos de agua subterránea tienen varios aspectos:

1.– Recursos renovables: recarga difusa que produce la precipitación atmosférica como lluvia y nieve, recarga concentrada o difusa de intercambio de agua con ríos y lagos y entre acuíferos y acuitardos y retornos de riego, además de posibles fugas de obras humanas (depósitos y conducciones); tienen un tiempo de renovación (volumen / caudal) desde meses a decenios e incluso de siglos,

2.– Recursos explotables: los que se pueden captar o extraer con afecciones asumibles en cuanto a otras captaciones de agua subterránea, a las descargas naturales y al medio ambiente y sus servicios económico-ecológicos,

3.– Reservas: volumen de agua almacenado en el terreno que se puede extraer de acuíferos e indirectamente de acuitardos. Dependen esencialmente de la porosidad drenable (eficaz), la extensión territorial y la profundidad, considerando también la salinidad y calidad. La diferencia entre porosidad total y porosidad drenable es el agua que queda retenida por capilaridad, que no se puede movilizar gravitacionalmente.

1.2 Recarga natural y sus procesos

1.2.1 Formas de recarga

Existen distintas formas de recarga a un acuífero. Los principales son: 1) recarga difusa (a través de amplias zonas) debida al agua de precipitación; 2) recarga concentrada a través de cauces permanentes, estacionales y efímeros; 3) flujos laterales procedentes de otros acuíferos; 4) retornos de riego y pérdidas en los canales de distribución y 5) recarga urbana. En general, cada una de estas formas de recarga requiere métodos de estudio y evaluación diferentes, que se comentan y se sintetizan en los diferentes Capítulos de este informe. Con frecuencia, la recarga natural a un acuífero o sistema acuífero o a una cuenca o territorio es la combinación de distintas formas de recarga, las que a veces son interdependientes.

1.2.2 Procesos

A efectos de la recarga y del flujo de agua en el terreno, dentro del medio subterráneo pueden distinguirse tres zonas, con propiedades claramente diferentes:

1) Suelo edáfico o zona radical. En él se produce la infiltración del agua de lluvia y tienen lugar los procesos de evaporación y transpiración y su combinación, la evapotranspiración. Su espesor es muy variable, según el tipo de suelo y de vegetación. Los flujos de salida son la evapotranspiración, la escorrentía subsuperficial o hipodérmica (interflow) y el flujo vertical descendente o recarga en tránsito. Zona radical hace referencia a la zona en que se desarrollan las raíces de la vegetación que existe en el lugar. La designación radicular en vez de radical no parece la más apropiada, según los investigadores de agronomía, aunque sea de uso común.

2) Zona no saturada (parcialmente saturada) o zona vadosa. Su espesor es muy variable de un lugar a otro. En esta zona pueden existir acuíferos colgados de carácter efímero que pueden dar lugar a un flujo lateral. Recibe la recarga en tránsito que sale del suelo edáfico. Por esta zona desciende el agua que da lugar a la recarga al acuífero. A este proceso se le denomina percolación.

3) Zona permanentemente saturada, en la que se ubican los acuíferos y los acuitardos. La superficie que la separa de la zona no saturada es el nivel freático (superficie de presión del agua igual a la atmosférica), aunque la zona realmente saturada sea algo más alta a causa de los efectos capilares (franja capilar).

El flujo de agua se resume en el esquema de la Figura 1.2.1. La precipitación P, una vez descontada la interceptación (por las plantas), se distribuye entre escorrentía superficial e infiltración. De esta última, una parte vuelve a la atmósfera por evapotranspiración, otra parte aumenta la reserva de agua en el suelo y el resto es recarga en tránsito, que es la entrada de agua a la zona vadosa. Dentro de esta zona vadosa el agua puede fluir lateralmente y descargarse en forma de flujo hipodérmico o de descarga de acuíferos colgados, mientras

el resto fluye verticalmente (percolación) hacia el acuífero. Esta percolación es la que genera la recarga al acuífero. Las variables de estado de cada una de las tres componentes son los volúmenes de agua almacenados, generalmente expresados como altura equivalente de agua (volumen por unidad de superficie), generalmente expresada en mm. La altura equivalente de agua en el suelo en que se produce la evapotranspiración (suelo edáfico) se suele expresar como el producto del contenido volumétrico de humedad por el espesor del suelo. Estas alturas son de agua libre. En el terreno corresponde a alturas mayores ya que solo está disponible para contener agua el espacio que no es parte sólida (porosidad total), parte del cual además contiene aire cuando no está saturado de agua.

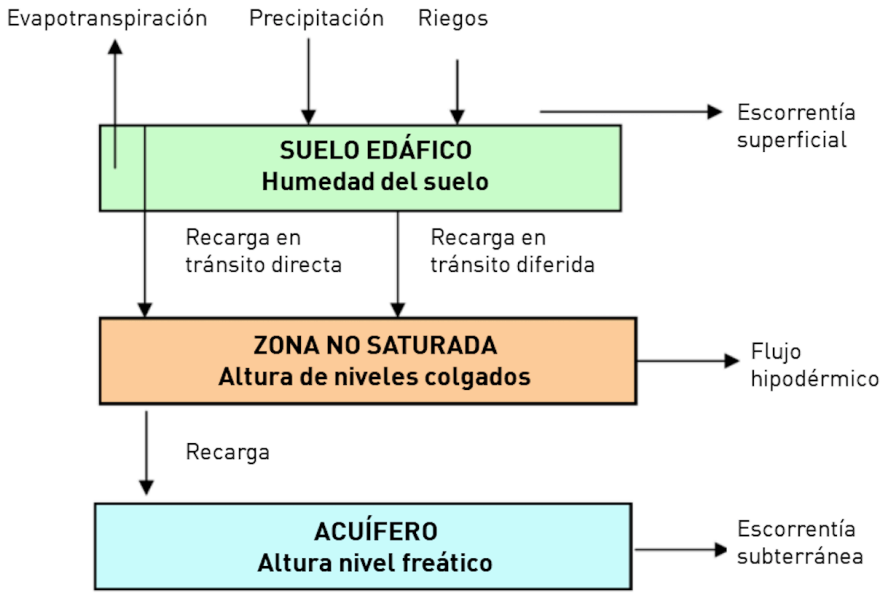


Figura. 1.2.1 Procesos que tienen lugar y representación esquemática del balance de agua en el suelo, en la zona no saturada y en el acuífero (modificado de Samper y García Vera, 1992; Weinzettel, 2005).

Aunque es incorrecto, en ocasiones suelen usarse de forma indiferenciada los términos infiltración y recarga. En sentido estricto, el término infiltración hace referencia al agua que atraviesa la superficie del suelo mientras que la recarga es el agua que alcanza el nivel freático. Se trata por tanto de conceptos distintos, cuya magnitud raramente coincide ya que sólo una parte de la infiltración (frecuentemente una pequeña fracción) es recarga, mientras que una parte (frecuentemente la mayor) vuelve a la atmósfera y otra origina escorrentía superficial y subsuperficial. Tampoco infiltración equivale a recarga en tránsito. En ocasiones se utilizan los términos infiltración eficaz o infiltración profunda para denotar a la recarga (Custodio y Llamas, 1976/1983, p. 2245). No obstante, la terminología adecuada que debería utilizarse es la que se presenta aquí y a lo largo del Capítulo 2. En el estudio de informes hay que poner atención a las definiciones para evitar confusiones en las cuantificaciones.

El modo más común de recarga a un acuífero es por infiltración de la lluvia a través del medio no saturado (Figura 1.2.2), cuyas propiedades de presión, potencial hidráulico y contenido de humedad se muestran en la Figura 1.2.3. Su contenido se desarrolla en los Subcapítulos 2.2 y 2.3. El medio no saturado es en general poco conocido y está falto de datos, excepto en la parte que corresponde al suelo edáfico, en el que las plantas desarrollan sus raíces y toman el agua para transpirarla. El conocimiento del suelo edáfico es bien conocido en cuanto se trata de suelo agrícola, aunque se está progresando mucho en el conocimiento de su comportamiento más general en estudios de contaminación del suelo y de las aguas subterráneas y en estudios forestales.

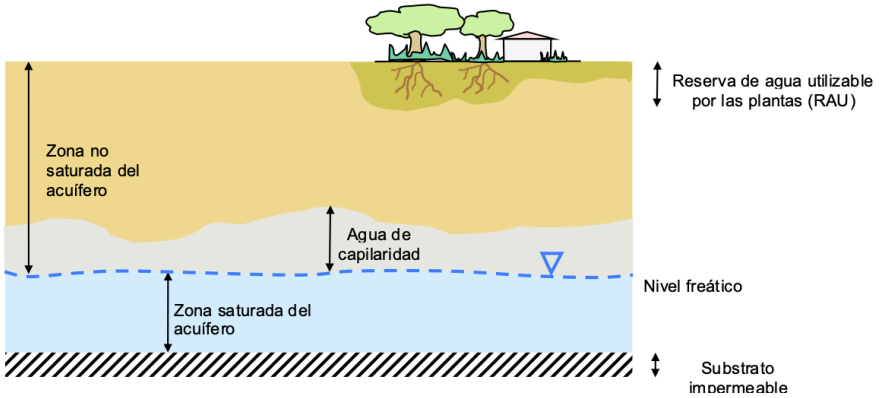


Figura 1.2.2 Corte del terreno con la zona saturada y la zona no saturada (CIHS, 2009)

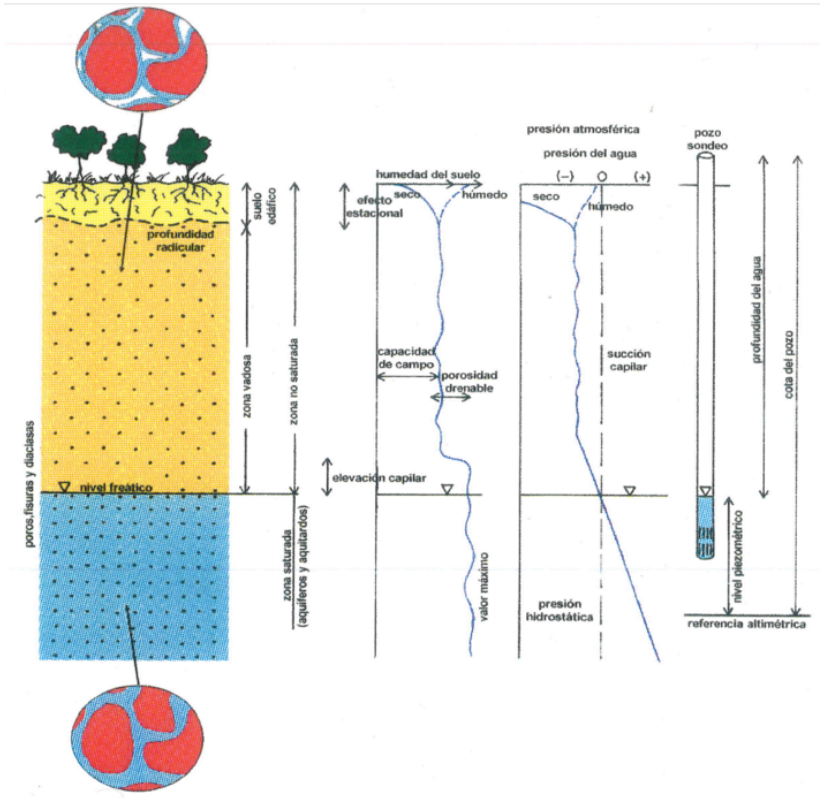


Figura 1.2.3 Existencia y condiciones del agua subterránea (Custodio, material docente)

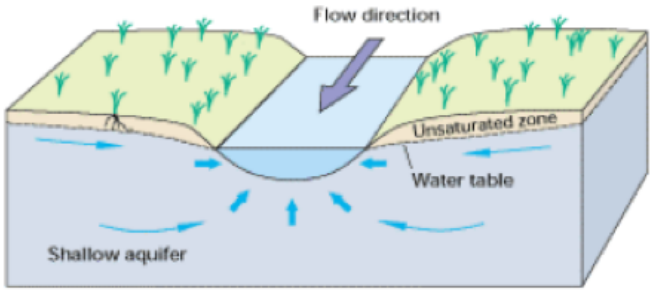
La humedad (contenido volumétrico de humedad) es el volumen de agua por unidad de volumen de terreno. El medio no saturado se caracteriza por tener un contenido volumétrico de agua (humedad) menor que el de saturación, que es la porosidad total. Si la humedad es menor que la porosidad, o sea que parte de los poros están ocupados por aire, la presencia de fenómenos capilares debidos a la tensión superficial en la superficie del líquido hace disminuir la presión efectiva y por lo tanto el potencial hidráulico. Con respecto a la presión atmosférica, tomada como referencia, el agua del medio no saturado tiene presión (tensión) negativa, a la que, en adelante, cambiándole el signo, se la designará como succión para así poder usar valores positivos. El terreno o medio no saturado tiene capacidad de succionar agua. Todo esto afecta a la tasa de infiltración.

La humedad máxima que puede retener el suelo edáfico sin que se drene gravitacionalmente es la capacidad de campo (CC, también llamada retención específica o porosidad de retención mr) y se mide a una succión de 0,05 atm (50 mbar o 0,5 m de columna de agua). Un terreno saturado se drena naturalmente hasta quedar a la capacidad de campo. Para seguir extrayendo agua hacer falta un esfuerzo adicional, como es la aplicación de energía solar para secar o la succión que producen las raíces de las plantas por efecto osmótico. Las plantas pueden extraer agua del medio no saturado mientras la succión necesaria no supere un valor, que en general se considera de 15 atm (15.000 mbar o 150 m de columna de agua). La humedad que corresponde a esta situación se llama de punto de marchitez (PM) o punto de marchitez permanente. La diferencia de humedad entre la porosidad total m y la CC es la porosidad drenable (en secado) o la llenable (en humedecimiento). Estos dos valores no coinciden a causa de la histéresis capilar, que hace que el estado de humedad del suelo dependa de cómo ha evolucionado anteriormente la humedad en el secado y humedecimiento. El uso de los términos porosidad drenable y porosidad llenable es más claro que la de porosidad efectiva, aunque este último término es de uso muy común a pesar de no especificar el proceso. A la porosidad efectiva se la denomina también coeficiente de almacenamiento del acuífero libre. Es el valor que se obtiene en ensayos hidráulicos de bombeo, aunque en la realidad ambos valores pueden diferir notablemente por efectos diferidos. Estos aspectos se desarrollan en mayor detalle en el Subcapítulo 2.2.

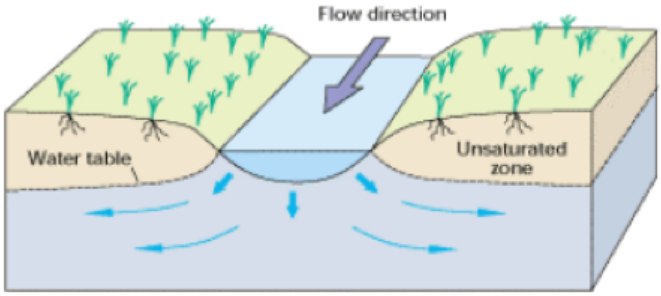
Excepto en climas húmedos y/o grandes llanuras, la situación más común es aquella en que el nivel freático está por debajo de la profundidad de las raíces de las plantas (profundidad radical) y no se evapora el agua freática por efecto de la radiación solar. Pero también existe vegetación capaz de extender sus raíces hasta la zona capilar y saturada y extraer agua de la misma directamente o de la franja capilar en determinadas condiciones. A esta vegetación se la denomina freatofítica o ripícola y a sus especies freatofitas (o freatófitas). Se la encuentra en climas áridos y semiáridos, en bosques de ribera, terrenos llanos y entorno de humedales. La profundidad radical puede ser de varios metros y en áreas áridas de hasta algunas decenas de metros.

En climas húmedos y en terrenos llanos lo común es que los acuíferos descarguen agua directamente a los cauces fluviales. Puede suceder lo contrario en áreas de notable relieve con formaciones altamente transmisoras y en áreas áridas y semiáridas. En estos casos, en circunstancias favorables, los cursos fluviales y cuerpos de agua superficial recargan a los acuíferos. Esta recarga se puede hacer cuando se mantiene el medio saturado debajo

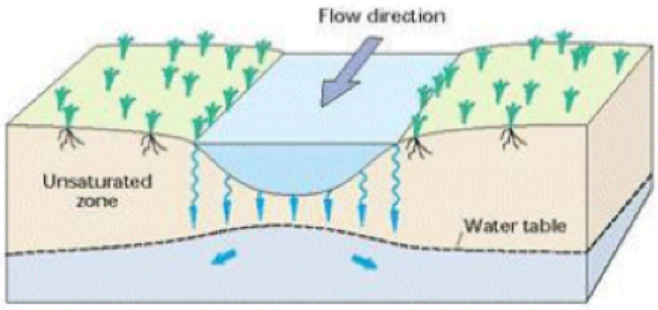
del cauce, con una tasa que depende, además de la altura de agua libre sobre el fondo, de las características del cauce y de la posible existencia de intercalaciones poco permeables entre el cuerpo de agua superficial y el nivel freático Sobre estas intercalaciones se puede formar un acuífero temporal o permanente, que se denomina colgado si por debajo del mismo hay medio no saturado (Figura 1.2.4). Siempre hay continuidad de flujo vertical de agua, pero en el caso de un acuífero colgado la posición en profundidad del nivel freático no influye a efectos prácticos en la cantidad de agua que se transfiere del río o lago al acuífero. No es raro que a la situación de medio saturado continuo se la designe como de conexión hidráulica mientras que cuando se intercala una franja no saturada se diga que hay desconexión hidráulica, pero en la realidad siempre hay flujo vertical de agua y recarga. Por eso, esta terminología puede resultar confusa y conviene evitarla.



A.- Rio ganador, acuífero en descarga



B.- Río perdedor que recarga al acuífero con medio saturado continuo



C.- Río perdedor que recarga al acuífero con medio no saturado intercalado

Figura 1.2.4 Diferentes situaciones río–acuífero. A es la situación común de rio ganador (acuífero que descarga agua) y B y C las de río perdedor (acuífero recargado por el río), con continuidad de medio saturado en el caso B y con medio no saturado intercalado en el caso C (USGS, 2016)

1.3 Definiciones y proceso de recarga natural

1.3.1 Concepto de recarga

En términos generales, se denomina recarga al proceso por el que se incorpora a un acuífero agua procedente del exterior del contorno que lo limita. Son varias las procedencias de esa recarga, desde la infiltración de la lluvia (la más importante en general) y de las aguas superficiales (importante en climas poco lluviosos), hasta la transferencia de agua desde otro acuífero o acuitardo, si los mismos son externos al acuífero o sistema acuífero en consideración (Figura 1.3.1). La recarga por la lluvia y en general la producida a partir de aguas superficiales afecta a sistemas acuíferos freáticos, es decir que limitan superiormente con el medio no saturado, pero por efecto hidráulico modifica los niveles piezométricos de las partes que están confinadas.

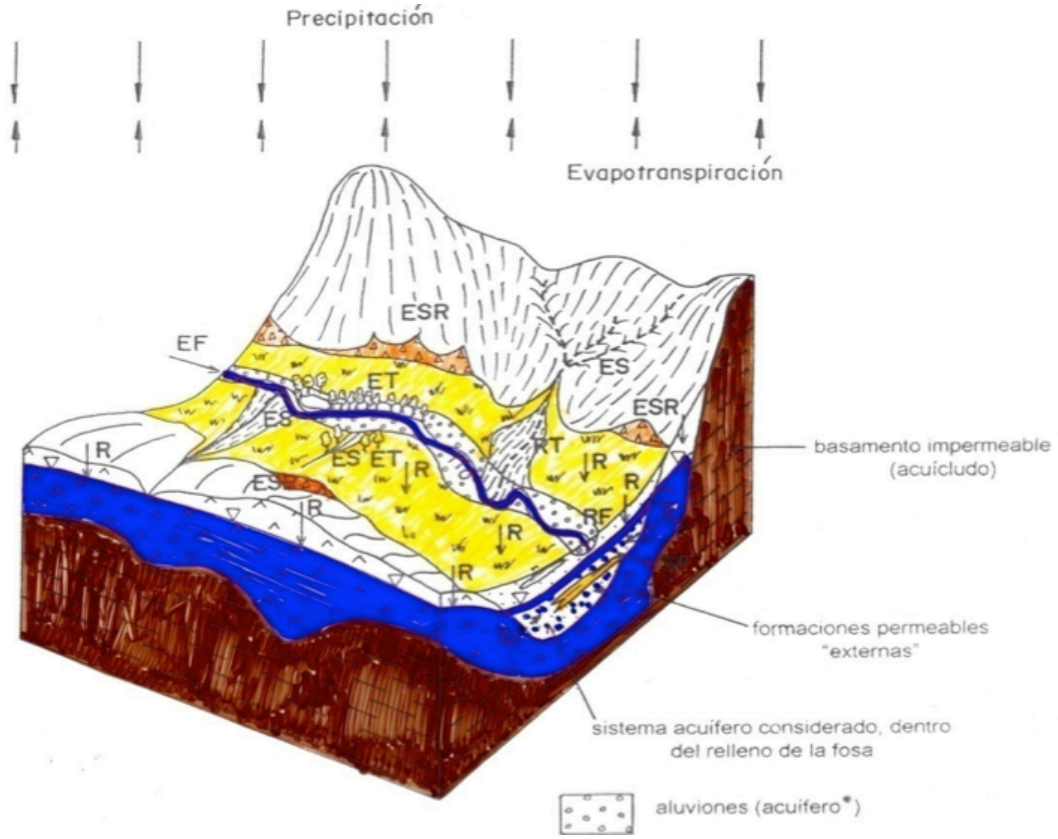


Figura 1.3.1 Bloque–diagrama esquemático de una fosa tectónica entre bloques elevados (pilares o horsts) impermeables a efectos prácticos. Se muestran los elementos que intervienen en la recarga del sistema acuífero del relleno sedimentario, el cual contiene formaciones permeables (acuíferos) y poco permeables (acuitardos). Puede existir una amplia franja no saturada cuyo espesor crece con la distancia al río y río arriba. El conjunto está encajado en otras formaciones también permeables que aquí se consideran exteriores al sistema acuífero del relleno sedimentario, como por ejemplo sedimentos anteriores, tales como carbonatos o efusiones volcánicas (Custodio et al, 1997)

Se llama **recarga** tanto al volumen de agua que penetra en un cierto intervalo de tiempo como al volumen por unidad de tiempo (tasa de recarga). Es frecuente darla como volumen por unidad de superficie y unidad de tiempo o su equivalente en altura por unidad de tiempo. Esta tasa de recarga puede ser tanto el valor en un momento determinado como el valor medio que corresponde a un cierto periodo de tiempo o el valor medio que corresponde un largo periodo. Estas circunstancias deben ser explicitadas cuando se dan los valores.

Se denomina infiltración al proceso y a la cuantificación de la penetración de agua desde la superficie del terreno hacia el interior del terreno (Figura 1.3.2). Cuando el nivel freático está a cierta profundidad, la parte de la infiltración que se convierte en recarga tarda un tiempo más o menos largo en llegar al acuífero, a veces dilatado. Estos procesos se representan también en forma de diagrama en la Figura 1.3.3.

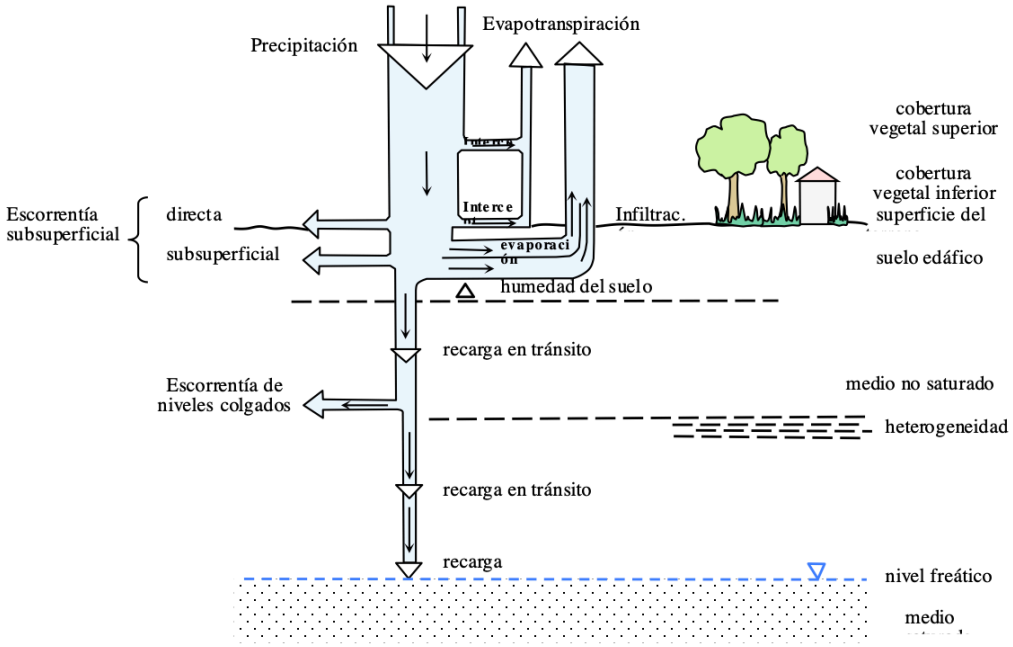


Figura 1.3.2 Representación diagramática de la distribución de la aportación pluviométrica en sus diferentes componentes. La precipitación es la que cae sobre el dosel de la vegetación, que es aproximadamente igual a la que recoge un pluviómetro clásico en un claro del bosque y lejos de edificaciones. La escorrentía de niveles colgados puede sumarse a la recarga en tránsito en áreas vecinas o salir al exterior si dichos niveles intersectan la superficie del terreno en áreas con suficiente relieve (CIHS, 2009, modificado de Custodio et al, 1997)

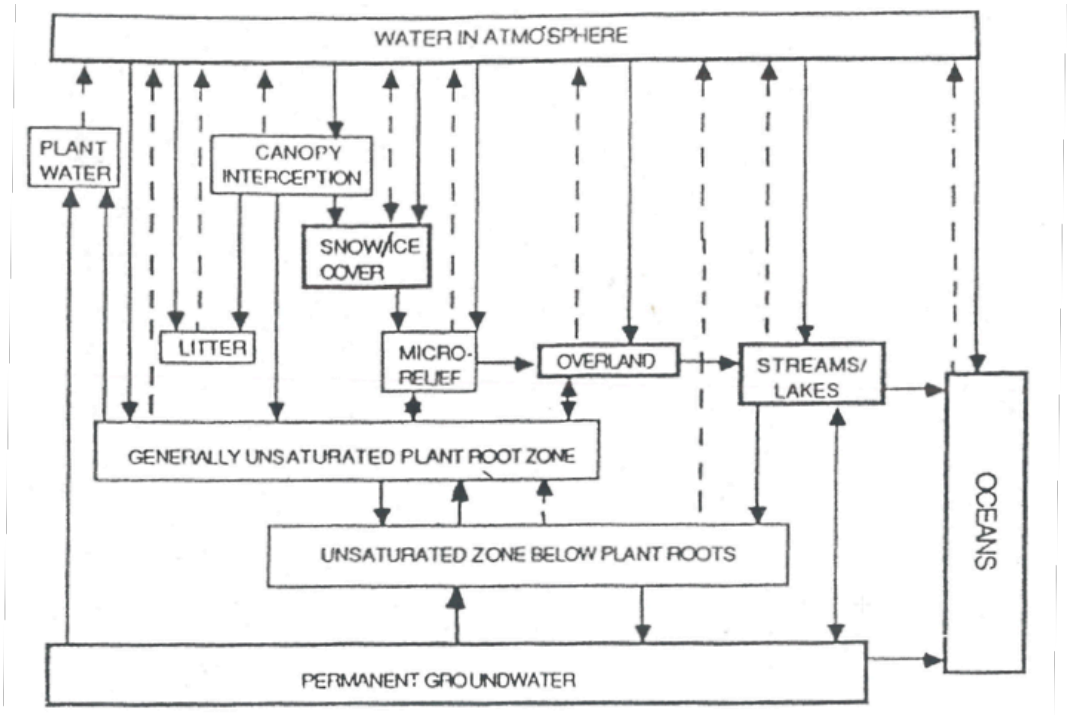


Figura 1.3.3 Principales procesos hidrológicos (tomado de Falkland y Custodio, 1981). Las flechas indican los sentidos de los flujos verticales y horizontales más importantes. Las líneas continuas hacen referencia al flujo de las fases líquida o sólida y las de trazos a las del vapor de agua

Estos diagramas se pueden presentar en forma de organigrama, como el simplificado de la Figura 1.3.4 y el de más detalle de la Figura 1.3.5.

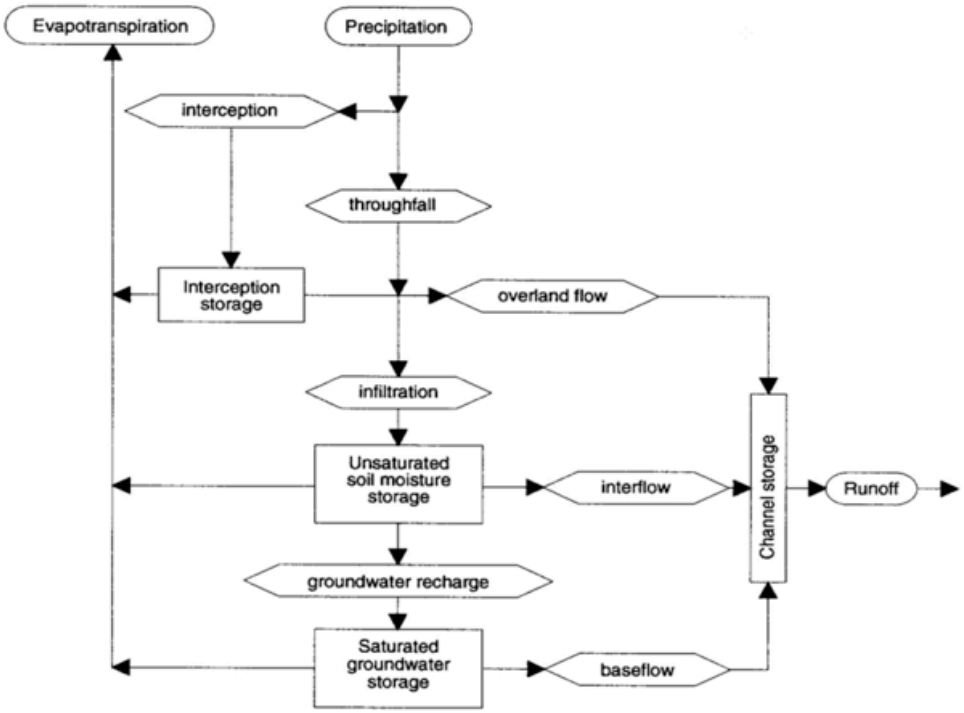


Figura 1.3.4 Organigrama simplificado de un proceso lluvia-escorrentía con separación de componentes y un paso de cálculo de la recarga (Kovalevsky et al., 2004)

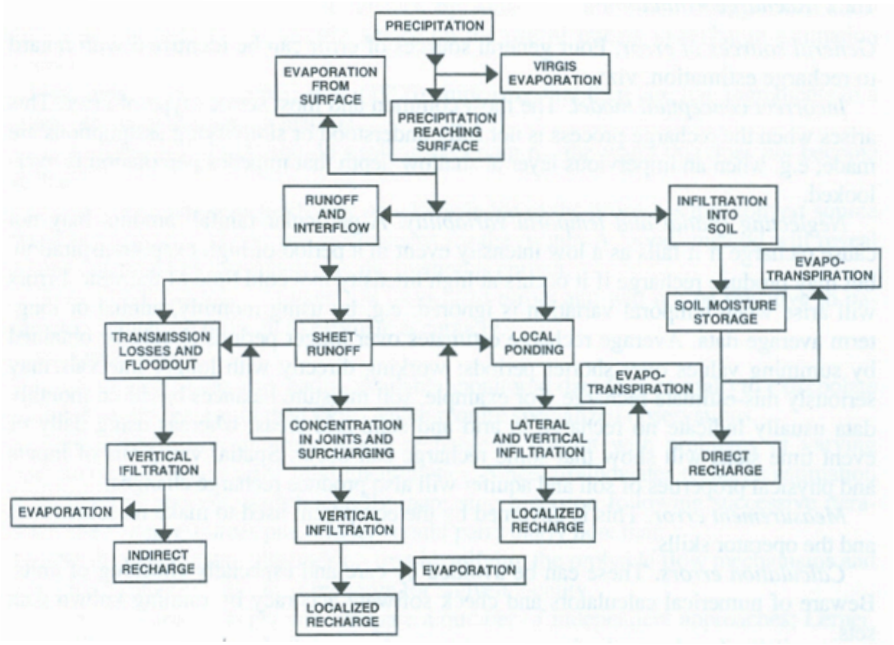


Figura 1.3.5 Organigrama de los procesos de recarga difusa (direct), localizada (localized) y concentrada (indirect) para un área semiárida (Lloyd-1986 en Simmers, 1997)

1.3.2 Escorrentía superficial

La recarga por la lluvia es la situación más común y regionalmente más importante, aunque puede que no lo sea a nivel local. Tras descontar de la precipitación la parte del agua que queda interceptada por la vegetación y que luego se evapora, lo que queda (**lluvia útil** para algunos autores) se reparte entre **escorrentía superficial directa** (agua que escurre sobre el terreno) e infiltración. Parte de la escorrentía superficial directa puede infiltrarse aguas abajo en encharcamientos o allí donde las condiciones del terreno sean favorables al proceso. La tasa (intensidad o valor por unidad de tiempo) de estos componentes varía a lo largo del evento de precipitación. Así la interceptación y **detención** en la superficie son importantes al inicio de la lluvia, la infiltración decrece con el tiempo y la escorrentía superficial aumenta a lo largo de un evento de lluvia.

Una parte del agua infiltrada se puede mover más o menos rápidamente en sentido horizontal por la parte superior del suelo, por macroporos, grietas, fisuras, etc. y luego reaparecer algo diferida en superficie a menor elevación como **escorrentía hipodérmic**a o **flujo subsuperficial**, uniéndose a la escorrentía superficial directa para formar la escorrentía superficial más o menos rápida del evento de lluvia (Figura 1.3.6).

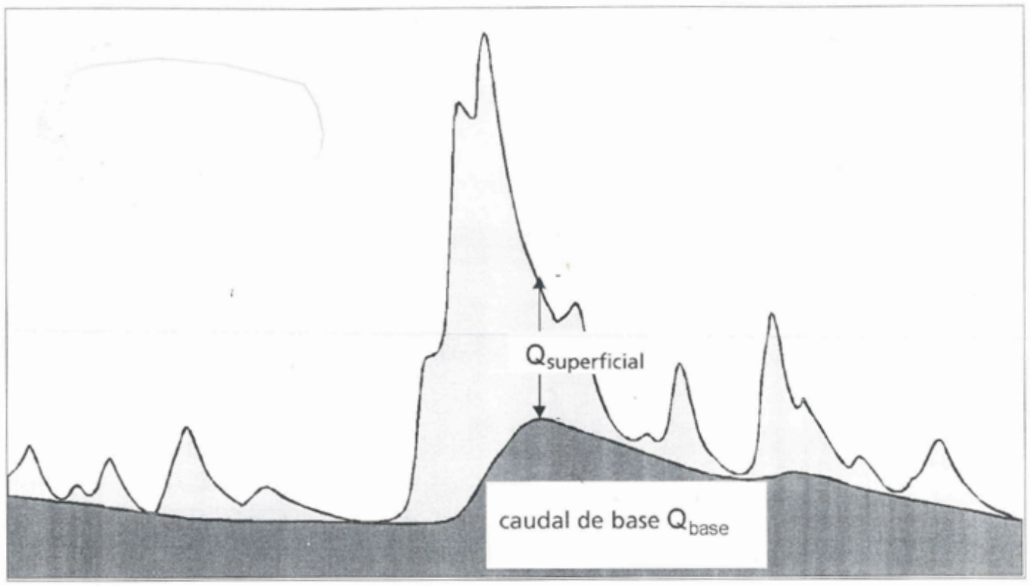


Figura 1.3.6 Hidrograma de un curso de agua en un determinado lugar. Muestra la escorrentía superficial (directa y en su caso subsuperficial) y el caudal de base (escorrentía subterránea) y la escorrentía total.

La tasa de infiltración viene limitada por la permeabilidad intrínseca del suelo y su estado de humedad. En el caso de encharcamiento, cuando el nivel freático está profundo y se produce infiltración, el aire atrapado debajo de un frente de saturación extenso, si no tiene vía fácil de escape, limita la tasa de infiltración, por lo menos inicialmente. Si el nivel freático asciende hasta la superficie del terreno se produce encharcamiento por saturación del suelo y ya no es posible la infiltración (infiltración rechazada).

1.3.3 Procesos en el suelo edáfico

El agua infiltrada que no escurre subsuperficialmente ocupa la totalidad o parte de los poros del terreno. Cuando la humedad (contenido de agua) supera la capacidad de campo del suelo el agua tiende a descender verticalmente de forma lenta. El agua retenida por el terreno está disponible ser para devuelta a la atmósfera, a) transpirada por las plantas en la franja de penetración de las raíces (franja radical), que es el proceso que domina en suelos vegetados y b) evaporada por la acción de la energía solar sobre la superficie del terreno, bien por ascenso capilar o por difusión de vapor cuando el terreno está muy seco. La vegetación es muy efectiva extrayendo agua del suelo, al estar las raíces distribuidas hasta cierta profundidad, mientras que la evaporación es rápidamente decreciente con el tiempo y el frente de secado desciende lentamente hasta anularse a una cierta profundidad, llamada de profundidad de extinción.

El resultado de lo expuesto anteriormente es que una parte del agua infiltrada en el terreno asciende y vuelve a la atmósfera por evapotranspiración (exfiltración si es evaporación directa del agua del suelo) y otra, en general menor, desciende hacia el nivel freático como recarga en tránsito. Es difícil separar la evaporación desde la superficie del suelo que produce directamente la radiación solar de la extracción de agua que producen las raíces

y que luego se evapora (transpira) en la superficie de las hojas de la vegetación. Por eso se suelen combinar ambos fenómenos en un único concepto, llamado evapotranspiración. El lugar geométrico de los puntos del suelo en los que la velocidad vertical del agua es nula es el llamado plano de flujo cero. La posición de este plano de flujo cero (nulo) varía a lo largo del tiempo, entre la superficie del terreno durante el evento de recarga y la profundidad radical o de extinción para la evaporación después de un periodo seco prolongado. La recarga en tránsito descendente bajo el **plano de flujo cero** es la percolación, que se convertirá más tarde en la recarga difusa al acuífero.

1.3.4 Recarga difusa y recarga preferencial

La existencia de discontinuidades en la superficie del suelo, tales como grietas, conductos verticales y fisuras, permite que el agua caída en superficie penetre por las mismas, en especial si sobre ellas se produce encharcamiento superficial. Esta forma de infiltración se puede llamar preferencial o directa, por contraposición a la antes descrita, que se puede llamar por poros o matriz. Cuando la densidad de discontinuidades es grande y bien distribuida, ambas formas de recarga son **recarga difusa**. Parte de la recarga directa puede haber penetrado hasta los poros del suelo por debajo de la zona radical. Para evitar confusiones terminológicas, la recarga preferente es la que alcanza directamente la base de la zona radical y no va a estar sometida a procesos de evapotranspiración en el suelo. En parte de la literatura hidrogeológica, en especial la anglosajona, a la recarga difusa se la llama también recarga directa y a la recarga preferencial se la llama también recarga indirecta. Para evitar confusiones, no se van a utilizar estas designaciones en este informe. La designación recarga concentrada se suele reservar a la que produce en determinadas porciones de la superficie del terreno, como cauces de ríos, canales, encharcamientos y otras formas de agua en superficie.

Las **grietas de retracción** por secado son generalmente poco a moderadamente profundas, salvo en suelos arcillosos en clima semiárido tras un largo periodo seco. El agua que penetra por ellas se suele absorber (sufre imbibición) en las paredes de las discontinuidades y así no llega a la base de la zona afectada por la evapotranspiración y puede volver a la atmósfera. Al irse humedeciendo el terreno que forma las paredes de las grietas a causa de la imbibición, estas tienden a cerrarse por hinchamiento del terreno, salvo que se mantenga su existencia si contienen un relleno permeable estable.

Otros tipos de **grietas**, fracturas y conductos tienden a ser permanentes, en especial en rocas duras. El agua caída o que existe en superficie penetra por esas discontinuidades, hasta que es embebida; así, la penetración del agua depende de la tasa de infiltración que recibe la grieta y de las características de las paredes para humectarse hasta saturación con el agua que penetra horizontalmente en el terreno. El flujo por la grieta cesa pronto en profundidad si el terreno está muy seco (gran imbibición), pero puede llegar a gran profundidad, incluso al nivel freático, si las paredes están próximas a la saturación, son de muy baja permeabilidad o la fisura recibe sostenidamente un suficiente caudal de agua, como cuando hay encharcamiento en superficie o se descarga un nivel colgado muy somero. Toda o buena parte de esta agua puede evitar la evapotranspiración.

Esta descripción simplificada del proceso de generación de la recarga por la lluvia muestra que hay diversos procesos involucrados cuya descripción y cuantificación no es sencilla. Además, hay variaciones laterales a causa de la heterogeneidad del terreno que forma el suelo y el medio no saturado. Todo esto se desarrolla con más detalle en el Capítulo 2 y en especial en los Subcapítulos 2.2 y 2.3.

1.3.5 Acuíferos colgados

Dentro del medio no saturado se pueden formar niveles saturados (acuíferos colgados o suspendidos sobre medio no saturado), temporales o permanentes, sobre horizontes continuos o discontinuos de pequeña permeabilidad (Figura 1.3.7).

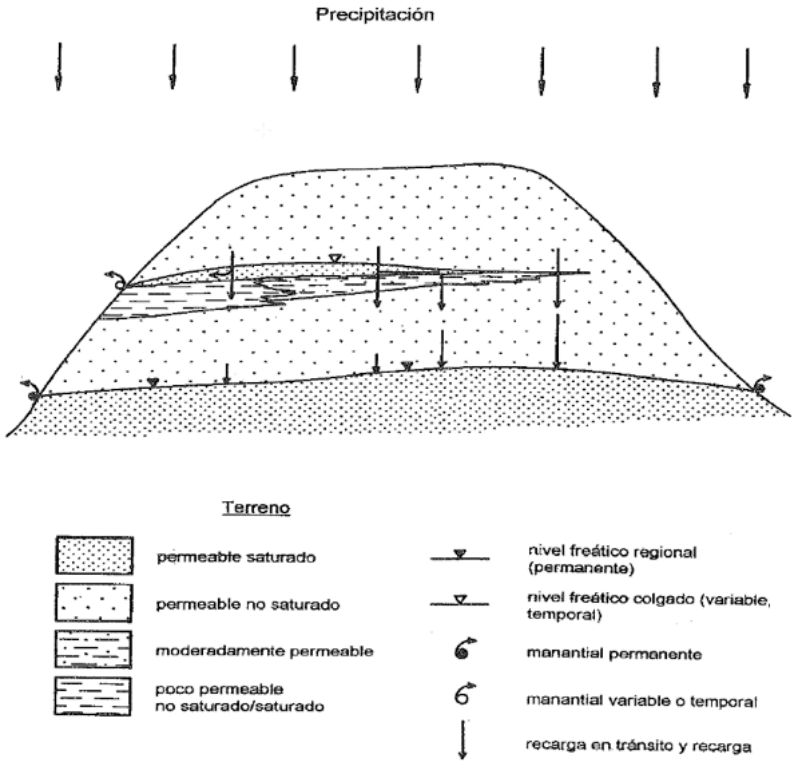


Figura 1.3.7 Nivel colgado heterogéneo en el medio no saturado que da lugar a un manantial colgado en una ladera, pero no en la otra. Internamente se reduce la percolación y se desvía parcialmente hacia otras partes, o no afecta, según las circunstancias hidrogeológicas (Custodio et al., 1997)

En general, las intercalaciones sólo producen un retraso en la percolación, que difiere la recarga sin disminuir el volumen total correspondiente a un evento de precipitación. Pero hay situaciones en que se puede llegar a producir un nivel saturado colgado sobre la intercalación, que puede ir acompañado de la aparición de descargas laterales en forma de rezumes y manantiales variables, en el caso de que el relieve topográfico lo permita, o incluso encharcamiento temporal del terreno hasta la superficie, con rechazo de la infiltración (Figura 1.3.8). Véase el Subcapítulo 2.10.

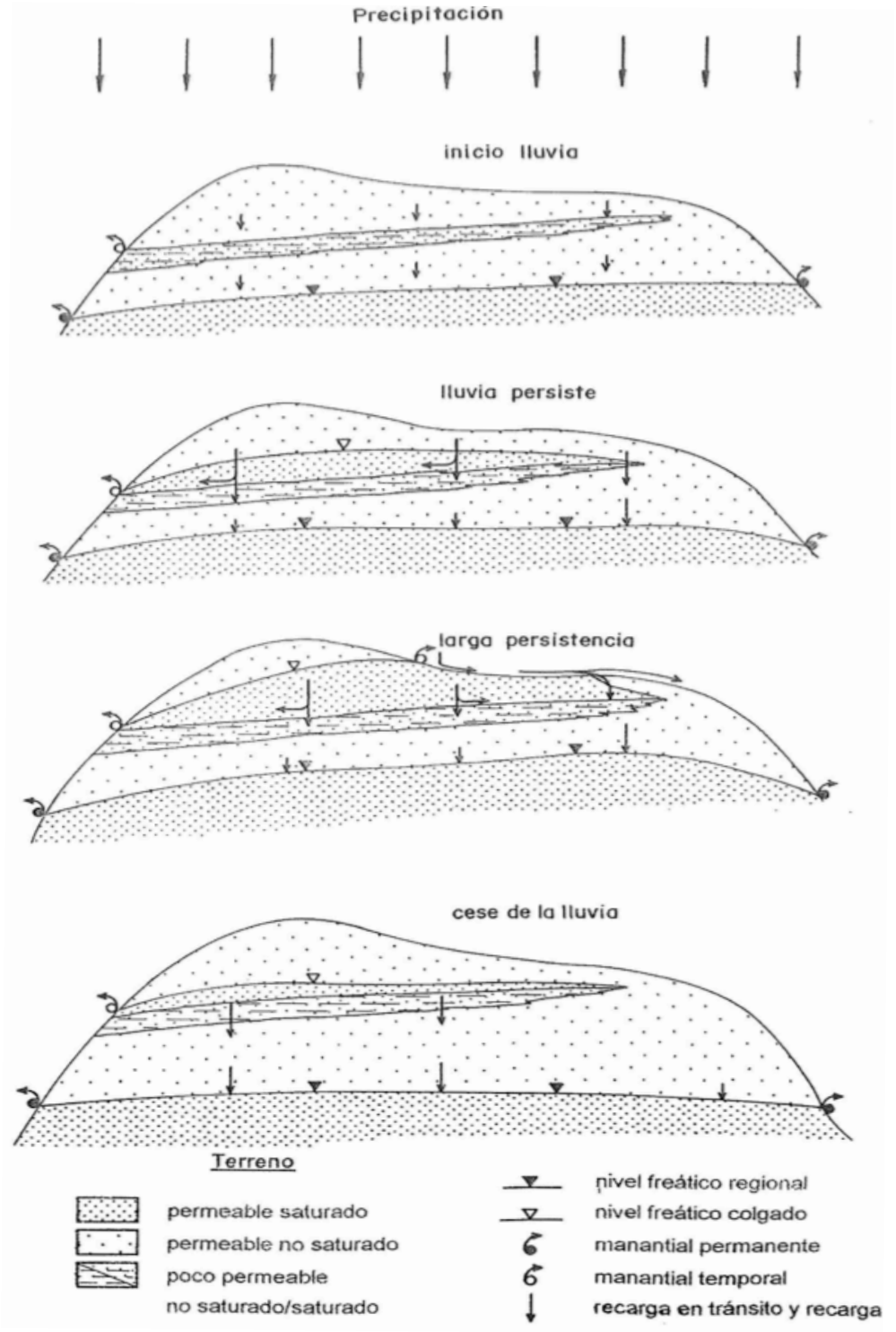


Figura 1.3.8 Efecto de un nivel poco permeable somero intercalado en el medio no saturado. Al inicio de la lluvia, toda la percolación lo atraviesa y no se forma un acuífero colgado. Al aumentar la duración e intensidad se crea un nivel colgado, primero con un manantial lateral y luego hasta encharcar parte de la superficie, reduciendo la infiltración local y derivando la escorrentía hacia otras zonas. Después del cese de la lluvia, el agotamiento del nivel colgado se hace en parte hacia el manantial y en parte hacia el nivel freático regional. Los valores relativos dependen de las características propias de cada situación (Custodio et al., 1997)

1.3.6 Niveles de baja permeabilidad

Una capa de baja permeabilidad vertical k' de espesor b' intercalada en el medio no saturado, sobre la que se establece un acuífero colgado de espesor saturado h encima el techo de la capa, con el medio no saturado por debajo a una succión τ (en general próxima a la presión atmosférica, que se toma como cero), permite pasar un caudal vertical descendente a su través de:

$$q = k' \frac{h + b' - \tau}{b'}$$

en la que τ está definida como un valor positivo (presión negativa cambiada de signo)

Si h = 0 no hay formación del acuífero colgado propiamente dicho y

$$q = k'^{\left(1-\frac{\tau}{b'}\right)} \sim k'$$

de modo que un medio de baja permeabilidad puede transmitir verticalmente un flujo aproximadamente igual a su conductividad hidráulica vertical.

El agua que llega a escurrir por la superficie del terreno puede volver a infiltrarse aguas abajo en la misma área o en áreas alejadas.

En el caso de la recarga a partir de cuerpos de agua superficial (ríos o lagos), cabe considerar dos situaciones extremas, permanentes o transitorias (Figura 1.3.9). En el caso de que haya continuidad del medio saturado entre el cuerpo de agua superficial y el acuífero, la infiltración es dominantemente vertical en la interfaz agua libre–terreno, y depende de la permeabilidad del terreno, de los sedimentos sobre el mismo y del gradiente hidráulico. El gradiente hidráulico es función de cómo el acuífero transfiere el agua que se recarga a otras partes del mismo. Los sedimentos de fondo del cuerpo de agua, tanto inorgánicos como orgánicos, pueden ser determinantes del proceso, pero también lo son las condiciones hidráulicas que permiten mantener un gradiente elevado para la infiltración.

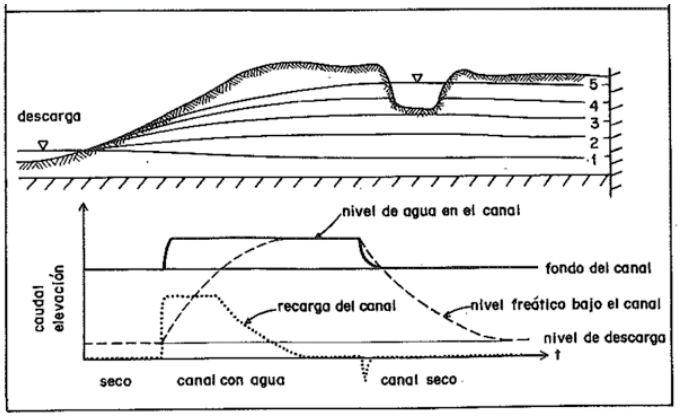


Figura 1.3.9 Evolución piezométrica a causa de la recarga por infiltración variable desde un cuerpo de agua superficial en el caso en que, debido a una resistencia hidráulica, la infiltración es menor que la capacidad de transmisión del medio no saturado y el nivel freático queda por debajo de la base del cuerpo de agua superficial (Custodio et al., 1997).

La figura inferior muestra cualitativamente la evolución transitoria de niveles y caudales de recarga producidos en un acuífero por un canal de funcionamiento discontinuo, cuando existe un control de descarga del acuífero.

En el caso de que bajo el cuerpo de agua superficial haya medio no saturado, el gradiente hidráulico está fijado principalmente por la altura de la lámina de agua, aunque también influye la humedad del medio no saturado bajo el cauce (Figura 1.3.10). La permeabilidad de los materiales de contacto entre el agua superficial y el terreno es también importante. En caso de infiltración bajo gradientes hidráulicos verticales elevados, los sedimentos de fondo del cuerpo de agua se pueden hacer menos permeables por compactación. Para mantener el medio no saturado, el agua recargada debe transferirse por el acuífero (o por los posibles niveles colgados intermedios) a otras áreas. De otro modo el agua se acumula bajo el área de recarga y el nivel freático puede llegar a unirse con el cuerpo de agua superficial, en cuyo caso se acaba pasando al caso anterior de medio saturado continuo. Una disminución de la tasa infiltración puede hacer que se evolucione desde un estado de continuidad del medio saturado a la aparición de una franja no saturada intercalada.

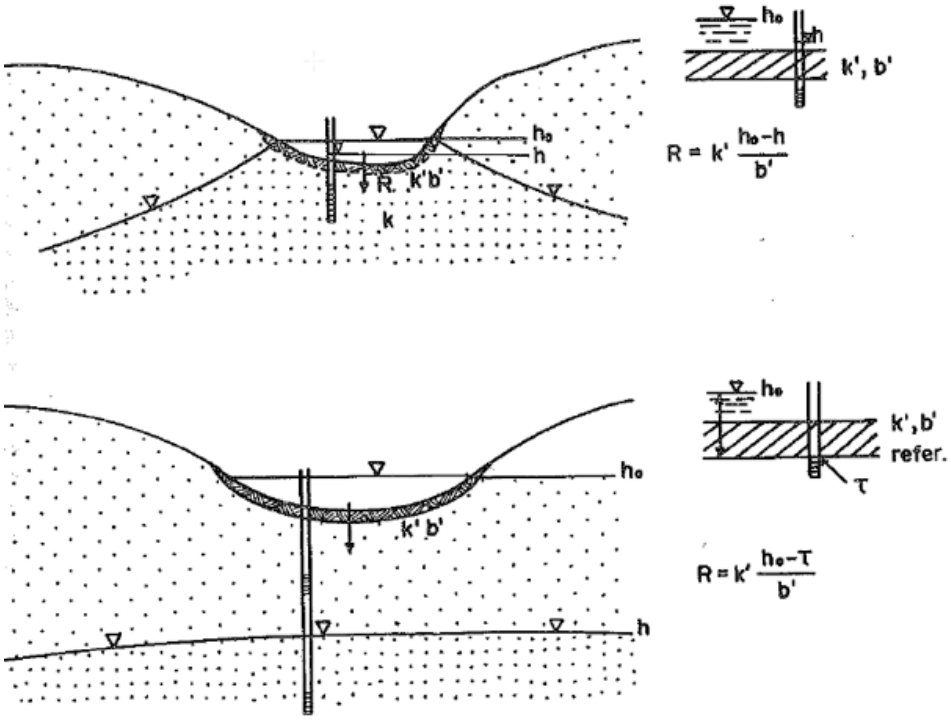


Figura 1.3.10 Infiltración de agua superficial (río, canal, lago, etc.) a través de los sedimentos de fondo cuando el nivel freático está por debajo del nivel del agua libre, con continuidad de medio saturado (figura superior) y con medio no saturado intercalado (figura inferior). k' = conductividad hidráulica vertical de los sedimentos, menor que la del medio permeable que está debajo, h0 = elevación del nivel de agua libre, h = elevación del agua subterránea bajo la capa de sedimentos y τ = succión del medio no saturado. Con infiltración apreciable, τ se acerca a cero (presión atmosférica bajo dicha capa). τ es un valor positivo = - presión. Si hay varias capas de sedimento de conductividad hidráulica ki' y espesor bi' es k' = Σibi' / [Σi (bi' / ki')]. Custodio et al., (1997)

De nuevo se está ante una situación compleja, cambiante y fácilmente modificable por la acción humana. Además, las altas tasas de infiltración involucradas favorecen la acumulación de sedimentos finos en la superficie de penetración (proceso de colmatación), salvo que haya una fuerte corriente de agua que lo dificulte o que las crecidas periódicas favorezcan la eliminación de esos sedimentos del lecho por arrastre y puesta en suspensión, ayudado por una posible descarga temporal de agua subterránea al río.

Puede haber una redistribución local de la recarga cuando la escorrentía superficial que se genera se acumula en pequeñas depresiones desde donde se redistribuye en el terreno subyacente (Figura 1.3.11). Esta agua concentrada se infiltra fácilmente si no hay sedimentos finos. Si hay sedimentos finos se forma un encharcamiento más o menos duradero y el agua acumulada se infiltra sólo parcialmente, ya que una parte se evapora o llega a escurrir superficialmente y se acumula a la arroyada. En terrenos arenosos secos puede existir inicialmente una repelencia a la penetración de las gotas de agua (no mojan) y así aumenta la escorrentía superficial local, hasta que el proceso cesa al desaparecer las causas de repelencia con el progresivo aumento de la humedad del suelo

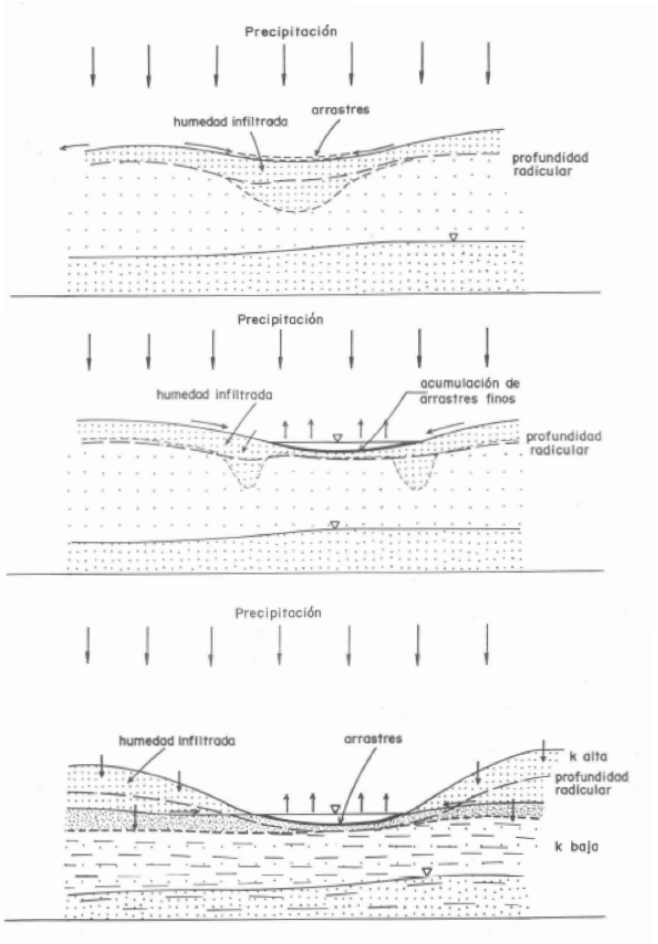


Figura 1.3.11 Redistribución local de la recarga a causa de la generación de escorrentía superficial que se concentra en pequeñas depresiones. Esta agua concentrada se infiltra fácilmente si no hay sedimentos finos. Si hay sedimentos finos se forma un encharcamiento más o menos duradero y el agua acumulada se infiltra sólo parcialmente ya que una parte se evapora o llega a escurrir superficialmente y se acumula a la arroyada (Custodio et al., 1997)

1.3.7 Recarga en superficies repelentes al agua

Los movimientos laterales de corta distancia por la superficie del terreno, con frecuencia magnificados cuando el terreno seco manifiesta repelencia al agua (ver la Sección 2.7.4 del Capítulo 2), hace que la escorrentía se concentre en las pequeñas depresiones del terreno donde es posible que se produzca recarga (Fig. 1.3.12). Allí el agua puede penetrar en el terreno más profundamente y en ocasiones hasta por debajo de la profundidad radical.

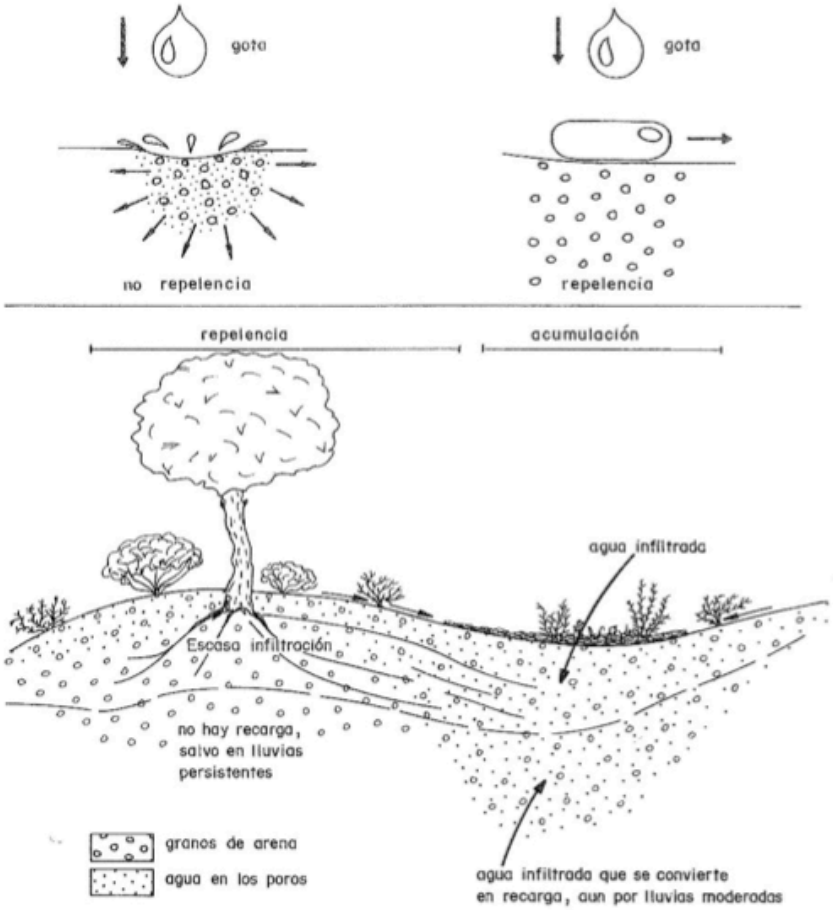


Figura 1.3.12 En terrenos arenosos secos puede existir inicialmente una repelencia a la penetración de las gotas de agua (no mojan) y esto aumenta la escorrentía superficial local hasta que el fenómeno cesa al desaparecer las causas de la repelencia con la progresiva humectación. Allí donde se concentra el agua de escorrentía sobre el terreno permeable aumenta mucho la infiltración y la franja de suelo humedecida es mucho más profunda (Custodio et al., 1997)

1.3.8 Efectos de la recarga

La consecuencia de la recarga es el ascenso o una disminución de la velocidad de descenso del nivel freático del acuífero y el aumento de las descargas a ríos, manantiales, zonas húmedas, lagos o litoral. Una recarga continuada produce un nivel freático y unas descargas estables, salvo que se produzcan otros efectos externos, tales como cambios de nivel de base o la actividad estacional de la vegetación que toma agua subterránea (freatofitas). En realidad, la generación de recarga es variable en el tiempo y frecuentemente discontinua, como lo es la precipitación. Así se producen fluctuaciones en los niveles freáticos, que se transfieren a las descargas, con retraso y amortiguación, de modo que es posible que no sea fácil identificar por simple observación cambios en la precipitación o eventos de lluvia con cambios en las descargas. Para poder poner de relieve las relaciones se puede requerir un análisis de cierto detalle.

Las Figuras 1.3.13 y 1.3.14 muestran el retraso con que se manifiestan los cambios en la precipitación en los otros componentes y estamentos del ciclo hidrológico local.

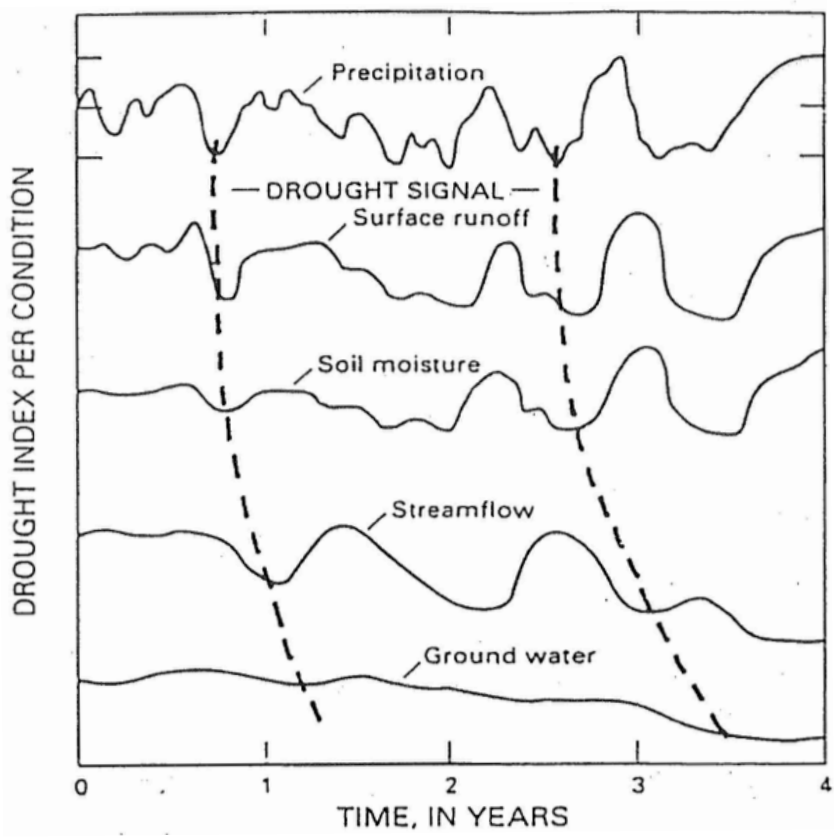


Figura 1.3.13 Retraso con que se manifiestan los cambios en la precipitación en los cambios en los otros componentes del ciclo hidrológico: escorrentía superficial, humedad del suelo, caudal fluvial en un punto y nivel del agua subterránea. Las variaciones de las diferentes componentes se relativizan de acuerdo con un índice de sequía (estado fraccional relativo al mayor contenido o variación). La ordenación en vertical es por conveniencia. Modificado de McNab y Karl (1989) y Entekhabi et al. (1996)

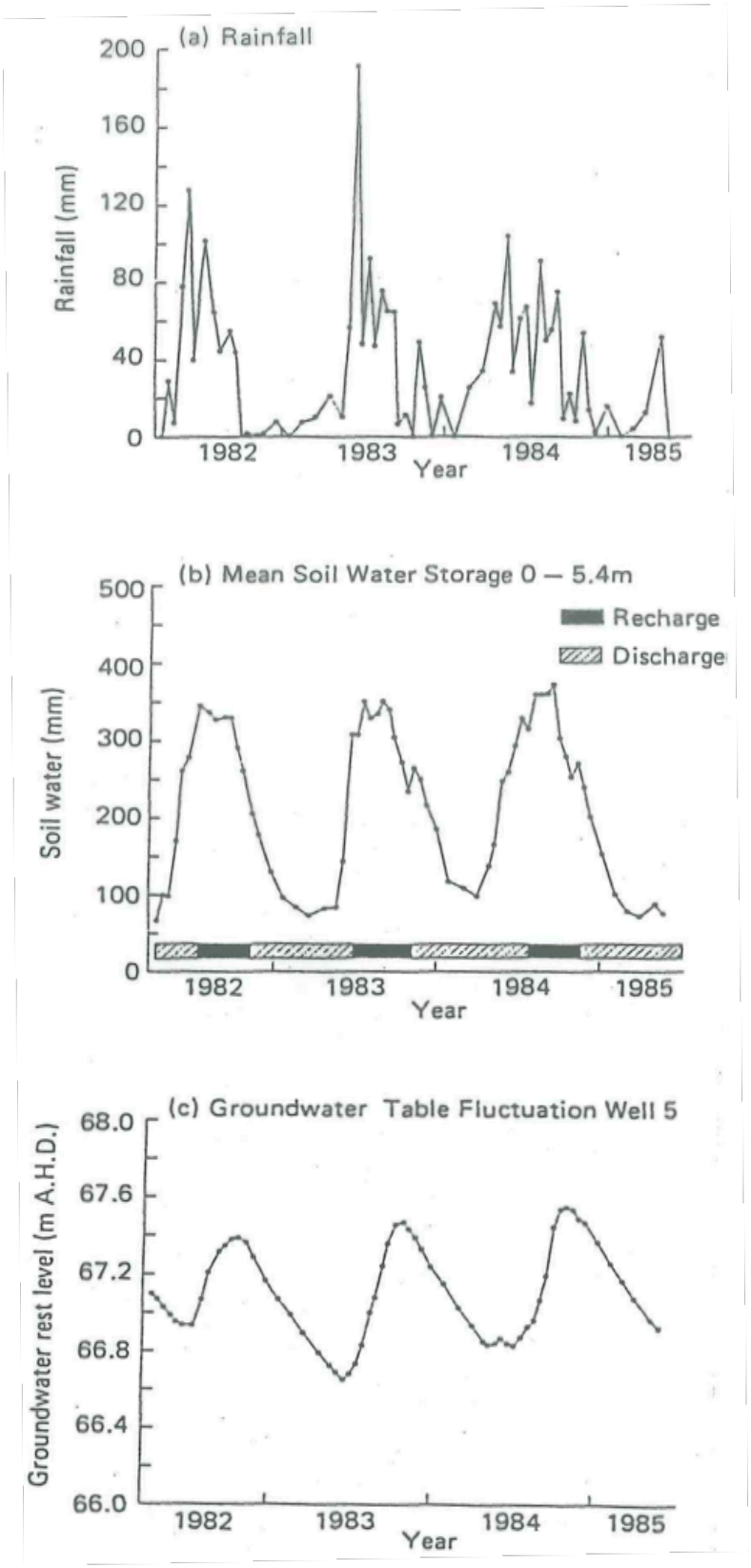


Figura 1.3.14 Correspondencia entre precipitación, humedad del suelo y nivel freático en un cierto lugar. Se aprecia el retraso en la manifestación de los cambios en la precipitación en los cambios en la humedad del suelo y en el nivel del agua subterránea

La transferencia del efecto de la recarga producida por la precipitación requiere un tiempo variable, que es función de las características del medio no saturado y de su espesor. Puede ser de horas en medios muy permeables verticalmente y con el nivel freático poco profundo, hasta meses en medios con pequeña permeabilidad vertical (homogénea o por estratificación) y con el nivel freático profundo. En este caso, la variabilidad de la precipitación se amortigua notablemente y puede llegar a convertirse en una entrada casi continua e incluso constante si los eventos de recarga son relativamente frecuentes (Zhou et al., 2018), aunque con posibles efectos singulares a causa de eventos especiales, como grandes lluvias, periodos muy húmedos y largas sequías.

El efecto directo sobre el nivel freático de un evento de recarga por precipitación es siempre pequeño ya que la lámina de agua recargada es como mucho de algunos cm. Si se recarga una fracción α de la precipitación P en un medio con porosidad m y una retención específica (humedad a la capacidad de campo) mr, en el supuesto de que se pueda despreciar el incremento de descarga del acuífero en ese período, la elevación del nivel freático (medida sobre la tendencia) es de $\alpha P(m-m_r)$; $m-m_r$ es la porosidad total menos la drenable (también llamada porosidad eficaz o coeficiente de almacenamiento), que puede ser un valor ligeramente diferente según que el proceso sea de ascenso freático o de descenso freático, a causa de la histéresis capilar. Por ejemplo, una precipitación tormentosa que produzca una recarga de 10 mm puede producir una elevación freática como mucho de algunos decímetros, salvo en medios fisurados en roca dura en los que la baja porosidad drenable permite fluctuaciones mayores, por lo menos a corto plazo. No es raro que muchas de las grandes fluctuaciones que a veces se observan sean un efecto local del punto de observación causado por la penetración de agua superficial, subsuperficial o de formación de un nivel colgado temporal en el sondeo o pozo, o transmitido desde un frente montañoso fisurado a través de un medio con cierto grado de confinamiento.

El tiempo de respuesta freática o de los caudales de descarga para un evento de recarga está regido por efectos hidráulicos, es decir, de transmisión del potencial hidráulico y no necesariamente supone un gran desplazamiento físico del agua. La situación se puede asimilar a la de una tubería llena de agua conectada a un depósito elevado; el incremento de presión en la tubería por entrada de agua al depósito no implica que el agua aportada haya llegado físicamente al punto de medida de la presión. En el acuífero, las pequeñas difusividades hidráulicas (cociente entre transmisividad del acuífero y coeficiente de almacenamiento) hacen que la propagación de las perturbaciones sea lenta, pero aun así es rápida en relación con el movimiento físico del agua.

En un perfil de medio no saturado de espesor H y contenido volumétrico medio de humedad θ (suele ser próximo a mr), existe una lámina equivalente de agua libre retenida por fuerzas de capilaridad que vale $H\cdot\theta$. Si la recarga media es R, el tiempo de renovación del agua del perfil (tiempo medio de tránsito) es $\tau = H\cdot\theta / R$. Este valor varía entre días y cientos de años y es mucho mayor que el tiempo de respuesta hidráulica antes comentado. El agua que va a producir la respuesta freática a un evento de recarga no es la que ha penetrado por la superficie del terreno, sino que es la que en media penetró hace un tiempo τ. Por lo tanto, la recarga que acaba de penetrar inicia su descenso y en promedio llegará después del tiempo τ. En unos casos la dispersión del tiempo real de llegada de las diferentes partículas de

fluido respecto a τ es pequeña (flujo de pistón) y en otras es muy grande (véase la Sección 5.3.2 del Capítulo 5). También una parte puede llegar rápidamente (flujo preferencial) pero otra lo hará de forma diferida por flujo por la matriz. Esto es característico de los medios de doble porosidad, como las rocas fisuradas, en las que existen bloques con una cierta porosidad separados por fisuras y discontinuidades.

1.3.9 Incertidumbre de la evaluación de la recarga

Se puede definir la incertidumbre como la diferencia entre un valor observado o calculado y el valor verdadero, que en general es una estimación. Las aproximaciones más comunes para llevar a cabo análisis de incertidumbre son las simulaciones tipo Montecarlo y los análisis de error o acercamiento (aproximación) de primer orden.

La evaluación (cálculo) de la recarga es inherentemente incierta, entre otros factores, por falta de precisión de las variables que la determinan, por la incertidumbre en los parámetros, por la propia naturaleza empírica o semiempírica de las fórmulas y gráficas aplicadas, por las notables simplificaciones que hay que hacer para tratar de cuantificar los procesos y por la no identificación o mala identificación de parte de esos procesos.

Sea R = R (a_1, a_2, a_3, ..., a_i, ..., a_n) una fórmula de cálculo de la recarga en función de una serie de variables y parámetros ai que tienen un cierto error. Si se supone que los valores reales siguen una distribución estadística normal de desviación tipo σ_i, el error parcial r_i de R debido a que la variable ai tiene un error ϵ_i, vale:

$$r_i = \frac{\partial R}{\partial a_i}\epsilon_i$$

Considerando todas las variables y suponiendo que los errores de cada una de ellas son independientes entre sí, la varianza (cuadrado de la desviación estándar) del error de R es:

$$\sigma_R^2 = \sum_{i=1}^{n}\left(\frac{\partial R}{\partial a_i}\sigma_i\right)^2$$

Una expresión común para el cálculo anual de la recarga R en un lugar en función de la precipitación anual P en clima lluvioso es (véase el Subcapítulo 8.2):

$$R = \alpha(P - P_0)$$

en la que α es un factor de proporcionalidad y P_0 una precipitación umbral, ambos con un cierto error. Resulta:

$$\sigma_R{}^2 = (P - P_0)^2\sigma_\alpha^2 + \alpha^2\sigma_P^2 + \alpha^2\sigma_{P0}^2$$

o en valores relativos del error:

$$\left(\frac{\sigma_R}{R}\right)^2 = \left(\frac{\sigma_\alpha}{\alpha}\right)^2 + \frac{P^2}{(P - P_0)^2}\left(\frac{\sigma_P}{P}\right)^2 + \frac{P_0^2}{(P - P_0)^2}\left(\frac{\sigma_{P0}}{P_0}\right)^2$$

El valor de R y su variabilidad se puede expresar como $R \pm n \cdot \sigma_R$. Para n = 1 el intervalo comprende el 68,3% de los valores posibles de R, para n = 2 el 95,4% y para n = 3 el 99,7%.

Cuando se utilizan modelos con varias variables y diversos parámetros, en general trabajando con intervalos de tiempos cortos (por ejemplo, diarios), puede aplicarse un proceso matemático similar estudiando la sensibilidad del resultado a las desviaciones de los parámetros y variables.

En muchos casos, el error más importante no es el de la incertidumbre antes comentada sino la utilización de un método inadecuado, que en general es a causa de una mala conceptuación del proceso de recarga y de sus componentes.

El mejor y más preciso conocimiento de un sistema acuífero se produce paulatinamente, con simultaneidad a su progresiva puesta en explotación o toma de conciencia de su importancia. De ahí el interés en mantener una buena red de observación, que ha de ser adecuada y proporcionada a la importancia y al grado de explotación.

Así pues, la estimación de la recarga puede estar afectada por distintos tipos de errores: 1) asociados a un inadecuado modelo conceptual (inadecuada representación de ciertos procesos y/o omisión de determinados términos), 2) debidos a la variabilidad espacio–temporal, 3) de medida y 4) numéricos de cálculo.

Los errores derivados de una incorrecta conceptuación de la recarga son los más comunes y los más serios. Esto sucede cuando los procesos de recarga no son bien conocidos o cuando se realizan hipótesis que suponen grandes simplificaciones, como ignorar la existencia de acuíferos colgados asociados con capas poco permeables, lo que puede conducir en ciertos casos a sobrevalorar la recarga a un acuífero. Otro tipo de error conceptual es la inadecuada selección del intervalo de tiempo en la realización de balances de agua en el suelo. Un intervalo mensual puede conducir a la conclusión errónea de que la recarga es nula, cuando en realidad pueden existir periodos cortos especialmente lluviosos en los que la aportación del agua de lluvia puede sobrepasar el déficit de humedad del suelo dando lugar a recarga significativa (véase el Subcapítulo 3.2).

El efecto de la variabilidad temporal es muy importante. La distribución temporal de la precipitación es determinante en la existencia de recarga. Una precipitación de baja intensidad prolongada puede no dar lugar a recarga si la evapotranspiración es superior a la intensidad de lluvia. La misma cantidad de lluvia acumulada en un periodo corto puede ser suficiente para saturar el suelo y provocar recarga. De la misma forma, las variaciones espaciales de la precipitación y de las propiedades del medio juegan también un papel importante.

Los errores de medida dependen del instrumental y dispositivos utilizados. En general estos errores pueden ser tratados de forma cuantitativa. Los errores numéricos pueden ser minimizados mediante una adecuada verificación de los programas de cálculo y una cuidadosa definición de los parámetros de discretización espacial y temporal para la resolución numérica.

Cuando existen errores de medida de una variable P, el valor medido P_m se relaciona con el real P_r a través de (Samper, 1998):

$$P_m = P_r + \varepsilon_p$$

en la que ε_p es el error.

A veces el error ε_p suele expresarse en términos relativos, como una fracción del valor de la variable:

$$S_p = \frac{\varepsilon_p}{P_r}$$

donde S_p es el error relativo.

Si la recarga R se obtiene como diferencia de dos cantidades E (entrada) y S (salida),

$$R = E - S$$

las varianzas de los errores en la recarga vienen dadas por:

$$\sigma_R^2 = \sigma_E^2 + \sigma_S^2$$

y la varianza del error relativo S_p por:

$$S_R^2 = S_E^2 \left(\frac{E}{R}\right) + S_o^2 \left(\frac{S}{R}\right)$$

donde σ_E^2, σ_S^2, S_E^2, S_S^2 son las varianzas de los errores de medida absolutos y relativos de las variables E y S.

El error proporcional de la recarga S_R^2 depende de las relaciones E/R y S/R. Si las variables E y S son mucho mayores que R, como suele suceder en los balances de agua en el suelo en medios semiáridos, el error S_R^2 puede llegar a ser muy importante.

En el supuesto simplista de que la recarga R se calcule como diferencia entre la precipitación P y la ETR, es decir, si E = P y S = ETR:

$$S_R^2 = S_P^2 \left(\frac{P}{R}\right)^2 + S_{ETR}^2 \left(\frac{ETR}{R}\right)^2$$

De acuerdo con esta expresión:

$$S_R^2 \geq S_P^2$$
$$S_R^2 \geq S_{ETR}^2$$

es decir, la varianza del error relativo de la recarga es siempre mayor que cualquiera de las varianzas de los errores de P y ETR.

El valor de σ_R cuantifica la incertidumbre del verdadero valor de la recarga. Aunque su "valor esperable" es el correspondiente al valor medio, su "valor real" puede encontrarse con un nivel de confianza del 95% en el intervalo $(R-2\sigma_R;R+2\sigma_R)$.

Cuando la recarga se obtiene como producto de dos variables K y G (por ejemplo, permeabilidad y gradiente hidráulico, o como el producto de porosidad eficaz m_e y ascenso del nivel freático Δh):

$$R = K \cdot G$$

las varianzas de los errores de la recarga vienen dadas por:

$$\sigma_R^2 = \sigma_k^2 G^2 + \sigma_G^2 K^2 + \sigma_k^2 \sigma_G^2$$
$$S_R^2 = S_G^2 + S_K^2 + S_G^2 S_K^2$$

En este caso, el error relativo en la recarga no depende de la magnitud de las variables.

En general, las ecuaciones multiplicativas suelen conducir a errores menores que las ecuaciones aditivas (Samper, 1997).

De todo lo anterior se deduce que en todo método de estimación de la recarga, los valores calculados de la recarga (diarios, mensuales o anuales) contienen errores de diversa naturaleza. Si la recarga se obtiene a partir de relaciones sencillas, la magnitud del error en la recarga se puede evaluar con las expresiones anteriores. Sin embargo, no siempre se dispone de una expresión explícita y sencilla de la recarga.

Cuando la recarga se evalúa mediante balances diarios de humedad, su valor es una función generalmente no lineal de una serie de parámetros $P_1, P_2, \ldots, P_{NP}$ (reserva útil, conductividades hidráulicas, coeficientes de infiltración, etc...) y de una serie de variables $V_1, V_2, \ldots, V_{NV}$ (precipitaciones, valores diarios de ETP, ...) y dependen a su vez de los métodos de cálculo utilizados M_1, M_2, M_{nM} para evaluar ciertas componentes del balance. En general se puede establecer que

$$R = R(P_i, V_j, M_i)$$

La dependencia de los valores de R respecto a los métodos de cálculo M_1 se puede evaluar realizando los balances con los distintos métodos M_1, M_2,... y comparando los resultados obtenidos para la recarga. De ese modo se puede evaluar la sensibilidad de la recarga al método de cálculo utilizado (Samper, 1997).

Se puede calcular la incertidumbre de la recarga debida a errores en los datos de partida y en los parámetros del modelo de balance. Sea R* la recarga correspondiente a unos determinados valores de los parámetros P_i^* y de las variables V_j^*. Suponiendo que la recarga varía de forma continua, el desarrollo en serie de Taylor de primer orden permite relacionar de forma aproximada la recarga R correspondiente a valores de P_i y V_j diferentes a los de referencia, de forma que:

$$R \simeq R^* + \sum_{i=1}^{N_p} \left(\frac{\partial R}{\partial P_i}\right)^* (P_i - P_i^*) + \sum_{j=1}^{N_V} \left(\frac{\partial R}{\partial V_j}\right)^* (V_j - V_i^*)$$

donde $\frac{\partial R}{\partial P_i}$ y $\frac{\partial R}{\partial R_j}$ representan la sensibilidad de la recarga a las variaciones del parámetro P_i y de la variable V_j respectivamente. Estos coeficientes de sensibilidad pueden ser obtenidos de forma analítica o sencillamente evaluando la recarga para distintos valores de los parámetros.

Sean ε_{pi} y ε_V los errores en los parámetros y variables y sean $\sigma_{p_i}^2$ y $\sigma_{V_j}^2$ sus correspondientes varianzas. Una aproximación de primer orden del valor de la varianza del error de la recarga se obtiene mediante:

$$\sigma_R^2 = \sum_{i=1}^{N_p} \left(\frac{\partial R}{\partial P_i}\right)^2 \sigma_{p_i}^2 + \sum_{j=1}^{N_V} \left(\frac{\partial R}{\partial V_j}\right)^2 \sigma_{V_j}^2$$

1.4 Métodos de cálculo de la recarga

1.4.1 Introducción

La cuantificación de la recarga puede abordarse de diferentes formas, entre las que cabe citar: 1) determinación directa, 2) métodos de balance de agua, 3) métodos hidrodinámicos, como los basados en la Ley de Darcy y en las fluctuaciones freáticas, 4) estudio de las variaciones naturales y ambientales de la composición química e isotópica, 5) técnicas de trazado químico e isotópico artificial y 6) otros métodos, generalmente empíricos. Se parte de variables atmosféricas medidas directamente o remotamente.

Una posible agrupación de métodos es:

1.– Balance de agua en el suelo

a) mediante fórmulas con parámetros con o sin base física
b) por cálculo diario o por eventos de lluvia, calibrando con series de niveles freáticos y/o caudales de base
c) experimentalmente mediante lisímetros

2.– Análisis de las fluctuaciones freáticas si el nivel del agua es poco profundo

3.– Estudio de perfiles y variaciones de humedad del suelo periódicamente o tras eventos individuales

a) por muestreo destructivo para medir la humedad
b) por mediciones no destructivas de la humedad
c) midiendo la succión con tensiómetros

4.– Estudio de los gradientes térmicos verticales, para recarga grande y largo plazo

5.– Calibración de modelos numéricos de flujo del agua subterránea acoplados a un modelo de cálculo de la recarga; es difícil en régimen estacionario y muy difícil en régimen variable

6.– Balance de la deposición atmosférica de cloruro, en condiciones favorables

7.– Observación de cambios verticales de salinidad en sondeos

8.– Medida de la evapotranspiración real y de la humedad del suelo superior mediante sensores remotos desde satélite o aerotransportados o desde la superficie con métodos geofísicos.

En las Tablas 1.4.1 y 1.4.2 se resumen los principales métodos y sus características.

Tabla 1.4.1 Resumen de los principales métodos de evaluación de la recarga y sus características principales

Método	Modalidad	Tipo recarga	Variable	Escala temporal	Frecuencia	Complejidad relativa
balance de agua	acuífero	D,C	R,B	D,S,E,A,EE	r	2,3,4
	columna suelo	C	R,D	D,S	r	3
	cuenca	D,C	R,D,B	D,S,E,A	r	2,3,4
	río	D,C	R,D,B	D,S	1,r	4
modelos	BA–ZNS	C	R,D	D,S	0,1,r	2
	Richards–ZNS	C	R,D	D,S	0,1,r	4
	ASp cuenca	D,C	R,D,B	D,S	0,1,r	5
	Flujo ASb	D,C	R,D	A,EE	0,1,r	5
	AS /ASp comb.	D,C	R,B	D,S,E,A,EE	0,1,r	5
	empírico	D,C	E,A	E,A,EE	r	1
de Darcy	ZNS	C	D	D,S	r	5
	grad. ZNS	C	D	EE	1	3
	Asb	D,C	R	D,S,E,A	r	2
	ASp / ASb	E	R	D,S	r	3
de ZNS–ASb	plano flujo cero	C	D	D,S	r	4
	lisímetro	C	D	D,S	r	1,2,3,4,5
	fluctuac. freática	C	R	D,S,E	r	2
basado en ASp	infiltrómetro	D	R,D,B	D	1	2
	resp. a escalón	D	R	D	r	3
	duración flujo	C	B	MA,10	0	1
	separ. hidrog.	C	B	MA,10	0	3
	curva agot.	C	R,B	MA,10	0	3
	separac. quím.	C	B	D,S,E,A, MA,10	r	4
	inyec. trazador	C	B	D	r	3
de trazador	Cl ZNS	C	D	MA,10,M,EE	1	3
	^{3}H ZNS	C	D	MA,10	1	3
	^{36}Cl ZNS	C	D	MA,10	1	3
	artif. ZNS	D,C	D	D,S,E,A,M	r	3
	calor ZNS	C	D	S,E,EE	r	3
	Cl Asb	D,C	R	10,M,EE	1	2
	^{14}C Asb	D,C	R	10,M,EE	1	3
	^{3}H Asb	D,C	R	MA,10	1	3
	^{36}Cl Asb	D,C	R	MA,10	1	3
	CFC /SF6 Asb	C	R	MA,10	1	3
	^{3}H / ^{3}He Asb	C	R	MA,10	1	4
	artif. Asb	D,C	R	D,S,E,A	r	3
	calor ASp / ASb	D	R	D,S,E	r	3

BA = balance de agua; ZNS = zona no saturada; Asp = agua superficial; Asb = agua subterránea; CFC = clorofluocarburos; SF6 = hexafluoruro de S
Tipo de recarga: D = difusa; C = concentrada
Variable: R = recarga; D = drenaje (recarga en tránsito); B = caudal de base
Escala temporal: D por evento o diaria; S semanal; E estacional; A anual; MA multianual; 10 decenal; M milenaria; EE Estado estacionario
Frecuencia (de toma de datos); 0 lo que existe; 1 una vez; r repetitiva
Complejidad relativa: 1 baja ... 5 alta

Tabla 1.4.2 Resumen de los principales métodos de evaluación de la recarga y las escalas a las que pueden aplicarse.

Método	Modalidad	Escala espacial						
		1 m^2	10 m^2	0,1 ha	1 ha	1 km^2	10^3 km^2	10^6 km^2
balance de agua	acuífero				X	X	X	X
	columna de suelo	X						
	cuenca				X	X	X	X
	río			X	X	X		
modelos	BA–ZNS	X						
	Richards–ZNS	X	X	X	X			
	ASp cuenca				X	X	X	X
	Flujo ASb				X	X	X	X
	ASb / ASp comb.				X	X		
	empírico	X	X	X	X	X	X	X
de Darcy	ZNS	X	X					
	grad. ZNS	X	X					
	Asb	X	X	X				
	ASp / ASb	X	X	X				
de ZNS–Asb	plano flujo cero	X	X					
	lisímetro	X	X	X				
	fluct. nivel freático		X	X				
basado en ASp	infiltrómetro	X						
	respuesta escalón		X	X	X	X		
	duración flujo					X	X	X
	separac. hidrogr.					X	X	
	curva agotam.					X	X	
	separac. quím.				X	X	X	
	inyección trazador				X	X	X	
de trazador	Cl ZNS	X	X					
	^{3}H ZNS	X	X					
	^{36}Cl ZNS	X	X					
	artif. ZNS	X	X	X	X			
	calor ZNS	X	X					
	Cl Asb			X	X			
	^{14}C Asb			X				
	^{3}H Asb		X	X				
	^{36}Cl Asb		X	X				
	CFC /SF6 Asb		X	X				
	^{3}H / ^{3}He Asb		X	X	X			
	artif. Asb		X	X				
	calor ASp / ASb	X						

BA = balance de agua; ZNS = zona no saturada; Asp = agua superficial; Asb = agua subterránea; CFC = clorofluocarburos; SF6 = hexafluoruro de azufre

En lo que sigue se presenta una breve descripción de las principales características de estos métodos.

1.4.2 Métodos de medición directa

La determinación de la recarga mediante medidas in situ es muy costosa ya que requiere la construcción de dispositivos que midan a suficiente profundidad el agua que fluye hacia el nivel freático. Además, proporcionan información muy puntual. Pero estos métodos tienen gran fiabilidad ya que permite cuantificar directamente el balance de agua. La escala de tiempo puede variar entre casi instantánea hasta estacional e incluso anual.

Los métodos clásicos de medición directa se basan en la utilización de lisímetros y de medidores de filtración (infiltrómetros). Un lisímetro es un bloque de suelo adecuadamente aislado e instrumentado, de forma que pueden medirse todos los flujos de agua a través del mismo. Los medidores de filtración son útiles para la determinación de las pérdidas por infiltración desde canales de riego y desde ríos (Sección 2.7.2 del Capítulo 2).

1.4.3 Métodos hidrodinámicos

Los métodos hidrodinámicos se basan en la utilización y resolución de la ecuación del flujo en condiciones de saturación parcial o total. Se busca deducir el flujo de recarga a partir de mediciones en el terreno de las variables hidrológicas y de los parámetros que caracterizan al medio. El flujo en medio no saturado es difícil de calcular a partir de medidas de campo ya que no existen técnicas que permitan medir de forma directa la conductividad hidráulica no saturada. Esta conductividad se suele deducir a partir de expresiones teóricas que la relacionan con el contenido de humedad y ciertas características del medio. Para analizar situaciones de flujo complejas: régimen transitorio, heterogeneidad espacial, etc., no es posible aplicar soluciones analíticas y se recurre a métodos numéricos. Se pueden requerir muchos datos. Los principales modelos en uso se exponen en los Capítulos 3 y 4.

1.4.4 Técnicas de trazadores

En la estimación de la recarga pueden utilizarse trazadores naturales y ambientales y trazadores artificiales (añadidos de forma premeditada). Como los trazadores no miden directamente la recarga, ya que no forman parte de la molécula del agua, salvo los isótopos del oxígeno y del hidrógeno, pueden existir ciertos problemas a la hora de interpretar los resultados por la existencia de interacciones con el terreno, modificaciones químicas, otras fuentes de trazador y vías preferentes de flujo. En otras situaciones los trazadores pueden utilizarse para caracterizar el flujo preferente o de cortocircuito. Estas técnicas se comentan en el Capítulo 5.

Los trazadores naturales y ambientales suelen proporcionar el valor medio de la recarga durante largos periodos de tiempo (años). El balance de la deposición de cloruro atmosférico es una técnica importante para evaluar la recarga media a largo plazo si las condiciones son apropiadas y si se conoce razonablemente bien esa deposición media.

1.4.5 Otros métodos

La observación de las fluctuaciones del nivel freático en respuesta a las variaciones de la pluviometría es un método directo, aplicable siempre y cuando el nivel freático sea somero y no esté afectado por evaporación y evapotranspiración (o estos efectos sean corregibles) y que las mediciones de nivel sean frecuentes y a lo largo de un dilatado periodo de tiempo. Se considera en el Capítulo 6.

Los métodos empíricos intentan correlacionar la recarga con otras variables hidrológicas (precipitación, altitud, etc.). Este tipo de métodos tiene un grado de validez limitado, ya que las expresiones obtenidas para un determinado tipo de cuenca sólo son extrapolables con limitaciones a cuencas hidrológicamente similares. No obstante, las relaciones entre recarga y precipitación obtenidas en una zona mediante otros métodos pueden ser útiles para extrapolar en el tiempo los valores de la recarga en dicha zona.

Los métodos preferibles son los de base física o los que la tengan al menos en una parte importante del procedimiento. Se trata de identificar los diferentes procesos que intervienen en la recarga, cuantificarlos y concatenarlos en una secuencia que trate de reproducir lo que realmente sucede.

1.5 Cálculo de la recarga natural

1.5.1 Requisitos de un buen método de cálculo de la recarga

De acuerdo con Lerner et al. (1990), todo método de cálculo de la recarga debe tener en cuenta los siguientes aspectos:

1) Balance de agua. En la realización del balance hídrico se pone de manifiesto cuánta agua hay disponible y qué parte puede o no puede convertirse en recarga. De esta forma, se puede acotar la magnitud de una posible estimación por exceso o por defecto.

2) Identificación de los mecanismos y procesos de recarga.

3) Errores de estimación. Un buen método de estimación debería proporcionar resultados con errores pequeños. Es deseable que la estimación de la recarga sea poco sensible a parámetros que son difíciles de determinar. Los métodos de balance de agua suelen determinar la recarga como la diferencia entre dos magnitudes grandes inciertas y frecuentemente poco distintas, por lo que la estimación de la recarga comporta inherentemente grandes errores. Los métodos que se basan en la descripción del flujo en la zona no saturada tropiezan con la dificultad de la determinación de sus parámetros.

4) Aplicabilidad. Los métodos que requieren gran cantidad de datos e información muy especializada pueden no ser aplicables fuera del ámbito de proyectos de investigación.

5) Extrapolación. La planificación y gestión de los recursos subterráneos requiere disponer de estimaciones de la recarga en periodos largos de tiempo. Los métodos que sólo requieren datos fácilmente disponibles son más adecuados a la hora de extrapolar que los que requieren información especializada.

1.5.2 Intervalos de tiempo

Cada método de cálculo de la recarga tiene asociado un intervalo de tiempo en el que sus resultados tienen validez. La escala de tiempo puede oscilar entre instantánea y geológica, pasando por estacional, anual e histórica. La Tabla 1.5.1 indica el grado de idoneidad de cada método para distintas escalas de tiempo. Los valores medios en periodos grandes deben obtenerse promediando los resultados obtenidos en periodos más pequeños.

Tabla 1.5.1 Grado de idoneidad de cada escala de tiempo para cada método de cálculo de la recarga (según Lerner et al., 1990).

MÉTODO	ESCALA TEMPORAL					
	Instantánea	Evento	Estacional	Anual	Histórica	Geológica
Medida directa	A	A	P	P	I	I
Balance de agua	A	O	P,E	P,E	P,E	I
Métodos Hidrodinámicos	A	P	P,E	P,E	P,E	I
Trazadores ambientales	I	I	I	I	A	A
Trazadores artificiales	A	A	A	A	I	I

I = Inaplicable, A = Aplicable, P = Posible mediante integración de resultados a escalas menores, E = Posible extrapolación a partir de datos hidrométricos.

Cuando en climas áridos y semiáridos se realiza el balance de agua con datos mensuales, se puede llegar a la conclusión errónea de que no existe recarga, mientras que con datos diarios u horarios es posible identificar la existencia de episodios de recarga. En el primer caso se tiende a subestimar la recarga, a veces notablemente.

1.5.3 Enfoque general

La estimación de la recarga es un proceso iterativo, de forma que las sucesivas estimaciones se revisan y refinan confirme se va disponiendo de datos adicionales y de resultados obtenidos con distintos métodos. La estimación final debe ser el resultado de la calibración de un modelo de flujo que reproduzca espacial y temporalmente las respuestas del acuífero. Es posible que se deba iterar entre un modelo y otro para ir mejorando la estimación, salvo que sea posible acoplarlos.

Para obtener la primera estimación de la recarga, 1) hay que evaluar cuánta recarga puede aceptar el acuífero; en la mayoría de las ocasiones existe un límite máximo de recarga a partir del cual el acuífero se llena y cualquier cantidad adicional de agua es rechazada (Custodio, 1986), 2) se debe analizar la capacidad del medio no saturado para transmitir agua; la capacidad de recarga de ciertos cauces (ríos, canales de riego, etc.) puede estar

fuertemente limitada por la existencia de capas poco permeables y 3) hay que evaluar la magnitud de la recarga potencial (la recarga en tránsito) y las salidas que pueden existir antes de alcanzar al acuífero.

Siempre que sea factible, es recomendable utilizar varios métodos de evaluación de la recarga, de modo que se puedan establecer las similitudes y diferencias existentes entre los valores obtenidos.

1.6 Fuentes de información

A pesar de la trascendencia del buen conocimiento de la recarga a los acuíferos y su papel clave en las áreas áridas y semiáridas para determinar los recursos de agua disponibles, no existe, hasta donde el autor conoce, ninguna serie de reuniones sistemáticas con publicaciones ni revistas especializadas. Buena parte de la información científica se encuentra dispersa en las revistas de hidrogeología e hidrología, como Hydrogeology Journal de la IAH (International Association of Hydrogeologists), Journal of Hydrology o Groundwater (antes Ground Water) de la Scientists and Engineers Division de la National Ground Water Association. También se encuentra numerosa información en las actas de los Congresos y Simposios de la IAH y de sus grupos nacionales, como el grupo español (AIH-GE) y el grupo argentino (AIH-GA) y también de la Asociación Latino Americana de Hidrología subterránea para el Desarrollo (ALHSUD) y de la Asociación Española de Hidrogeología. El Hydrogeology Journal dedicó un número especial a la recarga (HJ, 2002).

Determinados organismos han dedicado esfuerzo a la evaluación de la recarga de acuíferos, favoreciendo reuniones o promocionando publicaciones, como es el caso de la División de Ciencias de Agua de UNESCO, de la Sección de Hidrología Isotópica del Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA/IAEA), de diversas instituciones Norteamericanas, como el US Geological Survey y diversos grupos del US Corps of Engineers (con generación de modelos de simulación de acceso público), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières francés y la International Association of Hydrogeologists (IAH, 2010). En España han realizado notables esfuerzos el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea (FCIHS), además de algunos departamentos universitarios, con momento e intensidad variables.

Los aspectos básicos y una recopilación de referencias esenciales se pueden encontrar en algunos libros, como Custodio y Llamas (1976/1983), Custodio et al. (1997), Healy y Scanlon (2010), Lerner et al. (1990), Sharma (1989), Simmers (1988; 1997) y Seiler y Gat (2007) y referencias generales en libros clásicos como Bear (1972; 1979), Davis y de Wiest (1966), Schoeller (1962), Castany (1963), Domenico y Schwartz (1998), Freeze y Cherry (1979), Todd (1969) y Kovalevsky et al. (2004). Otras síntesis de interés forman parte de capítulos de libros que no tratan exclusivamente a las aguas subterráneas, pero que se centran en aspectos básicos de la recarga y del medio no saturado, como Hillel (1971), Bierkens et al. (2008), Moors, 2008), Shuttleworth (1993), Candela y Varela (1993), Eagleson (1970; 1978), CIHS (2009), Sokolov y Chapman (1981), Chow (1994), Chow et al, 1988), Ward, (1975), Bras, 1990, Jyrkama y Sykes (2007), Kutilek et al., (1994), Shaw, (1994) y Shiklomanov (1993), o que aportan un visión de conjunto (De Vries y Simmers, 2002).

En cuanto al medio no saturado, en España y Portugal hay reuniones periódicas sobre los progresos científicos, cuyas actas están disponibles, como en el caso de la reunión de 2013 en Galicia (Dafonte Dafonte et al., 2013).

Agradecimientos

Se agradecen los comentarios, sugerencias y correcciones realizadas por Jorge Jódar.

No obstante, el autor es el responsable de los errores, malinterpretaciones e inexactitudes que puedan subsistir, junto con las opiniones y consideraciones de carácter personal.

Referencias

Bear, J. 1972. Dynamics of fluids in porous media. Am. Elsevier Publishing Co., New York: 1–764.

Bear, J. 1979. Hydraulics of groundwater. McGraw Hill: 1–569.

Bierkens, M.F.P.; Dolman, A.J.; Troch, P.A (eds.). 2008. Climate and the hydrological cycle. IAHS Special Publication 8, IAHS–Press., Wallingford: 1–343.

Bras, R.L. 1990. Hydrology, an introduction to hydrologic science, Addison-Wesley, Reading, MA: 1-643.

Candela, L.; Varela, M. 1993. La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas. CIMNE–UPC. Barcelona.

Castany, G. 1963. Tratado práctico de las aguas subterráneas. Ediciones Omega. Barcelona: 1-715.

Chow, V.T. 1964. Handbook of applied hydrology. McGraw Hill, New York.

Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. 1994. Hidrología aplicada. McGraw–Hill Interamericana, Bogotá.

Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.M. 1988. Applied hydrology. Singapore: McGraw-Hill.
CIHS, 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Custodio, E. 1986. Recarga artificial de acuíferos: avances y realizaciones. Boletín del Servicio Geológico–M.O.P.U. 45, España: 1-176.

Custodio, E.; Llamas, M.R. (eds.) 1976/1983. Hidrología subterránea. Ediciones Omega. Barcelona, 2 Vols. 1–2350.

Custodio, E.; Llamas, M.R.; Samper, J. (eds.) 1997. La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 1–455.

Dafonte Dafonte, J., Cancela Barrio, J.J., López Fabal, A., López López, N., Martínez Pérez, E.M., Valcárcel Armesto M. (eds.). 2013. Estudios en la Zona No Saturada del Suelo Vol. XI - ZNS'13. Asociación Galega de Investigadores da Auga (AGAIA).

Davis, S.N.; deWiest, R.M. 1966. Hydrogeology, J. Wiley: 1–463.

De Marsily, G.1986. Quantitative hydrogeology. Merrill, Columbus:1- 592.

De Vries, J.J., Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. Hydrogeology Journal, 10(1): 5–17.

Domenico, P.A.; Schwartz, F.W. 1998. Physical y chemical hydrogeology. John Wiley & Sons, New York [2nd ed.]: 1–506.

Eagleson, P.S. 1970. Dynamic hydrology. McGraw–Hill, New York.

Eagleson, P.S. 1978. Climate, soil and vegetation. Water Resources Research, 14(5): 705–776.

Falkland, A. (ed.); Custodio. E. 1991. Guide on the Hydrology of Small Islands. 1–435. UNESCO, Studies and Reports in Hydrology, 49. Paris.

Freeze, R.A.; Cherry, J.A. 1979. Groundwater. Prentice–Hall: 1–604.

Healy, R.W., Scanlon, B.R. 2010. Estimation of groundwater recharge. Cambridge University Press: 1-245

Hillel, D. 1971. Soil and water. Academic Press, New York.
HJ 2002. Groundwater recharge, Special Issue, Hydrogeology Journal, 10(1): 1-237.

Jyrkama, M.L. Sykes, J.F. 2007. The impact of climate change on groundwater. The Handbook of Groundwater Engineering (ed. J.W. Delleur). 2nd ed.: 28–1/28–42.

Kovalevsky, V.S., Kruseman, G.P., Rushton, K.R. 2004. Groundwater studies: An international guide for hydrogeological investigations. UNESCO IHO-VI, Series on Groundwater 3. Paris: 1-430.

Kutilek, M., Nielsen D. 1994. Soil hydrology. Catena Verlag. Germany: 1-369.

Lerner, D.N., Issar, A.S., Simmers, I. 1990. Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. Intern. Assoc. Hydrogeologists, International Contributions to Hydrogeology 8. Heise, Hannover: 1–345.

MASE 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para UPC y AQUALOGY–CETAQUA. Barcelona. UPC e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272.

Moors, E. 2008. Evaporation. In Climate and the Hydrological Cycle. In: Bierkens et al. (eds.), Climate and the Hydrological Cycle. IAHS SP8: Cap 2: 23–40 + 321–323.

Samper, J. 1997a. Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia y por balance de agua: utilización, calibración y errores. En: ITGE (ed.). La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Asociación Internacional de Hidrogeólogos (Grupo Español), Madrid; pp. 41-82.

Samper, J. 1998. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante ba¬lances de agua: utilización, calibración e incertidumbres. Boletín Geológico Minero, 109: 31–54.

Samper. F.J., García Vera, M.A. 1992. Manual del Programa BALAN-10. Departamento de Ingeniería del Terreno, Universidad Politécnica de Cataluña.

SASMIE 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. UPC e-books. Barcelona: 1–852. http://hdl.handle.net/2117/111515

Seiler, K-P., Gat, J.R. 2007. Groundwater recharge from run-off, infiltration and percolation. Springer: 1-242.

Sharma, M.L. 1989. Groundwater recharge. Balkema. Rotterdam: 1–323.

Shaw, E.M. 1994. Hydrology in practice (3rd ed.). Chapman & Hall: 1-569.

Schoeller, H. 1962. Les eaux souterraines. Ed. Mason. Paris.

Shiklomanov, I.A. 1993. World freshwater resources. In: P.H. Gleick (Editor), Water in Crisis, Oxford University Press, New York, Oxford: 1–473.

Simmers, I. (ed.). 1988. Estimation of natural groundwater recharge. NATO Advanced Workshop ASI Series C, Vol. 222, Reidel Publ. Co., Dordrecht: 1–510.

Simmers, I. (ed.) 1997. Recharge of phreatic aquifers in (semi–)arid areas. International Assoc. Hydrogeologists no. 19. Balkema, Rotterdam: 1–277.

Sokolov, A.A., Chapman, T.C. 1981. Métodos de cálculo del balance hídrico. Guía Internacional de Métodos de Investigación. Instituto de Hidrología de España–UNESCO.

Todd, D.K., 1959. Groundwater Hydrology, Wiley, New York: 1–336.

USGS 2016. Natural processes of ground-water and surface-water interaction. The Hydrologic cycle and interactions of ground water and surface water. 1-31 US Geological Survey. https://pubs.usgs.gov/circ/circ1139/pdf/part1a.pdf. También Circular 1139, 1998

Ward, R.C. 1975. Principles of hydrology. McGraw–Hill Book Co., London.

Zhou, Y., Wang, X-S., Han, P-F. 2018. Depth-dependent seasonal variation of soil water in a thick vadose zone in the Badain Jaran Desert, China. Water, 10: 1719-.

Capítulo 2.

Procesos hidrológicos en relación con la recarga natural a los acuíferos

Preámbulo

Se comentan y analizan los diferentes procesos hidrológicos e hidrodinámicos en relación con la recarga, desde los relacionados con la precipitación a los de la recarga diferida o percolación. No es un tratado ni un texto sistemático, sino una revisión de conceptos básicos, con énfasis en los menos conocidos, como soporte a lo que se considera en otros Capítulos. Se consideran los procesos en la atmósfera, en el suelo edáfico y la percolación. Se tienen en cuenta las relaciones acuífero-río.

Resumen

En este Capítulo 2 se comentan y analizan los diferentes procesos hidrológicos en relación con la recarga, desde los relacionados con la precipitación a los de percolación. No es un tratado completo ni un texto sistemático, sino una revisión de conceptos básicos, con énfasis en los menos conocidos, como soporte a lo que se considera en los otros Capítulos. En primer lugar, se analizan las propiedades del medio no saturado y del flujo del agua por el mismo, con énfasis en lo que va a dar origen a recarga a los acuíferos. Se hace a nivel conceptual general y con atención especial en la recarga distribuida o difusa a partir de la precipitación. La precipitación se considera sólo sucintamente, pero en el Subcapítulo 3.2 se resalta la variabilidad climática para después valorar el significado de los valores medios. Se comenta y aportan datos sobre el papel de la nieve y su fusión y de la lluvia horizontal procedente del atrapamiento de nieblas por la parte aérea de la vegetación. El regadío se considera como una fuente difusa de recarga a través de los retornos o excedentes de riego. Se expone y se trata de cuantificar la interceptación y la detención superficial en el agua precipitada que cae sobre el terreno. El estudio del retorno del agua de precipitación a la atmósfera como vapor, o sea la evapotranspiración, se considera con detalle mediante tratamientos clásicos, ya que es una parte importante e incluso dominante del balance de agua en el suelo. Se parte de la evapotranspiración potencial como concepto básico, para después considerar la evapotranspiración real como el retorno de vapor que se produce a la atmósfera. Esto incluye la consideración de las modificaciones que la evapotranspiración real produce sobre las condiciones atmosféricas, mediante la relación complementaria. Las condiciones en las áreas áridas y semiáridas se complementan con la consideración de la evapotranspiración real de suelos desnudos y escasamente vegetados, por un lado, y por otro lado de la evaporación freática directa y la transpiración por las freatofitas. Se considera el efecto de retraso y amortiguación de la recarga en tránsito diferida y percolación por la zona vadosa. Finalmente se considera sucintamente la existencia de recarga concentrada a partir de cuerpos de agua superficial, en especial ríos, sean estos permanentes o efímeros, incluyendo en ellos los cauces y canales.

Nota: el contenido de este capítulo se basa en el material docente preparado por el redactor para varios cursos sobre recarga natural, con numerosas nuevas adiciones procedentes de textos, estudios y artículos que se referencian oportunamente y aportaciones por los revisores. El contenido trata de mostrar el mejor conocimiento actual, aunque en ocasiones puede haber problemas de interpretación de las fuentes o por no especialización del redactor. No se trata de un texto completo sobre el tema, sino de contribuciones sistematizadas que soporten a los otros Capítulos de este Informe, con énfasis en los aspectos menos comunes y que tienen relevancia para el análisis de la evaluación de la recarga natural de los acuíferos en España. Se ha tratado que las fórmulas no contengan valores numéricos con dimensiones, de modo que se pueda aplicar cualquier sistema de unidades coherentes. Si no es así, se indica explícitamente. No se puede garantizar la corrección de todas las fórmulas. Para su aplicación hay que ir a las fuentes indicadas en las referencias.
Las figuras se han tomado de las referencias, tal como están y con la calidad con que se encuentran. Algunas pueden tener resolución deficiente, rotulaciones y cifras no legibles (se trata de compensar dando indicaciones en el pie de figura) o contenidos que faltan o sobran. Ocasionalmente se han introducido correcciones.
Se mencionan localidades cuya situación con frecuencia no está en mapas o figuras. El lector debe ubicarlas por otros medios.
En el texto se utilizan abreviaturas, símbolos y siglas que se definen cuando se introducen. Las más comunes y repetitivas se reúnen y definen en el Preámbulo. Se usa preferentemente m= metro, L = litro; d = día y a = año, afectadas por los indicadores internacionales de submúltiplos y múltiplos, del Sistema Métrico Decimal.

2.1 Introducción y contenido

Este Capítulo 2 es un soporte teórico-técnico a los otros capítulos de este Informe, mediante el aporte de conocimiento sobre los diferentes procesos básicos en relación con la recarga natural de acuíferos en sus numerosos aspectos y variantes. La presentación sintética de esos procesos se hace en el Capítulo 1, donde también se definen los distintos términos y conceptos que se utilizan aquí y en los otros capítulos. No se trata de ningún modo de un texto completo sobre el tema sino de contribuciones sistematizadas que soporten a los otros Capítulos de este Informe, con énfasis en los aspectos menos comunes y que tienen relevancia para el análisis de la evaluación de la recarga natural en España, por lo menos en determinadas áreas. El contenido de este capítulo se basa en el material docente preparado por el redactor para varios cursos sobre recarga natural, con numerosas nuevas adiciones procedentes de textos, estudios y artículos que se referencian oportunamente, además de la propia experiencia y de las aportaciones de los expertos que lo han revisado total o parciamente. Se ha puesto el énfasis en las áreas semiáridas y con acuíferos detríticos, carbonatados o volcánicos, con lo que aspectos característicos de áreas más lluviosas y con acuíferos en rocas duras pueden estar débilmente cubiertos.

La multiplicidad de interrelaciones, que se presentan simplificadamente en el Capítulo 1, que también se muestran en la Figura 2.1.1. Se analizan progresivamente, pero se parte de la consideración de las características específicas del medio no saturado.

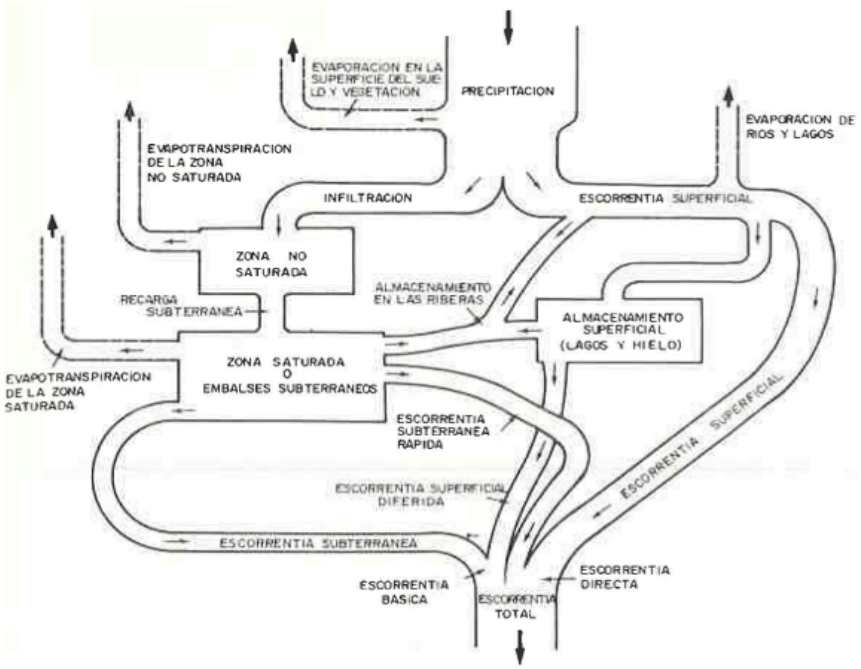


Figura 2.1.1 Origen y relaciones entre los componentes de la escorrentía total de un río (Custodio y Llamas, 1976/1983, Capítulo 11.2)

Gran parte de lo que se considera hace referencia a la recarga difusa por la precipitación, que en el caso español es la forma de recarga más importante en general, pero en particular lo es también la recarga concentrada y en especial la debida a la infiltración de agua superficial en situaciones naturales o inducidas por las extracciones de agua subterránea. Pueden tener notable relevancia y aún ser dominantes en las áreas más secas. El carácter montañoso de una parte grande del territorio español hace que la denominada recarga a partir de frentes montañosos (mountain front recharge) tenga en ocasiones gran relevancia.

Para estimar la recarga difusa sobre el territorio se considera:

1) que el efecto de la succión en la zona no saturada sobre la conductividad hidráulica y la humedad se puede abordar mediante la elección de los parámetros de las fórmulas y también el efecto de la histéresis o simplemente obviarla ante la incertidumbre de las otras variables,

2) que en el medio no saturado bajo la profundidad radical (zona vadosa), el movimiento de solutos tiende a asemejarse al de flujo de pistón,

3) que puede haber efecto del agua inmóvil en los poros semi-cerrados, lo que hace que el tránsito de solutos sea inicialmente más rápido que el del flujo de pistón,

4) que el flujo es dominantemente vertical en general, pero en detalle es tridimensional y está afectado por la anisotropía, heterogeneidades, presencia de raíces y otros.

5) que afectan los cambios de uso del suelo,

6) que la variabilidad es mayor cuanto más árido sea el clima.

En la estimación de la recarga hay que considerar la escala espacial a la que se considera el fenómeno:

a) microescala, de centimétrica a decimétrica, en que tiene importancia la presencia de grietas de retracción del suelo o en la roca, las raíces y los conductos de animales excavadores,

b) mesoescala, de métrica a decamétrica, en que influyen los cambios locales litológicos y topográficos y sumideros kársticos,

c) macroescala, kilométrica o más, en que el control lo tienen los grandes rasgos del paisaje, tales como cauces fluviales, depresiones, áreas de montaña y cuencas endorreicas y en determinados casos algunos rasgos tectónicos regionales.

También hay que considerar la escala temporal, ya que se producen grandes variaciones en la precipitación. Los valores medios pueden ser poco representativos, ya que los procesos son muchas veces no lineales.

La recarga difusa no es uniforme en un cierto territorio. La penetración del frente de humectación como secuencia de precipitaciones tras un periodo seco depende de:

a) variabilidad espacial de la lluvia en cantidad, intensidad y duración, con efecto tanto mayor cuanto más árido sea el clima,

b) variabilidad superficial y en profundidad del suelo,

c) variabilidad espacial de la vegetación y su estado y como consecuencia de la salinidad del suelo,

d) presencia de capas someras de baja permeabilidad,

e) atrapamiento (interceptación o captura) de niebla por el follaje (lluvia horizontal),

f) recarga del suelo en las proximidades de tallos vegetales por el flujo de escorrentía cortical del agua por troncos y ramas de las plantas, de modo que el frente de humectación puede penetrar más bajo árboles y arbustos que bajo vegetación corta,

g) presencia de caminos preferentes, como pasos de raíces, tubos de animales excavadores, grietas de desecación y fisuras en la roca; en suelos arcillosos pueden aparecer grietas de retracción que constituyen vías preferenciales, pero son posiblemente menos importantes,

h) concentración superficial del agua por repelencia del suelo; en los suelos mojables se pueden producir digitaciones en la penetración de la humedad producida por la recarga, tanto más cuanto más fino sea el suelo. Una alta tasa de infiltración suele dar frentes estables, incluso con encharcamiento, y también una baja tasa

de infiltración al dominar las fuerzas capilares. Con tasas intermedias se pueden producir inestabilidades (digitaciones en suelo arenoso), tanto más cuanto más húmedo esté el suelo inicialmente. Las inestabilidades son mucho más fáciles en suelos repelentes al agua (Ritsema et al., 1997; 2000),

i) acumulación del agua en depresiones,

j) generación de excedentes de riego en campos de cultivo,

k) compresión del aire del suelo cuando se produce encharcamiento de la superficie del terreno.

El proceso de digitación (fingering) es más importante en suelos arenosos que en suelos arcillosos, porque las pequeñas inestabilidades en el frente humedecimiento pueden dar lugar a este fenómeno, dada la velocidad con la que se mueve el agua en tales suelos. Es algo semejante a los dedos que se forman en los vidrios de las ventanas cuando llueve. Para reducir las digitaciones, los investigadores australianos recomiendan que, cuando aparecen círculos de hadas o rodales con suelo hidrofóbico, se aplique suelo arcilloso, pues con la abundante población microbiana se pueden descomponer las moléculas responsables de la hidrofobia. La elevada velocidad de la infiltración cuando se aplica agua sobre un suelo seco se debe al gradiente de succión, o, más formalmente, al gradiente de la componente matricial del potencial del agua en el suelo. A medida que este gradiente decae, el de la componente gravitatoria del potencial del agua cobra más importancia, pero la velocidad de infiltración se limita al valor de la conductividad hidráulica para el valor que corresponde a la humedad del suelo.

La hidrología y por lo tanto la hidrología subterránea / hidrogeología se basan en mediciones de las variables que controlan los distintos fenómenos. La más inmediata, pero no la única importante, es la precipitación atmosférica. Esta precipitación atmosférica normalmente se mide periódicamente en estaciones distribuidas en el territorio, intentando cubrir los diferentes ámbitos geográficos y altitudinales. En general, ni la cobertura territorial ni la frecuencia ni la continuidad de las mediciones son las más adecuadas, pero dado que se requieren series históricas lo más largas posible, lo que haya debe ser analizado en detalle, para obtener la información mejor y más representativa posible. No se trata aquí este tema crucial, que está soportado por una amplia experiencia y documentación.

Las oclusiones de aire en poros grandes del interior del suelo constituyen zonas impermeables por el agua (Philip et al., 1989).

La hidrología se ha ido beneficiando en gran manera del gran avance instrumental, lo que permite obtener series largas de datos frecuentes, en forma digital. Estos datos pueden sufrir interrupciones por fallos y los más antiguos por defectos en la frecuencia de toma y mala praxis. Hay que procesar esos datos y rellenar los huecos, como se hace frecuentemente con los datos de precipitación. Para ello se dispone de técnicas de interpolación, desde las muy sencillas, pero carentes de precisión en zonas con escasos observatorios, hasta las de interpolación óptima, que incluyen una minimización de la varianza de la estimación. Hay otros métodos basados en estadísticas, algunas avanzadas,

de análisis de componentes principales, regresión y múltiples imputaciones. Algunos de esos métodos se han desarrollado en otras disciplinas, como en econometría y finanzas. Hay diversas técnicas en uso para completar datos, que se revisan en Gao et al. (2018).

Los datos tienen una cierta frecuencia, que puede ser menor que la necesaria para analizar determinados fenómenos, como los de crecidas, por ejemplo, datos horarios de la precipitación cuando las mediciones son normalmente diarias. No es este el caso del interés del presente informe, pero ilustra que en ocasiones haya que desagregar la información. Tal puede suceder cuando los datos pluviométricos disponibles son mensuales originariamente o se han conservado así en los archivos antiguos, aunque inicialmente la observación fue diaria, pero los datos originales ya no están disponibles. Para aplicar muchos de los modelos que se presentan en los Capítulos 3 y 4 se requiere disponer de datos diarios, en especial para la estimación apropiada de la recarga. Entonces puede ser conveniente la desagregación. Esta desagregación se basa en métodos estadísticos sencillos o complejos, pero que deben conservar las propiedades estadísticas de las series. En el caso de la precipitación, se debe representar acertadamente la discontinuidad temporal (Lombardo et al., 2017).

Las variables hidrológicas forman series con propiedades definidas, cuyo análisis es importante para su correcto uso en modelos y para completar y extender series de datos. El tratamiento más tradicional son los correlogramas y los modelos ARMA / ARIMA (autoregresive moving average models) de Box y Jenkins (Box et al., 2009; Brockwell y Davis, 2009), los que proporcionan al que utiliza las series el comportamiento medio de la influencia temporal.

A partir del año 2000, la capacidad de estudio analítico se ha desarrollado notablemente, aplicando técnicas de inteligencia artificial. Son especialmente útiles en hidrología, en la que los procesos tienen una importante componente aleatoria, notable incertidumbre y gran variabilidad. El razonamiento de causas (causal reasoning) utiliza redes bayesianas y permite procesar y analizar la variabilidad de las series hidrológicas en sistemas dinámicos (Molina et al., 2016; Molina y Zazo, 2017).

2.2 Propiedades del medio no saturado

2.2.1 Comportamiento

En los poros del medio no saturado coexisten el terreno (fase sólida), el agua que rellena parcialmente poros y fisuras y el aire. Es el medio por el que se produce la recarga difusa y gran parte de las otras formas de recarga. En la superficie del agua se desarrolla la tensión superficial, lo que establece un campo tensional en el medio, en los contactos de los distintos componentes. Estos efectos influyen en la retención y movimiento del agua. Los parámetros que regulan este flujo dependen no sólo de las características del medio seco, sino también del contenido de agua (humedad). Las fuerzas que intervienen en la retención y transmisión del agua en el medio poroso se expresan en términos de potencial, similar al potencial químico de la termodinámica, y, en forma más precisa, del potencial graviquímico por la presencia del campo gravitatorio. Entre otros componentes

del potencial, lo que se conoce también como succión, es la expresión de la dependencia del potencial del agua del suelo con respecto a la humedad. Por la frecuente ocurrencia de procesos espontáneos en el llenado y vaciado de los poros, que son procesos irreversibles, aparece el fenómeno de la histéresis en algunos fenómenos como la retención del agua en función de la humedad o la conductividad hidráulica del suelo en función de la humedad. La retención del agua en el suelo se representa con una función, que es la curva de retención del agua en el suelo. Como consecuencia de la histéresis capilar, hay múltiples ramas, dependiendo de la secuencia de procesos de humedecimiento y de secado.

El medio no saturado se trata en diversos libros y publicaciones extensas, tales como Brutsaert (2003), Warrick (2003), Tindall (2008) y Bear et al. (1968) y Monteith y Unsworth (1990).

El nivel freático es la superficie que separa el medio saturado del medio no saturado que está encima. En el mismo, la presión es nula si se toma como referencia la presión atmosférica. El medio saturado puede ascender por encima del nivel freático debido a la presión (tensión) negativa (succión positiva), hasta una cierta altura denominada elevación capilar (Figura 2.2.1).

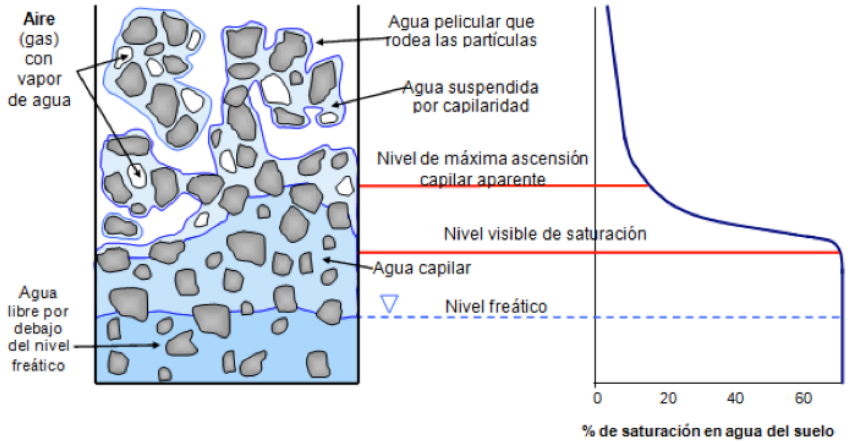


Figura 2.2.1 Representación del contenido de agua en la proximidad del nivel freático y ascenso capilar (CIHS, 2009)

El ascenso del agua hc por efecto capilar por encima del nivel freático (P = τ = 0) se puede expresar por:

$$h_c = \frac{2\,\tau_s}{\gamma\, r}\cos\alpha$$

τ_s = tensión superficial. Vale 72.8 dinas cm^{-1} para agua pura–aire
r = radio del tubo capilar
α = ángulo de contacto agua–sólido
γ = peso específico del agua, definido como el producto ρ·g
ρ = densidad del agua
g = aceleración de la gravedad en la superficie terrestre.

El ascenso capilar del agua se puede aproximar por las expresiones dimensionales:

$$h_c = 0{,}3 / d = C / (e \cdot d_{10}) \quad \text{para } h_c \text{ en cm}$$

siendo
C= coeficiente = 0,1 a 0,5 cm^2
e = índice de huecos = m/(1 – m), fracción adimensional
m = porosidad volumétrica, fracción adimensional
d_{10} = tamaño de malla en cm que deja pasar el 10% del material granular
d = diámetro capilar en cm

2.2.2 Parámetros

Se denomina **curva característica** agua-suelo a la curva (y su expresión matemática) que relaciona el contenido de agua (humedad) en el suelo (volumétrica o ponderal) y la presión matricial o su valor cambiado de signo, la succión. Las relaciones entre τ (succión) y θ (humedad) en el medio no saturado no son unívocas, ya que dependen de dónde y cómo se forman los meniscos aire–agua en las cavidades y poros de la masa porosa, lo que constituye el fenómeno de histéresis capilar. Hay curvas intermedias para humectaciones y secados parciales, que dependen de la secuencia de esos procesos. Esto hace que no se pueda utilizar un único parámetro para describir las propiedades hidráulicas del medio no saturado en terrenos con gran histéresis, a riesgo de notables incertidumbres. Pero es lo que suele hacerse cuando se trata de procesos preferentemente en un sentido. La histéresis es menos marcada para la conductividad hidráulica k que para las relaciones entre τ y θ. La histéresis aumenta con el atrapamiento de aire y la mayor velocidad de secado o humedecimiento.

La conductividad hidráulica no saturada se puede medir mediante permeámetros de carga variable (Reynolds, 2010) y de disco (Perroux y White, 1988). La histéresis se podría medir mediante el empleo de permeámetros cónicos (Simureh y Kodesova, 1999).

La Figura 2.2.2 muestra la forma de relación entre succión y humedad para dos tipos de suelos, la Figura 2.2.3 la relación entre conductividad hidráulica y tensión y la Figura 2.2.4 la relación entre conductividad hidráulica no saturada y humedad. Pequeños cambios en la humedad del suelo pueden producir grandes variaciones en los parámetros del suelo no saturado, como muestra la Figura 2.2.5.

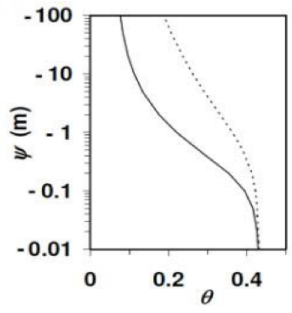


Figura 2.2.2 Forma de relación entre succión (ψ = presión matricial = -τ, succión) y humedad θ para dos tipos de suelos con la misma porosidad. La línea continua es para un material con poros más grandes que los del suelo de la línea de trazos.

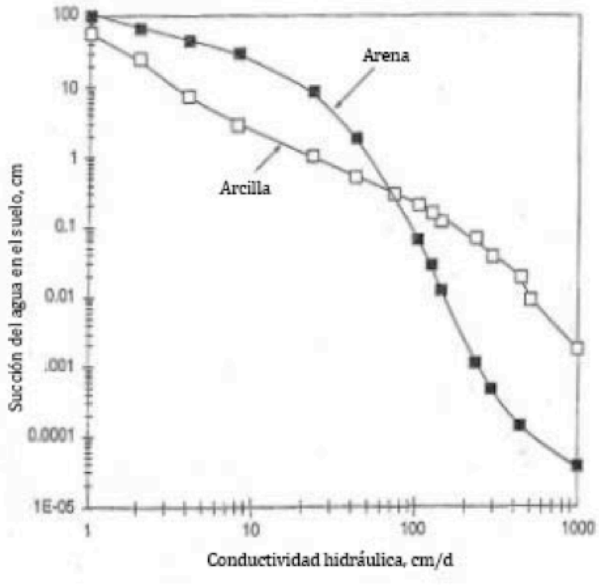


Figura 2.2.3 Forma de relación entre conductividad hidráulica y tensión para arena y para arcilla

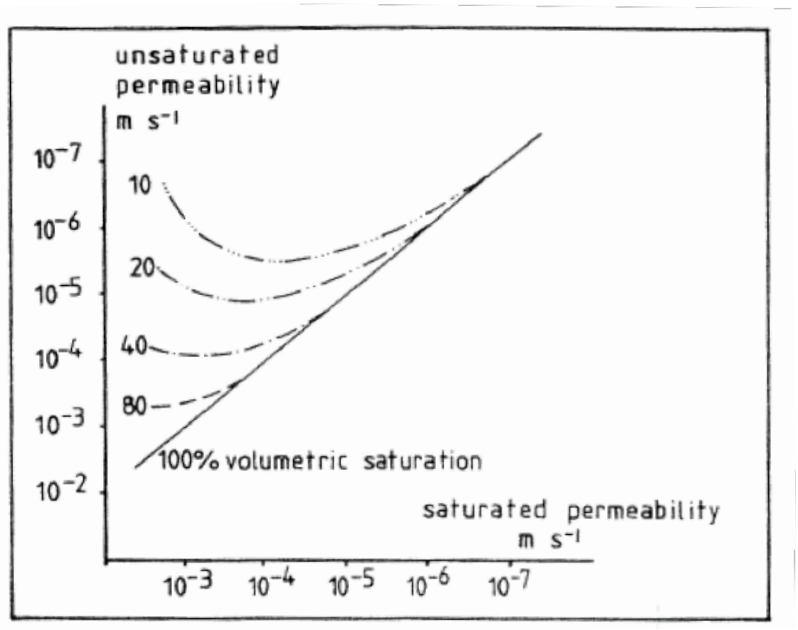


Figura 2.2.4 Forma de relación entre conductividad hidráulica no saturada y conductividad hidráulica saturada, según la humedad (como parámetro), dada como porcentaje respecto a la saturación.

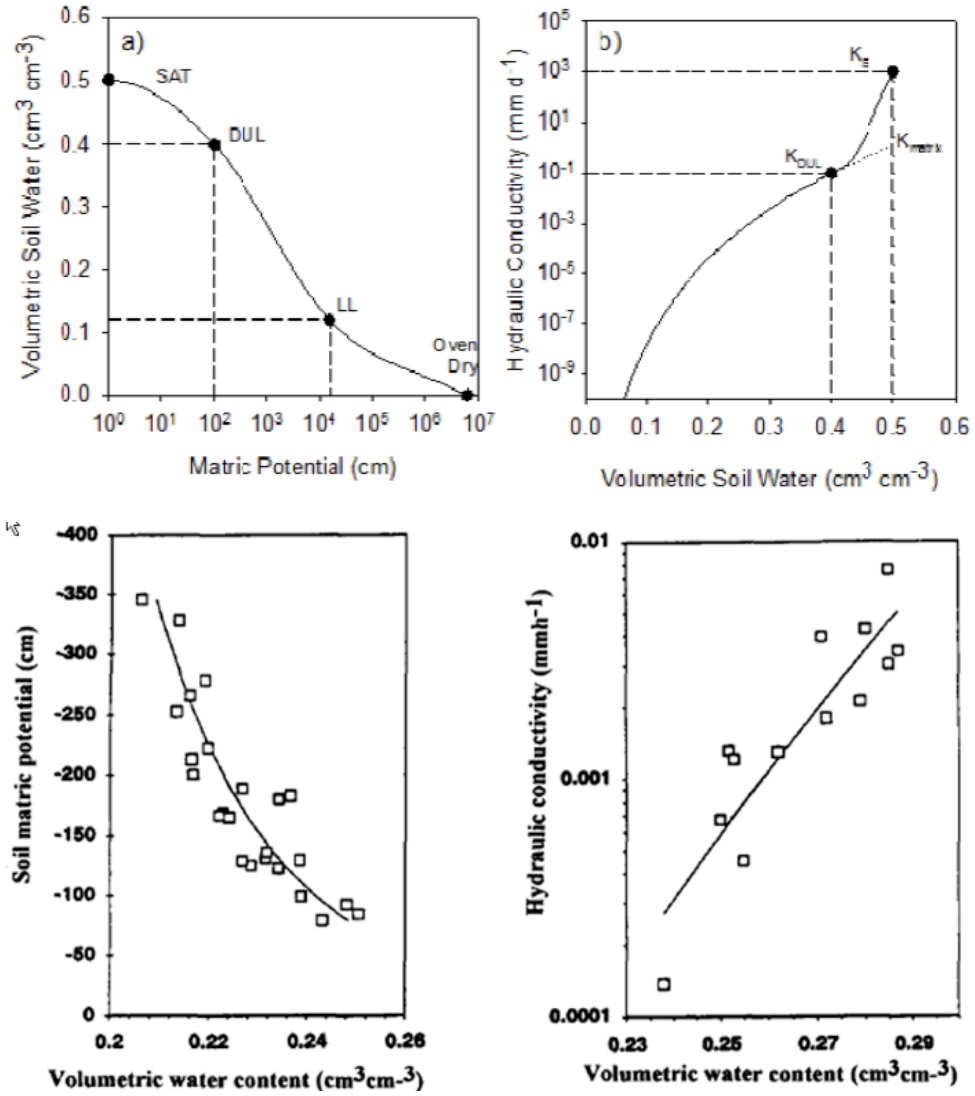


Figura 2.2.5 Pequeños cambios en la humedad del suelo pueden producir grandes variaciones en los parámetros del suelo no saturado. Las figuras superiores muestran θ (humedad) en función de τ (succión) y k (conductividad hidráulica) en función de θ (corresponden a un mismo suelo). Las figuras inferiores muestran τ (como valores negativos o sea como tensión) en función de θ y k en función de θ, también para un mismo suelo y con indicación de los valores experimentales.

El efecto de histéresis se muestra en la Figura 2.2.6.

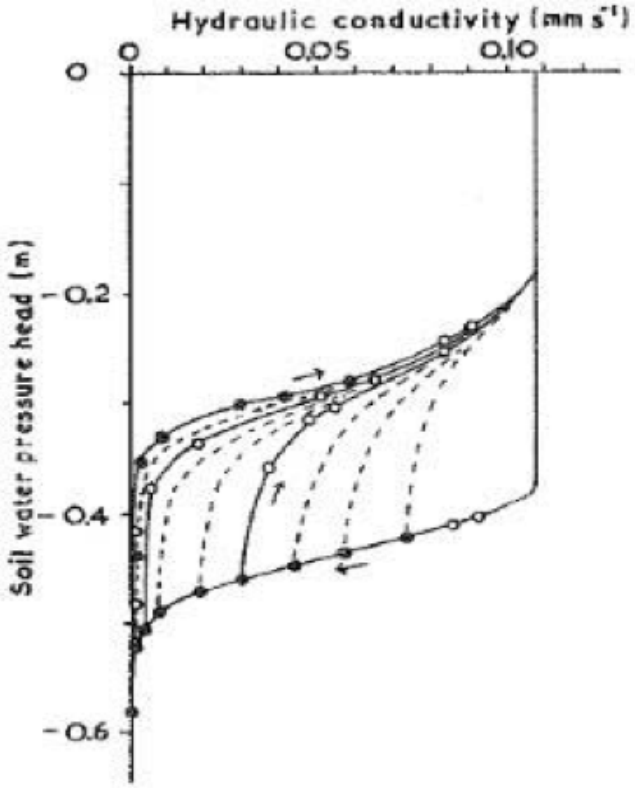


Figura 2.2.6 Gráfico de relación entre la componente matricial del potencial del agua en el suelo (tensión) y la conductividad hidráulica, que muestra el efecto de histéresis capilar en un proceso de secado y mojado de una arena de playa de < 0,25 mm de diámetro (Aggelides y Youngs, 1978). Los puntos negros representan las condiciones iniciales experimentales y las líneas de trazos son interpolaciones

Un parámetro importante de la curva característica de un suelo es el valor de entrada de aire o presión de burbujeo. Se define como la succión que se tiene cuando el aire comienza a entrar en los poros del suelo (Figura 2.2.7). Típicamente, cuanto más finas sean las partículas en la superficie del suelo mayor es el valor de la succión en el momento de entrada de aire. En suelos arcillosos, influye la composición química del agua de poros y la composición mineralógica de la fase sólida. Este valor varía según se esté en secado o en humectación (Figura 2.2.8), debido a la histéresis.

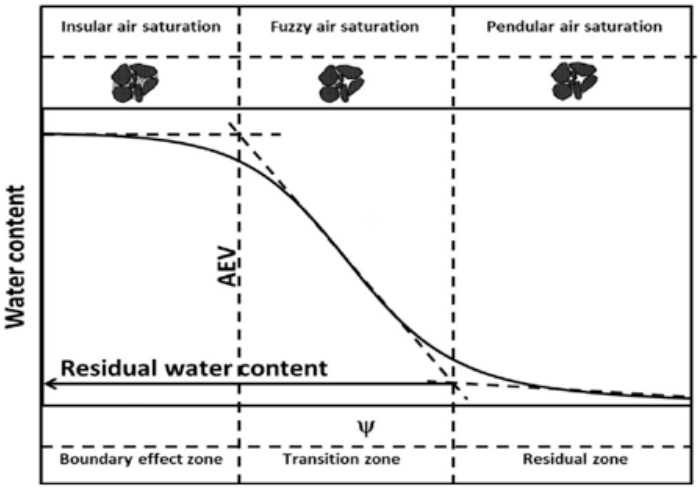


Figura 2.2.7 Relación entre contenido de agua del suelo y succión (creciente de izquierda a derecha) de un cierto suelo y definición del valor de entrada de aire (AEV, air entrance value) y del contenido de agua residual. En la zona fronteriza (boundary effect zone), el grado de saturación de agua sólo permite que el aire esté formando burbujas aisladas (insular air saturation). En la zona de transición (transition zone), el aire está más disperso (fuzzy air saturation). En la zona residual (residual zone), el aire forma el continuo y el agua está formando masas discontinuas (pendular air saturation). Tomado de Wilaya et al. (2013)

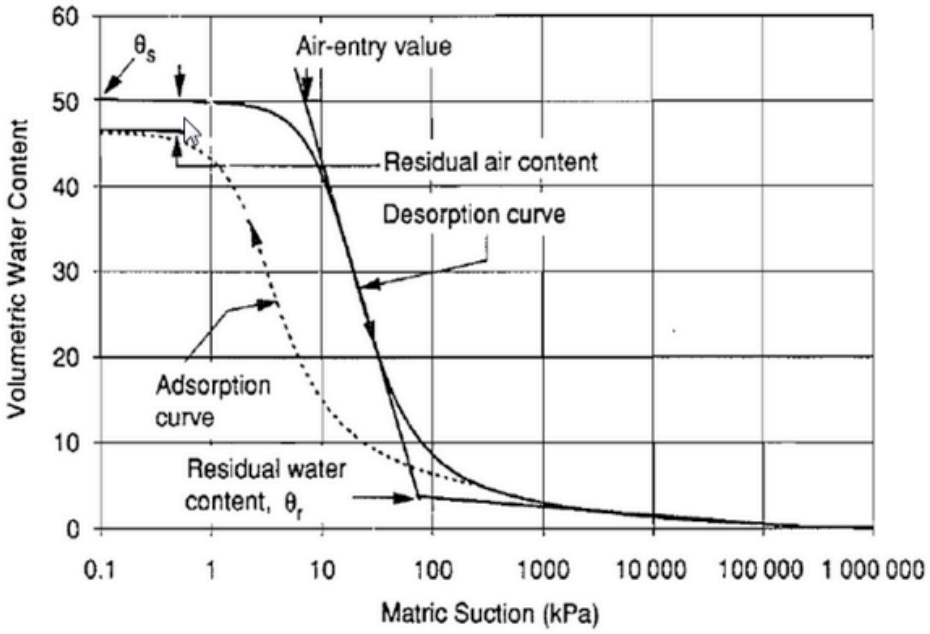


Figura 2.2.8 Definición de valor de entrada de aire o presión de burbujeo de una curva característica de un suelo limoso típico, según esté en secado (desorption curve) o en humectación (adsorption curve)

2.2.3 Valores de los parámetros

En un suelo no saturado en drenaje natural, la humedad es menor que la de saturación. La diferencia entre las dos es el agua que se puede drenar gravitacionalmente de un suelo saturado (porosidad drenable) o la que hace falta para que el medio no saturado se sature (porosidad llenable). Son valores de gran importancia para los cálculos de la relación entre recarga y cambio del nivel freático. Se engloban en el concepto de porosidad eficaz, aunque el valor es distinto en drenado (vaciado) que en llenado (Figura 2.2 9). A este valor también se le denomina a veces coeficiente de almacenamiento del acuífero libre (specific yield), en hidráulica de pozos (véase Custodio y Llamas, 1976/1983, Sección 9), aunque en la realidad ambos valores pueden llegar a diferir notablemente en la determinación práctica. La Figura 2.2.10 muestra la relación entre el coeficiente de almacenamiento y el tamaño de grano, tomando como parámetro la porosidad total. Es posible obtener expresiones analíticas para la porosidad drenable (Nachabe, 2002), de utilidad para la modelación.

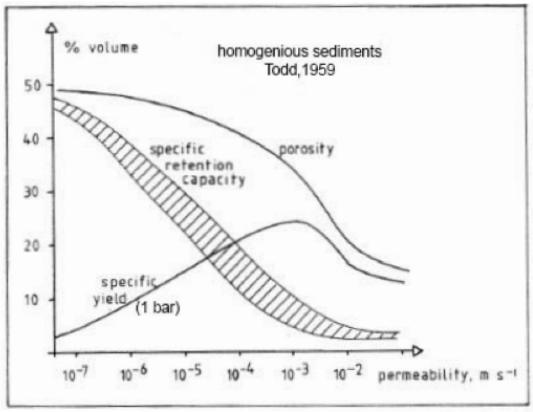


Figura 2.2.9 Relación entre humedad volumétrica del suelo θ y permeabilidad (conductividad hidráulica) no saturada, con indicación de la porosidad total, la capacidad específica de retención de agua o humedad en drenado/llenado según la histéresis asociada al cambio de humedad del suelo homogéneo (en secado o en humectación o en estados intermedios) y la porosidad eficaz (specific yield) en drenado (vaciado) a 1 bar. Según Todd (1959)

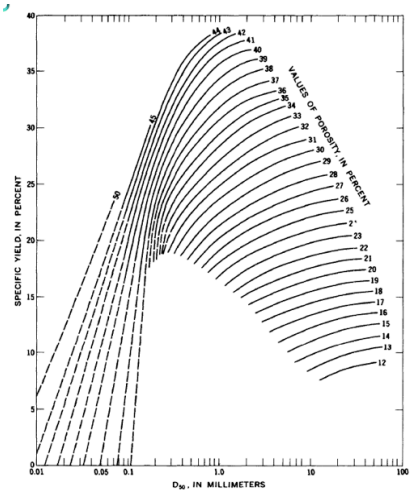


Figura 2.2.10 Relación entre la porosidad eficaz y el tamaño de grano, tomando como parámetro la porosidad total (Johnson, 1967). D_{50} es el tamaño de la malla del cedazo que deja pasar el 50% del suelo granular.

La Tabla 2.2.1 muestra los valores más comunes de la porosidad eficaz de distintos tipos de suelos.

Tabla 2.2.1 Valores más comunes de la porosidad eficaz S de distintos tipos de suelos, según Johnson (1967). Para cada tipo se han utilizado de 13 a 17 muestras. CV es el coeficiente de variación (desviación estándar/media)

Textura	S medio	CV	S_{min}	S_{max}
Arcilla	0,02	0,59	0,0	0,05
Limo	0,08	0,60	0,03	0,19
Arcilla arenosa	0,07	0,44	0,03	0,12
Arena fina	0,21	0,32	0,10	0,28
Arena media	0,26	0,18	0,15	0,32
Arena gruesa	0,27	0,18	0,20	0,35
Arena con grava	0,25	0,21	0,20	0,35
Grava fina	0,25	0,18	0,21	0,35
Grava media	0,23	0,14	0,13	0,26
Grava gruesa	0,22	0,20	0,12	0,26

Hay diferentes modos de determinar la humedad del suelo, θ*:*

1) Gravimétricamente, por secado de una muestra en estufa,

2) Utilizando bloques porosos que se entierran hasta equilibrio y cuyas propiedades físicas dependen de la humedad. Afectan el entorno,

3) Sonda de neutrones (moderación de los neutrones rápidos emitidos por una fuente a causa del contenido en agua),

4) Sonda de radiación gamma a partir de la densidad aparente,

5) Reflectometría en dominio de tiempos TDR con dispositivos enterrados vertical u horizontalmente,

6) Sensores de capacitancia que miden la permisividad dieléctrica del suelo; son baratos y de bajo consumo energético, aptos para la medida en continuo,

7) Medición electromagnética con dos anillos concéntricos.

La medida de la succión puede hacerse con tensiómetros. Son especialmente útiles los que están dotados de transductores de presión.

Para caracterizar el suelo edáfico se suele considerar:

CC = Capacidad de campo (*field capacity*) a τ = 0,3 atm
PM = Punto de marchitez permanente (permanent wilting point) a τ = 15 atm
RUM (Ru) = Reserva útil máxima de agua = CC – PM
ρ_a = densidad aparente (*bulk density*) [g/cm^3]

CC; PM y RUM se dan volumétricamente [adim]. Para obtener los valores ponderales [g/g] hay que multiplicar por la densidad aparente ρ_a en g/cm^3.

Para calcular el flujo por el medio no saturado (evaluar la percolación) mediante la resolución de la ecuación de Richards (Sección 2.3.4), hace falta conocer los parámetros que caracterizan su comportamiento hidráulico. Se pueden obtener experimentalmente algunos valores, pero para conocer las funciones que los relacionan se recurre a su estimación a partir de modelos. Hay varios modelos que tienen una larga experiencia de utilización y que se han comprobado en situaciones reales.

Uno de los modos de calcular la permeabilidad intrínseca del medio saturado es la fórmula de Kozeny–Carman (Dullien, 1979; Custodio y Llamas, 1976/1983; Pandey et al., 2006) para suelos granulares (no para roca fisurada)

$$k_o = m^3 \left(\frac{r^2}{18}\right)\left[\xi^2(1-m)^2\right]^{-1}$$

en la que r = radio de los poros, m = porosidad (como fracción) y ξ = tortuosidad.

Para el medio no saturado se han hecho numerosos intentos de relacionar k, τ y θ mediante fórmulas, aplicadas a procesos de evolución definida si hay que tener en cuenta la histéresis. Las fórmulas (modelos) actualmente más utilizadas son las de van Genuchten (1980) o van Genuchten-Mualem.

$$S_e = [1 + (\alpha/\tau)^n]^{-m} \quad \text{para } \tau > 0 \text{ (succión); de otro modo } S_e = 1 \text{ (saturación)}$$

$$k = k_s S_e^L \left[1 - \left(1 - S_e^{1/n}\right)^m\right]^2$$

θ_s = humedad a saturación
θ_r = humedad residual
Se = saturación relativa = $(\theta - \theta_s) / (\theta s - \theta_r)$
m = 1 – (1/n)

en las que α, n y L son parámetros a ajustar en cada caso y τ se da como un valor positivo. Los valores θ_r, θ_s son empíricos. θ_r tiende a 0 si el tamaño de poro es muy variable y se trata de un suelo de grano fino muy estructurado

La Figura 2.2.11 muestra una aplicación del modelo de van Genuchten y la Figura 2.2.12 los perfiles de humedad del suelo y de tensión que se pueden generar en respuesta a una serie de eventos de aportación de agua en superficie, en este caso como riego.

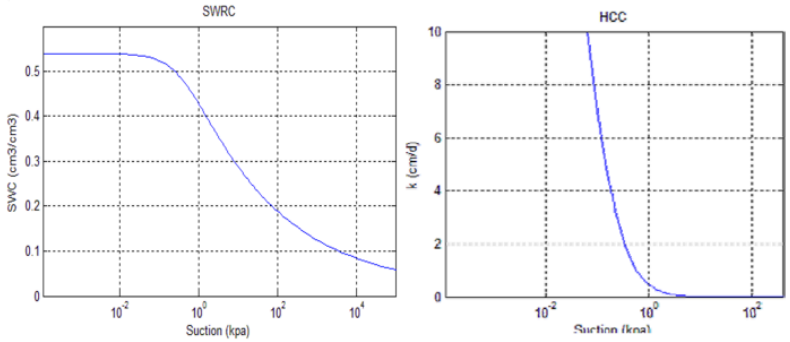


Figura 2.2.11 Aplicación del modelo de van Genuchten. Curvas para θ_s = 0,54 (vol), θ_r = 0.012 (vol), α = 0,266 h^{-1}, n = 1,1965, k_s = 0,5 m/d y L = -3,818 (M. Fontanet, D. Fernández García, F. Ferrer, R. Rodrigo y J.M. Villar, de Lab. Ferrer, DICA-UPC y U. Lleida)

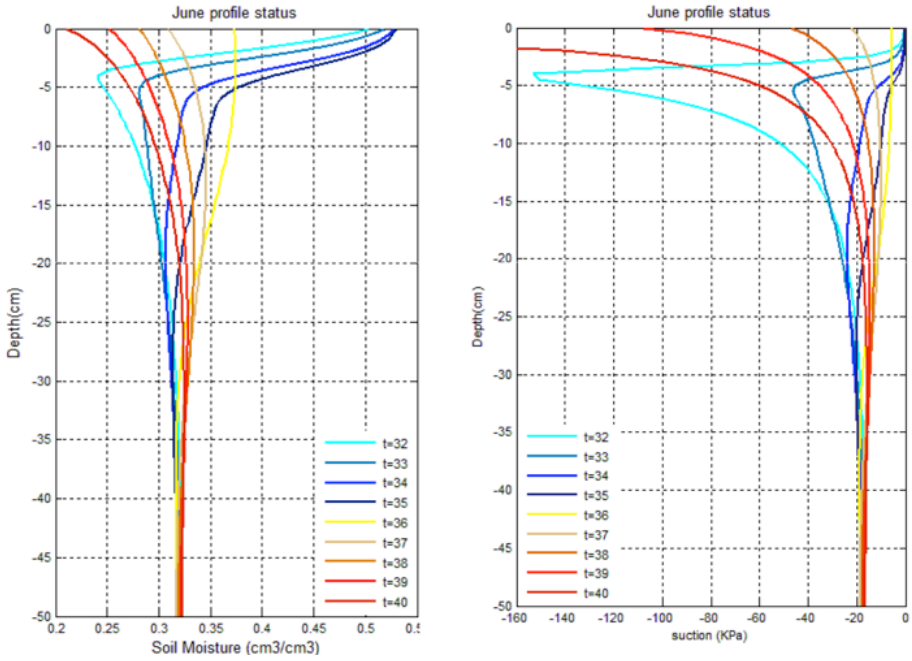


Figura 2.2.12 Perfiles de humedad del suelo y de tensión que se pueden generar con la aplicación del modelo de van Genuchten en respuesta a una serie de eventos de aportación de agua en superficie, en este caso como riego (M. Fontanet, D. Fernández García, F. Ferrer, R. Rodrigo y J.M. Villar, de Lab. Ferrer, DICA-UPC, U. Lleida)

Otras fórmulas de uso habitual, a veces preferidas por tener menos parámetros, son:

Otras fórmulas de uso habitual, a veces preferidas por tener menos parámetros, son:

a) Brooks & Corey (1964):

$S_e = (h_a/h)^{\lambda}$ para $h < h_a$ en valor absoluto y $h = 1$ si $h_a \leq h \leq 0$

$$k(\theta) = k_s S_e^{\tau}$$

siendo:
h_a = succión (valor absoluto de la tensión) de entrada de aire
λ = índice de tamaño de poro
$n = 3 + 2 / \lambda$

Para evitar problemas numéricos hay que tomar $S_e = 0$ si $h < h_a$

Fórmulas similares se han propuesto por Corey (n = 4) e Irmai (n = 3) y para esferas (n = 2).

b) Campbell (1974):

$$k(\theta) = k_s(\theta/\theta_s)^n$$

c) Avejanov-Irmay $k(\theta)/k_s = S_e^n$ $n = 2+ 2/\lambda$

Todas estas fórmulas sólo son aproximaciones, a veces con un apreciable error, como muestra la Figura 2.2.13.

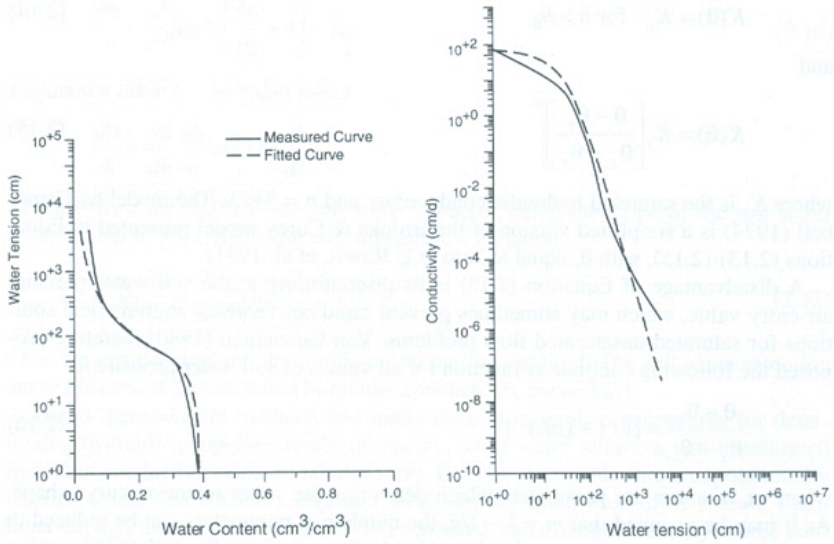


Figura 2.2.13 Comparación entre los valores medidos en un suelo franco-arenoso (línea continua) y los resultados de ajustar el modelo de van Genuchten (1980) (línea de trazos). Se muestra $\tau - \theta$ *y* $k - \tau$. *Según Wösten-1987 en Simmers (1997).*

Todos los parámetros estimados van acompañados de una evaluación de su incertidumbre (Schaap et al., 1998; 1999).

En la secuencia 2, el cálculo del parámetro de interés Pp se hace ponderalmente a partir de los diferentes valores de la textura del suelo Xi, de la densidad aparente y de un factor de ponderación x_i:

$$P_P = x_o + \Sigma x_i \cdot X_i + x_\rho \cdot \rho_a$$

El valor volumétrico es $PV = P_p \cdot \rho_a$ [adim]

Si el terreno es pedregoso, hay que corregir según el volumen relativo de piedras y de macroporos, ya que se supone que las piedras no contienen agua.

Para suelo con varias capas de espesor b_i hasta la máxima profundidad radical, el parámetro volumétrico total es $P_{VT} = \Sigma P_{Vi} \cdot b_i$ [mm].

Para S = arena; L = limo; A = arcilla; MO = materia orgánica, dados como fracción en peso, algunas de las posibles fórmulas para evaluar la capacidad de campo CC, el punto de marchitez (permanente) PM y la densidad aparente ρ_a son:

$$CC = 21{,}977 - 16{,}8\,S + 12{,}7\,A + 260{,}1\,MO \quad \text{g/kg de suelo seco}$$
$$= 26{,}2 + 0{,}23\,S + 1{,}62\,L + 4{,}8\,A \quad \text{(usado en Visual BALAN)}$$
$$= 8{,}658 + 29{,}6\,L + 257{,}1\,MO \quad \text{si } S > 0{,}8$$
$$= 0{,}2546 + 0{,}2\,S + 0{,}36\,A + 2{,}99\,MO \quad \text{cm/cm (modelo europeo GR2M)}$$
$$PM = -58{,}1313 + 56{,}82\,S + 64{,}14\,L + 97{,}55\,A + 37{,}18\,MO \quad \text{g/kg de suelo seco}$$
$$= + 1{,}47\,L + 10{,}2\,A + 30{,}2\,MO \quad \text{(usado en Visual BALAN)}$$
$$= 0{,}026 + 0{,}5\,A + 1{,}58\,MO \quad \text{cm/cm (modelo europeo GR2M)}$$
$$\rho_a = 3{,}6725 - 2{,}21\,S - 2{,}28\,L - 2{,}10\,A - 5{,}31\,MO \quad \text{kg/dm}^3$$

Véanse las referencias de Visual BALAN en la Sección 4.9.3 del Capítulo 4 y las del modelo europeo GR2M en la Sección 4.8.3 del Capítulo 4 y en Wriedt y Bouraoui (2009) y sus funciones en Rawls y Brakensiek (1985).

En la Tabla 2.2.2 se aportan valores orientativos de la porosidad, capacidad de campo, punto de marchitez permanente y permeabilidad (conductividad hidráulica) saturada para distintos tipos de suelos (la simbología usada es distinta a la usada en el texto, acorde con la que utilizan otros autores). En la Tabla 2.2.3 se dan los valores orientativos de la capacidad de campo y del punto de marchitez según la textura del suelo y en la Tabla 2.2.4 los valores orientativos de la capacidad de campo para distintos tipos taxonómicos de suelos. El contenido en materia orgánica, en kg/m^2 de superficie, puede variar entre 0,01 en suelos arenosos hasta 0,20 en suelos arcillosos bien vegetados, con los valores más frecuentes entre 0,10 y 0,20. Las densidades aparentes varían entre 1,20 kg/dm^3 para suelos arcillosos hasta 1,50 kg/dm^3 para arena, con valores en el entorno de 1,30 a 1,35 kg/dm^3 para suelos limosos.

Tabla 2.2.2 Valores orientativos de la porosidad m, la capacidad de campo θ_f, el punto de marchitez permanente θ_w y la permeabilidad saturada para distintos tipos de suelos

Densidad del suelo	Clase textural USDA[1] USCS[2]	Porosidad m	Capacidad de campo θ_f	Punto de marchitez θ_w	Perm. Satur. (m/s)
Baja	CoS	0,417	0,045	0,018	1.0×10^{-2}
	SP	0,437	0,062	0,024	5.8×10^{-3}
	S	0,457	0,083	0,033	3.1×10^{-3}
	SW	0,437	0,105	0,047	1.7×10^{-3}
	FS	0,437	0,131	0,058	1.0×10^{-3}
	SW	0,453	0,190	0,085	7.2×10^{-4}
	LS	0,473	0,222	0,104	5.2×10^{-4}
	SM	0,463	0,232	0,116	3.7×10^{-4}
	LFS	0,501	0,284	0,135	1.9×10^{-4}
	SM	0,398	0,244	0,136	1.2×10^{-4}
	SL	0,464	0,310	0,187	6.4×10^{-5}
	SM	0,471	0,342	0,210	4.2×10^{-5}
	FSL	0,430	0,321	0,221	3.3×10^{-5}
	SM	0,479	0,371	0,251	2.5×10^{-5}
	L	0,475	0,378	0,251	2.5×10^{-5}
	ML	0,397	0,032	0,013	3.0×10^{-1}
	SiL				
	ML				
	SCL				
	SC				
	CL				
	CL				
	SiCL				
	CL				
	SC				
	SC				
	SiC				
	CH				
	C				
	CH				
	G				
	GP				
Moderada	L	0,419	0,307	0,180	1.9×10^{-5}
	ML	0,461	0,360	0,203	9.0×10^{-6}
	SiL	0,365	0,305	0,202	2.7×10^{-6}
	ML	0,437	0,373	0,266	3.6×10^{-6}
	SCL	0,445	0,393	0,277	1.9×10^{-6}
	SC	0,400	0,366	0,288	7.8×10^{-7}
	CL	0,452	0,411	0,311	1.2×10^{-6}
	CL	0,451	0,419	0,332	6.8×10^{-7}
	SiCL				
	CL				
	SC				
	SC				
	SiC				
	CH				
	C				
	CH				
Alta	Suelo imp. [3]	0,427	0,418	0,367	1.0×10^{-7}
	Bentonita	0,750	0,747	0,400	3.0×10^{-9}

1USDA: G, grava; S, arena; Si, limo; C, arcilla; L, mezcla (loam); Co, grueso; F, fino
2USCS: Igual que el USDA + M, limo; H, plasticidad alta, plasticidad baja; W, granulometría uniforme; P, granulometría variable
3 suelo para impermeabilización

Tabla 2.2.3 Valores orientativos de la capacidad de campo CC y del punto de marchitez permanente PM para distintos tipos de suelos

Clase de textura	CC, agua retenida a 0.33 bar (cm^3/cm^3)	PM , agua retenida a 15 bar (cm^3/cm^3)
Arena	0.091	0.033
Arena lodosa	0.125	0.055
Lodo arenoso	0.207	0.095
Lodo	0.270	0.117
Limo	0.330	0.133
Lodo de arena limosa	0.255	0.148
Lodo arcilloso	0.318	0.197
Lodo de arcilla arenosa	0.366	0.208
Arcilla arenosa	0.339	0.239
Arcilla limosa	0.387	0.250
Arcilla	0.396	0.272

Tabla 2.2.4 Valores de la capacidad de campo para todo el espesor del suelo edáfico según el tipo FAO de suelo y textura, hasta 1 m profundidad, en mm

Tipo de suelo		grosero	medio	fino
B	Cambisol	116,6	130	130
G	Gleysol	117	119	129
H	Phaeozem	109	123	120
I	Lithosol	—	13	13
J	Fluvisol	82	120	114
L	Luvisol	57	90	87
M	Nitosol	—	85	74
O	Histosol	—	—	—
R	Regosol	80	120	107
T	Andosol	188	193	141
V	Vertisol	—	130	130
Z	Solonchak	51	133	190

Para evaluar los parámetros hidráulicos del medio no saturado hay que considerar su humedad o estado tensional. En función de la tensión se pueden establecer fórmulas del tipo:

$$\theta = a + b \cdot S + c \cdot L + d \cdot A + e \cdot MO$$

siendo a, b, c, d, e parámetros que cambian con la succión τ; los otros símbolos son la textura en porcentaje ponderal en el suelo;

S = % arena, entre 0,05 y 2,0 mm
L = % limo, entre 0,002 y 0,05 mm
A = % arcilla, < 0,002 mm
MO = % materia orgánica

Algunos valores según el modelo (código) Rosetta son los de la Tabla 2.2.5.

Tabla 2.2.5. Parámetros de la fórmula de evaluación de la humedad del suelo θ a partir de la textura ponderal porcentual del suelo $\theta = a + b{\cdot}S + c{\cdot}L + d{\cdot}A + e{\cdot}MO$, para diferentes succiones τ:

	τ (kPa)					
	10	20	100	400	1000	1500
a	0,4118	0,2576	0,0345	0,0238	0,0205	0,0260
b	–0,030	–0,0020	—	—	—	—
c	—	—	0,0014	0,0008	0,0050	—
d	0,0023	—	0,0055	0,0052	0,0049	0,0050
e	0,0317	—	0,0251	0,0150	0,0154	0,0158

Para evaluar la succión considerando la humedad θ: $\tau = \alpha\theta\beta$ para τ entre 10 y >1500 kPa, siendo:

$\alpha = -4{,}396 - 0{,}0715A - 4{,}880 \cdot 10^{-4}S^2 - 4{,}285 \cdot 10^{-4}S^2A$
$\beta = 3{,}140 - 2{,}22 \cdot 10^{-3}A^2 - 3{,}484 \cdot 10^{-5}S^2A$

Para τ entre 10 kPa y τ_a (succión de entrada de aire) siendo:

$$\tau(\text{kPa}) = 10{,}0 - (\theta - \theta_{10})\frac{10{,}0 - \tau_a}{\theta_s - \theta_{10}}$$

$\theta_{10} = -e^{\ln(10/\alpha)/\beta}$ a 10 kPa
$\tau_a = 100\ (m + n\ \theta_s)$
$\theta_s = 0{,}332 - 7{,}251 \cdot 10^{-4} S + 0{,}1276 A$
θ_s = humedad a saturación = m

Para evaluar la conductividad hidráulica no saturada entre 0,0 y 1500 kPa:

$$k(h)[\text{m/s}] = 2{,}778 \cdot 10^{-4}[\exp(12{,}012 - 7{,}55 \cdot 10^{-4} S) + 3{,}8950 + 3{,}671 \cdot 10^{-5} S + 0{,}01103 A + 8{,}7546 \cdot 10^{-4} A^3]/\theta$$

La fracción arena describe el 0,83 de la variación de k(h).

2.3 Flujo del agua en el medio saturado y no saturado

2.3.1 Flujo de agua en el medio saturado

En el medio saturado, el potencial energético del agua en el suelo viene dado por:

$$E = P \cdot V + M \cdot g \cdot z + \frac{1}{2} M \cdot v^2 \quad con \quad V = M/\rho$$

E = energía total
P = presión
V = volumen
M = masa
g = aceleración de la gravedad
z = altitud sobre una referencia
v = velocidad
ρ = densidad

El potencial energético por unidad de masa es:

$$\frac{E}{M} = \frac{1}{g} + g \cdot z + \frac{1}{2} V^2 \quad [L^2 T^{-2}]$$

y por unidad de peso

$$\frac{E}{M \cdot g} = \frac{P}{\gamma} + z + \frac{1}{2}\frac{V^2}{g} = h + \frac{1}{2}\frac{V^2}{g} \quad [L]$$

γ = peso específico = ρ ·g

En la inmensa mayoría de los casos, el flujo del agua en el medio saturado sigue la Ley de Darcy.

$$\bar{q} = -\bar{\bar{k}} \cdot \text{grad}\, h \quad \text{con} \quad h = \frac{P}{\gamma} + z \quad [L]$$

$$\bar{q} = -\frac{\bar{\bar{k}}_o}{\mu} \text{grad}\, \psi \quad \text{con} \quad \psi = g \cdot h = \frac{P}{\rho} + g \cdot z \quad [E/M]$$

en la que F es un término fuente / sumidero [V V–1T–1]

Si ρ es constante

$$-\nabla q + F = S_e \, \partial h / \partial t \quad [T^{-1}]$$

S_e = S/b = coeficiente de almacenamiento específico [L]
S = coeficiente de almacenamiento [–]
b = espesor del medio [L]

2.3.2 Flujo de agua en el medio no saturado

Para un medio, que puede no estar saturado, existen otros esfuerzos, entre ellos el de tensión superficial sólido–líquido–gas. El potencial hídrico por unidad de masa y en medio isotermo es un escalar que vale:

$$\psi_t = \psi_z + \psi_p + \psi_o + \psi_e + \psi_g$$

ψ_t = potencial hídrico total
ψ_z = potencial por altura sobre la referencia altitudinal
ψ_p = potencial de presión (matricial)
ψ_o = potencial osmótico (por diferencia de concentración)
ψ_e = potencial electroquímico
ψ_g = potencial gravitacional (por variación de g con la altura)

En el medio no saturado hay que considerar:

m = porosidad total
θ (también c) = contenido volumétrico de humedad o simplemente humedad
S = (grado de) saturación = θ /m
Sr = saturación relativa (θ – θ_i) / (m – θ_i)
θ = saturación irreductible
τ = succión (valor positivo) = –tensión (presión por debajo de la atmosférica, que se toma como 0)
pF = –log τ, cuando τ se da en cm
CC = capacidad de campo (retención específica), que es la humedad que se retiene contra el esfuerzo de la gravedad, medido a una succión τ = 0,3 atm (33 J/kg = 0.33 bar = 3 m de columna de agua)
PM = punto de marchitez (permanente), que es el límite por debajo del cual las plantas no pueden tomar agua del medio no saturado por efecto osmótico; q comúnmente se considera una succión τ = 15 atm (150 m de columna de agua).

Las unidades de presión comúnmente utilizadas son:

1 Pa = 1 N/m^2 = 10^{-5} atm
1 kPa = 0,01 atm = 0,1 m de columna de agua
1MPa = 10 atm = 100 m de columna de agua
1 atm = 0,1 MPa = 100 kPa = 1000 hPa

La más recomendable es el kPa (miles de pascales). 1 Pa = 1 N/m^2, N = newton de fuerza = (1/g) kg de fuerza o kilopondio, g = aceleración de la gravedad = 9,81 m/s^2.

El bar es una unidad métrica de presión, pero no forma parte del Sistema Internacional de Unidades. Vale 100 kPa, que es ligeramente menor que la presión atmosférica a nivel del mar.

En la Figura 2.3.1 se muestra la variación vertical de la presión P (= –tensión τ) del agua en el perfil del suelo, cuando no hay flujo (situación hidrostática), junto con la variación de la humedad volumétrica θ y el potencial hidráulico h por unidad de volumen. En la Figura 2.2.2 la representación corresponde al caso de existir percolación desde el suelo edáfico, donde se producen las variaciones estacionales.

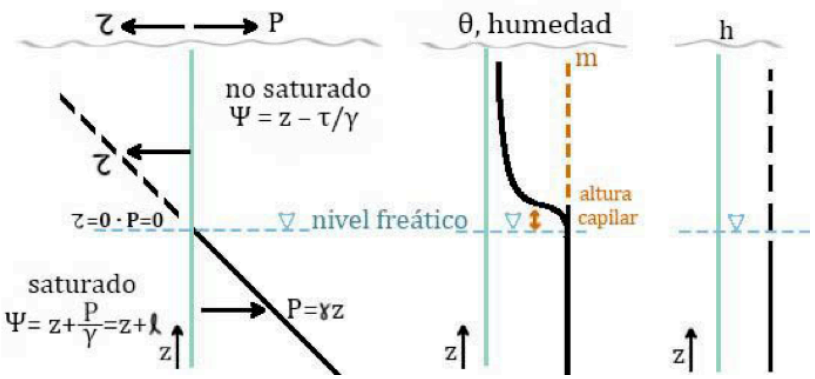


Figura 2.3.1. Perfil de suelo con la variación vertical de la presión P (= –tensión τ) del agua en el perfil del suelo, cuando no hay flujo (situación hidrostática), junto con la variación de la humedad volumétrica θ y el potencial hidráulico h por unidad de volumen = ψ/g, con g = aceleración de la gravedad y γ = peso específico

En el perfil del terreno no saturado se tienen flujos descendentes hacia el nivel freático (percolación) y también flujos ascendentes en la parte superior debidos a la toma de agua por las raíces (transpiración) y evaporación a la atmósfera. En ocasiones, a los flujos ascendentes se les llama exfiltración. Donde se anula el flujo vertical es el punto (plano) de flujo cero PFC, que varía a lo largo del tiempo (Figuras 2.3.2 y 2.3.3). Calculando en fechas sucesivas el agua almacenada por encima y por debajo del PFC, sus variaciones dan respectivamente el agua evapotranspirada y el agua percolada. La Figura 2.3.4 muestra un caso real observado en un lisímetro. En los estudios realizados en la pampa húmeda argentina (Weinzettel, 2005), el método de plano de flujo, pese a ser un método simplificado, permite estimar los valores de recarga por drenaje matricial y conocer los momentos en que dicha recarga se produce y por lo tanto la percolación por debajo de una profundidad determinada.

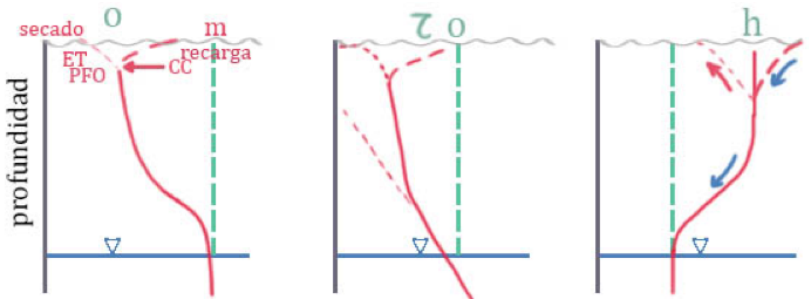


Figura 2.3.2. Perfil de suelo con la variación vertical la humedad volumétrica θ, de la tensión τ del agua y del potencial hidráulico h en el perfil del suelo, cuando hay flujo de percolación por debajo del suelo edáfico, donde se producen las variaciones estacionales. Se muestra el punto de flujo cero PFC en época húmeda, en la que hay flujo ascendente de evapotranspiración y descendente de percolación. En época seca, el PFC quedaría por encima de la superficie del terreno

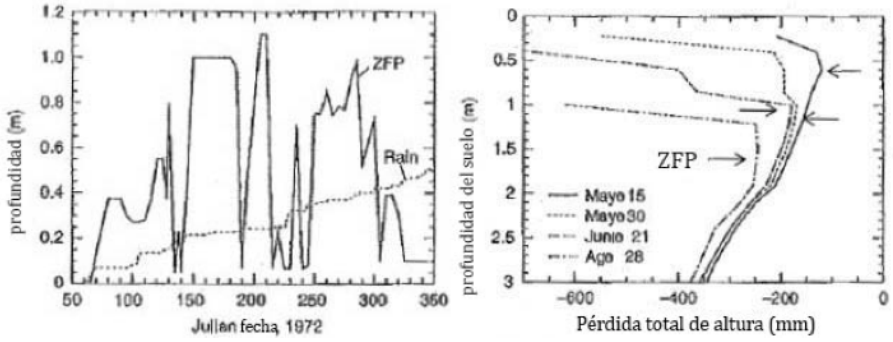


Figura 2.3.3 Perfiles de potencial hidráulico de un terreno no saturado a lo largo del tiempo, con indicación de la posición del plano de flujo cero PFC (ZFP)

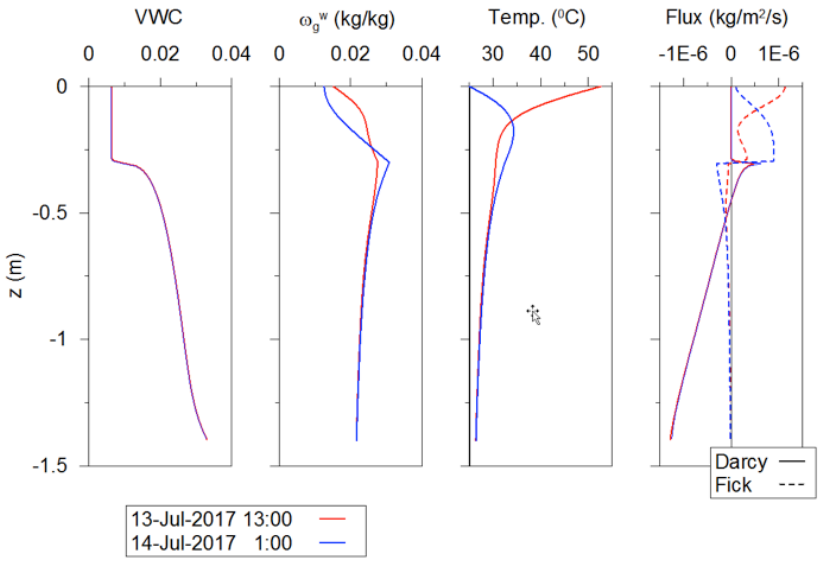


Figura 2.3.4 Perfiles de contenido volumétrico de agua (humedad, VWC), fracción másica de vapor (ωg^w), temperatura y flujo de Darcy y difusivo de vapor (flujo de Fick), los positivos ascendentes y los negativos descendentes, en el lisímetro del Parque Nacional de Doñana, en un semi-día de verano (cortesía de C. Kohfahl-2017). Se identifica claramente el plano de flujo cero a unos 30 cm de profundidad.

La presencia de capas menos permeables, con una cierta saturación, afecta al movimiento vertical del agua por el medio no saturado (Figura 2.3.5) y pueden llegar a crear acuíferos colgados temporales (Figura 2.3.6). Son notables las variaciones que muestran las anteriores figuras a causa de eventos de recarga. Esto sucede cuando la difusividad hidráulica vertical de la perturbación es pequeña, por ser también pequeña la conductividad hidráulica vertical, bien sea homogénea o por intercalación de capas poco permeables. Si la difusividad hidráulica es grande, como en materiales de grano grueso sin intercalaciones, un evento de recarga sólo supone pequeñas variaciones temporales de la humedad, difíciles de apreciar y afectadas de un notable error de medición.

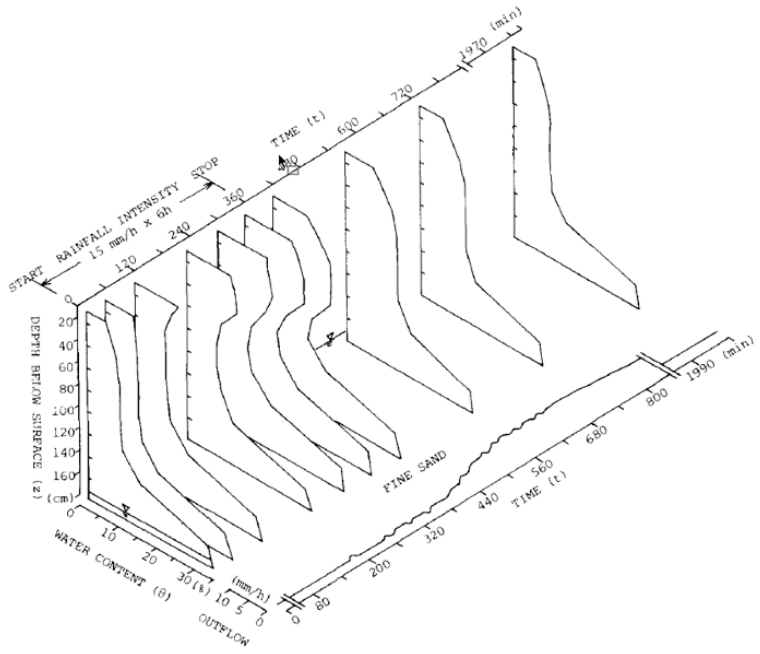


Figura 2.3.5 Efecto de una lluvia en un terreno con la parte superior del medio no saturado menos permeable que la inferior (Kayane y Kaihotsu, 1988). Tras 360 min (6 horas) de precipitación, con una intensidad de 15 mm/hora (90 mm caídos en total), cesa y se reajusta la distribución de humedad en vertical. La humedad en la parte superior menos permeable (material más fino) acumula humedad, que después se drena. El nivel freático, indicado por un triángulo, apenas se modifica a la escala de profundidad de los perfiles; su ascenso máximo es de 3 cm. La percolación se propaga y atenúa a lo largo de la vertical, para finalmente desaparecer su efecto visible

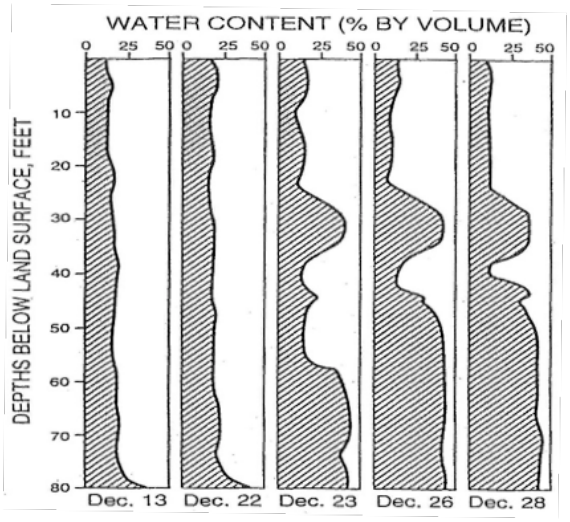


Figura 2.3.6 Efecto de las lluvias en dos días (23 y 24 de diciembre) en un terreno previamente en equilibrio y con un nivel menos permeable intercalado a 30 pies (10 m) de profundidad (según Watson y Dorrance-1995 en Simmers,1997). Se forma un nivel saturado en su entorno, que va drenado hacia abajo y hace ascender el nivel freático progresivamente. La saturación de agua es para un contenido de humedad de aproximadamente el 40%

2.3.3 Ecuación de Buckingham-Darcy

En medio no saturado, la ecuación de la velocidad del agua aplicable es la de Buckingham–Darcy. Para suelo homogéneo, isótropo e isotermo, se expresa como:

$$q = -k\frac{dh}{dz} = -k\left(-\frac{d\tau}{dz} + 1\right)$$

en la que h es el potencial hidráulico, τ es la succión (presión cambiada de signo) en altura de columna de agua y k es la conductividad hidráulica del medio no saturado, que varía notablemente según sea la saturación, la temperatura y la salinidad y que está afectada por histéresis, es decir que su valor depende de la historia anterior de secado y humectación (humedecimiento).

2.3.4 Ecuación de la continuidad y ecuación de Richards

La ley de conservación de agua o de la continuidad, considerada unidimensional en sentido vertical, se expresa como:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} + S$$

en la que el término S (fuente / sumidero) está dominantemente influido por la toma de agua de las raíces de las plantas en la zona de suelo edáfico.

θ = contenido volumétrico de agua (humedad)
t = tiempo
S = término fuente / sumidero

Al combinar la ecuación de la continuidad con la Ley de Buckingham-Darcy se obtiene:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} + S = -\frac{\partial}{\partial z}\left[k + k\frac{\partial \tau}{\partial z}\right] + S$$

que es la ecuación de Richards (Richards, 1931).

En el medio no saturado, existe una relación entre las variables, h, θ y τ y k depende de las mismas, según se expone en la Sección 2.2.2.

Aplicando la transformación de Kirchhoff:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z}\left(k - \frac{\partial U}{\partial z}\right) + S$$

U = variable de transformación o potencial de flujo matricial $= \int_{-\infty}^{\psi} k d\tau$
S = término fuente.

Comúnmente, S toma valores negativos, pues domina la extracción de agua por transpiración de las plantas y la evaporación en casos de escasa vegetación y suelo desnudo. El máximo de S, en valores absolutos, depende de lo que la planta o el suelo pueda evaporar según la radiación solar. El valor real depende del funcionamiento de las raíces y de la difusión de agua y vapor por el suelo hasta la superficie.

Cuando el término fuente/sumidero es S = 0, existen tres posibles formas para transformar el término del lado derecho de la ecuación de Richards.

Se puede escribir:

$$q = k\left(1 + \frac{\partial \tau}{\partial z}\right) q = k + k\frac{\partial \tau}{\partial z} = k - D\frac{\partial \theta}{\partial z} = k - \frac{\partial U}{\partial z}$$

D = difusividad del suelo [$L^2\ T^{-1}$]
U = variable de transformación de Kirschoff [$L^2\ T^{-1}$] $= \int_{-\infty}^{\psi} k d\tau = \int_{0}^{q} D d\sigma$

También el término izquierdo de la ecuación de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -C\frac{\partial \tau}{\partial z} = \frac{1}{D}\frac{\partial U}{\partial t}$$

C = capacidad de humedad diferencial [L^{-1}] $= \frac{\partial \theta}{\partial \psi}$

La solución de la ecuación de Richards es única si las funciones (K(θ), τ(θ), K(τ) y θ(τ) son monótonas en todo su campo de variación.

Entre las diferentes formas posibles, sólo la que tiene θ explícitamente en el lado izquierdo conserva la masa al ser resuelta numéricamente por discretización. La expresión en θ de la ecuación de Richards es del tipo Fokker–Plank. En Zhang y Dawes (1998, p. 48) se discute el problema de la discretización. El modelo WAVES usa la forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}\left(k - \frac{\partial U}{\partial z}\right) + S(\tau)$$

con S = término fuerte / sumidero, por ejemplo, la extracción de agua por las raíces en función de la succión τ.

Para resolver esa ecuación, expresada en altura (l) y para medio rígido, se suele seguir una aproximación en que se introduce C(l) = ∂θ/∂l = capacidad de agua o pendiente de la curva de retención de agua del suelo al variar l, que se supone conocida y única.

Con ello resulta la ecuación de Richards:

$$C(h) - \frac{\partial l}{\partial t} = k(l) = \frac{\partial^2 l}{\partial z^2} + \frac{\partial l}{\partial z} \cdot \frac{\partial k(l)}{\partial z} + S$$

con z dirigida hacia abajo.

Las condiciones son:

- matriz del suelo y líquido incompresibles,
- densidad del agua constante (independiente de la salinidad y posición).
- el aire no fluye (es una seria limitación),
- la Ley de Darcy es válida; puede que no lo sea en suelo muy fino con poros muy pequeños; tampoco con alta velocidad y en macroporos.

Cuando hay raíces de plantas, el término S se puede expresar como (negativo por ser un sumidero):

$$-S = -F(l,z) = \alpha(l) \cdot g(z) \cdot T_p$$

$\alpha(l)$ = factor de reducción (valor máximo 1) [–]
$g(l)$ = distribución vertical de las raíces [L^{-1}]
T_p = transpiración potencial [LT^{-1}]

lo que lleva a una transpiración real T_r

$$T_r = \int_0^{PR} -F(l,z)dz < T_P$$

PR = profundidad radical.

La toma de agua por la vegetación se puede expresar como

$$\phi(\tau) = \alpha(\tau) \cdot S_{max}$$

en la que α es la succión y S_{max} es el almacenamiento máximo.

Según Feddes et al. (1978)

$$\phi_{max} = TP / z_r$$

De modo que a la profundidad z

$$TP = ETP\, e^{-0,6 \cdot LAI}$$

ETP = evapotranspiración potencial
LAI = índice de superficie foliar (*leaf area index*), adimensional, con valor máximo teórico de 4 (ver Subcapítulo 6.5).

En una situación unidimensional vertical, si se define como difusividad:

$$D(\tau) = k(\theta)\frac{d\tau}{dz}$$

la ecuación de Richards se puede escribir:

$$q = -D(\theta)\frac{d\sigma}{dz} - k(\theta)$$

Si q es constante, es $d\tau/dz = (q + k(\theta)) / D(\theta)$ y si es $d\theta/d\tau = 0$ (humedad constante en el perfil) resulta $q = k(\theta)$, de modo que el flujo vertical es igual al valor de la conductividad hidráulica no saturada para la humedad θ o para la succión τ.

En suelos muy secos, el flujo del agua en forma de vapor puede ser importante:

$$q = -\left(h_L(h) + h_r(h)\right)\, \partial h/\, \partial z + (D_L + D_V)\, \partial T/\, \partial z - k_L(h)$$

k_L; k_V = conductividad hidráulica del líquido (L) y del vapor (V), que dependen del potencial hidráulico h
D_L; D_V = difusividad de transporte del líquido (L) y del vapor (V), que dependen de la profundidad del nivel freático

En general, el flujo por gradiente térmico de vapor es de 10^5 a 10^6 veces mayor que el flujo difusivo isotérmico.

Se puede dar que con valores < 1,5 mm/a de flujo de vapor neto descendente se tenga un flujo de agua líquida ascendente por la matriz del terreno que sea > 1,0 mm/a.

La Figura 2.3.7 muestra un caso de relación entre conductividad hidráulica y succión para agua y vapor.

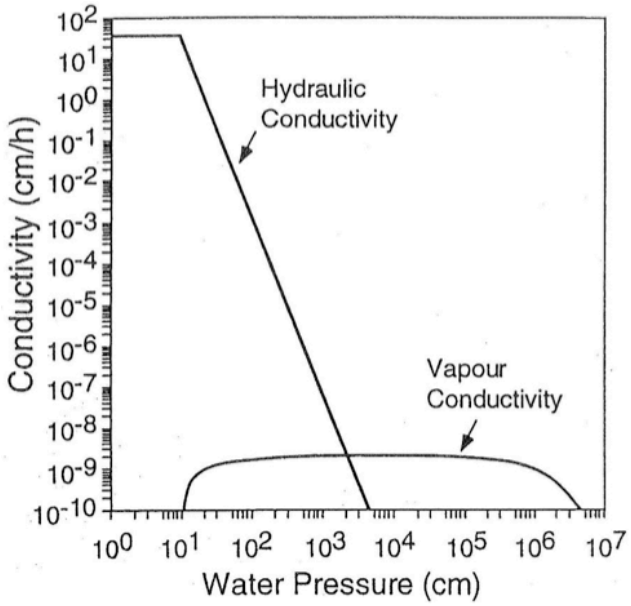


Figura 2.3.7 Relación entre conductividad hidráulica al agua y al vapor en función de la succión (- water pressure) en un determinado caso (Heindrix y Walker, 1997)

La conductividad hidráulica isoterma para el vapor es:

$$k_v(\tau) = D^* \xi \left(m - \theta(\tau)\right) \frac{\rho_V}{\rho_L} \frac{M}{RT} HR(\tau)$$

D* = difusividad molecular del vapor de agua en el aire ambiente
ξ = tortuosidad del medio cuando contiene aire
m = porosidad total
$\theta(\tau)$ = humedad, que depende de la succión
M = peso molecular del agua = 18,05
$HR(\tau)$ = humedad relativa del aire de los poros, que depende de la succión
ρ = densidad del vapor (V) y del agua (L).

2.3.5 Calculo del flujo del agua en el medio no saturado

Se puede abordar la resolución directa de las ecuaciones del flujo en el medio no saturado para calcular la recarga (Weinzettel, 2005; Weinzettel y Usunoff, 2001), pero es más eficaz utilizar códigos, como programas específicos o como parte de modelos de flujo (Feddes et al., 1988). Pueden aplicarse a terrenos regados (Jiménez-Martínez et al., 2008), si el riego aplicado se suma a la precipitación.

El código HYDRUS consiste en un conjunto de programas para analizar flujo del agua, de calor y de substancias disueltas en el medio no saturado en 1D (van Genuchten, 1978; 1987; Kool y van Genuchten, 1987; Vogel et al., 1996; Šimůnek et al., 1998; Šimůnek y van Genuchten, 2005). Existen versiones para situaciones 2D y 3D. A los efectos de estudio

de la recarga, la versión de acceso público unidimensional 1D es suficiente, aunque las versiones 2D son de interés para el estudio de infiltrómetros y de contaminación del suelo. El código HYDRUS parte de los trabajos iniciales de van Genuchten (1980). Actualmente se puede tener en cuenta la extracción por las raíces de las plantas y la histéresis.

Esos códigos resuelven numéricamente la ecuación de Richards con fuentes y sumideros (por ejemplo, las raíces de las plantas). Para describir las propiedades hidráulicas de los suelos, se pueden utilizar las fórmulas de van Genuchten en su versión modificada y las de Brooks y Corey (Sección 2.2.3). Se pueden utilizar en medios no saturados, parcialmente saturados o saturados, homogéneos o estratificados. Para tratar la histéresis, se parte de las curvas extremas de secado y de humedecimiento. Se puede aplicar en una gran variedad de problemas, entre ellos los de recarga, cuando la información disponible lo permite Normalmente se aplica en análisis de observaciones en lisímetros y en parcela o área reducida (Jiménez et al., 2012; Zheng et al, 2017; López Rodríguez, 1997).

El programa CODE_BRIGHT/GiD es un programa 3D de elementos finitos, para el estudio de procesos térmicos, hidráulicos y mecánicos acoplados, en medios geológicos. Resuelve el conjunto de las 5 ecuaciones que expresan el equilibrio de fuerzas, balance de masa de agua, balance de masa de aire, balance de energía y balance de masa de un soluto conservativo. Para el tratamiento de un número elevado de variables que tienen acoplamientos fuertes, se recurre al código GiD como plataforma de pre- y post-proceso de CODE_BRIGHT. Se resuelve el caso más general de condiciones de contorno, con posibilidad de considerar grandes desplazamientos, procesos de disolución de aire en agua, flujo advectivo y no advectivo y cambios de fase del agua (Olivella et al., 1994; 1996). El código es eficiente en el tratamiento del medio no saturado en condiciones de flujo de vapor, como se ha visto al tratar los datos de un lisímetro de pesada de precisión operado por el IGME en el Parque Nacional de Doñana, en relación con la aplicación del programa HYDRUS 1D.

Los suelos varían en distancias cortas, de modo que la descripción del flujo de recarga varía espacialmente (Figura 2.3.8). En estudios generales hay que buscar valores medios representativos.

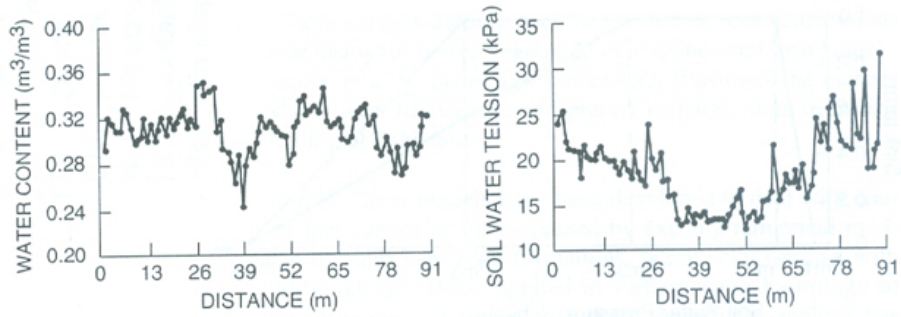


Figura 2.3.8 Variabilidad espacial de la humedad y de la succión del suelo en una parcela llana de menos de 1 ha, según un transecto de 91 m, con muestreos hasta una profundidad de 30 cm (Hendrickx et al., 1986; Heindrickx y Walker, 1997).

2.4 Precipitación

2.4.1 Introducción

La precipitación es la fuente principal de recarga en gran parte de las situaciones reales. Esta precipitación se hace mayormente en forma líquida, como lluvia, pero a altas latitudes y en lugares elevados la precipitación cae en general como nieve. En este caso, el acceso de la precipitación a la superficie del terreno en forma líquida es tras la fusión y en parte por infiltración a través de la propia capa de nieve. Esto afecta a dónde se produce la infiltración y en qué momento. La recarga nival es de gran importancia en muchos lugares del mundo y requiere una consideración especial.

También tiene importancia en algunos lugares la llamada lluvia horizontal (ver Sección 2.4.5), producida por el atrapamiento de la niebla por las superficies de la vegetación. En otros lugares, puede ser importante la recarga producida por retornos de riego. Cuando el riego se hace con agua aportada al área, supone el equivalente neto de una lluvia adicional.

La precipitación es un fenómeno muy variable espacialmente y sobre todo temporalmente, tanto a corto plazo, como estacionalmente, interanualmente y a largo plazo. Esto hace que la evaluación del balance de agua (Milly y Eagleson, 1987) y de la recarga tenga una notable incertidumbre. La evaluación de esa incertidumbre es parte importante del cálculo de la recarga, como considera en el Subcapítulo 4.3.

2.4.2 Variabilidad de la precipitación a largo plazo debido a modificaciones climáticas

La pluviometría suele ser un fenómeno regional que afecta a un amplio territorio, pero varía de un lugar a otro. Por eso, las series de un lugar no necesariamente caracterizan a otro lugar, si no se ha determinado previamente que hay una buena correlación entre ellas. En la Península Ibérica, a pesar de ser un territorio globalmente pequeño, hay comportamientos bien diferenciados según el lugar, dadas las distintas posibles procedencias de las masas de aire húmedo, la compleja orografía, los cambios altitudinales y las oscilaciones climáticas.

Parte de la historia de la humanidad está muy ligada a notables cambios climáticos, que incluyen serias sequías prolongadas. Estas evoluciones climáticas son bien conocidas por sus resultados arqueológicos y geológicos y las más recientes por sus crónicas históricas. Tal ha sido la pequeña edad glacial que tuvo lugar entre mediados del siglo XVI y principios del XIX (véase el Subcapítulo 8.6).

Los hidrogramas de desviaciones acumuladas de la pluviometría respecto a la media ilustran muy bien las secuencias de periodos secos y periodos húmedos, como las representados en las Figuras 2.4.1, 2.4.2, 2.4.3 y 2.4.4, en cuyos pies se dan las explicaciones correspondientes. Dentro de una secuencia seca o húmeda pueden aparecer periodos secos y húmedos de menor duración, pero se mantiene la tendencia a largo plazo. La disposición de esta información permite encuadrar, en un contexto amplio, los resultados de la recarga evaluada. No obstante, hay que tener cuidado con los datos de largos periodos, ya que puede haber sesgos en las observaciones o cambios en la ubicación de las estaciones, que muchas veces no son conocidos.

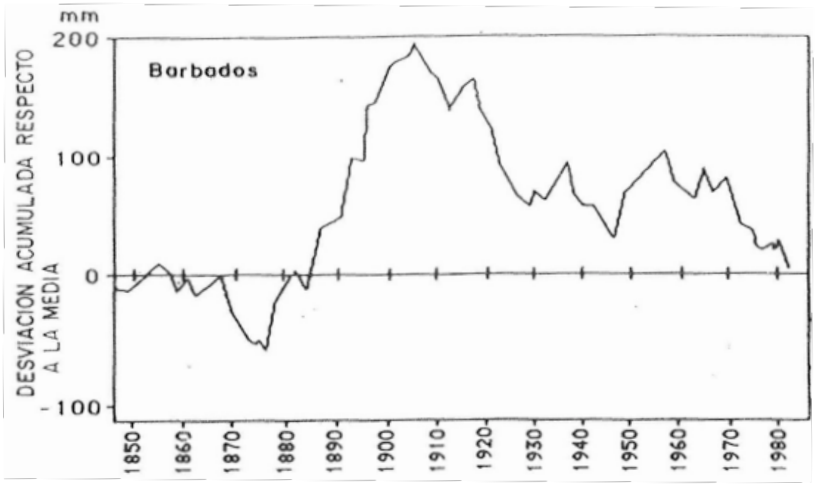


Figura 2.4.1 Evolución de la desviación acumulada de la pluviometría respecto a la media del periodo de datos, para la estación de la isla de Barbados, una de las de más largo registro. Los datos representados cubren casi 130 años. Tras un periodo preferentemente húmedo entre 1875 y 1905 (30 años), ha seguido un periodo de tendencia seca, pero con intervalos húmedos intercalados. A grandes rasgos, se manifiesta un ciclo de 50 años, combinado con otro de 15-30 años.

Figura 2.4.2 Evolución de la desviación acumulada de la pluviometría respecto a la media del periodo de datos para la estación de Santiago de Chile–Pudahuel (Sanz Donaire, 2012), en un área con un clima semiárido similar a diversas áreas españolas. Los datos cubren casi 150 años. Tras un periodo preferentemente húmedo entre 1880 y 1950 (70 años), se tiene actualmente un periodo seco que dura más de 60 años. Dentro de esos periodos hay secuencias secas y húmedas intercaladas, con tiempos de recurrencia de unos 7 y 15 años aproximadamente. En el sur de Chile (Punta Arenas) la variabilidad de largo plazo es mayor, con tiempos de recurrencia entre 30 y 40 años.

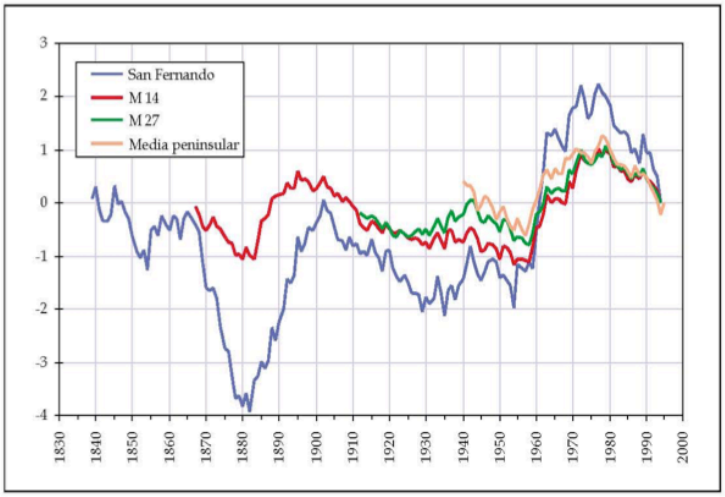


Figura 2.4.3 Evolución de la desviación acumulada de la pluviometría respecto a la media del periodo de datos, para diversas estaciones españolas con largos registros, entre ellas la estación de San Fernando (Cádiz), que es la más antigua (MIMAM, 2000). En la secuencia de 150 años se ven periodos secos y periodos húmedos, con tiempo de recurrencia entre 20 y 30 años y con intensidades variables.

Figura 2.4.4 Evolución de la desviación acumulada de la pluviometría (mm) respecto a la media del periodo de datos, para la estación del embalse de Fuensanta (Murcia), en el río Segura, que es la más antigua de la cuenca (Aldaya et al., 2018), en la que la pluviometría media es de 385 mm/año. En la secuencia de 80 años (1933-1934 a 2015-2016) se ven periodos secos y periodos húmedos, con tiempo de recurrencia de unos 20 años, pero con intensidades variables, con otros periodos de tiempo de recurrencia de unos 10 años. Es posible que actualmente se esté al final de una larga secuencia de tendencia húmeda.

2.4.2 Variabilidad espacial de la precipitación

La dependencia espacial de la precipitación puede ser importante, en función de la altitud y el relieve, en especial en territorios montañosos. Esta variabilidad espacial es muy acusada en islas altas, como es el caso de gran parte de las islas de la Macaronesia. En ciertos casos es debido al efecto barrera de las cordilleras al movimiento de la humedad, combinado con la persistencia de bajas presiones en el océano próximo, lo que hace que, en áreas ya de por sí áridas a semiáridas, se produzcan zonas de sombra que pueden ser hiperáridas, como en el caso del Norte de Chile y la costa de Perú (Bookhagen y Strecker, 2008).

Las variaciones espaciales de la precipitación no suelen estar bien representadas por las estaciones pluviométricas existentes, que no cubren las partes más altas, donde además parte de la precipitación es como nieve. Allí donde sucede con frecuencia, se genera gran parte de los recursos de agua y se produce buena parte de la recarga de una determinada cuenca o acuífero. Para un cálculo adecuado de la recarga, hay que extender los datos para que representen realmente las variaciones territoriales, lo que exige extrapolaciones, que pueden entrañar errores notables, pero menores que el no tener en cuenta el fenómeno. La correlación de datos en zonas áridas presenta dificultades a causa del carácter ocasional de la precipitación y también por las interrupciones en las series de datos. Se han desarrollado herramientas de predicción espacial inteligente que incorporan redes neuronales artificiales a escala mensual (Sulaiman et al., 2018).

La relación entre precipitación y altitud varia de un lugar a otro. Se obtiene por correlación a partir de las estaciones disponibles (Brunsdon et al., 2001; Sasaki y Kunihara, 2008). La correlación se puede mejorar teniendo en cuenta otras variables, tales como temperatura y humedad del aire y también orientación geográfica, sombreado y vegetación. Las extrapolaciones a altitudes mayores que la de las observaciones disponibles, debe hacerse con gran precaución.

En el caso de lluvias orográficas orientadas que responden al efecto de los vientos húmedos del alisio, como sucede en las islas altas de la Macaronesia, hay que tener en cuenta que el efecto de aumento de la precipitación con la altitud cesa a partir de unos 1500 a 2000 m de altura a causa de a mayor altitud pasa a dominar el efecto de los vientos contra-alisios más secos. Tal es el caso de Tenerife, La Palma y parcialmente de Gran Canaria. En estos casos, no se pueden aplicar correcciones que produzcan siempre un aumento de la precipitación con la mayor altitud.

Otras causas de desviaciones del comportamiento esperable son los efectos aerodinámicos en valles angostos con grandes variaciones de altitud, que modifican localmente la relación altitudinal. En lugares con una notable precipitación en forma de nieve, hay que tener en cuenta la evaporación directa (sublimación) o indirecta (del agua de fusión) de la nieve y en especial el transporte de la nieve en polvo de unas cuencas a otras por acción del viento (Sección 2.4.4).

2.4.3 Aportación debida al regadío

Bajo un punto de vista de ingeniería de riego, la recarga que se produce en campos irrigados se considera una pérdida de agua, aunque ciertos excedentes son necesarias para evitar la acumulación de sales en el suelo agrícola. Para la evaluación de las pérdidas en todo el sistema de riego, se suelen se suelen definir diferentes eficiencias:

1. **eficiencia en la conducción de agua, ec** = V_f / V_t, razón entre el volumen de agua V_f aportado en el borde de la parcela y el V_i soltada en la fuente de agua. Depende, además del estado de los canales de conducción, de la estrategia de funcionamiento, como los descuidos ocasionales que dan lugar a desbordamientos.

2. **eficiencia en la aplicación del agua, e_a** = V_s/ V_f, razón entre el volumen de agua Vf que llega al borde de la parcela y el Vs requerido por la planta, estimado por la evapotranspiración de la parcela. Los excesos de agua en una parte de la parcela causan problemas de encharcamiento, que se pueden traducir en cese de la absorción del agua, mientras que los valores por debajo de las necesidades de la planta de agua en otras partes causan problemas de déficit (estrés de la planta).

3. **eficiencia en el almacenamiento del agua de riego, e_s** = V_{as}/(Vf – Va), razón entre el volumen almacenado en el suelo V_{as} y el volumen necesario para completar el perfil de humedad, que es la diferencia entre el volumen estimado para que el suelo esté a la capacidad de campo, menos el correspondiente al límite inferior de disponibilidad para la planta o estado de marchitez permanente V_r y el volumen inicial de agua disponible en el suelo V_a.

4. **eficiencia de riego, e_i** = V_b / V_f, razón entre el agua aprovechada por la planta V_b, incluyendo el lixiviado de sales, la protección contra heladas y la aplicación de productos agroquímicos y el volumen Vf entregado a pie de parcela.

5. **coeficiente de percolación profunda, c_{pp}** = V_{dp} /V_f , razón entre el volumen de agua Vdp que percola por debajo de la zona radical y el volumen V_f en el borde de la parcela.

6. **coeficiente de escorrentía en el riego, c_{er}** = V_{dp}/V_f, razón entre el volumen de escorrentía en una parcela de riego Vro y el volumen V_f en el borde de la parcela.

7. **coeficiente de uniformidad de riego, cu** = buena distribución espacial de la aplicación del agua. Para sistemas de riego por aspersión:

$$cu = 1 - \frac{\sum|x - \bar{x}|}{\sum x}$$

siendo x = lámina de agua en diversos pluviómetros dispuestos en una parcela y $\bar{x}$ su valor medio. Para riego por superficie, se utiliza una uniformidad de distribución du que es el cociente entre la lámina de agua media infiltrada en la cuarta parte más baja de la parcela, por la infiltrada en toda la parcela.

En un campo de cultivo no regado, la recarga R se puede calcular como (véase el Subcapítulo 8.3):

$$R = \alpha \cdot s(P - P_u)$$

P = precipitación en el intervalo de tiempo considerado
P_u = valor umbral
α = coeficiente de proporcionalidad
s = factor de infiltración $\sqrt{k/\bar{k}}$ para corregir heterogeneidades superficiales en cuanto a la conductividad hidráulica vertical del suelo

Si el campo de cultivo recibe riego, sin recarga preferencial y de modo que la parte de la intensidad de riego que supere la capacidad de infiltración o bien encharca el terreno o produce escorrentía, el valor umbral P_u se divide en dos sumandos:

P_i = riego estricto I* para mantener el suelo a la capacidad de campo
P_d = en secano

de modo que

$$P_u = \begin{cases} P_d - \frac{1}{I^*}(P_d - P_i) & \text{si } I \leq I^* \\ P_i & \text{si } I \geq I^* \end{cases}$$

2.4.4 Precipitación como nieve y fusión de nieve

La precipitación de nieve es importante para producir recarga en muchas situaciones geográficas. La altitud tiene gran influencia en la cantidad de nieve y en la proporción de la precipitación como lluvia (Morán-Tejeda et al., 2013; Anderson, 2006). Esta precipitación no está inmediatamente disponible para infiltración y escorrentía superficial, sino que se difiere al momento de la fusión (Collins y Gordon, 1981). Además, la nieve depositada está sometida a sublimación directa y a deflación / depósito de material particulado por viento, tanto más cuanto mayor sea la circulación atmosférica (Figura 2.4.5). Estos procesos son relevantes en muchos casos.

Figura 2.4.5 Área nevada sometida a deflación eólica

El flujo de aire que circula y sale de la masa porosa de nieve está saturado de humedad a la temperatura ambiente, salvo para grades flujos de aire por grietas grandes. La cuantificación de la sublimación de la nieve depositada depende principalmente de la difusión del vapor en los poros y grietas y no de la velocidad de cambio de estado de la superficie de los cristales de hielo (Neumann, 2009).

Según Bras (1990), a temperaturas < 0 ºC, la presión de vapor a saturación es
e_s = 6,11 mb. Para que haya evaporación de la nieve (sublimación), el aire sobre la nieve

debe tener una presión de vapor e < e_s. Resulta lo que expresa la Tabla 2.4.1. En general, es más importante cuantitativamente la fusión que la sublimación de la nieve depositada. Si la humedad del aire permite que haya sublimación, al producirse la misma se enfría la nieve y, si no hay aporte de calor, dicha sublimación decrece.

Tabla 2.4.1 Humedad ambiente porcentual e para que pueda haber sublimación significativa sobre la fusión, según la temperatura T ºC

T ºC	0	5	10	15	20
e%	99,9	70	49.7	35,7	26

Los valores de la sublimación E (Bengtsson, 1980) pueden calcularse mediante diversas fórmulas:

- Sverdrup et al. (1942), Sverdrup-1947: $E = 0{,}623 \frac{\rho_a \chi U_8}{P} \frac{e_0 e_s}{\ln(8/z_0)^2}$

  χ = 0,4 y z_0 = 0,25 cm para E en cm/s, siendo P = presión atmosférica en mbar, ρa = densidad del aire en g/cm^3, u_8 = velocidad horizontal del viento en m/s a 8 m de altura sobre el suelo, e = presión del vapor de agua en mbar: e0 a saturación a la temperatura de la superficie de la nieve; es a la temperatura del aire a 8 m de altura sobre el suelo.

- Kuzmin-1957: E = (0,18 + 0,098 u_{10})(e_0 – e_z) mm/d para e en mbar y u_{10} en m/s a 10 m de altura.

- Central Sierra Snow Laboratory (USCE-1956): $E = 1{,}94(z_a z_b)^{-1/6}(e_0 - e_a)u_b$ en mm/d, para e en mbar y u_b en km/h a altura z_b en m.

Es muy difícil medir la interceptación y sublimación de la nieve, en especial en superficies irregulares de bosques. Según Lundberg (1993), no existe un método ideal. El dosel intercepta la nieve, se evapora y acaba habiendo menos agua que en el bosque clarificado o talado y además modifica la forma de deposición. La sublimación propiamente dicha no supera 0,5 mm/h (dudoso). Las pérdidas de sublimación pueden superar 0,5 kg para un árbol de 1 m de altitud. También hay condensación sobre la cubierta de nieve.

El cálculo mediante métodos micrometeorológicos es dudoso. El mejor método es el de la difusión turbulenta (*eddy*), pero la instrumentación es delicada y los sensores deben tener una respuesta muy rápida. Si se mide T_s - T_a (temperaturas en superficie y en el aire), la fórmula

$$\lambda E = R_n - G - \rho c_p f(u)(T_s - T_a)$$

da resultados aceptables, si el medio es homogéneo, pero no si es irregular. Además, la humedad atmosférica en invierno es pequeña y difícil de medir.
La sublimación de la nieve requiere 540 + 80 + ΔT cal/g. Crece al disminuir la humedad relativa del aire, con vientos secos y con relativamente alta temperatura, gran altitud y mayor energía (luz diurna intensa). Es mayor la sublimación cuando hay cristales de hielo dendríticos (ramificados) y fuerte radiación solar.

Para esferas de hielo, la tasa de variación de masa m, según Thorpe y Mason (1966), se puede expresar como:

$$dm/dt = 2\pi r\sigma[(La/(KT\cdot Nu)((La\cdot M/(RT) - 1) + (1/(D\cdot Sh\cdot e_s)] \text{ para } 0{,}25 < Re > 3{,}5$$

$Re = \rho v c De/\mu$	Número de Reynolds
$Nu = 1{,}88 + 0{,}66Pr1/3Re0{,}5$	Número de Nusselt
$Sh = 1{,}88 + 0{,}66Sc1/3Re0{,}5$	Número de Sherwood
$Pr = \nu/Da$	Número de Prandtl
$Sc = \nu/D$	Número de Schmidt

r = radio del grano
δ = densidad del aire
ν = viscosidad dinámica del aire
σ= grado de subsaturación del aire (= 0 para aire saturado)
La = calor latente de sublimación
K = conductividad térmica del aire
T = temperatura del grano de hielo
M = peso molecular del agua
R = constante de los gases
Da = difusividad del aire
D = difusividad del vapor en aire
e_s = presión de saturación del vapor a T
ρ = densidad del fluido
v_c = velocidad característica del fluido
De = diámetro equivalente
M = viscosidad del fluido

En la evolución de la capa de nieve intervienen distintos procesos que configuran el balance de energía: 1) absorción de la energía solar por la nieve (alto albedo), 2) conducción del calor en la nieve, 3) compactación de la nieve, 4) transferencia de calor desde el aire a la nieve y 5) retención y re-congelación en la nieve del agua fundida. Diferentes modelos permiten tratar estos procesos aisladamente y también de forma conjunta (Essery, 2015; Anderson, 2006). En el Subcapítulo 7.6 se comentan algunos modos de cálculo.

En la realidad, puede dominar el arrastre de nieve (*snow drift*) por el viento, durante el cual se produce sublimación. Con viento de 5 m/s y 70% de humedad relativa (HR) se produce un arrastre de nieve de 1 cm/d.

La nieve es permeable y deja pasar la lluvia, con permeabilidad que depende de si se trata de nieve joven (partículas irregulares y que retienen agua) o de nieve vieja (granos más redondeados y menos retentivos). Según sean las temperaturas, la lluvia que se infiltra pasa tal cual, aumenta la parte líquida por fusión o se acumula a las partículas de hielo. Algunos estudios realizados en Canadá muestran que la lluvia sobre nieve incrementa en un 70% el agua generada respecto a la misma lluvia caída sobre suelo. Los picos de grandes crecidas en grandes cuencas pueden doblarse y se refuerzan con la fusión de nieve. En estos casos, la explotación del bosque favorece la laminación.

Los estudios mediante trazadores químicos e isotópicos han permitido un mejor conocimiento de los procesos de sublimación de la nieve (Gustafson et al., 2010), como se comenta en la Sección 5.5.2 del Capítulo 5.

2.4.5 Aportación como niebla y rocío. Lluvia horizontal

El aumento de la precipitación en los lugares de nieblas condensantes persistentes es un fenómeno bien conocido en algunos lugares del mundo. Existen numerosas historias alrededor de su importancia para conseguir agua adicional para las poblaciones nativas, incluso las actuales. Sin embargo, son escasos los estudios cuantitativos bien documentados. El atrapamiento de la niebla y su conversión en lluvia, también designada lluvia horizontal, es debido a las hojas de la vegetación. Así, la especie, tamaño y densidad de la vegetación son factores a tener en cuenta.

En lugares sin vegetación o con vegetación muy corta, se puede formar rocío que moja la superficie. Poco se sabe de la capacidad de contribuir indirectamente a la recarga, pero se estima que es en general muy pequeña, a pesar de la espectacularidad del fenómeno en algunos lugares en ciertas épocas del año. El rocío puede ser debido a flujos descendentes de aire frío, que después circulan horizontalmente (Figura 2.4.6).

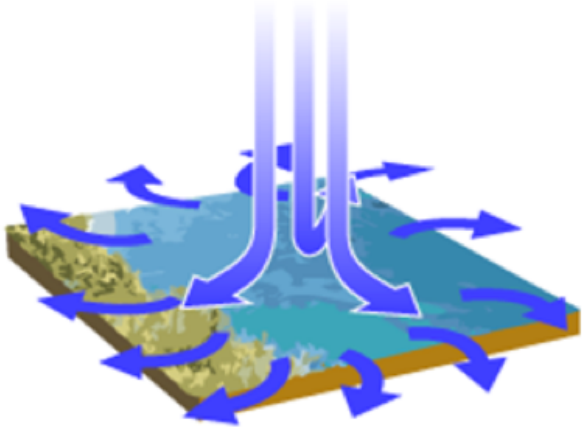


Figura 2.4.6 Descenso de aire frío sobre la superficie del terreno y circulación horizontal sobre el mismo. En condiciones favorables puede originar rocío.

La lluvia horizontal puede tener relevancia local en algunos lugares del mundo, en especial en áreas montañosas de clima tropical (Bruijnzeel, 2001; 2004; Bruijngzeel y Proctor, 1995; Bruijnzeel et al., 2011) o subtropical, algunas en un entorno de tendencia árida. Los vientos húmedos alisios y las brisas marinas persistentes tienen un importante papel en la generación de nieblas condensantes, cuando el aire húmedo asciende por los relieves costeros.

Algunos lugares bien significados con nieblas condensantes y lluvia horizontal se encuentran en la costa norte de Chile, donde reciben el nombre de camanchaca (Gutierrez et al., 2008; Schemenauer et al, 1988; Schemenauer y Cereceda, 1994; Schemenauer, 1991; Cereceda y Schemenauer, 1991; Larrain et al., 2002), y se extienden hasta Perú. Hay estudios y ensayos en el entorno costero del desierto de Atacama (Cereceda et al., 2002; 2008; Farias Salvador et al., 2005; Westbeld et al., 2009). También se producen en Colombia

(Cavelier y Goldstein, 1989), en California (Azebedo y Morgan, 1974; Burgess y Dawson, 2004) y en el área peri-caribeña, como en Costa Rica (Zadroga, 1981) y en Puerto Rico (Eugster et al., 2006) y en otros lugares como las islas Hawaií, en especial en Maui (Scholl et al., 2003), Taiwan (Chu et al., 2014) y Australia (Hurtley et al., 1997). Tienen notable relevancia en las islas altas de la Macaronesía, en especial en Madeira (Prada et al., 2007; 2009; Figueira et al., 2012) y en las Canarias, principalmente en Tenerife (Santana, 1986; 1990; Aboal, 1998; Aboal et al., 2000; 2013 ; Braojos Ruiz 2010; 2015) y en La Gomera (Katata et al., 2009; Regalado et al., 2007; 2013). También se produce de forma significativa en Gran Canaria y La Palma y localmente en Haría, en lo alto del macizo de Famara, en la árida isla de Lanzarote, y en la cumbre de El Hierro. También se forman en el área costera próxima del NW africano (Marzol y Sánchez, 2008).

Un estudio general es el de Kasele et al. (2017), dentro de lo que llaman agua no de lluvia, que lo centra en Namibia, donde la mitad de la deposición por la niebla no es de origen marino sino dominada por el efecto de radiación en vez de por el de advección. En las islas de Canal de California, la deposición crece con la altura y es menos frecuente cuanto más lejos de la costa, además de muy irregular (Fischer y Still, 2007). La aportación al bosque de laurisilva del Parque Nacional del Garajonay, en la isla de La Gomera, ha sido estudiado por Ritter et al. (2005). Se ha realizado ensayos de captación en Valencia (Estrela et al., 2008; 2009).

Se han hecho intentos de captación de nieblas para usos locales de la población, vegetación o incluso distribución en numerosos lugares, como muestra la Figura 2.4.7. En la Isla de Tenerife, los estudios de captación abarcan varios años (Marzol, 2002; 2005; Marzol et al, 1994; Pascual et al., 2011). El caudal captado en proyectos con atrapanieblas, en general mallas verticales, es muy variable, con valores medios entre 3 y 10 L/d/m^2 de malla (Klemm et al., 2012). La Figura 2.4.7 muestra los lugares en que hay estudios de la deposición por la niebla y de sus características.

Figura 2.4.6 Mapa que indica los lugares del mundo con nieblas condensantes en los que se han hecho estudios o acciones de captación de agua en áreas con escasez de agua estacional o permanente (Klemm et al., 2012)

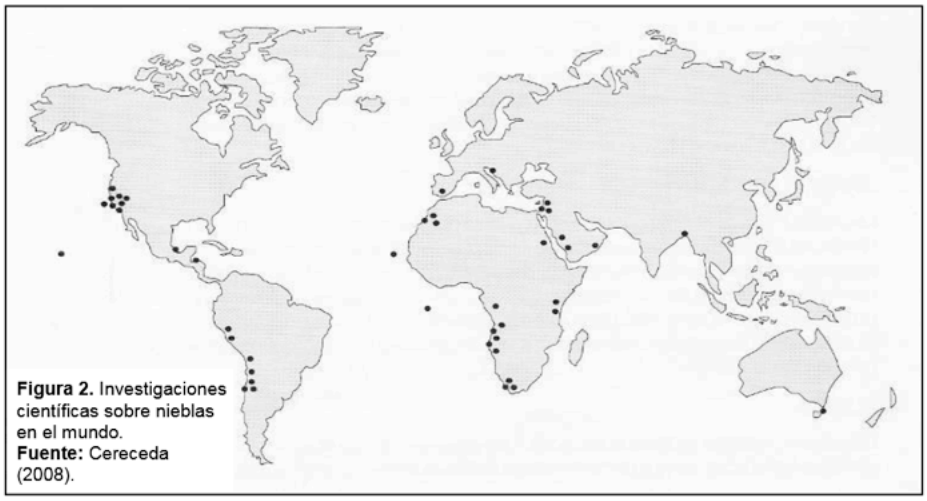


Figura 2. Investigaciones científicas sobre nieblas en el mundo.
Fuente: Cereceda (2008).

Figura 2.4.7 Lugares del mundo en los que se han realizado estudios científicos sobre nieblas, según Cereceda et al., (2008), tomada de Pascual et al, (2011)

La interacción entre nubes y el ecosistema terrestre se manifiesta claramente en la interfase que se localiza en los bosques nublados o nubosos (cloud forests) (Azevedo and Morgan, 1974; Bruijnzeel, 2001; Bruijnzeel et al., 2011). Son ecosistemas que dependen íntimamente de la presencia de nubes bajas o niebla, en los que cohabitan especies vegetales con adaptaciones fisiológicas para sobrevivir en condiciones de baja luminosidad. En determinados periodos del año, la cubierta vegetal arbórea está mojada casi permanente, con la consecuente influencia en el intercambio gaseoso de las hojas. La humedad depositada sobre las hojas reduce la transpiración del árbol y reduce el estrés hídrico (Eller et al, 2013; Ritter et al, 2009) y modifica el flujo del agua en la planta (Simonin et al., 2009). Estas áreas son sensibles a periodos de aridez prolongados. La presencia de nieblas condensantes modifica el LAI (índice de superficie foliar) de la vegetación (Izquierdo et al., 2011).

Los estudios realizados a nivel mundial en diferentes bosques nublados, apuntan al aporte directo de agua al suelo como consecuencia del impacto inercial de las microgotas de agua presentes en la niebla sobre los elementos vegetales. Su posterior precipitación puede ser poco significativa (Ritter et al., 2008). No obstante, la niebla propicia una reducción de la evapotranspiración como consecuencia del microclima de alta humedad relativa (>95%) y radiación solar reducida (Eugster et al., 2006; Regalado y Ritter, 2017), con una adaptación de las especies arbóreas y sotobosque a condiciones de escasa luminosidad (Morales et al., 1996) y modificación del espectro de luz (Letts y Mulligan, 2005; Johnson y Smith, 2008; Dengel y Grace, 2010; Ritter et al., 2009). Los árboles de la vegetación de laurisilva presentan escasa regulación estomática (González-Rodríguez et al., 2002) y por lo tanto siguen una estrategia de agua poco conservadora (quizás en relación con su carácter relicto), al igual de lo que ocurre en los bosques nublados de secuoyas de la costa californiana (Burgess y Dawson 2004) y en los bosques nublados montañosos de cipreses de Taiwán (Chu et al., 2014). Las hojas podrían llegar a funcionar como sumideros de agua, asimilando parte de la humedad depositada sobre las mismas a través del tejido foliar, incluso incorporándola al suelo (Munné-Bosch et al., 1999; Burguess y Dawson, 2004; Simonin et al., 2009; Eller et al., 2013).

La medición del efecto de la niebla condensante se hace mediante colectores-atrapadores de superficie vertical (Ritter et al, 2007; 2008; Ritter y Regalado, 2010; 2015; Regalado y Ritter, 2016; 2017), como muestra la Figura 2.4.7. Es difícil la conversión de esos datos en cantidad de lluvia horizontal, de modo que se buscan métodos alternativos (Braojos Ruiz, 2015; Welmsley et al., 1996). Los resultados se comparan con la medida de la precipitación sobre el dosel del bosque, en estaciones altas sobre mástiles o torres (Figura 2.4.8).

Figura 2.4.7 Colectores de niebla verticales instalados en el área de Anaga, Tenerife (Ritter et al., 2015). Pintado de color negro: colector modificado de Juvik; pintado de color blanco: colector cilíndrico de malla.

Figura 2.4.8 Instrumentación micrometeorológica en bosque. Bosque de laurisilva del Parque Nacional de Garajonay, La Gomera (Katata et al., 2009)

En la década de 1980, los trabajos de Zadroga (1981) en el norte de Costa Rica y de Cavelier y Goldstein (1989) en Colombia despertaron el interés científico por los ecosistemas de bosques nublados. Estos sistemas eran poco conocidos en cuanto a funcionamiento y encuadre en el ciclo hidrológico (Bruijnzeel y Proctor, 1995; Bruijnzeel, 2001). En las *Conference on Fog and Fog Collection*, que se celebran trianualmente desde 1998 en Vancouver (Canadá), estos ecosistemas han estado siempre presentes.

Los isótopos estables del agua (^{2}H y ^{18}O) se han convertido en una potente herramienta para analizar el flujo del agua en este tipo de ecosistemas, como se comenta el Subcapítulo 5.2.

Un claro ejemplo de ecosistemas nubosos son los bosques perennifolios de laurisilva de la región subtropical macaronésica y en concreto los que existen alrededor de 900 metros de altitud en la vertiente norte de las islas Canarias occidentales, con circunstancias favorables a la existencia de lluvia horizontal. Su amplia distribución inicial alrededor de la cuenca mediterránea y costa norte de África durante el Neógeno, quedó relegada a la región de la Macaronesia tras las glaciaciones del Cuaternario y específicamente a la zona del "mar de nubes" de las islas más elevadas (Nogué et al., 2013). Esta franja cuasi-permanente de nubosidad entre 900 y 1500 metros de altitud, se origina como consecuencia de la estructura térmica vertical de la atmósfera en estas latitudes, que se caracteriza en su parte baja por la existencia de una inversión térmica, resultado de la subsidencia asociada a la rama descendente de la célula de circulación general de Hadley (Carrillo et al., 2016). Ello ha permitido la conservación de un bosque nublado relicto (Höllermann, 1981; Losada Lima et al., 1990). Entre las plantas vasculares características de la laurisilva, se encuentran árboles perennifolios de hoja lanceolada o tipo lauroide, como la faya (*Myrica faya Ait.*), el aceviño (*Ilex canariensis Poir.*) y el loro o laurel (*Laurus novocanariensis*), o de hoja aciculada tales como el brezo de porte arbóreo (*Erica arborea L.*) y el tejo (*Erica scoparia*). Estos bosques se desarrollan sobre suelos de origen volcánico, con elevado contenido en materia orgánica, fértiles, profundos, con agregados estables y microporosidad y elevadas retención de agua y permeabilidad.

En la década de 1950 se realizaron varios estudios de campo, para cuantificar la importancia del agua de la niebla en los montes de Tamadaba (Gran Canaria) y de Los Realejos (Tenerife) por parte del Observatorio de Izaña (Ceballos y Ortuño, 1952), seguidos por los trabajos de Kämmer (1974) sobre los aportes de agua de niebla bajo un bosque de laurisilva del macizo de Anaga (Tenerife). Entre 1983 y 1985, el ICONA realizó ensayos similares en las cuatro islas occidentales de Canarias (Santana, 1986; 1990). Más recientemente, Aboal (1998) realizó un balance hidrológico en un bosque de laurisilva en Agua García (Tenerife), encontrando que el aporte de agua de niebla era despreciable (Aboal, 1998; Aboal et al., 2000).

A finales de la década de 1990, en el Parque Nacional de Garajonay, en la isla de La Gomera, se iniciaron trabajos de investigación por el ICIA y la ULL, junto con la Universidad de Duisburg-Essen (Alemania) (Ritter et al. 2007, 2008, 2009), que continúan en la actualidad, en los montes de Anaga en Tenerife (Regalado et al., 2013). Distintos modelos climáticos apuntan la posibilidad de un desplazamiento hacia cotas inferiores de la capa estable de nubes de la que dependen íntimamente estos bosques nublados, concomitante con un

aumento de la temperatura y reducción de la pluviometría en esta zona durante el presente siglo. En el bosque de laurisilva del Parque Nacional de Garajonay, se evalúa que el aporte de agua al suelo es de 110 mm/a, o sea el 18% de la precipitación local (Katata et al., 2009), aunque con gran incertidumbre. El LAI (*leaf área index*) medido es de 4,2. Entre las especies vegetales presentes, el pino canario tiene raíces que descienden entre 0,2 y 1,1 m, aunque teóricamente pueden llegar a 1,7 m.

En las instalaciones para atrapamiento de niebla en el NE de Tenerife, en el Macizo de Anega se han probado diferentes modelos de colectores verticales (Ritter et al., 2015). Los colectores de malla tienen 28 cm de diámetro y 1 m de altura y están instalados a 2,5 m sobre el terreno. Se recogen hasta 10 a 30 L/d/m^2 horizontales, aunque varía notablemente de un lugar a otro. En otros lugares se han alcanzado 110 L/m^2/d. La recolección es mayor cuanto menor es la radiación solar neta del día y al parecer cuanto mayor es el viento. El total de captación de niebla varía entre 100 y 900 L/m^2/a. La precipitación condensante de niebla es más frecuente que la que se produce en forma de lluvia.

Buena parte de la experiencia acumulada en las áreas de nieblas frecuentes de Tenerife ha sido recogida y analizada por Braojos Ruíz (2015). En bosques formados por la misma especie (por ejemplo, el pino canario) y con la misma altura del arbolado, en terreno horizontal y con condiciones climáticas homogéneas, los mayores volúmenes específicos de captación corresponden a una densidad de vegetación del 40 a 42%; disminuye para densidades mayores (poca circulación de aire) y también para densidades menores (poca superficie de atrapamiento). La mayor eficiencia se produce en el frente del bosque que recibe el aire saturado en humedad. A una distancia del orden de 200 m del frente, la captación se estabiliza a valores del orden de la mitad de la del frente. En bosque en ladera, la franja de alta eficiencia de captación es más extendida, ya que a cada altitud se incorpora una nueva franja de vegetación. En las divisorias entre cuencas dentro de la franja del "mar de nubes" se pueden depositar más de 1000 mm/a, hasta 3000 mm/a en casos de árboles singulares. Los valores medios más frecuentes están entre 500 y 600 mm/a en las dos áreas más favorables, que son una reducida fracción de la superficie insular.

En bosques de eucaliptus en la península de Punta Reyes, California (Ingraham et al., 1995), la vegetación cerca de la costa usa la humedad que produce el goteo que produce la niebla todo el año. En otros lugares el uso de la humedad aportada por la niebla es estacional (principalmente al final del verano, cuando hay más niebla) o no se provecha, sino sólo el agua subterránea cuando esta es accesible para la vegetación capaz de usarla.

En los bosques de Adana, Turquía, al comparar días con caudal en arroyos con la existencia de rocío, se observan momentos tempranos de fotosíntesis y momentos tardíos de evapotranspiración (Ben-Asher et al., 2010). La eficiencia de uso de agua de las plantas se dobla cuando hay rocío con respecto a cuando no hay rocío. Es debido a la sinergia entre baja temperatura en horas matutinas de rocío, borde de hoja húmedo, bajo déficit de humedad y alto gradiente de CO_2 hacia el dosel por respiración nocturna. Según datos de diversos lugares en cuanto a la relación entre condensación potencial en áreas con rocío y la ETP recogidos por Ben-Asher et al. (2010), esta vale 1/7 en climas húmedos y 1/4 en climas secos. En el desierto del Negev, Israel, el rocío aporta < 0,2 mm/d y ETR =

5-6 mm/d. La existencia de 100 a 200 noches con rocío proporciona 50-100 mm/a. Así, el rocío favorece la presencia de vegetación, aunque aumenta el riesgo de enfermedades de las plantas.

2.5 Interceptación y detención superficial

La interceptación de la lluvia es el proceso por el que la precipitación que cae sobre las superficies de la vegetación se evapora (pérdida por interceptación) o cae al suelo como gotas o sobre las ramas y tallos (escorrentía cortical o flujo de tronco). El choque de gotas grandes contra las superficies las convierte en gotículas, lo que facilita su evaporación.

La lluvia que no toca una superficie vegetal es lluvia a través (trascolación), Unida a la que gotea, es la lluvia total a través o trascolación total. La suma de la trascolación total y la escorrentía cortical (por el tallo de las plantas) es la lluvia neta. La pérdida por interceptación (interception en inglés) – en adelante simplemente interceptación – puede ser importante y reduce la precipitación disponible con respecto a la medida en pluviómetros situados en espacios sin vegetación, que es donde generalmente se instalan. La interceptación ya fue considerada como algo relevante en los primeros trabajos hidrológicos (Horton, 1919). Su importancia ha sido analizada por Savenije (2004), poniendo en cuestión el uso del término.

La interceptación depende del carácter de la tormenta o evento de lluvia, de las especies vegetales presentes y su densidad territorial y de la estación del año, en especial para la vegetación no permanente o los árboles caducifolios (Bras, 1990). Un dosel vegetal determinado tiene una capacidad de almacenar agua S_c (canopy water storage). Para bosque tropical denso (Borneo con dosel a 50 m, LAI = 0,2 y 42 m^2/ha cubiertas por los grandes árboles) Sc puede variar entre 0,6 y 1,3 mm, con un valor medio de 0,7 mm.

La medición precisa de la interceptación es complicada, pero hay métodos para hacerla (Gerrits et al., 2007; 2009). En España se dispone de algunas instalaciones bien equipadas para la medida, como en la estaciones experimentales de Vallcebre (Barcelona) y de Almería, ambas de CSIC, y aproximaciones regionales, como en Murcia (Belmonte-Serrato et al., 2013) y la cuenca del Guadalfeo (Polo et al., 2013). En FIEA (2013) se reúnen datos del territorio español.

El área foliar de los doseles se suele expresar mediante el índice de área foliar LAI (*leaf area index*), que es la superficie de hojas por unidad de superficie de terreno (Norman, 1993; Roderick et al., 2000). El LAI se relaciona con la fotosíntesis y afecta al albedo y por lo tanto a la radiación neta Rn disponible (Asrar el al., 1984) y también a la rugosidad de la superficie. Esto modifica la ETR (Arora, 2002). El valor del LAI está directamente relacionado con la evapotranspiración y la evaporación de la interceptación y está inversamente relacionada con la evaporación del suelo y otras superficies verticales. Se supone que la interceptación de la lluvia por el dosel y el mantillo es una función lineal del LAI. El LAI es una característica muy dinámica de la vegetación. Es tanto mayor cuanto más favorables son las condiciones al crecimiento. Varía cíclicamente para la vegetación anual y caducifolia y de forma atenuada para la vegetación perennifolia.
La interceptación INT se puede expresar en función de la precipitación y el índice de

superficie foliar como:

$$INT = INT(P, LAI) = P\left(1 - e^{-F \cdot LAI/C}\right)$$

en la que F = factor de inclinación de la hoja y C = cerramiento del dosel (varía de 0 a 1). INT crece con la duración de la lluvia, ya que el mojado llega hasta más abajo.

Se suelen utilizar dos modelos sencillos para calcular la interceptación INT total de un evento de lluvia:

a) Método de Horton (1919)

$$INT^* = S_d + \gamma P_d$$

P_d = precipitación sobre el dosel de un cierto evento de lluvia
S_d = valor umbral; si $P < S_d$ la precipitación no llega al suelo
γ = coeficiente adimensional

$$INT = \begin{cases} INT^* & \text{si } P_d > \dfrac{S_d}{1-\gamma} \\ P_d & \text{si } P_d \leq \dfrac{S_d}{1-\gamma} \end{cases}$$

Se trata de una función bi-paramétrica con dos tramos lineales. Pd representa la capacidad de almacenamiento de agua de la vegetación (0,25 a 1,3 mm). El término γP_d puede asimilarse a $LAI \cdot E \cdot t_r$, siendo E = tasa de evaporación y t_r = duración de la lluvia (Bras, 1990).

a) Método de Singh (1989)

$$INT = \begin{cases} S_d\left(1 - e^{-P_d/S_d}\right) + \gamma P_d & \text{si } INT \leq P_d \\ P_d & \text{si } INT \geq P_d \end{cases}$$

En la Tabla 2.5.1 se dan los parámetros S_d y γ para ambos modelos.

Tabla 2.5.1. Parámetros S_d y γ para las fórmulas de cálculo de la interceptación INT de un evento de lluvia para los métodos de Horton y Singh, en valor absoluto o en función de la altura de la planta h en m

Tipo de cubierta	S_d (mm)	γ (-)
Huertos	1,02	0,18
Bosques de fresnos	0,51	0,18
Bosques de hayas	1,02	0,18
Bosques de robles	1,27	0,18
Bosques de arces	1,02	0,18
Sauces	0,51	0,40
Pinares	1,27	0,20
Pequeñas herbáceas	1,67h	0,49h
Trébol y praderas	0,42h	0,26h
Alfalfa, veza y pastos	1,67h	0,33h
Cereales	0,42h	0,16h

También se puede considerar la fórmula simplificada dimensional (Bras, 1990):

$INT = a + bP^n$

con los parámetros de la Tabla 2.5.2

Tabla 2.5.2 Parámetros de la relación $INT = a + bP^n$ (Gray-1973 en Bras, 1990), para INT y P en pulgadas y h = altura de la planta en pies

Cobertura vegetal	a	b	n
Huertos	0.04	0,18	1,00
Bosque de fresnos	0,02	0,18	1,00
Bosque de hayas	0,04	0,18	1,00
Bosque de robles	0,05	0,18	1,00
Bosque de arces	0,04	0,18	1,00
Sauzales	0,02	0,40	1,00
Bosque de abetos y pinos	0,05	0,20	0,50
Cultivos de judías, patatas, coles, etc., en elevaciones	0,020h	0,15h	1,00
Campos de trébol y pradera	005h	0,08	1,00
Alfalfa, forraje, arveja, mijo, etc.	0,01h	0,10h	1,00
Granos pequeños, centeno, trigo, cebada	0,005h	0,050,005h	1,00
Maíz	0,005h		1,00

INT/P decrece con la precipitación caída en uno o más eventos consecutivos. Algunos valores comunes de INT/P son (Bras, 1990):

Trigales: 0,90 a 0,50 para P de 0,5 a 40 mm
Campos de avena: 0,72 a 0,57 para P de 3 a 20 mm
Humedal de ciénaga: 0,80 a 0,73 para P de 0,5 a 10 mm
Ecosistemas de bosque tropical: 0,1 a 0,4 a nivel anual.

Para bosques, el valor de la interceptación puede valer entre 2 y 4 mm. El flujo por tallos (cortical) suele variar del 0,7% al 5% de la precipitación, hasta el 19%. Puede llegar a 5 a 6 mm en lluvias intensas. El reparto entre trascolación, escorrentía cortical e interceptación depende de la vegetación, la estación del año y las características de duración e intensidad de la lluvia (Dingman, 2002; Rutter et al., 1971, 1975; Ward y Robinson, 1990).

En Europa, las lluvias de <50 mm están muy correlacionadas con la trascolación (lluvia a través). La interceptación y su retención temporal son importantes hidrológicamente (Scott et al., 1995). La interceptación puede llegar a superar el 25% de la precipitación anual (Dingman, 2002), en especial en bosques (Calder, 1990), a través de mecanismos complejos (David et al., 2005; 2006). La transcolación relativa a la precipitación se ha evaluado en 0,7 a 0,9 en árboles, 0,35 a 0,7 en arbustos y matojos en las partes más secas, con flujo por tronco de los árboles de 0,007 a 0,05 de la precipitación, hasta 0,19. La capacidad de almacenamiento S_c es de 1,3 mm para árboles, 2,0 mm para arbustos y 1,3 mm para hierba, con buena correlación con el LAI, masa vegetal y cubrimiento del terreno. Resulta INT/P = 0,01 a 0,30, con un promedio absoluto de 5,5 mm/d. El sotobosque tiene un importante papel, ya que su capacidad Sc es de 2,8 a 4,7 mm bajo pinos y 1,7 a 2,8 mm bajo eucaliptus.

En bosques de pinos de Israel, que cubren ¼ del terreno, la INT vale aproximadamente 300 mm/a, con una transcolación irregular que está bien correlacionada con la precipitación; el flujo por los troncos es el 0,014 de la trancolación y crece algo con la cantidad de precipitación. Para plantaciones de pinos en Chile de 20 años de edad, INT/P vale de 0,15 a 0,40, con un valor medio de 0,14.

La interceptación se puede modelar (de Groen 2002; de Groen y Savenije, 2006; Dolman y Gregory, 1992) y caracterizarla geoestadísticamente (Regalado et al., 2007). Depende de los cambios estacionales del dosel vegetal (Deguchi et al., 2006; Link et al., 2004). Se manejan unos 15 modelos (Mzuzylo, 2011), que se pueden dividir en dos grupos:

1) los que consideran una distribución estadística a las gotas de lluvia, o tipo Rutter (Rutter et al., 1975; Rutter y Morton, 1977; Xiao et al., 2000).
2) los que redistribuyen la cantidad de lluvia mediante una ecuación de balance de agua, o tipo Gash (Gash, 1979; Murakumi, 2007).

Los primeros intentos de cuantificación detallada son de la década de 1970, buscando correlaciones empíricas con la precipitación, de difícil extrapolación (Dingman, 2002; Massman, 1983). El programa MODFLOW de modelación de acuíferos, puede incorporar un subprograma para simular el flujo por los troncos y tallos (Jeppesen y Christiansen, 2015). Estos modelos comúnmente evalúan la evaporación del agua interceptada y sobre los tallos y ramas, con la fórmula de Penman–Monteith (Monteith, 1965). Utilizan de 2 a 7 parámetros cuando consideran una sola capa de vegetación.

El modelo Rutter representa el proceso de interceptación mediante un balance de agua, de forma que hay una entrada de lluvia, un posterior almacenamiento y una salida final en forma de drenaje y evaporación. Las intensidades de drenaje y evaporación dependen de la cantidad de agua almacenada en el dosel, que varía a lo largo del evento. Se estiman a partir de variables y parámetros meteorológicos y de masa forestal. La precipitación bruta se divide en tres componentes principales: 1) trascolación libre = coeficiente de trascolación p por la precipitación; 2) precipitación incidente en el fuste = parámetro que representa la proporción de lluvia que se desvía hacia el tronco por la precipitación, de modo que cuando la cantidad de agua que incide en el fuste supera a la capacidad de almacenamiento del mismo St, se produce escorrentía cortical Sf; y 3) la cantidad de lluvia que incide en el dosel = precipitación bruta. Cuando la cantidad de lluvia que incide en el dosel supera la capacidad de almacenamiento del mismo, se produce el drenaje desde el dosel, que junto con la trascolación libre forman la trascolación total. La evaporación potencial desde el fuste se ve afectada por un factor que relaciona la evaporación desde los troncos con la existente en el dosel. El modelo estima la trascolación, escorrentía cortical e interceptación a partir de la precipitación bruta y de la evaporación en el dosel y en el fuste. El modelo de Rutter utiliza el balance hídrico como aproximación para el entendimiento del proceso de interceptación de lluvia, mientras que el modelo analítico de Gash se caracteriza por ser un conjunto de expresiones matemáticas que describen el proceso basándose en relaciones empíricas de los fenómenos que tienen lugar en la interceptación de la lluvia. El modelo Gash representa la entrada de lluvia P como una serie de tormentas discretas separadas por intervalos de tiempo suficientemente largos para que el dosel

y el tronco se sequen por completo. Cada tormenta individual se divide en tres fases: humedecimiento del dosel, saturación y secado. El modelo analítico realiza el cálculo considerando de forma independiente la evaporación posterior al evento de lluvia, el efecto de las pequeñas tormentas insuficientes para saturar el dosel, el humedecimiento del dosel y la evaporación desde los troncos (Loustau et al., 1992).

Los valores medios de la intensidad de lluvia y la tasa de evaporación se calculan para todo el período de simulación en condiciones de dosel saturado y después se aplican de forma generalizada a todos los eventos de lluvia individuales. El proceso de evaporación se ve afectado por el tiempo necesario para que el dosel se sature, la tasa de evaporación aplicable, la capacidad de saturación del dosel y el tiempo que tarda en secarse tras un evento de precipitación. Se trabaja a escala diaria, suponiendo un único evento de precipitación por día.

Todos los modelos incluyen parámetros que representan la capacidad de almacenamiento del dosel S y del tronco St. En los modelos originales y modificados de Rutter y de Gash, S y St se definen como la cantidad mínima de lluvia interceptada necesaria para saturar el dosel y el tronco, respectivamente, y la lluvia se refiere a toda el área de estudio. En el caso de modelos para parcelas de vegetación dispersa, la precipitación se refiere sólo a la parte de la parcela cubierta por la vegetación (Valente et al., 1997). Otros parámetros describen la estructura de la cubierta vegetal, como el coeficiente de trascolación libre p (fracción no cubierta por las copas, para vegetación dispersa) y el coeficiente de reparto de escorrentía cortical pt que se utiliza para repartir la lluvia. Los parámetros S y p se determinan siguiendo la metodología de Klaassen et al. (1998), a partir de la representación gráfica de la precipitación bruta P en función de la interceptación correspondiente a eventos individuales precedidos por 8 horas sin lluvia. Cuando se produce la saturación del dosel, la interceptación INT viene dada por $INT= \alpha P+\beta$, siendo α la tasa de evaporación E/P y β la capacidad de almacenamiento del dosel S. Los parámetros St y pt que caracterizan al fuste, se obtienen de un gráfico en el que se representa la escorrentía cortical en función de la precipitación bruta para eventos precedidos de 24 h sin lluvia.

Estos modelos han sido detallados y modificados por Pérez-Arellano et al. (2016), en una aplicación a las instalaciones de El Cabril, en las estribaciones de Sierra Morena (Córdoba). Los tres métodos antes mencionados dan resultados similares, con diferencias inferiores al 6%. En estos trabajos se utilizan valores del almacenamiento de agua en el dosel de 3,7 mm para pinos individuales. En Suecia se encuentran valores del orden de 2,1 mm en parcela. El flujo cortical es despreciable. La interceptación en El Cabril y en Vallcebre (Barcelona) es del 24%, del 27% en el Sur de Francia y hasta el 49% en el interior de Italia. Para la jara, al ser una planta de menor porte, el flujo cortical es ya significativo y alcanza el 16,4%, aunque es un valor muy alto en comparación con otros lugares, en que se dan valores entre 1,3 y 7,2%. En Évora (Portugal), la tracolación es del 54,6%, que puede crecer a 61-79%. En el área mediterránea peninsular la interceptación es del 28%.

La interceptación puede ser mayor en condiciones tropicales. Así, en el área de los humedales de alta montaña de Colombia, en las cuencas de páramo de las Lagunas de Buitrago y Pantanos del Quindío, la interceptación asociada a eventos de lluvia de baja

intensidad es mayor que la de eventos de alta intensidad. Las coberturas de frailejonales y chuscales presentan mayor capacidad de interceptación con respecto a los pajonales. La interceptación neta de lluvia de las coberturas vegetales en la cuenca de las Lagunas de Buitrago se estima en 181 mm para una precipitación de 3930 mm y una evapotranspiración real de 354 mm (máximo de 1,6 mm/d), mientras que en la cuenca de los Pantanos del Quindío dicha interceptación es de 106 mm para una precipitación de 2400 mm y una evapotranspiración real de 601 mm (máximo de 3.4 mm/día).

Según Rutter y Morton (1977) y Gash (1979), los errores en la estimación de la interceptación podrían atribuirse en gran medida al error en la estimación de la evaporación.

El flujo cortical es de difícil medida y modelación y presenta dudas (Meinzer et al., 2001). También lo es la transcolación, que requiere una red de pluviómetros desplazables para determinar los parámetros estadísticos de la distribución espacial. Se pueden usar dispositivos que van desplazando el conjunto de medidores (Ritter y Regalado, 2013).

En una reciente aplicación en Vallcebre (alto–medio Llobregat, Barcelona), con bosque caduco de robles, donde se esperan mayores variaciones estacionales, el estudio realizado por Muzylo (2011) muestra que en realidad las diferencias en la transcolación entre la época con hojas activas y la época sin hojas es pequeña, a pesar de que en otros lugares parece que las diferencias son mayores, aunque hay poca investigación de detalle. La Tabla 2.5.3 muestra algunos resultados.

Tabla 2.5.3 Reparto de la lluvia total en un bosque de hoja caduca en Vallcebre (alto–medio Llobregat, Barcelona), según Muzylo (2011).

	Bibliográfico		Vallcebre	
	Sin hojas	Con hojas	Sin hojas	Con hojas
Interceptación			18,0%	12,6%
Flujo de tronco	hasta 15%	0,9 – >10%	1,5%	3,2%
Trascolación	>80%	59 – 94%	80,6%	84,2%

La planta no transpira mientras las hojas estén húmedas. Si no hay lluvia en un determinado día, la evapotranspiración se hace a la tasa dada por la ecuación de Penman–Monteith. Si un cierto día ha llovido, en la parte del día en que la lluvia tiene un determinado valor y duración no se evapotranspira y sí que se hace el resto del día en que no ha llovido. Cuando la lluvia cae, cualquier dosel de vegetación intercepta agua proporcionalmente al LAI, con un valor máximo $I_{max} = K_p \cdot LAI$. El agua interceptada se debe evaporar antes que haya evapotranspiración y todo el exceso de precipitación sobre la capacidad de interceptación llega a la parte inferior del dosel o la superficie del terreno.

La **detención superficial** es el agua de precipitación que queda sobre la superficie en forma de charcos y en pequeñas depresiones o que moja el mantillo (mulch). Es un agua que se evapora sin infiltrarse en el suelo. Es tanto menor cuanto mayor sea la pendiente del terreno, mayor sea la capacidad de infiltración y menor sea la intensidad de lluvia. En nula para suelos muy permeables. Depende del tipo de mantillo y el tipo de vegetación (Helvey y Patric, 1965).

Según Bras (1990), el valor de la detención superficial DS se puede evaluar como:

$$DS = S_d\,(1 - \exp(-P_{ex}/S_d) \text{ o bien } DS = S_d(1 - e^{-KPex})$$

S_d = valor máximo
P_{ex} = exceso de lluvia = lluvia – infiltración.

Se suele denominar lluvia efectiva a P_e = P – INT – DS.

2.6 Escorrentía superficial y análisis de hidrogramas

2.6.1 Consideraciones generales

La escorrentía superficial comprende el agua que escurre:

a) por la superficie del terreno o muy cerca de la misma durante la lluvia, con nivel freático a mayor profundidad, cuando la intensidad de la lluvia supera la capacidad de infiltración; se la llama también escorrentía hortoniana debido a las diversas investigaciones al respecto realizadas por Horton (1933; 1935; 1939; 1940),

b) por saturación del terreno aguas abajo (en laderas),

c) de flujo subsuperficial o hipodérmico (*interflow)* de tormenta,

d) por encima de capas de baja permeabilidad muy someras.

La escorrentía superficial se obtiene:

- analizando los hidrogramas de crecida de torrentes cuando hay buena definición temporal
- por correlación con otras cuencas
- mediante una relación empírica lluvia–escorrentía
- por bance químico y/o isotópico
- por modelación.

2.6.2 Separación hidrológica de componentes del hidrograma de crecidas

En las cuencas hidrográficas de extensión reducida o moderada (hasta unos pocos miles de km^2), generalmente toda la escorrentía superficial alcanza los cursos de agua y sale de la cuenca a los pocos días de producirse una lluvia o tormenta. Durante el resto del tiempo, si los ríos llevan agua, se debe a la escorrentía subterránea o a la escorrentía superficial diferida debida a la existencia de grandes almacenamientos intercalados, como lagos, embalses y humedales.

Se han elaborado muy diferentes métodos para determinar la contribución de la escorrentía subterránea a la escorrentía total producida por una tormenta. En lo que sigue se supone que la cuenca considerada no contiene elementos que produzcan una escorrentía superficial diferida, no es de gran tamaño y la distribución espacial de las lluvias que originan la escorrentía es regular, sin eventos ocasionales concentrados en el espacio. Los aspectos generales se pueden encontrar en UNESCO (1972). A continuación se consideran los métodos basados en la descomposición o separación de componentes del hidrograma.

En la Figura 2.6.1 se representa el hidrograma de una crecida simple, con sus distintos componentes. En la Figura 2.6.2 se representa el hidrograma del caudal de un río correspondiente a una tormenta. En los momentos anteriores a la lluvia se supone que toda el agua es de origen subterráneo. En el momento A en que comienza la lluvia, una parte del flujo es debida al agua caída sobre el propio cauce y después empieza a llegar el agua de la escorrentía superficial y la hipodérmica o subterránea rápida. La parte AB se denomina tramo ascendente, el punto B es la cresta (que suele ser una zona) y la parte BDCE es tramo descendente o de agotamiento.

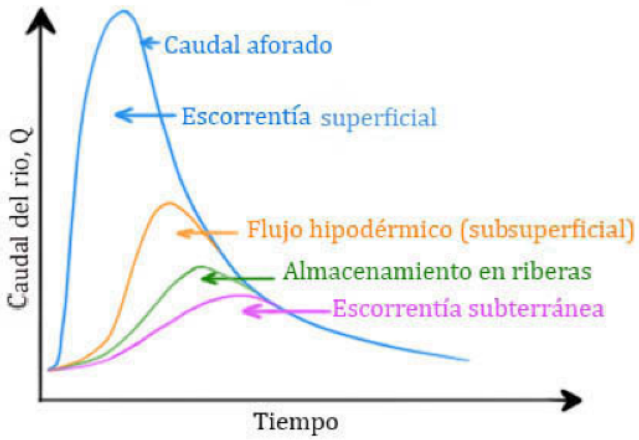


Figura 2.6.1 Hidrograma de una crecida simple, con sus distintos componentes

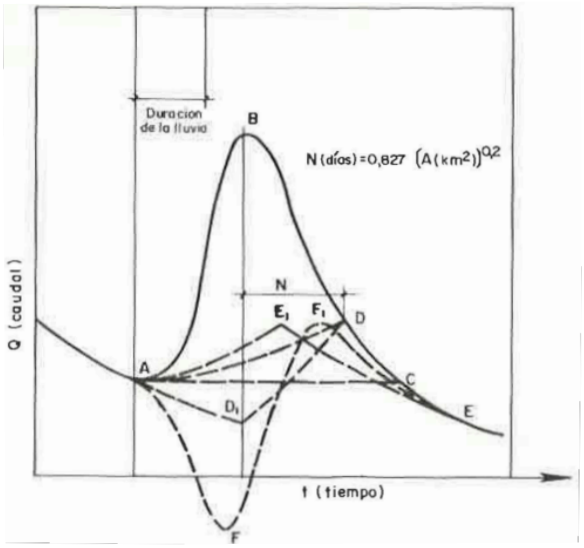


Figura. 2.6.2 Hidrograma de la escorrentía correspondiente a una tormenta. Métodos de separación de la escorrentía subterránea.

La práctica común es separar el caudal que representa el hidrograma en sólo dos componentes, englobando en la escorrentía directa la precipitación sobre el cauce y la escorrentía hipodérmica. Algunos de los métodos más utilizados, tal como se muestra en la Figura 2.6.2, son:

a) Trazar una línea recta horizontal desde el punto A hasta el punto C; la escorrentía directa o superficial correspondiente a la tormenta está representada por el área ABC. Este procedimiento es el más sencillo y equivale a suponer que el flujo básico se mantiene constante hasta que ha desaguado toda la escorrentía superficial. A = punto de inflexión de la recesión de caudal, justo al inicio de la crecida.

b) Método de Linsley et al. (1958): prolongar la curva de agotamiento hasta el punto D, situado debajo de la cresta (pico) y unir este punto con el D del hidrograma, situado N días más tarde que la cresta, siendo $N = 0{,}827\ A^{0,2}$ y A = superficie de la cuenca en km^2. El valor de N se determina mejor mediante la comparación de varios hidrogramas del río. En Toebes y Ourivaev (1970) se propone unir directamente el punto D con el A.

c) Extrapolar la curva de agotamiento desde un punto E hasta un punto E_1 determinado y unir este punto E_1 con el punto A. Puede ser adecuado en los casos en los que la recarga de la lluvia sobre el acuífero alcanza pronto el río, como suele suceder en zonas kársticas. El procedimiento presupone la existencia de una curva de agotamiento única del acuífero y que esta curva responde a la ecuación $Q = Q_o e^{-\alpha t}$ αt o a su equivalente: $Q_{n+1} = r \cdot Q_n$, en la que $e^{-\alpha}$ y Q_{n+1} y Q_{n+1} y Q_n son los caudales que corresponden a los tiempos n+1 y n. El punto E_1 (Linsley et al. 1958) se debe corresponder con el punto de inflexión del tramo descendente del hidrograma. Para comprobar la verosimilitud de esta hipótesis, se representa logQ en función del tiempo y se observa si los períodos en los que se puede esperar que la contribución de la escorrentía directa sea mínima coinciden aproximadamente con una recta. Otro procedimiento equivalente es dibujar los caudales Q_{n+1} respecto de los Q_n y ver si la relación Q_{n+1}/Q_n se mantiene constante.

d) Cuando el río está conectado hidráulicamente con acuíferos colindantes, el almacenamiento en las riberas puede ser importante y la escorrentía de origen subterráneo puede llegar a ser negativa durante un cierto tiempo y tener una distribución del tipo de la curva AFF_1E, es decir, que si en este caso se adoptase como curva la ACE, por ejemplo, la escorrentía superficial sería valorada por defecto.

La Figura 2.6.3 muestra la posible separación de componentes del hidrograma de la escorrentía correspondiente a una tormenta intensa en que se produce una intensa escorrentía superficial, para un pequeño caudal de base. Los resultados son poco precisos al haber gran desproporción entre los componentes. En las Figuras 2.6.4 y 2.6.5 se da un ejemplo de separación.

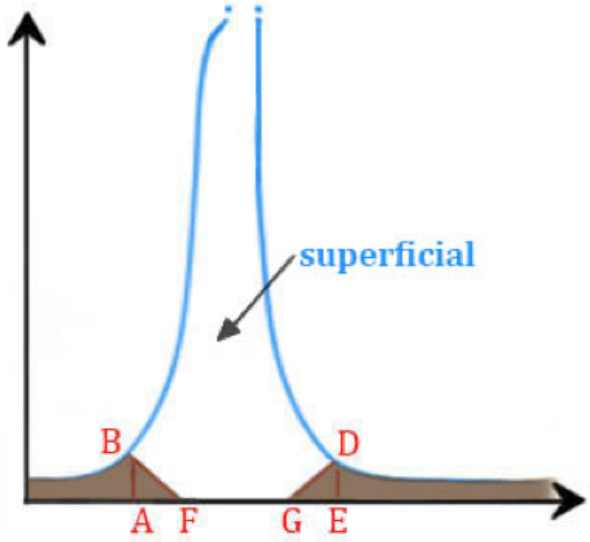


Figura 2.6.3 Hidrograma de la escorrentía correspondiente a una tormenta intensa con gran escorrentía superficial. Se representan los caudales en función del tiempo. Métodos de separación de la escorrentía subterránea (parte sombreada). Los resultados son poco precisos

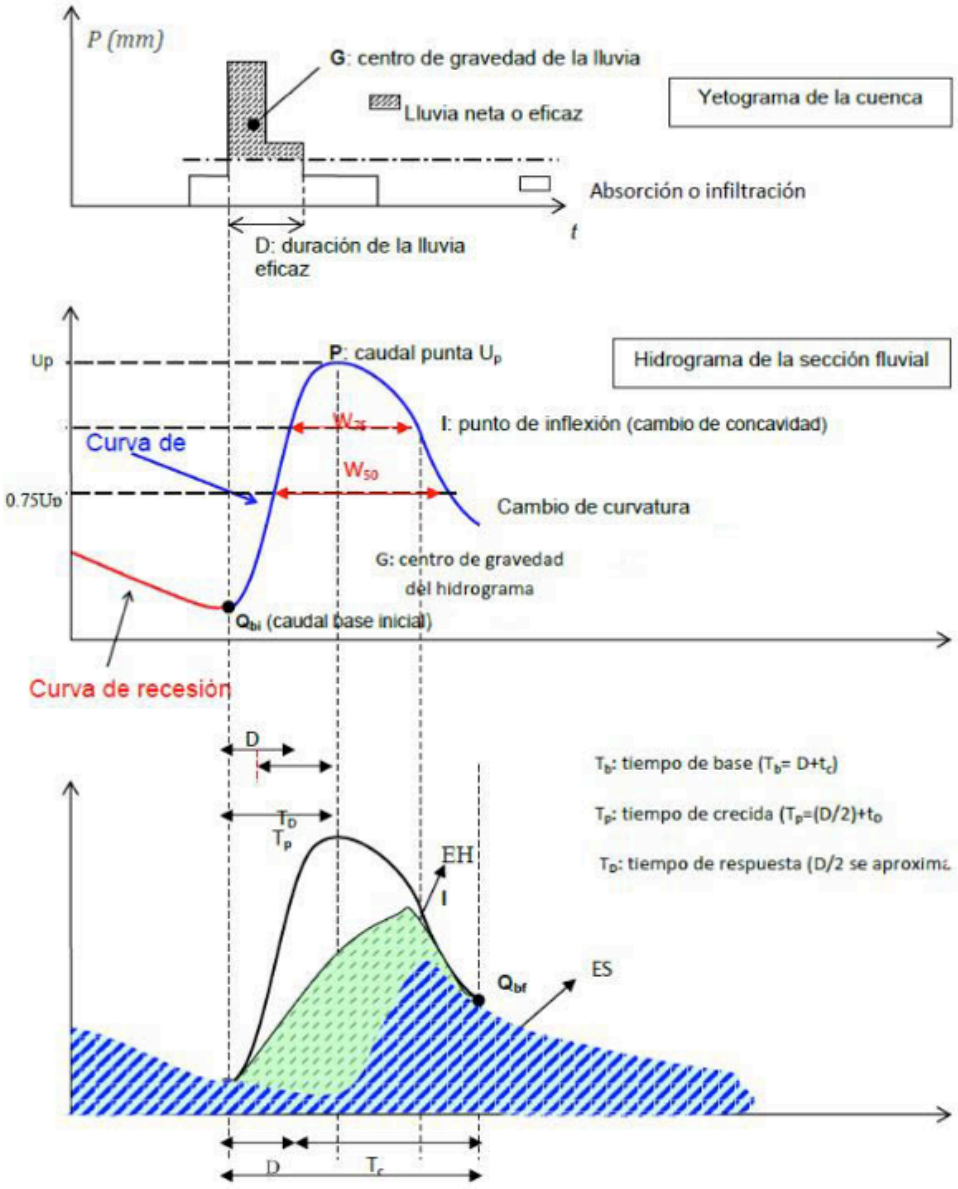


Figura 2.6.4. Yetograma, hidrograma y separación aproximada de los componentes de un hidrograma sencillo, según CIHS (2009). Esta figura se completa con la 2.6.5

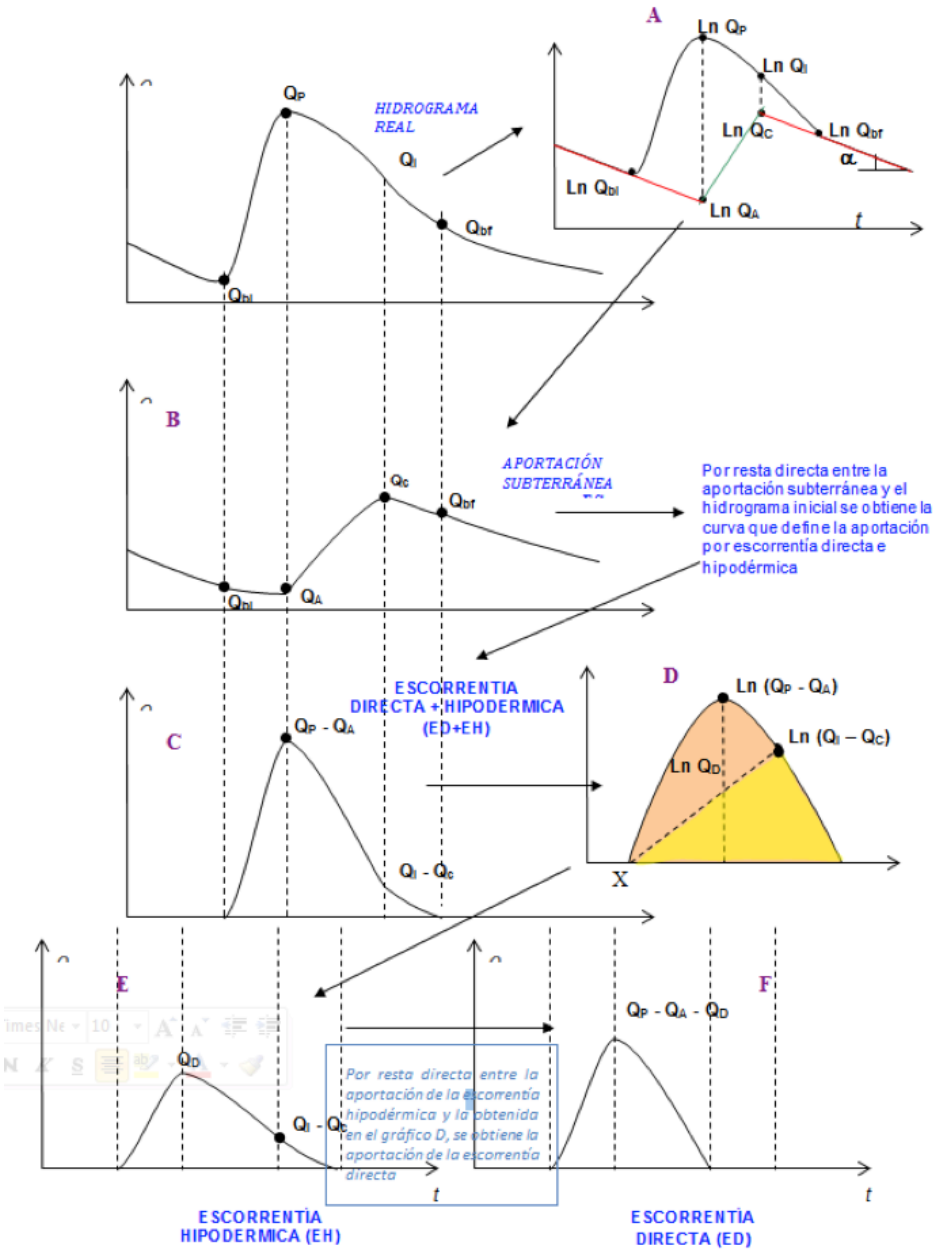


Figura 2.6.5. Yetograma, hidrograma y separación aproximada de los componentes de un hidrograma sencillo, según CIHS (2009). Esta figura es la continuación de la 2.6.4

Para un cálculo más afinado de la contribución de la recarga al flujo subterráneo, hay que adicionar al caudal de base calculado la posible evaporación freática y la descarga de agua subterránea que no aparece en el hidrograma cuando permanece helada en una porción de la cuenca. Hay que compensar el aporte de fusión de nieve, el procedente del almacenamiento en riberas (detracción inicial y restitución durante la recesión), las posibles desviaciones y tomas sin retorno al río antes de la estación de aforos y otras posibles acciones antrópicas, incluida la detracción de descarga de agua subterránea a causa de los bombeos del acuífero.

El caudal de base varía con el nivel piezométrico en el acuífero que lo alimenta, con retraso a causa del efecto de almacenamiento en el acuífero.

En casos en que la componente de descarga subterránea es grande, la separación es fácil ya que casi cualquier método es aplicable al producir diferencias pequeñas, como muestra la Figura 2.6.6. Hay que hacerlo con mayor cuidado cuando la componente de descarga subterránea es menos importante, como muestra la Figura 2.6.7 en el caso de un río en una zona semi-húmeda templada.

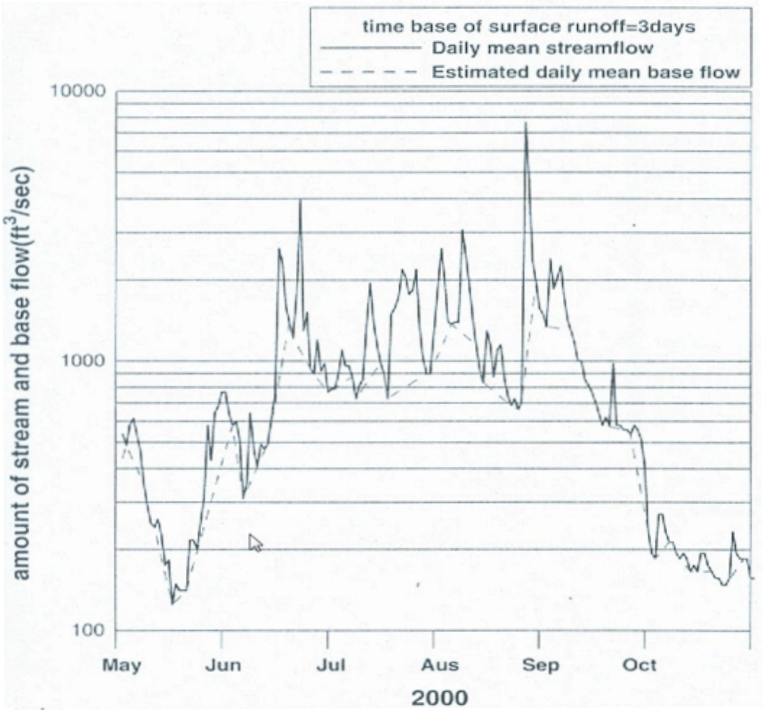


Figura 2.6.6 Separación simple de la componente de descarga subterránea cuando esta es grande. Casi cualquier método es aplicable al producir diferencias pequeñas (Lee et al., 2008)

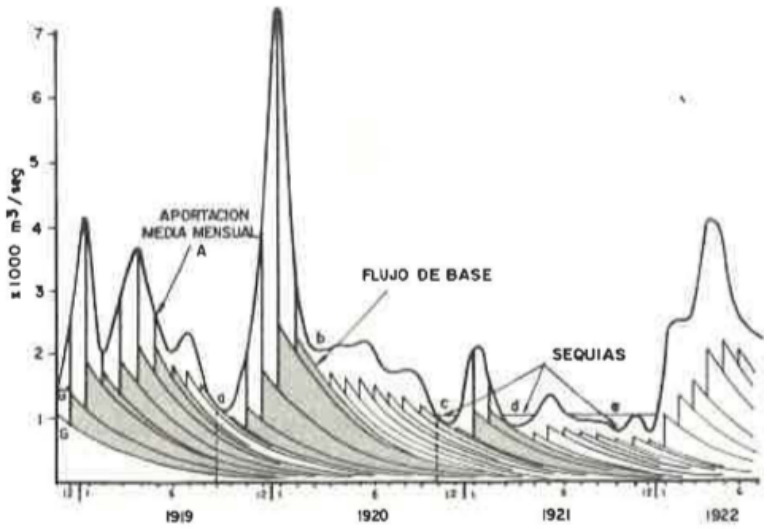


Figura 2.6.7 Separación de la escorrentía subterránea del río Rhin entre los años 1919 a 1922 (Wemelsfelder, 1963). La componente subterránea ya no es dominante y la separación debe hacerse con detalle.

2.6.3 Separación de componentes del hidrograma por balance de solutos e isotópico

Con caudales estables, el balance de masa disuelta en el agua de un curso de agua permite determinar el aporte subterráneo Q_S en el tramo entre dos estaciones de aforo, 1 arriba y 2 aguas abajo, si entre ellos no hay otros aportes superficiales, conocidas las concentraciones C en esos lugares (Figura 2.6.8) y la del agua subterránea C_S, supuesta invariable en el tiempo:

$$Q_S = Q_1 \frac{C_1 - C_2}{C_S - C_2}$$

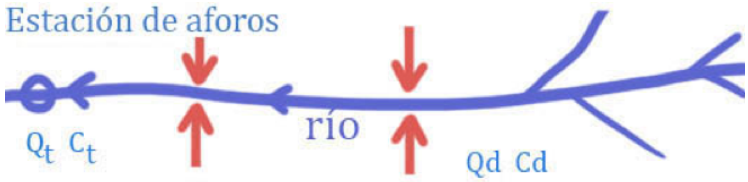


Figura 2.6.8 Esquema de balance de caudal y de masa en un tramo de río sin salidas intermedias

Las salidas entre los dos puntos, como tomas y derivaciones, se contabilizan como caudal en 2.

Como trazador natural se puede utilizar el contenido en Cl, SO_4, Na, SiO_2, δ18O y/o δ^2H; ^3H etc. (McDonnel et al., 1990) o la conductividad eléctrica CE si varía proporcionalmente a las concentraciones. Se debe elegir el trazador que esté disponible, no suponga un riesgo de calidad o al personal que lo maneja, sea fácil de determinar con precisión suficiente a las concentraciones reales, se comporte como razonablemente conservativo y presente la mayor estabilidad y rango de variación, además de ser capaz de resaltar bien las variaciones. Las técnicas que utilizan algunos trazadores naturales medidos in situ o en laboratorio permiten determinar la componente subterránea si esta tiene claras diferenciaciones, como el contenido en isótopos del Ra y el ^{222}Rn (Ferreira et al., 2018; Hornero et al., 2016; Ortega et al., 2015).

Se supone que el trazador se homogeneiza en la sección del río antes del muestreo, tanto si anteriormente se han producido aportes por afluentes o por descarga de agua subterránea, como si se trata de un trazador artificial. De otro modo se pueden cometer grandes errores.

El balance se puede hacer en una crecida, pero entonces se necesitan los hidrogramas de detalle (en general horarios o más detallados) de caudales y concentraciones o contenidos de trazador ambiental o artificial. Las Figuras 2.6.9 a 2.6.12 son algunos ejemplos tomados de la bibliografía.

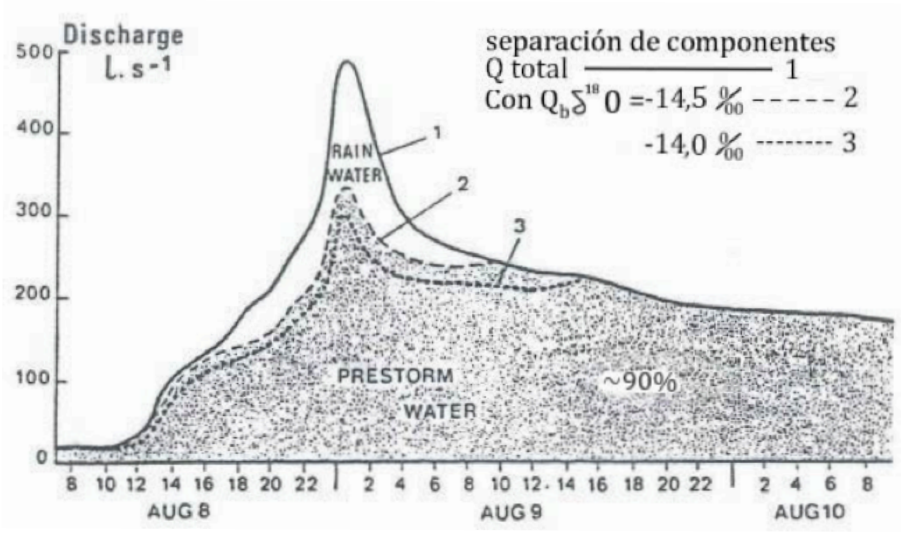


Figura 2.6.9 Separación de los componentes del hidrograma de una crecida con ayuda del contenido isotópico del agua fluvial, con dos hipótesis de contenido en el agua subterránea, que se supone que es constante. 1) caudal total, 2) separación con $\delta^{18}O$ = -14,5‰ en el acuífero, 3) separación con $\delta^{18}O$ = -14,0‰ V-SMOW

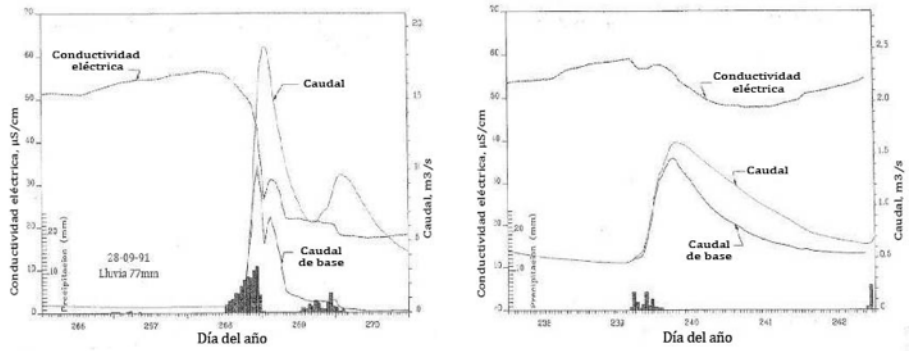


Figura 2.6.10 Separación del caudal de descarga subterránea (caudal de base) en dos crecidas, utilizando el balance químico apoyado en el registro continuo de la conductividad eléctrica como representación del contenido iónico. Corresponde al año 1991. La precipitación representada en la figura superior fue de 77 mm

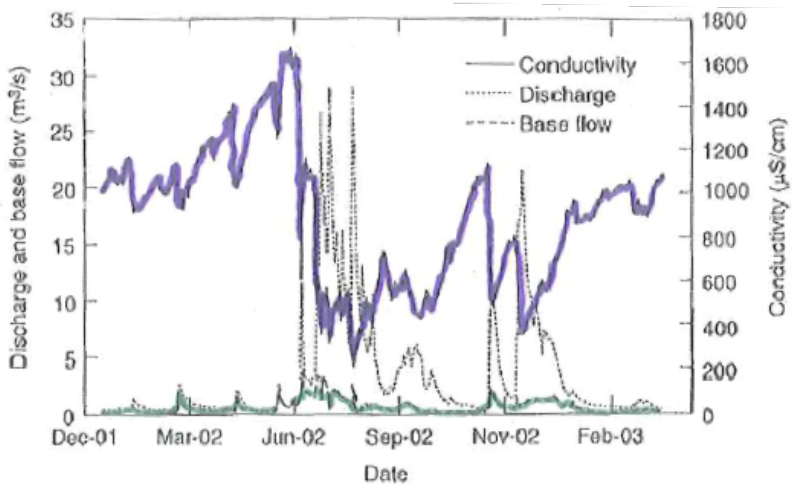


Figura 2.6.11 Separación del caudal de descarga subterránea (caudal de base) en sucesivas crecidas utilizando el balance químico apoyado en el registro continuo de la conductividad eléctrica como representación del contenido iónico o de la salinidad.

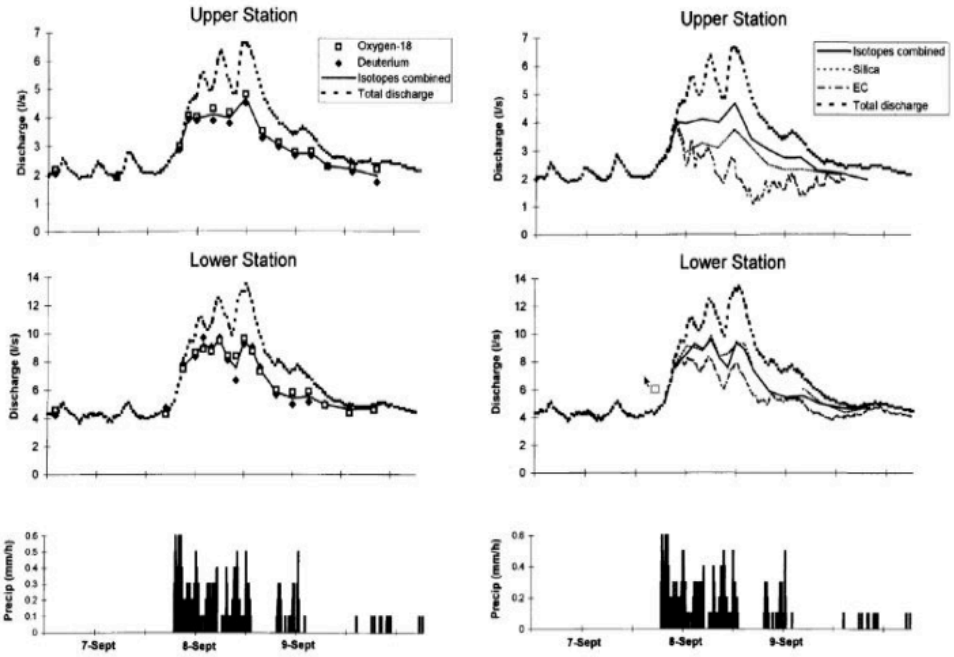


Figura 2.6.12 Separación del caudal de descarga subterránea (caudal de base) en un periodo lluvioso, utilizando el balance químico-isotópico, con medidas discontinuas del contenido en sílice y de los isótopos estables del agua, apoyados con el registro continuo de la conductividad eléctrica como representación del contenido iónico (Laudon y Slaymaker, 1997)

Los hidrogramas considerados suponen una cuenca en la que no vuelven a producirse lluvias hasta que toda la escorrentía directa ha salido de la cuenca. Cuando esto no ocurre, se originan hidrogramas compuestos (Shaw et al., 2008), en los que la separación entre la escorrentía directa y la escorrentía subterránea es menos exacta al requerir la extrapolación de la evolución de los caudales antecedentes.

Pueden existir también otros factores que contribuyen a que la curva de agotamiento de la escorrentía subterránea no siga la ley exponencial, aún drenando un único acuífero. Riggs (1964) hizo notar que las curvas de agotamiento del flujo básico correspondientes al verano suelen ser más pendientes que las correspondientes al invierno, debido a la influencia de la evapotranspiración y/o a la influencia de la escorrentía producida por la fusión de las nieves y por tanto considera que el flujo básico correspondiente a los inviernos corresponde con más exactitud a la descarga del agua de los acuíferos que el correspondiente a los períodos estivales.

2.6.4 Determinación de la recarga a partir de las curvas de recesión

La parte de recesión o agotamiento de los hidrogramas permite determinar el caudal de base de los ríos, que es la descarga diferida de los acuíferos y depende de la recarga (Tallaksen 1995; Wittenberg y Sivapalan, 1999; Vitvar et al., 2002).

La evolución de caudales de recesión tras una crecida se puede aproximar por la ley lineal $Q = \alpha V = Q_o e^{-t}$ (Rutledge 1998; 2000; Rorabough, 1964) siendo $\alpha = aT/(SL^2)$ en la que L = ancho de la cuenca, T = transmisividad hidráulica del acuífero, S = coeficiente de almacenamiento y a = factor de forma, variable entre 1,5 y 3 y que suele valer 2,5. Tras una crecida, el tiempo para que domine la escorrentía subterránea es $ta \approx 0{,}25\ L^2S/T$.

En la Figura 2.6.13 de un hidrograma de crecida, el volumen recargado por el primer evento de lluvia es $V = 2(Q_2 - Q_1)/\alpha$, contando que contribuyen los dos márgenes fluviales. Q_1 y Q_2 se determinan por extrapolación de los caudales en un gráfico log Q en función de t, en que las evoluciones exponenciales se convienen en rectas si el caudal mínimo es 0.

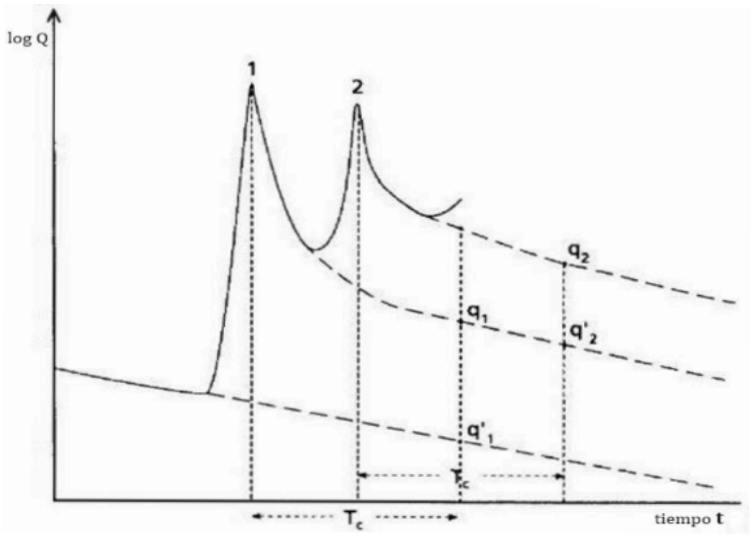


Figura 2.6.13 Hidrograma con dos eventos principales de crecida. La escala vertical es log Q, con Q = caudal (Sanz Pérez, 1997). El volumen recargado por el primer evento de lluvia es $V = 2(Q_2 - Q_1)/\alpha$, contando que contribuyen los dos márgenes fluviales. Q_1 y Q_2 se determinan por extrapolación de los caudales en un gráfico log Q – t en que las evoluciones exponenciales son rectas

El método exige determinar α para cada evento, lo que es tedioso si hay que analizar una larga serie de hidrogramas. Rutledge (1998) propuso determinar algunos valores de α (Figura 2.6.14) y tomar su media como un valor constante para automatizar el análisis (por ejemplo mediante el programa RECESS), aunque este modo de proceder puede llevar en ocasiones a imprecisiones importantes.

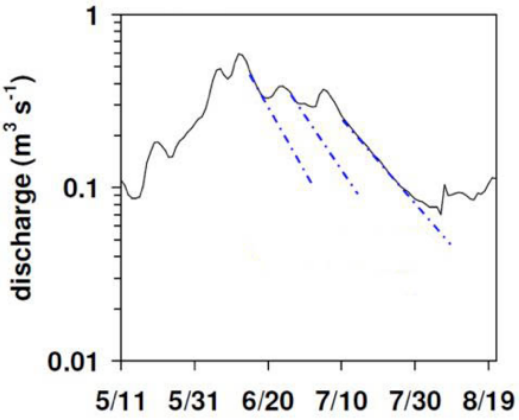


Figura 2.6.14 Determinación de algunos valores de α en un hidrograma compuesto con valores de logQ; las recesiones son líneas rectas

Para comportamientos no lineales, Q = a V^p, en que p es un valor adimensional; la evolución en un gráfico semilogarítmico ya no es lineal y responde a (Tallaksen, 1995):

$$\ln(Q(t)/Q_o) = (1 + at)^{-p/(p-1)}$$

El caudal de descarga de un acuífero cautivo de gran extensión a un río (por un lado), para un acuífero libre, utilizando el coeficiente de almacenamiento apropiado, cuando las variaciones de nivel son pequeñas respecto al espesor saturado, viene dado por (Rorabaugh, 1964; Custodio y Llamas, 1976/1983):

$$q = \frac{2Th_0}{L} \sum_{m=1,3,5,\ldots}^{\infty} \exp\left(-\frac{m^2\pi^2 Tt}{4L^2 S}\right) = \frac{2Th_0}{L}\left[e^{-\alpha t} + e^{-9\alpha t} + e^{-25\alpha t} + \cdots\right]$$

$a = \pi^2 T / (4L^2 S)$;
L = distancia de influencia = ancho de la franja;
h_o = descenso producido en el momento inicial.

Si estando previamente el acuífero en estado estacionario, se produce una recarga sobre toda su superficie que eleva el nivel rápidamente en h_0, la descarga se inicia a continuación según expresa la ecuación. En este caso h_0 = AR/(LS)

S = coeficiente de almacenamiento y
A = superficie del acuífero libre.

La ecuación se reduce al primer término para t = 0,2 L^2S/T, de modo que:

$$q/q_o \simeq e^{-at} \quad \text{para} \quad q_o = \frac{2Th_0}{L}$$

El caudal drenado por un lado para tiempo corto es (Custodio y Llamas, 1976/1983):

$$q = 0{,}332\sqrt{k\, m_d\, H^3}/\sqrt{t}$$

H = espesor saturado inicial sobre el lecho del río.

En un hidrograma se puede separar el caudal de base del caudal de escorrentía rápida utilizando diversos métodos manuales expeditos, más simples que los antes comentados (Figura 2.6.15):

- conectando mínimos locales
- por la variación de mínimos locales
- usando los puntos de inflexión

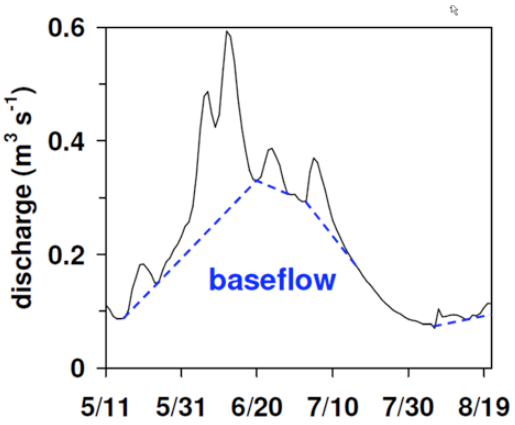


Figura 2.6.15 Separación expedita del caudal de base del caudal de escorrentía rápida, conectando mínimos locales, por la variación de mínimos locales y usando los puntos de inflexión.

Las Figuras 2.6.16 y 2.6.17 muestran casos sencillos de separación aproximada de una secuencia anual y de una secuencia mensual. La labor se facilita utilizando una escala logarítmica de caudales (Szilagyi,1999; Szilagyi et al., 2003) que linealiza las evoluciones sencillas si el caudal final tiende a cero.

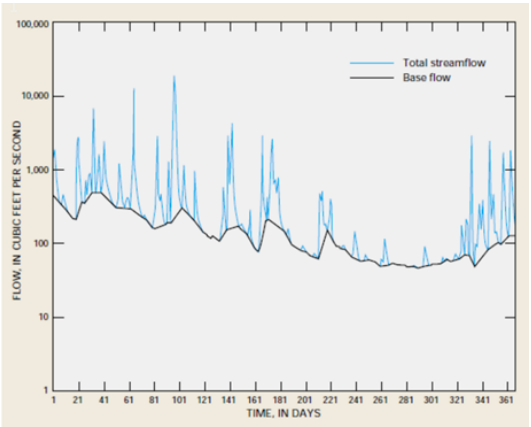


Figura 2.6.16 Resultado de la separación del hidrograma logarítmico de caudales de una secuencia anual. En este caso domina claramente la escorrentía subterránea (caudal de base)

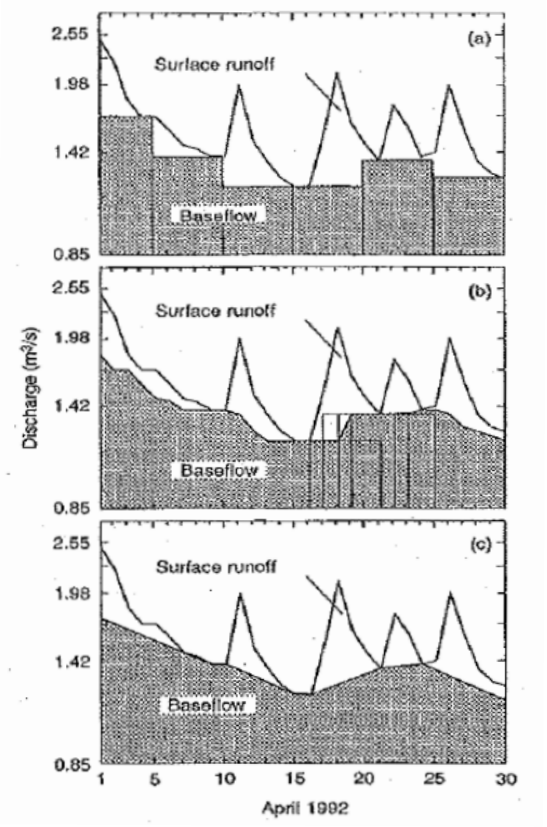


Figura 2.6.17 Resultado de diversas formas de separación del hidrograma de una secuencia mensual, representando logQ. En este caso domina la escorrentía subterránea (caudal de base). Las diferencias de resultados son pequeñas y entonces los métodos simplificados son susceptibles de automatización.

La descarga puede estar complicada por la existencia de varios acuíferos (Griffiths y Clausen, 1997), por lo que el hidrograma de agotamiento de un evento de recarga puede ajustarse de distintas maneras, con coeficientes empíricos. Algunas fórmulas biparamétricas son $Q = A - Bt$; $Q = B(1 + kt)^{-2}$; $Q = B(1 + kt)^{-3}$; $Q = Ae^{-kt}$ y algunas triparamétricas $Q = A + B(1 + kt)^{2}$; $Q = A + B(1 + kt)^{-3}$; $Q = A + Be^{-kt}$. Estas fórmulas buscan adaptarse a la evolución de caudales en el intervalo de recesión (tras el drenaje superficial y subsuperficial), pero por tramos puede ser mejor considerar el simple agotamiento exponencial. Valen para una determinada cuenca, sin considerar efectos estacionales y la humedad y almacenamiento previos. No cumplen la condición $Q = Q_0$ para $t = 0$.

Los métodos de separación tienen cierta subjetividad y requieren tiempo. Por eso, en lo posible se utilizan métodos automatizables cuando en la serie de caudales disponible es grande el conjunto de hidrogramas de crecida con descarga subterránea.

Un posible algoritmo de uso generalizado es el de Nathan y McMahon (1990), retomado por Arnold et al. (1995; 2000), para determinar el componente rápido q en un tiempo t a partir de q–1 (en el tiempo anterior) y de los caudales totales Q y Q_{-1}.

$$q_i = \beta q_{-1} + \frac{1+\beta}{2}(Q - Q_{-1})$$

siendo β una constante que varía entre 0,9 y 0,95. El caudal de base es $b = Q - q$.

Para mejorar los resultados, el tratamiento se aplica dos o más veces partiendo de los resultados precedentes, como muestra la Figura 2.6.18 Se dispone del programa BASEFLOW, mejorado posteriormente en el RORA (Rutledge, 1998, 2000; Rutedge y Daniel, 1994) y sucesivamente (Smith y Schwartz, 2017). Otros posibles programas de análisis automático son el HYSEP, del UGGS (Sloto y Crouse, 1996) y el WHAT (Lim et al., 2005).

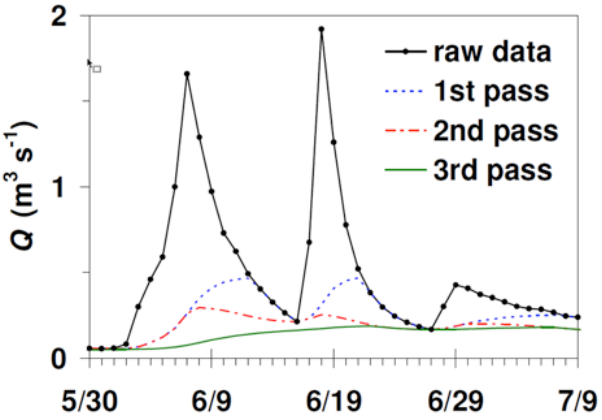


Figura 2.6.18 Aplicación del filtrado digital a los caudales, con tres pasos. Caudales del Marmot Creek del verano de 2005, con una aportación de base de 1,72 hm³ para un total de 2,71 hm³ (Caissie et al., 2007)

La escorrentía directa se puede separar con el filtro modificado de Chapman (Chapman, 1999; Chemingui et al., 2015), que tiene en cuenta que puede resultar que el caudal de base calculado q_b sea mayor o igual que el caudal total Q_s y esto no debe suceder. Con ello el filtro es:

$$q_b = \frac{k}{2-k} q_{-1} + \frac{1-k}{2-k} q$$

en que –1 significa el tiempo anterior y k es una constante. Para cuencas de tamaño medio se puede tomar k = 0,925.

El filtro de Furey y Gupta (2001; 2003) considera el agotamiento del caudal de base anterior y lo corrige adicionándole un término con valor entre el caudal del momento y el caudal de base en un tiempo precedente.

2.6.5 Estimación de la escorrentía subterránea anual

La estimación de la escorrentía subterránea anual tiene interés, tanto desde un punto de vista científico como práctico. El método a seguir en cada estudio para la cuantificación de la escorrentía subterránea anual depende de los datos de base, medios, tiempo y finalidad del estudio (UNESCO, 1972).

En general, no basta con analizar un único año, sino que deben estudiarse los hidrogramas de un año húmedo, un año medio y otro seco. Además, con objeto de evitar interpretaciones

erróneas, hay que tener en cuenta las condiciones hidrológicas (lagos, humedales, régimen de precipitaciones, suelos helados, etc.) e hidrogeológicas (situación de los acuíferos, tipo, falta de coincidencia de cuencas superficiales con acuíferos, etc.). Con frecuencia debe plantearse el análisis como una parte de un balance hidráulico más general, en el que se tengan en cuenta las variaciones del volumen de agua almacenada en los embalses superficiales y en los acuíferos y eventualmente en el medio no saturado. La escorrentía subterránea anual varía mucho de unas regiones a otras.

Dentro del grupo de métodos de separación de componentes del hidrograma, en parte puede incluirse el seguido en 1971 por el Instituto Geológico y Minero de España para el análisis de la escorrentía subterránea de 100 cuencas distintas de la parte española de la Península Ibérica. Sirvió de punto preliminar para evaluaciones posteriores. Se basa en el establecimiento de una curva caudales–tiempo, tomando como caudales los valores mensuales medios de 17 años. En una primera etapa, la escorrentía subterránea se asimila al caudal mensual mínimo. Para lograr una mejor aproximación, se contrastaron y modificaron los valores obtenidos, de acuerdo con un método gráfico–analítico basado en la curva teórica de agotamiento de cada cuenca, aunque en las publicaciones que referencian este trabajo no se especifica en qué consiste dicho método. Los porcentajes de la escorrentía subterránea respecto de la total que se obtuvieron varían entre el 87% de la estación 3 en la cuenca del río Mijares y el 5% en la estación 79 de la cuenca del río Guadalquivir.

2.7 Infiltración

2.7.1 Introducción

La capacidad de infiltración o simplemente infiltración, es la penetración en el terreno desde la superficie, del agua depositada sobre o existente en el territorio. Depende del tipo de suelo y de su estado, del contenido en materia orgánica y en gran manera de la existencia de capas de baja permeabilidad a poca profundidad. También depende de que haya concentración por desplazamiento horizontal sobre el terreno del agua que ha caído en determinadas porciones de la superficie del terreno.

Con frecuencia, la designación infiltración toma distintos significados para diferentes especialistas. Aquí se mantiene la arriba expresada, de modo que cuando se hacen menciones de otras interpretaciones estas se indican expresamente. Entre esas otras interpretaciones está la de designar infiltración al agua que sale descendentemente del medio edáfico, que aquí se designa como recarga en tránsito. En esta interpretación, la escorrentía superficial y la evapotranspiración ya han sido descontadas. Esto puede originar confusiones terminológicas, que pueden tener implicaciones en la cuantificación de los recursos de agua.

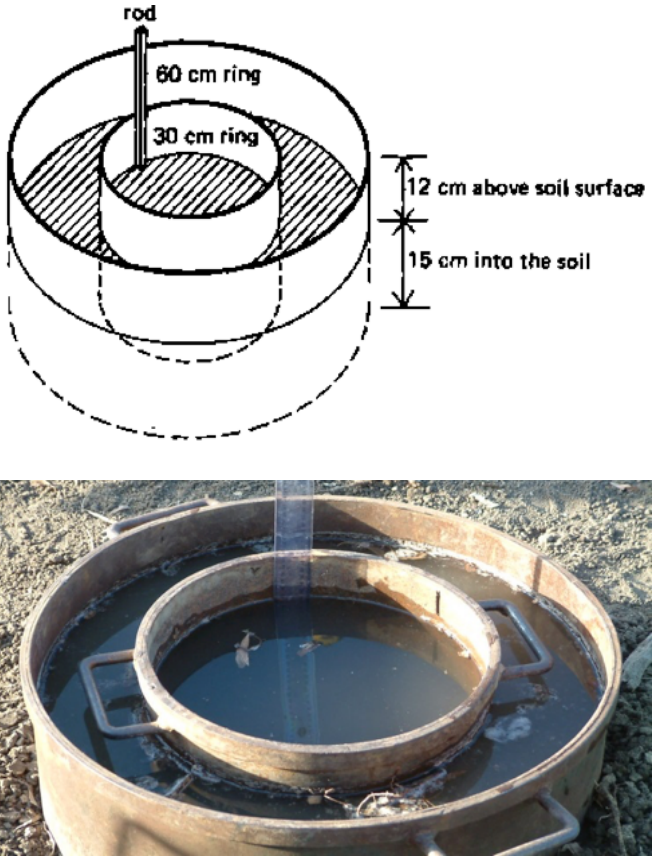
A la salida hacia el exterior de agua que está en el terreno se le llama exfiltración, si es en forma de agua líquida y no como vapor asociado a la evapotranspiración, pero no hay una definición única. En general la exfiltración hace referencia a suelos desnudos o poco vegetados y no a la evapotranspiración de suelos vegetados.

2.7.2 Medida directa de la infiltración / exfiltración. Infiltrómetros

A diferencia de la mayoría de las variables hidrogeológicas relevantes, es posible medir directamente la infiltración desde o la descarga hacia cuerpos de agua libre, mediante el uso de infiltrómetros (Lee, 1977; Moret-Fernández y González Cebollada, 2009).

Los medidores de filtración (*seepage meters*) de doble anillo son útiles para la determinación de las salidas por infiltración desde canales de riego y desde ríos (Carrera Ramírez, 1997). La Figura 2.7.1 muestra un anillo doble para determinar la infiltración. Las dimensiones más comunes son (Berndtsson y Larson, 1987): diámetro interior = 150 mm, diámetro exterior = 300 mm, inserción en el terreno = 150 mm. Los resultados son frecuentemente muy variables espacialmente (Merzougui y Gifford, 1987) y con la intensidad y duración de la lluvia.

La medida de pequeños caudales de infiltración o exfiltración de lechos de ríos, canales y lagunas, requiere dispositivos infiltrométricos en los que se pueda ver la acumulación de agua de intercambio durante un cierto tiempo (Figura 2.7.2) y medir pequeñas variaciones de nivel entre un cuerpo de agua libre y el acuífero subyacente (Figura 2.7.3). En esencia, un infiltrómetro consta de una caja (con frecuencia el fondo de un recipiente, como un barril de petróleo) que se hinca en el lecho o terreno superficial. Esta caja está conectada a una bolsa de plástico (Libelo y MacIntyre, 1994; Carr y Winter, 1980).



La Figura 2.7.1 Anillo doble para determinar la infiltración.

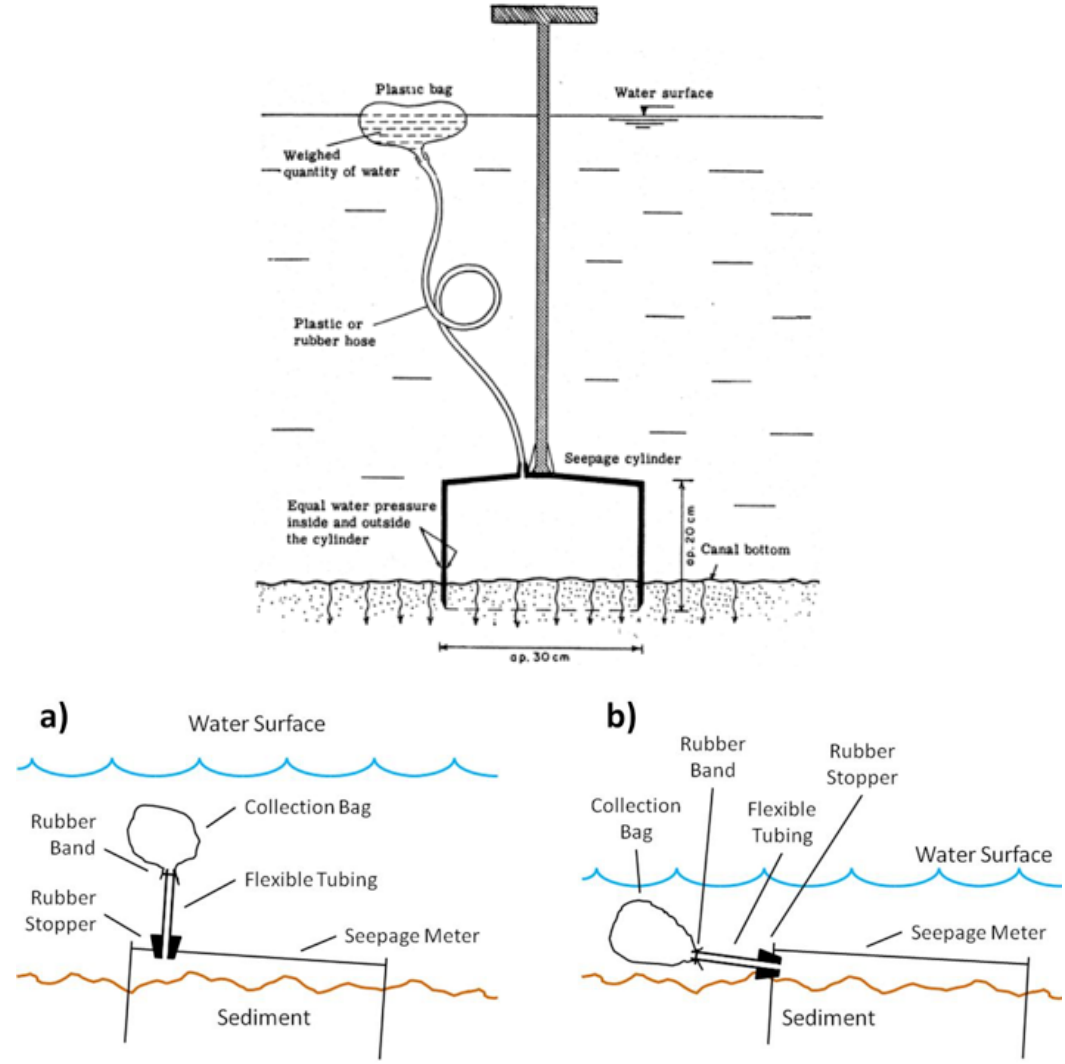


Figura 2.7.2 Dispositivos para medir la infiltración / exfiltración por una superficie sumergida midiendo la variación del volumen de agua acumulado en una bolsa de plástico flexible flotante (Libelo y MacIntyre, 1994).

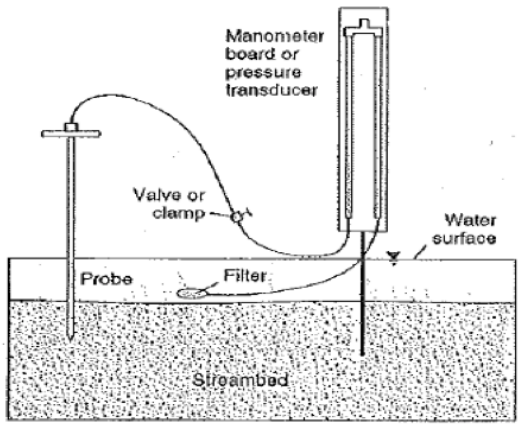


Figura 2.7.3 Modo de determinar con precisión las pequeñas diferencias de nivel entre un cuerpo de agua libre y el acuífero subyacente.

Se han realizado aplicaciones a la infiltración en el lago Chad, en condiciones áridas (Isiorho et al., 1996), utilizando bidones y midiendo la entrada o salida de agua en una bolsa conectada y también hincando un tubo y midiendo como el Cl colocado dentro del mismo penetra en el sedimento.

Si bien el método infiltrométrico es útil, tiene limitaciones:

1) Variabilidad espacial: El caudal de infiltración es muy sensible a las propiedades del sedimento sobre un área relativamente pequeña y de manera especial a la posible existencia de caminos preferentes de flujo. Como generalmente estos parámetros varían significativamente en horizontal, las medidas deben considerarse como valores puntuales de una variable que tiene una componente espacial aleatoria. Por ello, hay que realizar múltiples medidas en diversos puntos y conviene emplear el formalismo geoestadístico (Samper y Carrera, 1990).

2) Tamaño de infiltrómetro y perturbación del fondo: Si el infiltrómetro se hinca, es posible que se abran vías preferentes. Ello se manifiesta en que el flujo resulta inversamente proporcional al tamaño del infiltrómetro, de modo que presumiblemente el caudal aumenta de forma proporcional al perímetro, mientras que el área crece con el cuadrado. Este problema sólo puede superarse utilizando el infiltrómetro con cuidado y discernimiento y los materiales, dimensiones y tipo de borde adecuados. La forma de verificar que no se están induciendo vías preferentes es repetir varias veces la medida, a ser posible con más de un tipo de infiltrómetro. No es previsible que las medidas de infiltración se reduzcan de manera exponencial con el área del infiltrómetro (Libelo y MacIntyre, 1994), si se resuelven los problemas que se citan a continuación.

3) Asiento y ajuste al lecho: El diseño original del infiltrómetro requiere que se hinque en el lecho, para lo que conviene que el borde esté afilado y que el conjunto sea pesado para asegurar un buen ajuste. En el caso de sedimentos no consolidados y en general en materiales con comportamiento plástico, se puede producir un asiento diferido en el tiempo. Al reducirse el volumen de agua entre el infiltrómetro y el sedimento se genera un flujo hacia la bolsa de plástico que puede indicar que en el acuífero está descargando, cuando en realidad sucede lo contrario. Este problema se corrige al reducir el peso del infiltrómetro y acoplar una placa horizontal al contorno exterior de la caja con el objeto de repartir su peso sobre una superficie mayor. Si la superficie es dura o si abundan los bolos, no es posible hincar el dispositivo y entonces los bordes afilados se substituyen por apoyos de goma muy deformable, manteniendo un peso considerable.

4) Generación de gases: La liberación de gas desde los sedimentos puede conducir a la formación de una burbuja que empuje agua hacia la bolsa de plástico. Ello sugiere descarga del acuífero, independientemente del flujo real. Para eliminar este problema, basta con añadir una tubería de ventilación por la que se pueda escapar el gas Ello permite mantener el mismo nivel en el cuerpo del infiltrómetro y en el agua superficial, sin necesidad de flujo hacia la bolsa de plástico.

5) Efectos de densidad: En algunos casos, el agua superficial muestra estratificación de densidad, con el agua del fondo más densa que la de la superficie. Esto puede ser debido a variaciones de temperatura, concentración salina y/o sólidos en suspensión. Al introducirse el infiltrómetro en una laguna, éste se llena con el agua de la parte de arriba, con lo que la columna de agua en su interior puede ser de densidad distinta a la del exterior. Esto puede conducir a flujos espurios, que se pueden eliminar dejando válvulas de conexión a distintas alturas. Estas válvulas se mantienen abiertas hasta que se equilibran las aguas del interior y exterior, lo cual puede requerir uno o dos días.

6) Movimiento del agua superficial: La presencia de olas y especialmente la existencia de un flujo horizontal, puede conducir a que la presión en la bolsa de plástico sea diferente (normalmente inferior) a la del agua libre. Este defecto también induce a pensar que existe un flujo de agua hacia la bolsa. Para eliminarlo, Libelo y MacIntyre (1994) propusieron cubrir la bolsa con un vaso metálico para eliminar el movimiento del agua y mantener equilibrada la presión, siempre que se hayan realizado perforaciones en la parte inferior de las superficies laterales.

2.7.3 Cálculo de la infiltración

Se han propuesto diferentes fórmulas de cálculo de la infiltración en el terreno (Morel-Seytoux y Khanji, 1974). Las más generalizadas a partir del momento en que un terreno seco queda cubierto por una lámina de agua (entra toda el agua capaz de hacerlo) son (modificado de Singh, 2010):

en las que:

Philip $q = \frac{A}{\sqrt{t}} + B \quad si < \left(\frac{A}{2B}\right)^2$; $A = ½(2cS)^{1/2} = ½(2BS)^{1/2}$; $B \simeq k_v \simeq q_0$

Horton $q = q_0 + (q_i - q_0)e^{-\alpha t}$; $\alpha = (S - q_0)/S$

Kostiakov $q = 0{,}5At^{-1/2}$ $A = (2q_0S)^{1/2}$

Green y Ampt $\frac{q}{k_v} - \ln\frac{q}{k_v} = \frac{k_z}{(m-\theta_i)(H-h)}t$ o bien

$t = (1/q_0)[2q - (A/q_0)\ln(1 + q_0/A))]$; $A = Sq_0$; $q_0 \simeq k_v$; $S = \tau(m-\theta_i)$

Holtan $q = q_o + A\,[S^{1-m} - (1-m)At]^n$; $n = m/(1-m)$; $A = (q_i - q_0)/S^m$

$m = \ln(q_i - q_0) - \ln(q - q_0)$

Overton $q = q_0 \cdot \sec^2[(Aq_o)^{1/2}(t_i - t)]$; $A = S^2/(q_i - q_0)$

q = flujo que se infiltra (tasa de infiltración) por unidad de superficie
q_i = tasa de infiltración inicial
q_0 = tasa de infiltración final a largo plazo (fórmula intrínseca de resolución por tanteos)
t = tiempo
t_i = tiempo hasta la infiltración en estado estacionario
k_v = conductividad hidráulica saturada vertical
θ_i = humedad inicial del suelo
m = porosidad del suelo
H = lámina de agua sobre el terreno
h = succión del suelo con humedad θ
τ = succión en proceso de mojado
A, B, α,c,S = parámetros a determinar

S se puede tomar como la retención máxima del suelo a saturación y es similar al valor de S del método del número de curva NC (Sección 3.4.2 del Capítulo 3).

Las fórmulas de Philip (1957; 1992; Bonell y Williams, 1986) y Kostiakov son para los primeros tiempos de la infiltración. Esta última ya apenas se emplea.

La **ley de Horton,** modificada con la función de pérdidas de Holtan (Holtan, 1961), es

$$q = q_0 + (q_i - q_0)\left(\frac{\theta_{-1} - PM}{CE - PM}\right)^2 e^{-\alpha t} \quad \text{si es } P < I_0$$

θ_{-1} = humedad del periodo de tiempo anterior
q_o = tasa de infiltración a largo plazo
q_i = tasa de infiltración inicial
P = precipitación
CC = capacidad de campo
PM = punto de marchitez (permanente)

La Figura 2.7.4 es una representación de la evolución.

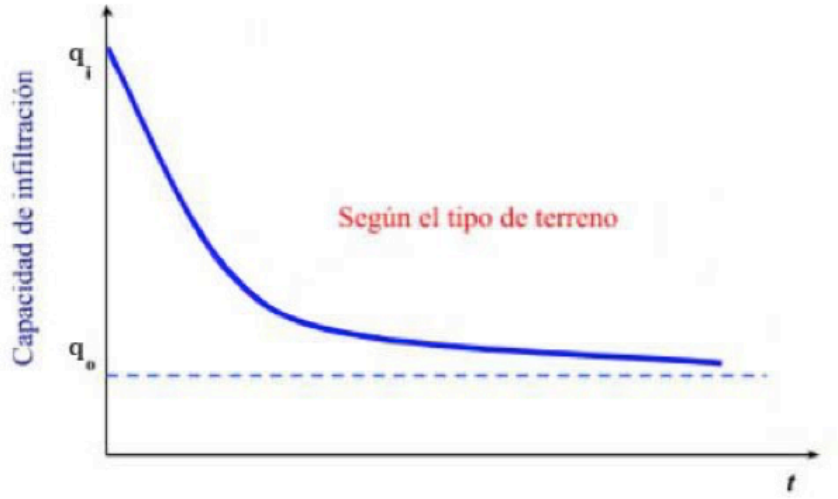


Figura 2.7.4 Representación de la capacidad de infiltración respecto al tiempo, según la ecuación de Horton modificada, para una intensidad de la lluvia mayor que q_i (valor inicial). q_a es el valor asintótico a largo plazo

Una forma de analizar simplificadamente el fenómeno de la infiltración en un suelo no saturado desde su superficie inundada, es la que propusieron Green y Ampt (1911). Se supone que el cuerpo de agua en superficie que penetra, satura la parte superior del suelo y el frente de mojado en el medio no saturado es brusco (Figura 2.7.5).

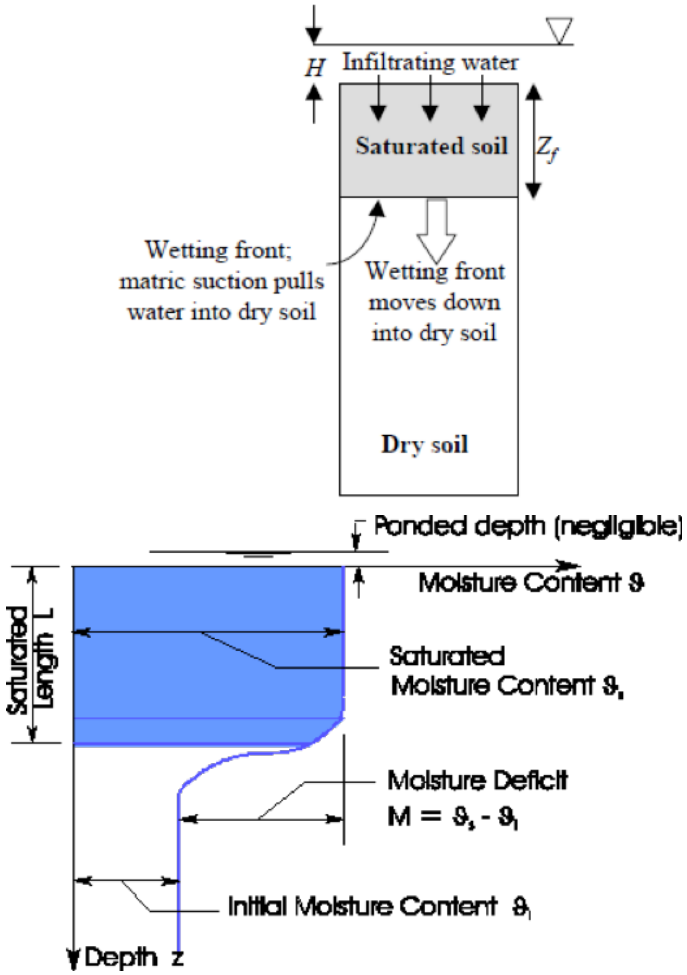


Figura 2.7.5. Esquemas de deducción de la fórmula de Green y Ampt

De forma simplificada, la tasa de infiltración qf en el frente de mojado a profundidad zf vale:

$q_f = -k_z \, dh/dz$

k = conductividad hidráulica saturada vertical
h = potencial hidráulico (nivel piezométrico)
dh/dz = gradiente vertical del potencial hidráulico
z = coordenada vertical, positiva hacia abajo desde la superficie del terreno

$dh/dz = (h_f/h_o)/zf = h_f/z_f$ si $h_0 = 0$ (si el encharcamiento se limita a la superficie del terreno o éste es pequeño)
h_f = potencial hidráulico en el frente referido a la superficie del suelo: $h_f = \tau_f - z_f$
z_f = espesor de suelo saturado
τ= succión en el frente a la humedad del suelo no saturado (positivo)

En adelante, el subíndice f se suprimirá para simplicidad. Así:

$$q = k\frac{-\tau + z}{z}$$

La profundidad del frente f es función de la cantidad de agua infiltrada F, que es el espesor saturado por la porosidad volumétrica llenable (la diferencia entre la porosidad m y la humedad del terreno no saturado θ antes de que se iniciase de infiltración)

$$F = z(m - \theta)$$

En la mayoría de los casos, el déficit de humedad del suelo = m – θ = 0,2 a 0,5.

Así resulta que q, que depende del tiempo t que dura la infiltración:

$$q(t) = \begin{cases} k\left[1 - \frac{\tau(m-\theta)}{f}\right] & \text{para } t \geq tp \\ i & \text{para } t \geq tp \end{cases}$$

t_p = tiempo en el que el suelo empieza a estar encharcado
i = intensidad de lluvia [LT^{-1}]

En el caso en que $t > t_p$, la ecuación no contiene la variable t sino la F, pero f = dF/dt, con lo que:

$$t = t_p + \frac{1}{k}\left[F - F_p - \tau(m - \theta)\ln\frac{\tau(m - \theta) + F_p}{\tau(m - \theta) + F}\right]$$

F_p = cantidad de agua infiltrada antes de que se inicie el encharcamiento de la superficie

$$F_p = \frac{\tau k\,(m-\theta)}{i-k} \text{ para } t = t_p \text{ y } i > k, \text{ con } t_p = F_p/i$$

Para determinar la F_p que corresponde a una lluvia intensa de duración tr e intensidad P, se calcula primero t_p:

Si $t_r < t_p$ o bien P < k, resulta $F = P \cdot t_r$ y entonces q = P
Si $t_r > t_p$, hay que resolver la ecuación que da t por tanteo, buscando el valor de F que hace que $t = t_r$. Una vez resuelta es posible representar la tasa de infiltración q en función del tiempo.

El valor Δt entre el origen de tiempo y la asíntota vertical de la curva total vale:

$$\Delta t = \frac{F_p}{k} + \frac{\tau(m - \theta)}{k}\ln\left(1 - \frac{F_p}{\tau(m - \theta)}\right) - t_p$$

que se puede asimilar al valor del tiempo inicial a introducir en el exponente de la fórmula de Horton. Existen expresiones explícitas para la tasa de infiltración y el total de agua acumulado (Salvucci y Entekhabi, 1994).

Para aplicar el método hace falta disponer de 3 parámetros:

1.– déficit de humedad = $m - \theta_s$
2.– succión τ
3.– conductividad hidráulica saturada vertical del suelo k

La aplicación del método de Green y Ampt se puede extender para el cálculo de la infiltración en un área, cuando la penetración del frente es variable a causa de heterogeneidades (Masuelli y Barrera, 2010).

Si se compara el método de Green y Ampt (GA) con el del Número de Curva (NC), que se expone en la Sección 3.3.2 del Capítulo 3 en cuanto a las variables, se tiene (Kuwajima, 2013):

- Precipitación
  NC: cantidad;
  GA: intensidad
- Suelo
  NC: estado de humedad antecedente y grupo hidrológico;
  GA: humedad antecedente (en todo el suelo o por capas) y conductividad hidráulica saturada vertical, densidad aparente, presión de entrada de agua
- Cobertura
  NC: uso del terreno, estado y condiciones hidrológicas
  GA: efecto de labrado, uso del territorio y recubrimiento
- Superficie
  NC: está incluida en la extracción inicial q_i
  GA: estimación del almacenamiento de agua en la superficie según uso del terreno, topografía y arado
- Interceptación
  NC: está incluido en la extracción inicial q_i
  GA: hay que estimarla

Considerando los criterios de buen ajuste NS y R_2 (ver la Sección 4.3.2 del Capítulo 4), se ha encontrado una buena coincidencia en cuencas menores del Brasil para periodos secos, menos buena para periodos medios y mala para periodos húmedos. GA es un método mejor que el del NC, a causa de su mayor significado físico y de que en este caso raramente la intensidad de lluvia supera a la conductividad hidráulica vertical saturada del suelo.

En la aplicación de los métodos de cálculo de la infiltración, cuenta la humedad precedente que resulta de sucesos de infiltración anteriores, con una humedad que va decreciendo.

La aplicación de la ecuación de Richards a un territorio requiere considerar la escala del problema (Warrick y Hussen, 1993) y la variabilidad de la lámina de agua que encharca el terreno (Warrick et al., 2005).

2.7.4 Suelos hidrofóbicos. Repelencia

La existencia y comportamiento de los suelos hidrofóbicos y el fenómeno de la repelencia se comentan en la Sección 1.3.7 del Capítulo 1. Este fenómeno hace que al principio de una precipitación haya escurrimiento y que, en áreas llanas y con microrelieve con pequeñas depresiones, el agua escurrida en parte se acumule en ellas y allí sature el suelo, anule la repelencia y se tenga recarga concentrada en una parte del territorio. Esto es frecuente en formaciones con vegetación que segrega resinas, que son las substancias que potencian esa repelencia (Home y McIntosh, 2000; Franco et al., 2000., Jaramillo et al., 2000). Tal sucede en el área costera de los Países Bajos, en el Parque Nacional de Doñana y determinadas áreas de Portugal (Ferreira et al., 2000; Doerr y Thomas, 2000). Los suelos repelentes de Tenerife en áreas de laurisilva han sido estudiados y modelados por Regalado y Ritter (2005; 2006; 2008;2009) y Regalado et al. (2006). En suelos secos y en áreas vegetadas, la repelencia es mayor en verano (Doerr y Thomas, 2000). Es menor en áreas áridas con escasa vegetación o recién afectadas por incendios (De Bano, 2000). No se produce en terrenos arados en cultivo. La repelencia cesa una vez que el suelo ha sido mojado. Para que se restablezca la repelencia en el siguiente periodo seco, hace falta que se acumule suficiente cantidad de substancias repelentes (Doerr y Thomas, 2000). El estado de conocimiento ha sido recopilado por De Bano (2000).

La repelencia en suelos inicialmente secos produce efectos de digitaciones en la recarga. Si el suelo está algo húmedo, el efecto de repelencia es menor y no se producen claras digitaciones, aunque la recarga puede concentrarse en discontinuidades permanentes del suelo (Ritsema et al., 1997; 2000). La repelencia es hasta cierto punto una inductora de recarga preferente (Bauter et al., 2000). El fenómeno de la repelencia es modelable (Nguyen et al, 1998; Ritsema et al., 1998).

La Figura 2.7.6 muestra la distribución de la humedad del suelo bajo un suelo superior repelente del agua y la Figura 2.7.7 el efecto de digitaciones en la penetración de la humedad tras tres lluvias, en un suelo repelente al agua en Holanda.

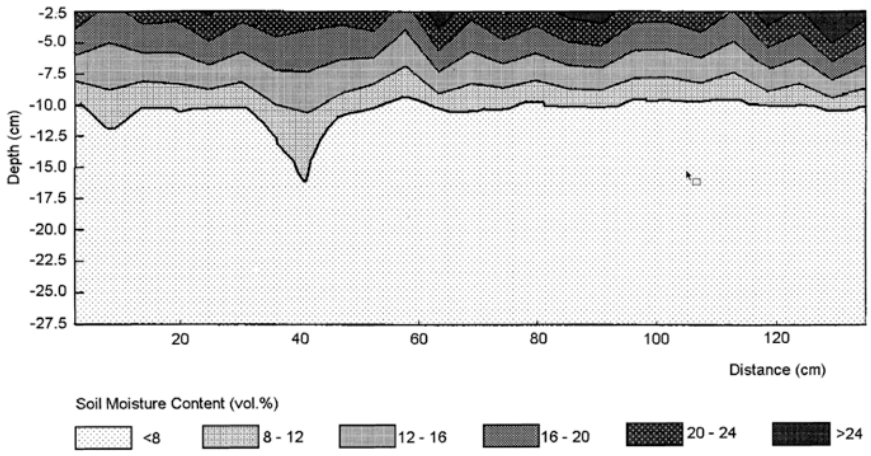


Figura 2.7.6 Distribución de la humedad del suelo bajo un suelo superior repelente del agua (Ritsema et al., 1998)

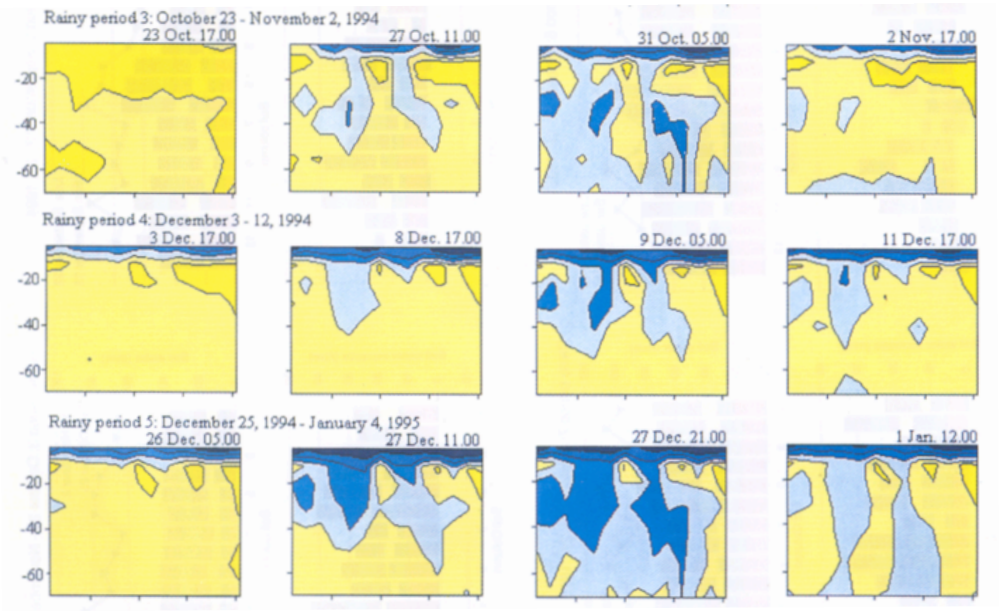


Figura 2.7.7 Efecto de digitaciones de la penetración de la humedad tras tres lluvias en un suelo repelente al agua en Holanda. Selección de casos, según Ritsema et al. (1997) y Ritsema y Dekker (2000)

El grado de repelencia se mide por el tiempo que tarda en infiltrarse una gota de agua. Marca el tiempo para iniciarse la infiltración (Wang et al., 2000). La succión matricial en poros de radio r vale $\tau = \sigma(\gamma \cdot r/\cos \alpha)$, en la que σ = tensión superficial, γ = peso específico del agua y α = ángulo de contacto agua-sólido. Si $\alpha > 90^{\circ}$, el agua se infiltra en suelos secos, empezando por los poros mayores y si $\alpha = 90^{\circ}$ penetra por igual en todos los poros (Bauter et al., 2000).

2.7.5 Infiltración por discontinuidades y efectos de barrera. Flujo preferencial

Para tener en cuenta la infiltración por discontinuidades, hay que considerar que se trata de un medio con una porosidad de fisura y otra de matriz, que tiene distintos valores de la conductividad hidráulica saturada y no saturada, como muestran las Figuras 2.7.8 y 2.7.9.

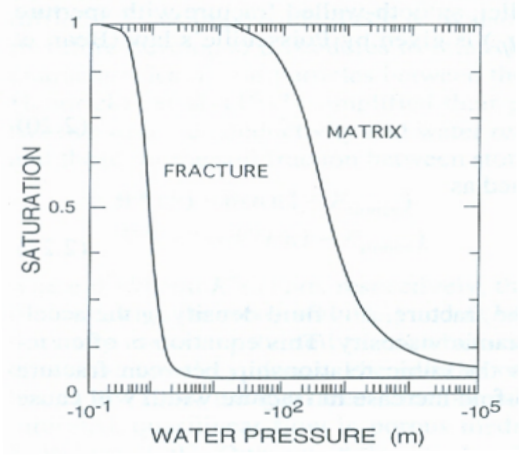


Figura 2.7.8 Relación entre saturación y tensión en la matriz y en las fisuras de una roca fracturada, en este caso una toba volcánica soldada (según Eaton y Bixler-1987 en Simmers, 1997)

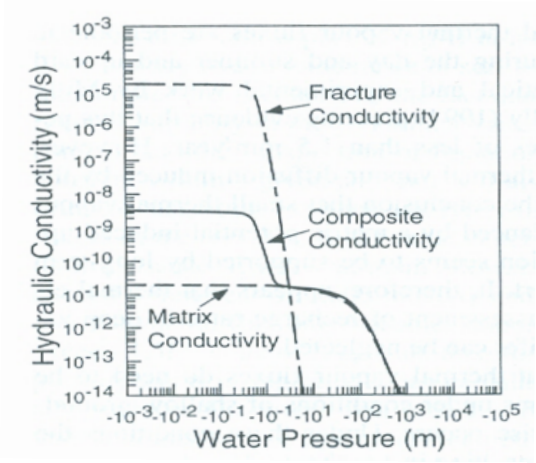


Figura 2.7.9 Relación entre tensión y conductividad hidráulica en el conjunto matriz-fisuras de una roca fracturada. Corresponde a una toba volcánica densamente soldada (según Peters y Klavetter-1988 en Simmers, 1997)

El flujo es capilar en poros y canalículos de menos de 3 mm de diámetro. La recarga origina un frente de mojado, pero que a veces puede ser inestable y producir digitaciones. Si el flujo se realiza por conductos de más de 3 mm de diámetro (macroporos), el flujo es rápido, sin efecto capilar, y se rige por la viscosidad y la gravedad. Las macroporos pueden ser grietas en suelos arcillosos, fracturas en rocas, fisuras en sedimentos, canales de gusanos y otros animales excavadores y el paso de antiguas raíces.

La tasa de infiltración por macroporos depende del tiempo desde que se inició la lluvia y del contenido inicial de humedad. Después de una tormenta se produce una escorrentía superficial en lámina, una escorrentía subsuperficial dentro del suelo y por la capa superior de roca meteorizada y la transpiración vertical por la zona vadosa como flujo pelicular sobre las paredes de las cavidades (tubos, grandes fracturas, diaclasas) y por los poros y fisuras pequeñas (Figura 2.7.10). El flujo por estos macroporos puede ser importante en terrenos agrícolas, praderas y bosque (Beven y German, 1982; Bouma el al., 1982).

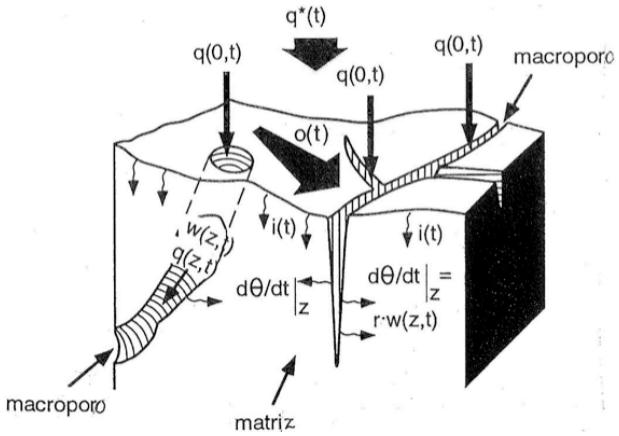


Figura 2.7.10 Representación esquemática del flujo de infiltración por macroporos y fisuras del suelo (según Germann-1990 en Simmers, 1997). q(t) = precipitación + riego, i(t) = infiltración en la superficie del suelo (matriz), o(t) = escorrentía superficial local, si q* (t) > i (t), q(0,t) = caudal que entra en macroporos si o(t) > 0, q(z,t) = caudal en el macroporo, w(z,t) = humedad volumétrica en el macroporo, r·w(z,t) = absorbancia de agua en la matriz del suelo.*

No está bien definido lo que es en realidad el flujo preferencial (Germann y Di Pietro, 1996) y su relación con la generación de escorrentía (Germann, 1990), pero en lo que sigue se hace especial referencia a la infiltración por el suelo, que desciende y no va a estar sometida a evapotranspiración.

La existencia de flujo preferencial puede suponer modificaciones importantes en el cálculo del balance de agua en el suelo, cuando se supone que toda el agua infiltrada se almacena temporalmente en el suelo edáfico y está sometida a evapotranspiración. Con flujo preferencial, una parte del agua infiltrada se convierte directamente en recarga en tránsito (Alaoui et al., 2003; Bootlink y Bouma, 1991; Deurer et al., 2003; Durner, 1994; Villhilz y Jensen, 1991; Hendrickx y Flury, 2001). En áreas semi-áridas, el efecto es sensible en la estación más cálida si coincide con la más seca, facilitando una recarga en ese periodo de lluvias ocasionales que de otro modo no se produciría (van Stephout et al., 1987). Esta situación es importante en las áreas llanas de Uruguay y Argentina.

Las macroporos pueden ser estables, es decir, que no se modifican al humectarse. El agua fluye por ellos y es embebida por las paredes, con una tasa decreciente a medida que el suelo o roca se van humedeciendo (disminuye la succión) (Fig. 2.7.11).

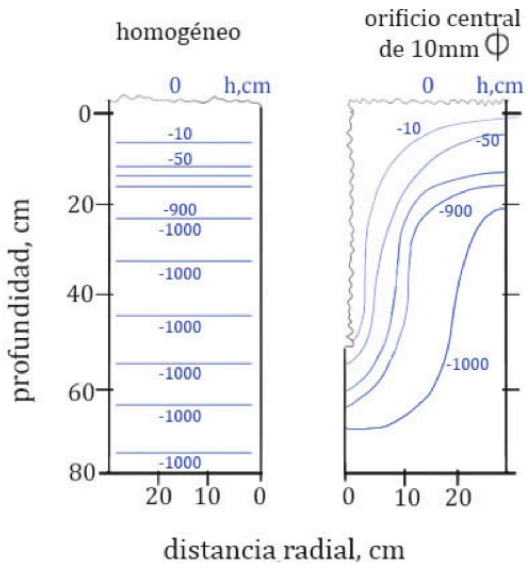


Figura 2.7.11 Distribución del potencial de la matriz en un suelo no fisurado homogéneo y alrededor de una fisura vertical que penetra una cierta profundidad, suponiendo que el efecto se limita a la semiseparación con otra fisura vertical paralela

La fracción f de agua infiltrada que no se embebe en el suelo edáfico se puede expresar como:

$$f = 1 - \exp\left[-3\frac{\theta - u}{m - u}\right]$$

θ = humedad del suelo
m = porosidad del suelo
u = parámetro a ajustar

f = 1 para θ = m; no hay imbibición
f = valor intermedio para θ = CC
f = 0 para θ ⩽ u, con u entre el PM y la CC.

Para grietas no estables con la humedad, como las de retracción del suelo por secado, que tienden a cerrarse al humedecerse, es:

f = 1 para θ ⩽ PM
f = 0 para θ = σ_u
σ_u = valor límite a ajustar

con una relación lineal o curvilínea entre los valores de f.

En los estudios de recarga realizados en una parcela experimental en el Instituto de Hidrología de Llanuras, Azul (Provincia de Buenos Aires, Argentina), representativos de la pampa húmeda, la macroporosidad tiene un papel importante en los primeros 20 cm del suelo (Weinzettel, 2005) y domina el flujo, de modo que más del 60% del mismo va por poros de más de 1 mm y por debajo el flujo preferencial sigue existiendo, pero por fisuras. En el suelo arcilloso, las fracturas pueden llegar a extenderse hasta 1 ó 2 m en los sedimentos postpampeanos, lo que facilita la fácil penetración del agua, como lo muestra la presencia de tritio (Logan y Rudolph, 1997), con recarga de 36 a 55 mm/a en áreas húmedas y de 0 a 27 mm/a en áreas secas.

Las discontinuidades geológicas abiertas, tales como las asociadas a fallas y diques, pueden ser caminos preferentes de recarga si reciben agua desde la superficie (ríos, áreas encharcadas o inundadas ocasionalmente), cuando no se colmatan o cierran por depósitos y rellenos. Pueden ser un camino preferencial menos visible, pero con frecuencia más importante si la entrada de agua procede de un acuífero freático, cautivo o colgado permanente u ocasional (Figuras 2.7.12 y 2.7.13).

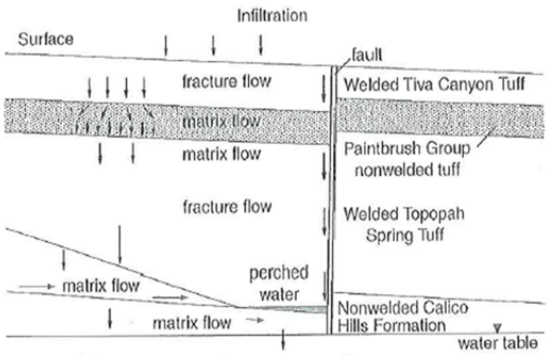


Figura 2.7.12 Recarga por fisuras asociadas a fallas en las ignimbritas soldadas y no soldadas no saturadas del Yucca Mountain, Nevada, donde que se pueden formar acuíferos colgados en profundidad.

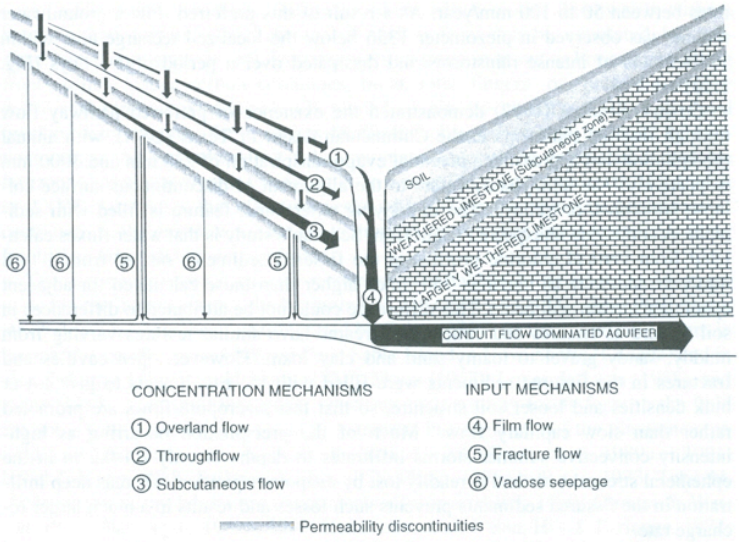


Figura 2.7.13 Representación idealizada de cómo se puede concentrar el flujo en fisuras abiertas con terreno alterado a su alrededor. La magnitud de las flechas es proporcional al caudal circulante tres un evento de lluvia o de fusión de nieve (según Gunn-1983 en Simmers, 1997)

Los árboles y arbustos facilitan la existencia de pasos de raíces, que favorecen la infiltración (Figura 2.7.14), además de la concentración del agua por flujo por el tronco (flujo cortical) y repelencia en su entorno, que acumula agua en depresiones, y en ciertos casos de atrapamiento de nieblas.

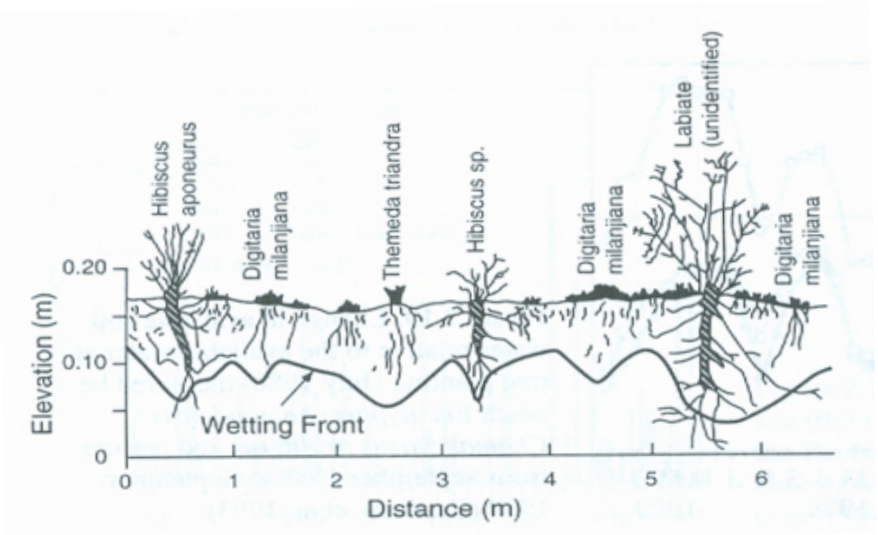


Figura 2.7.14 Penetración del frente de humedad 15 minutos después de una lluvia de 15 mm sobre un suelo seco bajo una pampa de matojos in Masailand, Sur de Kenya (según Glover et al-1962 y Dunne et al-1991 en Simmers. 1997)

Es posible que se formen barreras capilares cuando, bajo un terreno fino retentivo de agua (arcilloso), existe un nivel bien drenado de alta permeabilidad saturada (por ejemplo, una capa de grava o de materiales volcánicos gruesos recientes). Esto hace que el agua recargada en superficie se almacene en el terreno superior, desde donde puede ser evapotranspirada por las plantas y que la capa grosera se mantenga seca, sin recarga a su través, al menos mientras el agua entrada no llegue a producir la ruptura capilar.

2.8 Evapotranspiración

2.8.1 Consideraciones generales y datos básicos

La evaporación del agua en el sistema atmósfera-planta-suelo es el resultado de la energía que llega como radiación solar. La conversión directa del agua líquida en vapor es la evaporación y la producción de vapor que se difunde a través de los estomas de las plantas a la atmósfera es transpiración. La transpiración se produce principalmente por la toma de agua que está en el terreno por las raíces de las plantas, tras su transporte hasta los estomas de las hojas. Son dos procesos diferentes, pero difíciles de separar ya que se producen por la radiación solar y simultáneamente. Por eso, es común combinarlos en lo que se denomina evapotranspiración. Diversos autores han considerado con detalle el concepto de evapotranspiración (Brutsaert, 1982; 1884; Eagleson, 1979a; 1979b; Caro y Eagleson, 1981; Granger, 1989; Jensen, 1973; 1990, Moors, 2008; Shuttleworth, 1993) y han dado indicaciones sobre la selección de métodos (Sharma, 1985). Algunos autores han puesto en duda su valor hidrológico (Morton, 1978; 1983; 1991) y su representatividad y validez.

La evaporación, transpiración y evapotranspiración son principalmente fenómenos energéticos. Las formulaciones y ecuaciones emplean variables en la que intervienen las magnitudes de energía, fuerza, masa, longitud, temperatura y tiempo y las relaciones entre ellas y con la presión, flujos másicos y altura equivalente sobre el territorio. Se usan distintas unidades, que pueden ser origen de confusión y errores de bulto cuando las formulaciones contienen coeficientes dimensionales. Es importante utilizar sistemas de unidades coherentes. La FAO (Allen et al., 1994) recomienda el Sistema Internacional de Unidades SI, que usa como unidades básicas de longitud [L] el metro (m), de masa [M] el kilogramo (kg) y de tiempo [T] el segundo (s). Además, tiene como unidad de fuerza F [MLT^{-2}] el newton (N), de presión P [$ML^{-1}T^{-2}$] el pascal (Pa), de energía interna U [ML^2T^{-2}], trabajo W [ML^2T^{-2}] y calor Q [ML^2T^{-2}] el julio (J), de potencia Pot [$ML2T^{-3}$] el watio (W) y de temperatura T [Θ] el grado Kelvin (K), aunque también se utiliza con frecuencia el grado centígrado (ºC) ya que están ambos relacionados como T(ºC) = T(K) + 273,16. En lo que sigue se trata de seguir este sistema, salvo que se indique lo contrario. Se evita en lo posible el uso de la caloría (1J = 0,24 kcal) como unidad de energía.

Se consideran aquí algunas variables y parámetros que caracterizan a la humedad atmosférica y que aparecen en las fórmulas de cálculo de la evapotranspiración potencial ETP (véase el Anejo A2.2).

El calor (latente) de evaporación del agua λ [L^2T^{-2}] vale 2,26 MJ/kg, que equivale a 40,7 kJ/mol. Si E [$ML^{-2}T^{-1}$] es el flujo másico de agua evaporada, entonces el flujo de calor latente de evaporación L [MT^{-3}] se expresa como L= λE. En el sistema de unidades elegido, L se expresa en J·m-2·s^{-1} y E en kg·m^{-2}·s^{-1}. Lo más frecuente en hidrología es trabajar con E en mm/d o en mm/a, con lo deben hacerse las correspondientes conversiones de unidades. Si no se indican las unidades, es que se trata de una fórmula coherente con las unidades del sistema que se haya elegido.

La constante psicrométrica γ [MΘ-1$L^{-1}T^{-2}$] relaciona la presión parcial del vapor de agua en el aire con su temperatura y se define como:.

$$\gamma = \frac{c_P P_a}{\varepsilon \cdot \lambda}$$

c_P [$L^2T^{-2}\Theta^{-1}$] = calor específico del aire a presión constante (varía ligeramente con la composición del aire); se suele expresar en J·kg^{-1}·$^oK^{-1}$
P_a [$ML^{-1}T^{-2}$] = presión atmosférica; se suele expresar en kPa
ε [-] = peso molecular del agua / peso molecular del aire = 0,622
λ [L^2T^{-2}] = calor (latente) de evaporación del agua = 2,26 MJ/kg

Aproximadamente, γ = 0,066 kPa/^{o}K, aunque varía con el lugar y la altitud, pero se conserva aproximadamente constante en un determinado lugar.

Se puede calcular a variación de la presión atmosférica P_a (kPa) con la altitud h (m sobre el nivel del mar) y la temperatura del aire T_a (^{o}C) con las ecuaciones aproximadas:

$$P_a = 101{,}3\ \frac{T_a + 273{,}16 - 0{,}065h}{T_a + 273{,}16}$$

La ecuación de Clausius–Clapeyron relaciona la presión de vapor de saturación en el aire e_s con la temperatura T

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{\lambda dT}{RT^2} \quad ; \quad \frac{de_s}{dT} = \frac{e_s \lambda}{RT_2}$$

R = constante de los gases = 8,3144 J $mol^{-1}K^{-1}$.

Δ es la pendiente de la curva de saturación de vapor respecto a la temperatura. Se aproxima mediante algunas funciones matemáticas.

$$\Delta = \frac{4098\left[0{,}6108 \exp\frac{17{,}27\ T}{T + 237{,}3}\right]}{(T + 237{,}3)^2} \quad kP_a/K \quad \text{para T en °C}$$

(la parte entre corchetes es la presión de vapor saturada).

$$\Delta = 0{,}0415\ e^{0{,}08080 \cdot T} \quad kPa/^oK, \text{ para T en °C}$$

La Figura 2.8.1 muestra la relación entre e_s y T, de acuerdo con la Tabla 2.8.1. La Tabla 2.8.2 da la variación del punto de ebullición del agua con la altitud. En la Tabla 2.8.3 se muestra la relación entre Δ/γ y la temperatura.

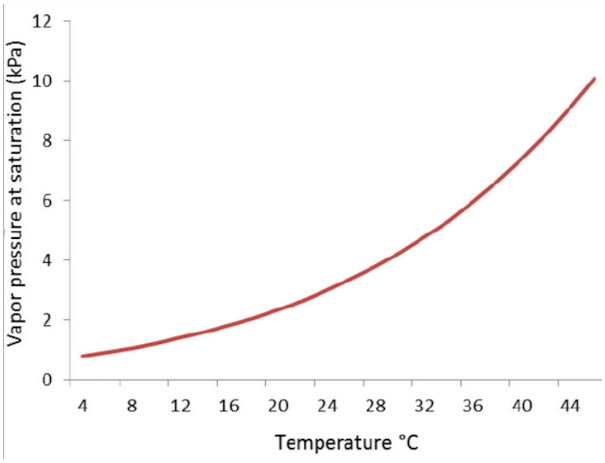


Figura 2.8.1 Gráfica de la ecuación de Clausius–Clapeyron que relaciona es (presión del vapor a saturación, en mbar) y T (temperatura, en ºC)

Tabla 2.8.1 Relación entre la presión de saturación del vapor de agua y la temperatura. Tomada de Lancastre y Franco (1984).

Temperatura (ºC)	e_s mbar	Temperatura (ºC)	e_s mbar	Temperatura (ºC)	e_s mbar
0	6,1	13	15,0	26	33,6
1	6,6	14	16,1	27	35,7
2	7,1	15	17,0	28	37,8
3	7,6	16	18,2	29	40,1
4	8,1	17	19,4	30	42,4
5	8,7	18	20,6	31	44,9
6	9,3	19	22,0	32	47,6
7	10,0	20	23,4	33	50,3
8	10,7	21	24,9	34	53,2
9	11,5	22	26,4	35	56,2
10	12,3	23	28,1	36	59,4
11	13,1	24	29,8	37	62,8
12	14,0	25	31,7	38	66,3
				39	69,9

Tabla 2.8.2 Relación entre altitud y punto de ebullición del agua (ºC) y la presión del vapor de agua (en varias unidades). Tomada de Lancastre y Franco (1984).

Altitud m	Punto de ebullición ºC	Presión atmosférica atm	N/cm²	m de agua	mm de mercurio	mbar
–325	101,1	1,04	10,536	10,74	790	1026
0	100,0	1,00	10,134	10,33	760	987
340	98,9	0,96	9,732	9,92	730	948
690	97,8	0,92	9,339	9,52	700	909
1045	96,6	0,88	8,737	9,11	670	870
1420	95,4	0,84	8,535	8,70	640	831
1820	94,1	0,80	8,132	8,29	610	792
2240	92,8	0,76	7,730	7,88	580	753
2680	91,5	0,72	7,338	7,48	550	714
3140	90,1	0,68	6,936	7,07	520	675

Tabla 2.8.3 Dependencia de Δ / γ (adimensional) de la temperatura T (van Bavel, 1966)

T	Δ / γ	T	Δ / γ	T	Δ / γ	T	Δ / γ	T	Δ / γ	T	Δ / γ
0,0	0,67	10,0	1,23	20,0	2,14	30,0	3,57	40,0	5,70	50,0	8,77
0,5	0,69	10,5	1,27	20,5	2,20	30,5	3,66	40,5	5,83	50,5	8,96
1,0	0,72	11,0	1,30	21,0	2,26	31,0	3,75	41,0	5,96	51,0	9,14
1,5	0,74	11,5	1,34	21,5	2,32	31,5	3,84	41,5	6,09	51,5	9,33
2,0	0,76	12,0	1,38	22,0	2,38	32,0	3,93	42,0	6,23	52,0	9,52
2,5	0,79	12,5	1,42	22,5	2,45	32,5	4,03	42,5	6,37	52,5	9,72
3,0	0,81	13,0	1,46	23,0	2,51	33,0	4,12	43,0	6,51	53,0	9,92
3,5	0,84	13,5	1,50	23,5	2,58	33,5	4,22	43,5	6,65	53,5	10,10
4,0	0,86	14,0	1,55	24,0	2,64	34,0	4,32	44,0	6,80	54,0	10,30
4,5	0,89	14,5	1,59	24,5	2,71	34,5	4,43	44,5	6,95	54,5	10,50
5,0	0,92	15,0	1,64	25,0	2,78	35,0	4,53	45,0	7,10	55,0	10,80
5,5	0,94	15,5	1,68	25,5	2,85	35,5	4,64	45,5	7,26	55,5	11,00
6,0	0,97	16,0	1,73	26,0	2,92	36,0	4,75	46,0	7,41	56,0	11,20
6,5	1,00	16,5	1,78	26,5	3,00	36,5	4,86	46,5	7,57	56,5	11,40
7,0	1,03	17,0	1,82	27,0	3,08	37,0	4,97	47,0	7,73	57,0	11,60
7,5	1,06	17,5	1,88	27,5	3,15	37,5	5,09	47,5	7,90	57,5	11,90
8,0	1,10	18,0	1,93	28,0	3,23	38,0	5,20	48,0	8,07	58,0	12,10
8,5	1,13	18,5	1,98	28,5	3,31	38,5	5,32	48,5	8,24	58,5	12,30
9,0	1,16	19,0	2,03	29,0	3,40	39,0	5,45	49,0	8,42	59,0	12,60
9,5	1,20	19,5	2,09	29,5	3,48	39,5	5,57	49,5	8,60	59,5	12,80
10,0	1,23	20,0	2,14	30,0	3,57	40,0	5,70	50,0	8,77	60,0	13,10

2.8.2 Medición directa de la evapotranspiración

La medida directa de la evapotranspiración (evapotranspiración real ETR) se puede hacer utilizando instrumentos y métodos, todos ellos de valor local y en periodos de tiempo cortos a muy cortos. Consisten en:

- Evapotranspirómetros → depósitos excavados en el terreno en los que ETR = A – D – ΔH, siendo A la entrada de agua por la superficie, D la salida de agua por el fondo y ΔH la variación de la humedad total del terreno (= 0 si se mantiene a la capacidad campo). Si A = 0 y D = 0, es ET = –ΔH
- Lisímetros
- Parcelas / cuencas experimentales
- Perfiles de humedad del suelo
- Medida del flujo de savia en árboles (Barbour et al., 2005); por ejemplo, a lo largo de 3 días con cielo claro, la savia fluye a ~2,5 mm/h, hasta 4,7 mm/h.

En las décadas de 1960 y 1970, UNESCO promovió a nivel mundial trabajos en cuencas experimentales (Toebes y Ouryvaev, 1970). Parte de las cuencas que fueron instrumentadas han continuado produciendo datos y se han incorporado otras nuevas.

Un lisímetro es un bloque de suelo adecuadamente aislado e instrumentado, de forma que pueden medirse todos los flujos de agua a través del suelo (Figura 2.8.2). Para minimizar los efectos de borde y las variaciones locales del suelo y de la vegetación, los lisímetros suelen tener dimensiones considerables, hasta 10 m de ancho y de profundidad. Son bastante costosos. Un lisímetro bien diseñado debe reunir las siguientes características: 1) suelo no alterado; 2) tamaño suficientemente grande como para evitar efectos de borde; 3) suficiente profundidad para incluir toda la zona de raíces (en zonas áridas y semiáridas y en bosques y cuando la vegetación extiende sus raíces a grandes profundidades este requisito puede ser inviable); 4) estar rodeado por vegetación del mismo tipo que la contenida en el lisímetro para evitar el "efecto oasis"; 5) tener en la base del lisímetro las mismas condiciones hidrodinámicas que las existentes en el terreno natural a la misma profundidad y 6) ser estanco, de forma que sólo permita el drenaje que se desea medir.

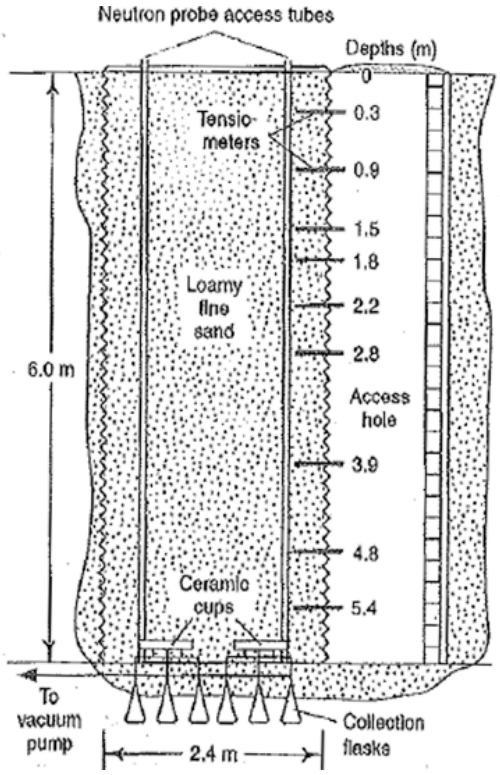


Figura 2.8.2 Esquema de un lisímetro con posibilidad de recolección de muestras de la recarga en su fondo

El flujo vertical de agua en el lisímetro está parcialmente controlado por las condiciones existentes en su base, que deben ser similares a las existentes en condiciones naturales. Si el nivel freático está próximo al del terreno, el nivel del agua dentro del lisímetro se debe mantener a la misma profundidad. Si, por el contrario, el nivel freático está muy profundo, hay que aplicar en la base del lisímetro una succión similar a la existente en el medio no saturado.

Existen distintos tipos de lisímetros, según las condiciones existentes en su base. En los lisímetros con nivel freático se bombea o inyecta agua para mantener el mismo nivel dentro y fuera del lisímetro. En los lisímetros con control de succión en su base se procura mantener una succión igual a la existente en el medio no saturado a esa misma

profundidad. El drenaje total recogido en la base del lisímetro es igual a la recarga. En suelos muy permeables de granulometría gruesa, en los que los fenómenos de capilaridad son poco significativos, se suelen utilizar lisímetros de drenaje por gravedad. En este tipo de suelos, las condiciones en la base tienen poco efecto en la magnitud del flujo vertical. Los lisímetros suelen estar equipados con un colector de los drenajes, un pluviómetro y un piezómetro para el seguimiento de las oscilaciones del nivel freático.

Los lisímetros, como la mayoría de los métodos de estimación de la recarga, son más apropiados para zonas húmedas que para zonas áridas o semiáridas. Tienen un elevado coste de construcción y mantenimiento. No siempre proporcionan la magnitud de la recarga. No está claro hasta qué punto las disparidades pueden ser debidas a la variabilidad espacial o a posibles errores de medida. El propio hecho de la construcción del lisímetro altera las condiciones del suelo. Además, tiene que transcurrir un cierto tiempo para se restablezcan las condiciones naturales del entorno y las mediciones tengan significación.

2.8.3 Radiación solar, balance de energía y evapotranspiración

Lo que sigue se complementa con el contenido en los Anejos A2.3, A2.4 y A2.5.

Radiación solar

La energía radiante del Sol, que es de onda corta, al ser absorbida por la materia aumenta su temperatura y esta la re-emite como radiación de onda larga. El promedio de esa radiación de onda larga es devuelto al espacio. En la troposfera abundan los gases con capacidad de absorber radiación de onda larga: son opacos a esa radiación. Entre ellos, son muy efectivos el vapor de agua, el CO_2, el CH_4 y algunos óxidos de nitrógeno, de modo que para poder re-emitir la energía, la temperatura debe aumentar notablemente. Es el efecto invernadero de las capas bajas de la atmósfera. Este hecho es uno de los principales fenómenos que hacen habitable al planeta Tierra. A nivel diario, hay variaciones de energía locales a causa de los cambios de la inclinación solar – ciclo diurno – con almacenamiento y cesión de calor por la parte superior del terreno y de la masa de plantas. Lo mismo sucede a nivel anual. La Figura 2.8.3 muestra las relaciones entre la energía y las características de la atmósfera.

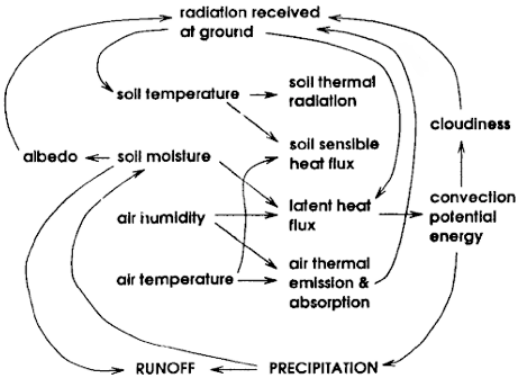


Figura 2.8.3 Relaciones entre la energía y las características de la atmósfera (Entekhabi et al., 1996)

La absorción de la energía radiante por el agua produce su calentamiento, de acuerdo con su capacidad calorífica (calor específico) c_P (a presión constante) y la evapora de acuerdo con el calor específico de evaporación λ. La cantidad de calor y su flujo es calor sensible y la evaporación transporta calor latente.

Radiación solar de onda corta

La energía radiante solar de onda corta es de origen extraterrestre. Su intensidad (por unidad de superficie) R_a [MT^{-3}] es un valor constante en el exterior de la atmósfera, denominado constante solar. Su valor es de 1366 W/m^2 (118 MJ·m^{-2}·d^{-1}), aunque varía ligeramente con las variables astronómicas de distancia Tierra-Sol, cambios en la órbita terrestre y abundancia de manchas solares. Sólo llega a la superficie de la tierra la parte de la radiación exterior que no es reflejada ni absorbida en la atmósfera por el polvo, gases e impurezas.

La radiación incidente de onda corta se mide perpendicularmente a los rayos. Por unidad de superficie terrestre, que queda oblicua, la radiación diaria que llega el terreno RS varía según el día y la latitud (Λ), de forma bien definida geográfica y astronómicamente. Para cielo limpio, R_S se puede medir o calcular con distintas fórmulas, como:

$$\frac{R_S}{R_a} = \frac{\tau_A + 0{,}5\,(1 - \tau_A - d) - 0{,}5 d_a}{1 - 0{,}5\,R_g\,(1 - \tau_A + d_s)}$$

R_S [MT^{-3}] = radiación de onda corta incidente al terreno con cielo limpio
R_a [MT^{-3}] = radiación de onda corta incidente en el exterior de la atmósfera
τ_A [-] = m_p exp[–(0,465 + 0,134 w) (0,129 + 0,17 exp(–0,80m_p)]
= transparencia atmosférica media, que depende de la humedad w
w [-] = exp[(–0,981 + 0,0213T_d)]
= contenido medio de agua mensual precipitable de la atmósfera, cm
T_d = temperatura del punto de rocío medio mensual, en ºC a 2 m de altura sobre el suelo
m_p [-] = m [(288 – 0,0065 z) / $288^{5,256}$] = masa de aire óptima
m [-] = [senα + 0,1500 (α_S + 3,885)$^{-1,253}$] – 1
z [L] = elevación sobre el punto, m
α_S [-] = altitud solar sobre el horizonte, º
d [-] = d_s + d_a = atenuación total por el polvo (fracción)
d_s [-] = atenuación por absorción directa del rayo solar
d_a [-] = atenuación por dispersión directa del rayo solar
R_g [-] = reflectividad total del suelo

Cuando el cielo no es nítido sino nuboso, R_S disminuye a R'_s [MT^{-3}] de acuerdo con la nubosidad. También el polvo atmosférico reduce R_S.

Para cielos nubosos $R'_S / R_S = 1 - (1 - K)\, f_N$

K [-] = fracción de insolación recibida respecto al cielo sin nubes
K = 0,18 + 0,053z
z = altitud de la base de nubes, km
n [-] = número de horas reales de Sol en el periodo de tiempo
N [-] = número máximo posible de horas de Sol en el periodo de tiempo (Tabla 2.8.4)
f_N [-] = fracción de cielo cubierto por nubes = n/N

Tabla 2.8.4 Duración de la insolación mensual máxima posible N, en horas

Latitud	Enero	Feb.	Marzo	Abril.	Mayo	Junio	Julio	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
50°N	265	280	366	415	480	490	495	450	380	330	374	252
40°N	303	300	370	400	445	450	455	425	375	345	300	290
30°N	324	314	370	388	425	420	460	410	370	353	320	316
20°N	341	324	370	378	407	400	410	400	366	360	335	338
10°N	360	327	370	370	390	380	390	385	366	366	352	356
0	375	340	375	363	375	363	375	375	363	375	363	375
10°S	388	350	378	355	363	346	360	364	360	380	378	396
20°S	410	360	378	350	346	328	340	344	360	388	393	414
30°S	430	370	380	342	330	306	328	345	360	404	410	435
40°S	466	380	385	334	310	280	302	330	360	415	432	463
50°S	490	403	387	320	276	242	266	315	356	427	465	508

Una parte de R'_S es reflejada por el terreno. Esta radiación de onda corta reflejada R_S^a [MT^{-3}] no está disponible para absorción. R_s^a viene dada por el coeficiente de albedo a [-], o simplemente albedo ("blancura"), el cual se define como a = R_s^a/R'_s. El albedo presenta un valor medio para la Tierra de 0,34. Ver Tablas 2.8.5 y 2.8.6.

La radiación de onda corta efectiva o neta incidente en el terreno es

$$R_{S,n} = R'_S - R_S^a = R'_S(1 - a)$$

Tabla 2.8.5 Valores del albedo a según las características del terreno (Bras, 1970).

0,03–0,40	agua	0,10–0,25 / 0,16–0,23	trigo primavera / verano
0,14 / 0,08	negro, seco / húmedo	0,19–0,23	centeno de invierno
0,25–0,30 / 0,10–0,12	gris, seco / húmedo	0,18–0,20 / 0,26	césped, alto denso / verde
0,23 / 0,16	azulado, seco / húmedo	0,10	césped secado al sol
0,29–0,31	terreno desértico (*loam*)	0,18–0,14 / 0,10	copa de roble / pino / abeto
0,35 / 0,34–0,40	arena amarilla / blanca	0,20–0,22	algodón
0,43	arena de río	0,12	arrozal
0,37	arena fina brillante	0,22	lechuga
0,12–0,15	roca	0,18 / 0,19	remolacha / patata
0,15–0,25	áreas densam. urbanizadas	0,10	heno
0,40–0,85	nieve		
0,36–0,50	hielo oceánico		

Tabla 2.8.6 Valores del albedo a (Llamas y Custodio, 1976/1983)

0,17	suelo desnudo
0,11	suelo vegetado abundantemente y húmedo
0,10	suelo húmedo
0,14	suelo seco
0,14 a 0,19	cultivo de trigo en crecimiento
0,18	prado natural y para bosques frondosos
0,15-0,25	áreas urbanizadas
0,34-0,40	arenas
0,40-0,90	nieve limpia
0,02 0,06	agua libre a < 30 °C

Otro modo de calcular la radiación incidente de onda corta sobre una superficie horizontal R_s [MT^{-3}], en un determinado lugar y fecha, para una cierta latitud Λ [-] ($0^o \leqslant \Lambda \leqslant 60^o$), es a partir del número de horas de insolación n [-], el número máximo de horas de insolación N [-] (de tablas) y de la radiación global incidente sin atmósfera R_a [MT^{-3}] (fórmula de Angstrom):

$$R_S = R_a\left(a + b\frac{n}{N}\right) = R_a\left(0{,}29\cos\Lambda + 0{,}52\frac{n}{N}\right)$$

El coeficiente b [-], que en la fórmula vale 0,52, puede variar entre 0,38 y 0,54 según las localidades (Lencastre y Franco, 1984). Tanto a como N dependen de la latitud y se compensan parcialmente, de modo que se puede estimar R_S independiente de Λ mediante la fórmula de Black:

$$R_S = R_a \cdot (0{,}083 - 0{,}340\ C - 0{,}458\ C^2)$$

en la que C [-] es la media mensual de la nubosidad según la Tabla 2.8.7.

Tabla 2.8.7 Valor de C en la fórmula de Black (Lencastre y Franco, 1984)

Nubosidad en octavos	0	1	2	3	4	5	6	7	8
insolación n/M	0,95	0,85	0,75	0,65	0,55	0,45	0,3	0,15	——

Nubosidad en décimos	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
insolación n/M	0,95	0,85	0,8	0,75	0,65	0,55	0,5	0,4	0,3	0,15	——

La radiación solar neta (i.e. la radiación incidente menos la reflejada por el albedo) de onda corta sobre una superficie horizontal disponible para las plantas y el terreno en lámina de agua evaporable Hr puede expresarse como:

$$R_{S,n} = (1 - a)R_a(0{,}18 + 0{,}55n/N) - 0{,}95\sigma T^4(0{,}1 + 0{,}9n/N)\left(0{,}56 - 0{,}098\sqrt{e}\right)$$

en la que

$R_{S,n}$ [MT^{-3}] = energía neta disponible dada como lámina de agua evaporable, mm/d
a [-] = albedo
Ra [MT^{-3}] = radiación solar atmosférica dada como lámina de agua evaporable, mm/d
n [-] = número de horas de cielo despejado en el día
N [-]= número máximo de horas de luz al día en el momento y lugar
σ = constante de Stefan-Boltzmann = 5, 67· 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}
T [Θ] = temperatura del aire en K; en vez de T^4 se puede tomar (T^4_{max} –T^4_{min})/2
e [$ML^{-1}T^{-2}$] = presión parcial del vapor de agua en la atmósfera en mm de Hg

En la bibliografía, los valores de radiación R se suelen expresar en $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$. Para transformar esta unidades a mm/d:

$R_1 = R_2 \cdot 238{,}85/(597{,}3-0{,}57T)$

R^1 $[MT^{-3}]$ = radiación expresada en mm/d

R_2 $[MT^{-3}]$ = radiación expresada en $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$

T [Θ] = temperatura del aire en ºC

En otras fórmulas propuestas, el término $0{,}95\left(0{,}56 - 0{,}098\sqrt{e}\right)$ se cambia por $\left(0{,}34 - 0{,}139\sqrt{e}\right)$ cuando $R_{s,n}$ y R_a se expresan en W/m^2.

Radiación de onda larga

La radiación de onda larga con cielos limpios R_L $[MT^{-3}]$, depende del contenido de agua de la atmósfera y de la temperatura del aire.

$R_L / \Sigma = \varepsilon_a - 0{,}740 + 0{,}00409e$

Σ $[MT^{-3}] = \sigma T_a^4$ = poder emisivo del cuerpo negro a la temperatura de aire T_a medido a 2 m de altura sobre el suelo

σ $[MT^{-3}\Theta^{-4}]$ = constante de Stefan-Boltzmann = $5.670367 \cdot 10^{-8}\ W \cdot m^{-2}K^{-4}$

e = presión de vapor de agua a 2 m sobre el suelo, expresada en mbar

ε_a [-] = emisividad de la atmósfera

En general, la emisividad de un objeto (ε) es un coeficiente adimensional ($0 \leqslant \varepsilon \leqslant 1$) que relaciona la habilidad que tiene dicho objeto para irradiar energía térmica con la habilidad de irradiar energía térmica que tendría ese objeto si fuera un cuerpo negro.

Para estimar ε_a se pueden utilizar las siguientes expresiones paramétricas, en las que T_a y e se expresan en K y mbar, respectivamente:

$\varepsilon_a = A + B\sqrt{e}$

$= A \cdot 10^{-5} T_a^2$

$= 0{,}70 + e \cdot 5{,}95 \cdot 10^{-5} \cdot \exp(1500/T_a)$

A [-] varía entre 0,44 y 0,68 y B [-]entre 0,032 y 0,063 (Brunt, 1932).

Otras expresiones de R_L, en otras circunstancias, son:

Sobre nieve:

$R_L / \Sigma = \varepsilon_a - 0{,}757$

Con nubes:

$R_L / \Sigma = K\ \varepsilon_a$ con $K = 1 + 0{,}17\ f_N^2$; f_N = fracción de cielo cubierto

Con vapor agua:

$R_L / \Sigma = T_c^4 / T_a^4$ scon T_c = temperatura en la base de la nube en K

La radiación neta de onda larga sobre el terreno es (Brutsaert, 1975):

$$R_{L,n} = (1 - a)\varepsilon_a \sigma T_a^4$$

- para agua $R_{L,n} / \Sigma = 0{,}79\ \varepsilon_a$
- para otras superficies $R_{L,n} / \Sigma = \varepsilon_a$

La radiación de retorno efectiva de onda larga que emite el terreno es

$$R_{L,T} = \sigma\left(T_P^4 - \varepsilon_T T_T^4\right)$$

en la que los subíndices "a" y "T" hacen referencia al aire y al terreno, respectivamente. El albedo para la radiación de onda larga es distinto del de la Tabla 2.8.1 para onda corta: a = 0,03 para agua; a = 0 para superficies granulares.

La radiación de onda larga emitida por el terreno también se puede expresar como:

$$R_{L,T} = \sigma T_a^4 (a - b \cdot f(e))(1 - 0{,}9m)$$

Con f(e) = √e o bien f(e) = e(P/P_0)(1 + ρ)
T_a = temperatura del aire en K
e = presión de vapor en el aire
m = 1 – n/N = coeficiente de nubosidad
P = presión atmosférica del lugar
P_0 = presión atmosférica a nivel del mar
ρ = incremento proporcional de radiación atmosférica por las nubes
a y b constantes paramétricas

El balance de radiación de onda larga entre el dosel del bosque y el suelo viene dado por

$$R_{L,T} = \sigma\left(T_P^4 - \varepsilon_T T_T^4\right)$$

T_P = temperatura en la parte alta de la cubierta vegetal.

Finalmente, la energía de radiación neta de origen solar/atmosférico que recibe el terreno RN [MT-3] se puede expresar como la suma de la que contribuye la radiación de onda corta y la de onda larga

$$R_n = R_{S,n} + R_{L,n}$$

Balance de agua en el sistema atmósfera-suelo-planta

El balance de agua en el sistema atmósfera-suelo-planta está controlado por el balance de energía, como muestra la Figura 2.8.4. Los flujos de calor sensible y latente compensan la radiación absorbida, con la modulación del flujo de energía al suelo y desde el suelo. Las principales interacciones entre superficie del terreno y agua límite atmosférica varían a lo largo del día, con calentamiento diurno y enfriamiento nocturno (Figura 2.8.5), como ha sido estudiado en detalle por Brutsaert y Sugita (1992).

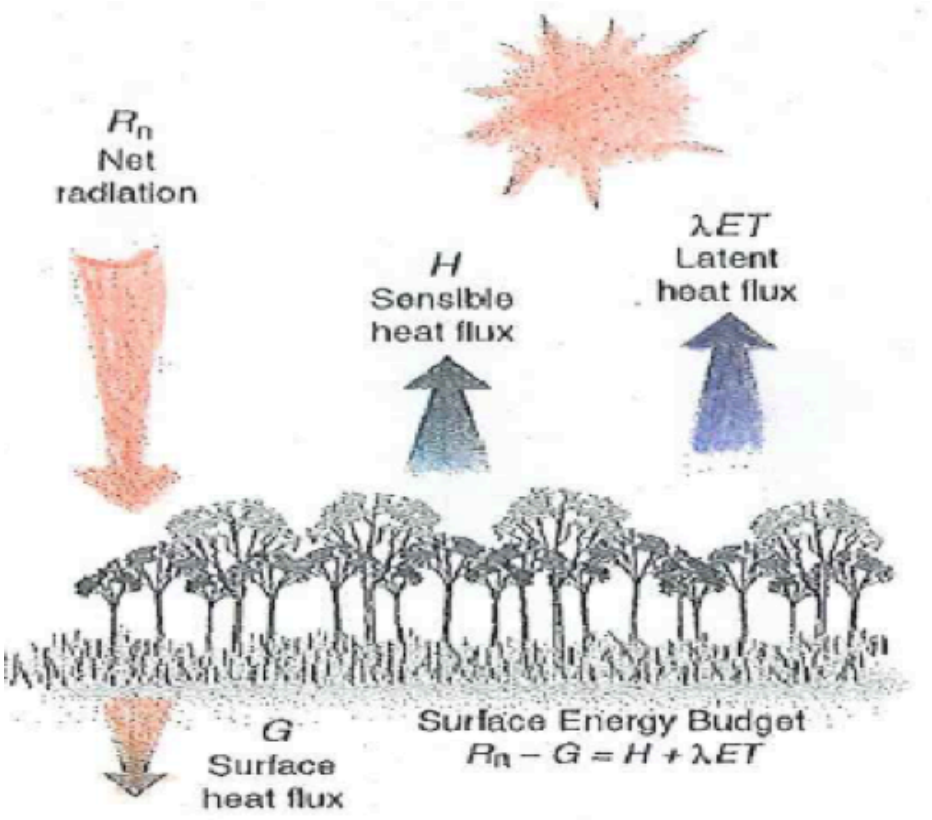


Figura 2.8.4 Flujos de calor sensible y latente que compensan la radiación absorbida, con flujo de energía al suelo y desde el suelo.

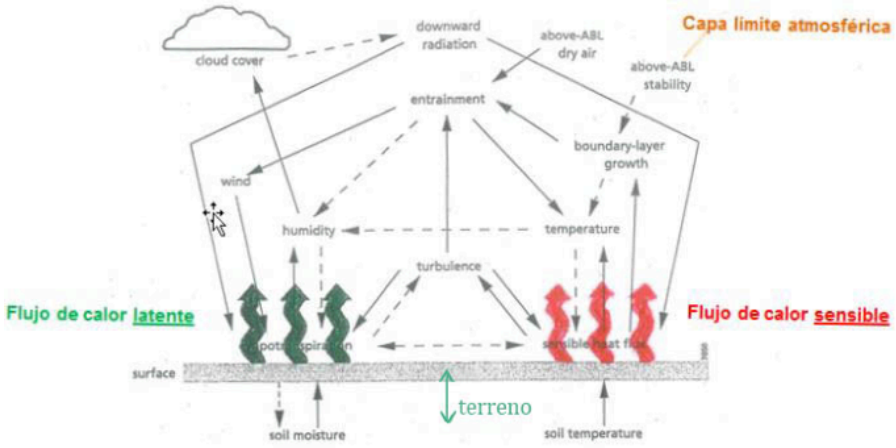


Figura 2.8.5 Principales interacciones entre superficie del terreno y agua límite atmosférica. Varía a lo largo del día, con calentamiento diurno y enfriamiento nocturno

La evapotranspiración y el flujo de calor sensible a la atmósfera están limitados por la energía disponible en la interfaz aire–vegetación–atmósfera. Esta interfaz puede consistir en agua, terreno desnudo, vegetación o algún otro substrato.

El balance de flujos de energía es:

$$R_n - P_s - G - A_n - \lambda E - H - FS = \Delta S$$

R_n = radiación neta, que es un término dominante
P_s = flujo de energía para fotosíntesis, 6 a 16 W/m^2, despreciable en general
G = flujo de calor del terreno, positivo durante el día (0.02R_n a 0,2R_n) y negativo de noche (0.02R_n a 0,2R_n), con media diaria un orden de magnitud inferior
An = advección de energía desde el ambiente, que se suele despreciar
λE = evapotranspiración (flujo de calor latente), que es un término dominante
E = evaporación real (ER)
λ= calor de evaporación
H = flujo de calor sensible, que es un término dominante
FS = fotosíntesis > 0,01R_n
ΔS = tasa de cambio de almacenamiento de energía, pequeño o despreciable a nivel diario, excepto para el bosque.

Se suele trabajar con calor de específico evaporación λ en Jkg^{-1} (586 cal/cm^2 a 15 ºC).
El balance de radiación es: $R_n = R_{Si} - R_{Se} + R_{Li} - R_{Le}$

R_n = radiación neta
R_{Si} = radiación incidente de onda corta
R_{Se} = radiación emitida de onda corta = a· R_{Si}
a = albedo para la radiación incidente de onda corta
R_{Li} = radiación incidente de onda larga = $\varepsilon_a \sigma T_a^4$
R_{Le} = radiación emitida de onda larga = $\varepsilon_s \sigma T_a^4$
ε_s = emisividad de la superficie del terreno = 0,97
ε_a = 0.93 $(e_a/T_a)^{1/7}$ = emisividad atmosférica
T_a = temperatura del aire ºK
e_a = presión de vapor del aire en kPa a temperatura T_a
σ = constante de Stefan–Boltzmann = 5,670367·10^{-8} W · m^{-2}K^{-4}

La radiación R_S de onda corta está afectada por el polvo atmosférico y la de onda larga R_L por la humedad del aire. El albedo cambia a lo largo del año.

La radiación neta en las capas del dosel de la vegetación y en la superficie del suelo supone atenuaciones progresivas, que dependen del índice de superficie foliar LAI (Zhang y Dewes, 1998, pág. 21).

El conocimiento de la evapotranspiración que se produce (evapotranspiración real ETR) es uno los términos importantes del balance de agua en el suelo y con frecuencia dominante, en especial en climas semiáridos. Por lo tanto, es necesario conocerla bien para evaluar correctamente la recarga a los acuíferos, que suele ser un término menor en el balance y que se obtiene por diferencia. Además, la incertidumbre en la recarga puede llegar a ser grande, aun cuando la de la precipitación y de la ETR sean moderadas. Como depende de factores tales como la actividad de las plantas y el contenido de humedad del suelo edáfico (donde están las raíces de las plantas), su determinación se hace habitualmente a través de la determinación o cálculo de la evapotranspiración potencial ETP. La ETR y la ETP tienen una clara componente climática (Bouchet, 1963).

La **evapotranspiración potencial** ETP es la máxima que puede producir la planta en un momento determinado y lugar, cuando no existen limitaciones hídricas y la planta está funcionalmente en buen estado y sin limitantes físicos o químicos. Varía con el estado de crecimiento de la planta y cuánto la planta recubre el terreno, pero moderadamente con el tipo de planta. Su definición correcta no es sencilla, ya que tiene distintos matices (L´Homme, 1997; Granger, 1989). Para calcular la ETP con independencia de esos efectos, se establece la **evapotranspiración de referencia** ETP_0 (también ET_0 en casos generales) para una vegetación seleccionada y en un determinado estado (Amatya et al., 1995). Es frecuente que la referencia sea césped que sombrea totalmente el terreno, de 10-15 cm de altura y en fase de crecimiento, sin estrés hídrico. Típicamente es césped de 12 cm de altura, con un albedo de 0,23 y una resistencia superficial de r_c = 69 s/m. Para hallar la ETP de otras plantas y en otras condiciones, se aplica un coeficiente corrector o coeficiente de cultivo, adaptado al momento (Allen et al., 1984). Esta sistemática es apropiada para cultivos y lugares relativamente húmedos. La aplicación a climas áridos y semiáridos y a terreno natural de matorral y bosque requiere un tratamiento adecuado, que en ciertos aspectos es aún objeto de investigación y de mayor precisión tecnológica.

Hay una amplia literatura referente a ET_0 y cómo transformarla mediante coeficientes en la ETP de una determinada vegetación y en un cierto estado de crecimiento, en especial dedicada a los cultivos (Allen et al., 1994), y de cómo obtenerla a partir de datos simplificados (Cai et al., 2007; Villa Nova et al., 2007).

2.8.4 Métodos de determinación de la ETP

Hay una gran variedad de métodos para determinar la ETP, aunque no tienen las mismas condiciones de aplicación ni la misma garantía de resultados que representen razonablemente la compleja realidad, ni las mismas exigencias de datos.

Desde un punto de vista de escala espacial, conviene distinguir las evaluaciones locales, válidas sólo en ese entorno, de las de parcela y de las áreas extensas en las que las heterogeneidades se engloban en un único valor (métodos agregados). Este valor está influido por otros condicionamientos, que a veces son poco o mal conocidos. A los efectos de este Informe, son de interés los métodos aplicables a áreas extensas, aunque los otros son tanto o más importantes para afinar los métodos orientados a las áreas extensas.

Según el procedimiento empleado, los diferentes métodos de determinación de la ETP pueden ser directos, de correlación, empíricos, semi-empíricos (con base física parcial) y remotos.

Los métodos directos tratan de conseguir una medición física. Entre ellos están:

a) mediciones mediante lisímetros, con el suelo lo más inalterado posible y en condiciones ambientales similares a las reales. En unos casos miden la ETP cuando se mantiene el suelo en condiciones adecuadas de humedad. En otros casos están expuestos a la precipitación natural y miden la ETR si las condiciones de contorno

son las correctas. Es un modo adecuado a suelos sueltos en terrenos llanos, pero no para terreno rocoso o con notable relieve,

b) estudio del balance de energía en un cierto lugar que esté dotado con una estación meteorológica completa, con medidas atmosféricas a distintos niveles. Miden la ETR y la ETP si el terreno se mantiene con la humedad adecuada. Es apropiado para terrenos llanos con vegetación corta, pero es difícil aplicarlo en bosque o en laderas,

c) medida del flujo de savia en troncos de árboles, en algunos ejemplares y durante un tiempo corto. Puede hacerse térmicamente o con trazadores. Se mide la ETR.

Los métodos de correlación se basan esencialmente en convertir los datos de evaporación en tanques de agua abiertos estandarizados, en valores de ETP mediante coeficientes obtenidos en estaciones experimentales. Los resultados suelen ser poco precisos.

Los métodos empíricos buscan una relación matemática entre una o varias variables atmosféricas de fácil y común disposición, como la temperatura del aire y el valor de la ETP obtenida en estaciones apropiadas o con la ETR a partir de los datos de balances de agua en cuencas experimentales, si se pueden tener en cuenta otros factores que afectan, como la humedad del terreno. Muchos de los métodos en uso común para obtener estimaciones de la ETP son empíricos, a veces con alternativas de corrección según la situación real. La fórmula posiblemente más usada es la de Thornthwaite (Thornthwaite y Mather, 1957), que sólo demanda la temperatura del aire, y más recientemente la de Hargreaves (Hargreaves y Samani 1982; 1985; Samani, 2000), que demanda las temperaturas diarias máxima, mínima y media y la radiación solar neta medida o calculada. Son de utilización frecuente cuando no hay otros datos meteorológicos disponibles. Véase la Sección 2.8.6 y el Anejo A2.7.

Los métodos semiempíricos parten de las formulaciones del balance energético en la atmósfera y del conocimiento fisiológico de las plantas (base teórica o base física), pero substituyen ciertos valores de los que no se dispone habitualmente, en general los de difusión del vapor atmosférico, por su correlación empírica con la velocidad horizontal del viento a una cierta altura, que se tipifica a 2 m sobre la superficie del terreno. Estas fórmulas para calcular la ETP tienen un término de radiación y un término aerodinámico (de ventilación) en que interviene la velocidad del viento y resistencias que caracterizan la transferencia de vapor desde los estomas al ambiente y del ambiente bajo el dosel vegetal al exterior. Las fórmulas más usadas son la de Penman (1948) y su mejora posterior conocida como fórmula de Penman-Monteith (Monteith, 1965; 1981). La fórmula de Priesley y Taylor (1972), promocionada por la FAO para cultivos, reduce el número de parámetros de la anterior, al encontrar una buena correlación entre los términos de radiación y aerodinámico, aunque no en todos los lugares sucede lo mismo y puede ser recomendable modificar el coeficiente de correlación.

Los métodos remotos buscan determinar la ETR a partir de observaciones a distancia mediante diversos tipos de sensores, principalmente de satélite, pero también aeroportados en vuelos tripulados o teledirigidos (drones). El detalle depende de la resolución del

método empleado y de las variables que se midan. Es un campo en rápido desarrollo (ver el Subcapítulo 6.5), aunque las bases en relación con las variables básicas que definen la ETR ya son conocidas desde hace más de cuatro décadas.

La Figura 2.8.6 muestra la disposición de estaciones meteorológicas-hidrometeorológicas "completas" típicas, según Bolle et al. (1993), como del en el Proyecto EFEDA (European field experiment in a desertification-threatened área), con inicio en 1991, en el que más de 30 equipos científicos trabajaron en Castilla-La Mancha para estudiar los procesos de transferencia de energía y agua entre el suelo, la vegetación y la atmósfera en condiciones semiáridas.

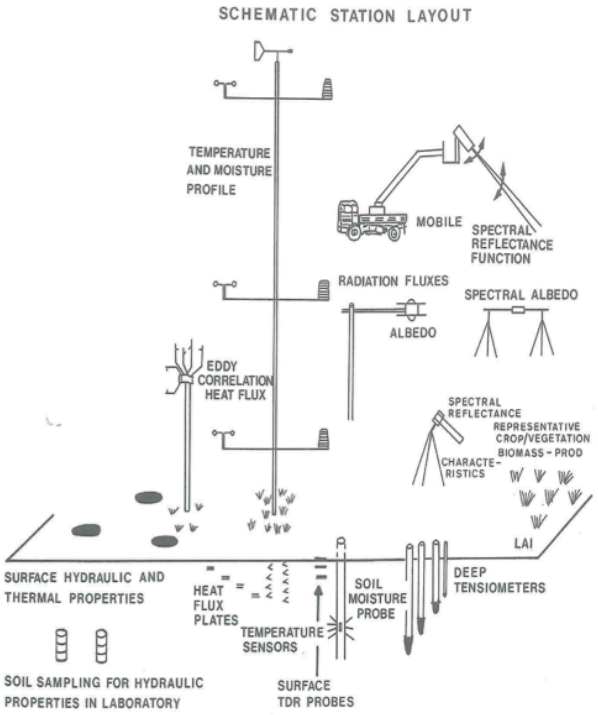


Figura 2.8.6. Disposición característica de una estación meteorológica-hidrometeorológica "completa" típica y vista general de la estación hidrometeorológica de Tomelloso (Ciudad Real).

2.8.5 Métodos físicos micro-meteorológicos

Los métodos físicos micrometeorológicos determinan la ETR y la ETP cuando no hay limitación de agua. Para ello estudian el sistema atmósfera-planta mediante el balance de energía local, determinado en una estación meteorológica capaz de medir temperatura, presión de vapor en el aire o humedad relativa y velocidad horizontal del viento a dos altitudes, la más elevada por encima del dosel de la vegetación.

Contenido energético del agua evaporada

El flujo vertical del aire tiene un contenido energético de calor sensible H (varía la temperatura) y de calor latente L (por el calor de cambio de estado, sin cambio de temperatura), que se expresa generalmente como λE, siendo λ el calor latente de evaporación y E la tasa másica de evaporación (evapotranspiración). La velocidad del aire tiene tres componentes, u y v horizontales y w vertical.

Se consideran las variables del aire. Para cada una de ellas $x = \bar{x} + x'$ = valor medio + componente turbulento (variable aleatoria de media 0).

Los flujos energéticos verticales ascendentes, por unidad de superficie y de tiempo y con la altura creciendo hacia arriba, son:

Flujo de calor latente λE

$$\lambda E = \lambda\rho\overline{w'q'} = -\lambda\rho K_E\frac{\partial\bar{q}}{\partial z} \qquad [MT^{-3}]$$

Flujo de calor sensible H

$$H = \rho c_P\overline{w'T_P'} = -\rho c_P K_H\frac{\partial\overline{T_P}}{\partial z} \qquad [MT^{-3}]$$

Momento (cantidad de movimiento)

$$\tau = -\rho\overline{u'w'} = -\rho K_M\frac{\partial\bar{w}}{\partial z} \qquad [MT^{-3}]$$

τ = esfuerzo de cizalla (rozamiento) por el movimiento de masa, que se absorbe por las superficies (positivo hacia abajo)
q [-] = humedad del aire
w [LT^{-1}] = velocidad vertical del viento
u [LT^{-1}] = velocidad horizontal del viento
K [L^2T^{-1}] = coeficientes de intercambio (transporte) turbulento = $K = k\,z\,u^*\,\Phi^{-1}$
k [-] = constante de von Karman
z [L] = elevación
u^* [LT^{-1}] = velocidad de fricción del aire
Φ [-] = variable de correlación

El balance energético es $R_n = G + H + \lambda E$.

G [MT^{-3}] = flujo de calor desde la superficie al terreno.

Cálculo de la evaporación por el método de Bowen

Se llama relación de Bowen β al cociente entre el flujo de calor sensible y el de calor latente:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \frac{c_P}{\lambda}\frac{P_a}{\mu}\frac{K_H}{K_E}\frac{\partial T/\partial z}{\partial e/\partial z}$$

El balance energético se puede escribir:

$R_n = G + (1 + \beta)\lambda E$ con $\beta = \beta\,(T,e)$

c_P = calor específico del aire seco a presión constante =	1013 $J \cdot g^{-1}K^{-1}$
P_a = presión atmosférica	g cm^{-2}
μ = peso molecular del agua / peso molecular del aire seco	-
e = tensión de vapor en el aire	g cm^{-2}
z = altitud	m

La relación de Bowen refleja la estrecha relación entre el balance energético y el balance de agua (Malek y Bingham, 1993).

Si se supone que $K_H = K_E$ y que $\frac{\partial T/\partial z}{\partial e/\partial z} = \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2}$

siendo 1 y 2 dos alturas de medición establecidas, es posible calcular β y con ella

$$E = \frac{R_n - G}{\lambda(1+\beta)}$$

si se ha medido G o se trata de un periodo diario o largo en el que $G \simeq 0$.

El valor β se puede aproximar por:

$$\beta(\mathrm{Pa}) = 0{,}6 \cdot 10^{-3}\,\frac{T_{agua} - T_{aire}}{e_{sat} - e_{aire}}$$

T = temperatura en ºC
e = presión parcial del vapor en la atmósfera en mm Hg
e_{sat} = presión de vapor saturante en el aire (e_{aire}) a su temperatura (T_{aire}).

Cálculo de la evaporación por el método de la correlación turbulenta

Al aumentar la altura, la humedad del aire μ y la presión parcial de vapor e decrecen. Se miden (∂μ/∂z) y u (velocidad horizontal del viento), que están correlacionados entre sí. Se establece que por unidad de volumen:

Flujo másico de vapor de agua	$E = -\rho K_E(\partial\mu/\partial z)$	$[ML^{-2}T^{-1}]$
Flujo de cantidad de movimiento	$\tau = \rho\, u^* = \rho K_M(\partial u/\partial z)$	$[ML^{-1}T^{-2}]$

H = humedad del aire	g/g
ρ = densidad del aire	g/cm^3
u = velocidad horizontal del viento	cm/s
u* = velocidad de fricción	cm/s
KM = coeficiente de difusión	cm^2/s

Resulta que:

$$E = -\tau\frac{K_E\frac{\partial\mu}{\partial z}}{K_M\frac{\partial u}{\partial z}} = -\rho u^{*2}\frac{K_E\frac{\partial\mu}{\partial z}}{K_M\frac{\partial u}{\partial z}} \approx -\rho u^{*2}\frac{K_E}{K_M}\frac{\mu_1-\mu_2}{u_1-u_2}$$

k = constante de von Karman,
u* = valor característico dependiente de la velocidad del viento y
z* = altura característica sobre el suelo.

Si se supone que $K_E = K_M$:

$$E = -\rho k^2\frac{[(u_1-u_2)](\mu_1-\mu_2)}{[\ln(z_1/z_2)]^2} = \frac{6{,}52}{T+273{,}2}\frac{(u_1-u_2)(e_1-e_2)}{[\ln(z_1/z_2)]^2}$$

para T en ºC, e (presión de vapor) en mbar, u en m/s y E en m/d.

Considerando la altura $z = z_o$ (variable) donde u = 0, se puede escribir

$$u = \frac{u^*}{k}\ln\frac{z}{z_o}$$

La aplicación requiere considerar los cambios de z_o y hacer correcciones por perfil del viento no adiabático.

Cálculo de la evaporación por el flujo turbulento de humedad

Si en un punto se mide el flujo de vapor (calor latente) y de calor sensible con la instrumentación apropiada y se determinan las fluctuaciones:

Flujo de calor latente (evaporación)	$\lambda E = \frac{\rho\mu}{Pa}\left(\bar{e}\cdot\bar{u} + \overline{e'}\cdot\overline{u'}\right)$
Flujo de calor sensible	$H = -\rho c_P\left(\overline{T}\cdot\bar{u} + \overline{T'}\cdot\overline{u'}\right)$

En los paréntesis, el primer término es la difusión molecular y el segundo la difusión turbulenta. Se suele suponer $\bar{u} = 0$ (sin difusión molecular).

2.8.6 Métodos semi-empíricos y empíricos para la determinación de la ETP

Formulación general

Los métodos semi-empíricos relacionan entre sí los términos de balance energético, de modo que se obtiene

$$\lambda E = \frac{(R_n - G)\Delta/\gamma + E_a}{(\Delta+\gamma)/\gamma} = \frac{(R_n - G)}{(\Delta+\gamma)/\Delta} + \frac{E_a}{(\Delta+\gamma)/\gamma}$$

E= tasa másica de evaporación, que mide la ETP del terreno vegetado
λ = calor latente de evaporación = 590 cal/g
R_n = radiación solar neta
G = flujo de cesión de calor desde la superficie al terreno
E_a = efecto aerodinámico o de ventilación
Δ = pendiente de la curva de presión de vapor a saturación a la temperatura del aire T_a en función de esa temperatura = de_s / dT
γ = constante psicrométrica

Δ/γ es adimensional; (1+ γ)–1 crece entre 1 y 3%/ºC entre 0 y 30 ºC.

El primer término del sumando es la contribución radiativa o de la radiación solar y el segundo la contribución aerodinámica o de ventilación

Esta fórmula y las que se relacionan con ella son dimensionales y por lo tanto las unidades en que se expresan las variables han de ser explicitadas. El término de radiación es similar para las diferentes fórmulas y las principales diferencias están en el término aerodinámico.

Fórmulas de Penman y de Penman-Monteith

La fórmula de Penman (1948) es la que se suele reconocer como la más razonablemente adecuada para el cálculo de la evapotranspiración y se toma como referencia. Esto no es un aval y puede ser no del todo cierto que sea la mejor. Es una fórmula de base física que se apoya en lo anteriormente expuesto e incorpora componentes empíricos en el término de transporte aerodinámico de vapor. Su expresión es:

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{(\Delta+\gamma)/\Delta} + \frac{1}{(\Delta+\gamma)\gamma} f(u) \cdot (e_s - e)$$

λE [MT^{-3}] = flujo de calor latente,
λ [L^2T^{-2}] = calor específico de evaporación del agua,
E [LT^{-1}] = velocidad o tasa de evaporación,
T_a = temperatura del aire en la superficie
γ = constante psicrométrica, que a P y T estándar vale 0,066 kPa/K,
Δ = pendiente de la curva de presión de vapor de saturación medida a T_a,
e = presión de vapor,
e_s = presión de vapor de saturación a T_a,
u = velocidad horizontal del viento a una cierta altitud.

Los valores de e_s (presión de vapor a saturación) y e (presión de vapor real) se han de corregir por la altitud. Para hallar Δ y γ hay que conocer la temperatura del aire T_a.

La función de viento f(u) se aproxima por la velocidad horizontal del viento a 2 m de altura (u_2). Se manejan distintas expresiones, que difieren, no solo por causa de las unidades elegidas, sino también por los resultados de las experimentaciones para determinar los parámetros empíricos.

Según van Babel (1966), el término de transporte aerodinámico de vapor E_a [LT^{-1}] viene dado por

$$E_a = \frac{3{,}64}{T^2}\frac{u_2}{[\ln(z/z_o)]^2}(e_s - e) = \frac{3{,}64}{T^2}\frac{u_2}{[\ln(z/z_o)]^2}(1 - HR)e_s$$

para E_a en cm/d, T en oC, u en km/d, altura z en m y e en mbar.

HR = humedad relativa
z_0 = altura de rugosidad

Otra expresión en unidades diferentes es (Shaw, 1994):

$$E_a = 0{,}045\,(1 + u_2)\,(e_s - e)\,(1 - 2\cdot 10^{-4}h)$$

para E_a en mm/d, e en kPa, u_2 en m/d a 2 m y h (altitud del lugar) en m s.n.m.

En una aplicación extendida, la ecuación de Penman se puede escribir (Parlange et al., 1995):

$$\lambda E = \beta\left[A\frac{\Delta}{\Delta + \gamma'}(R_n - G)\right] + B\frac{\gamma}{\Delta + \gamma'}f(U)(e_s - e)$$

en la que λE, R_n y G están en W/m^2, Δ/(Δ + γ) y f(u) son adimensionales y e está en mbar. En esas unidades de presión, γ vale 0,66 mbar·K^{-1}. A, G, β y γ' son parámetros a determinar. Se puede tomar f(u) = a + b·u, siendo u la velocidad horizontal del viento y a y b constantes adimensionales. β[-] es el parámetro de Budyko-Thornthwaite-Mather, que depende de la disponibilidad de agua; si esta no está limitada β = 1. Los resultados de la aplicación de la fórmula son buenos localmente, pero no tanto a nivel de cuenca, ya que la humedad del suelo varía en distancias cortas y afecta a β.

Shuttleworth (1999) propuso la siguiente simplificación

$$\lambda E = \frac{\Delta R_n}{\Delta + \gamma} + 6{,}43\frac{(1 + 0{,}536u_2)(e_s - e)}{\Delta + \gamma}$$

con λ en MJ/kg, E en mm/d, R_n en MJ·$m^{-2}d_{-1}$, Δ en kPa· K^{-1}, u_2 en m·s^{-1} y e en kPa.

La fórmula de Penman (1948) fue modificada por Monteith (1965), para tener en cuenta las resistencias rα [LT^{-1}] a la difusión de vapor, que son:

r_a = resistencia (aerodinámica) entre una cierta altura dentro del dosel de la vegetación, denominada altura de desplazamiento d, y la altura de los sensores sobre el dosel (altura de referencia, z_{ref})

r_c = resistencia superficial de la vegetación (del dosel de hojas a la transferencia de vapor), referida al dosel (c = *canopy*)

Se toma

$$E_a = f(u) \cdot (e_s - e)$$

$$f(u) = \frac{\rho_a \mu k^2}{P_a} \frac{u}{\ln[(z-d)/z_o]^2}$$

k = constante de von Karman = 0,41
μ = peso molecular del agua / peso molecular del aire = 0,622
P_a = presión atmosférica
z_o = longitud de rugosidad
d = desplazamiento del plano cero (altura de desplazamiento)
z = altura a la que se mide el viento (+ hacia arriba)
u = velocidad del viento a la altura z

Para u en m/s, es

$f(u) = 2{,}63\ (1 + 0{,}536u)$

El valor de u varía con la altura z según

$u = = (u^*/k)\ln[(z-d)/z_o]$

u*2 = fuerza de cizalla superficial del viento / densidad del aire
k = constante de von Karman
d = altura de desplazamiento del momento cero
z0 = altura de referencia

La fórmula de Penman-Monteith se expresa como:

$$\lambda E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}(Rn - G) + \frac{\rho\, c_p (D - D_{eq})}{(\Delta + \gamma) r_a + \gamma r_c}$$

D = déficit de saturación = $e_s - e$
D_{eq} = D de equilibrio = $(\Delta/(\Delta+\gamma))\gamma\, r_c/(\rho c_p)(R_n - G)$
$D - D_{eq} = D_a$ = déficit de presión de vapor a $z = z_{ref}$ (altura de los sensores), que se puede tomar como $e_s - e$

También se puede escribir como

$$\lambda E_o = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{\rho C_P (e_s - e)}{r_a}}{\Delta + \gamma(1 + r_c/r_a)}$$

Se supone que en los estomas e = e_s a la temperatura T_s (en la superficie de la planta)

En el manual de la FAO (Allen et al., 1998), para T_a en ºC, se propone utilizar la fórmula como:

$$E_o = \frac{0{,}408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e)}{\Delta + \gamma(1 + 0{,}34u_2)}$$

$$E_a = \frac{900}{T_a + 273} \quad y \quad \rho = \frac{\rho_a}{0{,}287(T_a + 273)}$$

La resistencia aerodinámica ra depende del albedo y de la rugosidad superficial de la vegetación presente y también de la u a la altura de referencia, de la longitud de rugosidad para la transferencia de calor, vapor de agua y momento (cantidad de movimiento), de la altura de desplazamiento cero y de la estabilidad del aire encima del dosel.

Según la fórmula de Monin-Obutchov (Sumner y Jacobs, 2005)

$$r_a = \ln((z-d)/z_0).\ln((z_v-d)/z_{ov}]/(k^2u)$$

z = altura de medida del viento,
z_0 = rugosidad a la transferencia de la cantidad de movimiento,
z_v = altura de medida de la humedad;
z_{0v} = rugosidad para la transferencia de vapor,
d = altura de desplazamiento del plano de velocidad cero,
k= constante de von Karman = 0,41
u = velocidad horizontal de viento a la altura z.

Para u a z = 2 m y el cultivo de referencia, es $r_a = 208/u_2$.

La resistencia r_c hace referencia a un dosel de hojas grandes y con estomas semi-cerrados. Es una función compleja que depende de la planta y está influida por la radiación solar incidente neta que recibe la planta (no medible), del déficit de saturación, de la humedad del suelo y de la temperatura, entre otros factores. r_c vale 0 para el agua libre, 30–90 s/m para cultivos, 100–150 s/m para plantas en suelos pobres y 69 s/m para el cultivo de referencia de 12 cm de altura.

Si la disponibilidad de agua en el dosel decrece, r_c crece y decrece ET. Si la disponibilidad crece, r_c tiende a 0, que es lo supuesto en la fórmula de Penman.

La fórmula de Penman–Monteith requiere más datos que la de Penman y no es necesariamente mejor. La FAO ha adoptado como fórmula de referencia la de Penman, adaptada por Doorenbos y Pruit (FAO en Allen et al., 1998). Vale para cualquier cultivo si se aplican un coeficiente de cultivo C, de modo que $ETP_C = C \cdot ETP_{ref}$.

De Bruin y Holtstag (1982) compararon a nivel diario diurno los resultados de la fórmula de Penman-Monteih con los del balance de flujo de calor latente y sensible. En zonas templadas, la ETP depende dominantemente de R_n, poco de r_s y casi nada de u (de Bruin, 1988).

En la fórmula de Penman, los términos de radiación Er y Ea aerodinámico están correlacionados. Er/Ea = α, en general con α = 1,26 para valores diarios y mejor mensuales, pero pudiendo variar entre 1,2 y 1,3 según los casos. A lo largo de un día α depende de r_c y de la hora del día y tiene un mayor rango de variación (Figura 2.8.7). Si D = D_{eq}, α tiende a 1. Esto permitió que Priestley y Taylor (1972) propusiesen una simplificación para valores diarios y mensuales:

$$\lambda E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}(Rn - G)$$

que sólo depende de la temperatura T. La experiencia de aplicación indica que la aproximación es buena en clima templado, no tan buena en clima seco (D variable) y mala para vegetación dispersa y cuando el riego afecta a las condiciones atmosféricas locales. Al regar, varía D y por lo tanto no se puede predecir E.

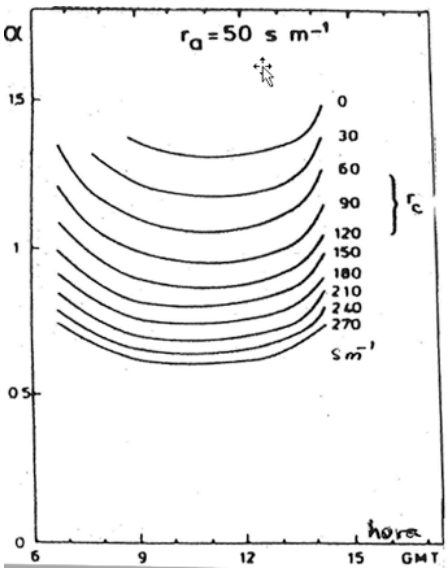


Figura 2.8.7 Variación diurna de r_c para r_a = 50 s/m (de Bruin, 1988).

El valor de α ha sido objeto de numerosos estudios y discusiones, ya que 1,26 es un valor promedio en determinadas condiciones, que no son las que corresponden a climas áridos o terrenos poco vegetados (Carmona et al., 2010; Eichinger et al., 1996; Jury et al., 1975; Pereira, 2004; Viswanadham et al., 1991). α guarda relación con el LAI de la vegetación (Engstrom et al., 2002).

Si R_n – G = radiación neta – flujo de calor del terreno es negativo, es ETP < 0. Esto hace que se subestime E si hay pérdida de humedad durante la noche. Para cálculos a nivel diario, se suele suponer G = 0, lo puede dar origen a notables errores. Durante el día se produce >90% de la E diaria, en especial para suelo desnudo. El flujo de calor no se compensa hasta la noche, cuando E es una pequeña fracción. Esta es una cuestión relevante en agronomía

con riego frecuente controlado, pero no para el cálculo de le recarga en condiciones naturales.

Para G cabe considerar (Owe y Griend, 1990):

$$G / R_n = 0{,}266 - 0{,}197 \exp(-0{,}639(1 - \theta))$$

en la que θ es la humedad a la capacidad de campo en los 20 cm superiores del suelo. Al secarse el suelo, G aumenta y consecuentemente el valor α de la ecuación de Priestley–Taylor disminuye con θ.

En terreno vegetado R^n, se reparte entre el dosel y el suelo. En suelo desnudo R_n incide directamente sobre la superficie del suelo y aumenta la salida de agua. Si β= H/λE, es λE = (R_n –G)/(β +1) y por lo tanto

$$\alpha = (\Delta + \gamma) / (\Delta + \Delta \cdot \beta)$$

En climas húmedos es P > (R_n – G)/λ, el dosel de la vegetación cubre el terreno y el suelo tiene una humedad uniforme. En zonas semiáridas es P < (R_n – G)/λ, la evaporación está limitada por la disponibilidad de agua y no de radiación, el dosel no cubre todo el terreno, hay evaporación del suelo, la lluvia es muy irregular y el suelo puede estar con humedad irregularmente distribuida, lo que origina transporte de humedad por difusión. El hecho que el dosel no sea continuo, hace que la ETP y la ETR estén poco relacionadas y que después de un evento de lluvia la correlación sea negativa, ya que al aumentar la evaporación del suelo disminuye la transpiración y la transmisión de calor al suelo ya no es despreciable. Estas cuestiones se consideran en la Sección 7.7.1 del Capítulo 7.

La aplicación de las fórmulas de Penman y Penman-Monteith a situaciones reales ha sido cuestionada por Morton (1994), basándose en su concepto de evapotranspiración complementaria (ver la Sección 2.8.10)

Otras fórmulas para el cálculo de la ETP

Entre el gran número de fórmulas para el cálculo de la ETP, algunas son simplificaciones o modificaciones de las de Penman (1948) y otras son empíricas (Thornthwaite, 1948). En general, se buscan relaciones entre las variables no disponibles y las disponibles, que permitan reducir el número de parámetros.

Existe un consenso entre los expertos sobre las notables desviaciones respecto a la realidad de todas ellas cuando se aplican a zonas áridas y semiáridas, como muestra la Figura 2.8.8, para un caso en que el clima es sólo moderadamente semiárido y caracterizado por un verano seco.

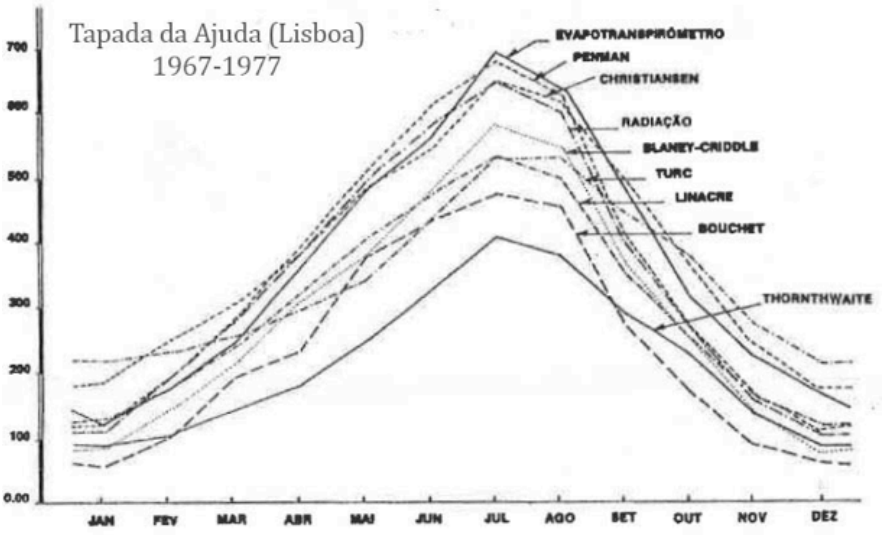


Figura 2.8.8 Comparación de los resultados mensuales a la aplicación de diferentes fórmulas para el cálculo de la ETP en un área moderadamente semiárida: Tapada de Ajuda, Portugal (Lencastre y Franco, 1984)

Hay diferentes fórmulas empíricas de uso frecuente:

A partir de datos de tanques de evaporación, $E = K_t \cdot E_t$, siendo E_t = evaporación en el tanque y K_t = 0,7 a 0,9 para tanque tipo A. El coeficiente de correlación r entre lo calculado y la ETP medida varía entre 0,75 y 1,05, según distintas experiencias. Los resultados mensuales son buenos, pero pueden empeorar notablemente en climas áridos. Para afinar algo más la correlación (Essery y Wilcock, 1990):

Et = 0,86 ET_P + 0,57 mm/mes, para tanques
Et = αE_P + 0,94 mm/mes, para lisímetros, con α = 0,84 en media (0,6 en invierno y 0,8 en verano). EP es la ET_P de Penman en mm/mes. En invierno: ETP > E_P; en verano ETP $\simeq E_P$, con retraso por efecto del suelo.

Fórmula de Thornthwaite (Thornthwaite y Mather, 1957) para valores mensuales en mm/mes, de uso muy generalizado:

$$E = K \cdot \varepsilon \quad \text{siendo} \quad K = \left(\frac{N}{12}\right)\left(\frac{d}{30}\right) \quad \text{y} \quad \varepsilon = 1{,}6(10T/I)^2$$

N = número máximo de horas de sol en el mes
d = número de días del mes
T = temperatura media mensual de las medias diarias en ºC
$a = 0{,}675 \cdot 10^{-6} \cdot I^3 - 0{,}771 \cdot 10^{-4} \cdot I^2 + 0{,}1792 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0{,}49239$
I = índice de calor anual = Σi para los 12 meses
$i = \text{índice de calor mensual } (T/5)^{1{,}514}$

Sólo requiere conocer T y λ (para calcular N)
Tiende a subestimar E en clima mediterráneo

Fórmula de Blaney y Criddle (1950), para valores mensuales en mm/d, recomendada por FAO:

$$E = C \cdot p \cdot (0{,}457T + 8{,}13)$$

p = porcentaje de horas diurnas = 100·n/N
n = máximo número de horas de insolación en el mes
N = máximo número de horas de insolación en el año
T = temperatura mensual (ºC)
C = coeficiente de cultivo o factor de uso consuntivo

El coeficiente C depende del tipo de cultivo y de la etapa de desarrollo de la planta, que es general se supone que se puede dividir en 4 etapas. El valor de C para la primera etapa depende de la ET_0 y de la frecuencia de las lluvias o de los riegos. En la tercera etapa C alcanza su valor máximo y luego decrece hasta el valor correspondiente a la cuarta fase. Entre la primera y la tercera suele adoptarse una variación lineal. C varía a lo largo de los meses: inicial 0,35; máximo 1,1; final 0,5

Una modificación propuesta por la FAO para mejorar la aplicación es:

$$E = C \cdot (a + b)p \cdot (0{,}457T + 8{,}13)(1 + 0{,}0001z) \quad \text{en mm/d}$$

$a = 0{,}0043HR_m - R_n - 1{,}41$;
$b = 0{,}81917 - 0{,}0040922HR_m + 1{,}0705r + 0{,}065649u - 0{,}0059684r \cdot HR_m - 0{,}000597u \cdot HR_m$
HR_m = humedad relativa mínima
$r = 2{,}0\ R_s/R_a - 0{,}5$, en mm/d;
R_s = radiación solar global;
R_a = radiación extraterrestre de onda corta
u = velocidad horizontal del viento en el día, con u>1 m/s. Si sólo se tiene medidas de viento en 24 horas se toma $u = u_{24} \cdot r_u/(43{,}2(1+r))$ y $u \simeq 2$ si no hay datos
u_{24} = km en el día
r_u = velocidad del viento diurno / velocidad del viento nocturno

Los coeficientes de la ecuación de Blaney-Criddle son susceptibles de mejoras (Mehdi Heydari et al., 2015)

Para el bosque

$$ETP = [0{,}408\Delta(R_n - G) + \gamma(900/(T+273)u_z(e_s - e)]/[\Delta + \gamma(1+0{,}34u_z)]$$

para ETP en mm/d; R_n y G en $MJm^{-2}d^{-1}$; t en ºC; uz en m/s; e en kPa; Δ y γ en kPa/ºK

Para valores mensuales:

$ET = k_1 \cdot N \cdot ETP(diario)$ mm/mes

N = días del mes; depende del albedo a; para agua libre a = 0,05

En áreas áridas $ET = k_2 \cdot f$, mm/mes

f = 25,4n(1,8T+32)/100 para T en ºC en el mes y n = horas del mes

Otras fórmulas similares son las de:

Shih

$ET = k_3 \cdot 25{,}4Rs(1{,}8T+32)/\Sigma Rs$ Rs = radiación incidente

FAO (D-P)

$ET = k_4(AN+Bf)$ $A = 0.0043HR_{min} - Rs/\Sigma Rs - 1{,}41$;
$HR_{min} = e(T_{hum})/e(T_{med})$; e = presión de vapor

Thornthwaite

$ET = k_5 \cdot ETP_0$ → sobreestima en verano (mucha nubosidad)

Los diferentes valores de los coeficientes k se dan en la Tabla 2.8.8.

Tabla 2.8.8 Valores de los coeficientes k deducidos en dos lugares

Lugar	k_1	k_2	k_3	k_4	k_5
Puerto Rico	0,7	0,43-0,88	0,43-0,60	0,57-0,62	0,61-0,87
Everglades, La Florida (USA)	0,7	0,55	0,55	----	O,87

Fórmula de Linacre (Linacre, 1971). Utiliza la temperatura T del aire y del punto de rocío cuando R_n no es conocida:

$$E = \frac{\frac{500\ T_m}{200 - A} + 15(\overline{T} - T_r)}{80 - \overline{T}}$$

E = ETP en mm/d
$\overline{T}$ = temperatura media (ºC)
$T_m = \overline{T} + 0{,}006\ h$ (ºC)
T_r = temperatura del punto de rocío (ºC)
A = latitud (grados)
h = altitud (m)

$$\overline{T} - T_r \simeq 0{,}023h + 0{,}37\ \overline{T} + 0{,}53\ \overline{\Delta T} + 0{,}35\ \overline{\Delta T_r} - 10{,}9\ (\text{en ºC})$$

$\overline{\Delta T}$ = valor medio mensual de la variación diurna de la temperatura
$\overline{\Delta T_r} = \overline{\Delta T}$ entre el mes más cálido y el más frio

Fórmula de Makkink (1957), que es un método empírico deducido a partir de experiencias realizadas en Holanda, para valores en mm/d

$$E\ (mm/d) = 0{,}61\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}R_i - 0{,}12$$

R_i = radiación incidente.

Una variante elimina el término 0,12 y cambia el coeficiente por 0,65.

Fórmula de Turc (1961), para valores mensuales en mm/mes

$$E\ (mm/mes) = 0{,}40\frac{T}{T+15}(R_i + 50)\cdot\alpha$$

siendo α = 1 para HR > 0,5

$\alpha = 1 + \frac{50-HR}{70}$ para HR < 0,5

HR = humedad relativa

Suele dar resultados menos ajustados que las fórmulas anterior

Fórmula de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1982; 1985), cuyo uso se ha difundido recientemente, ya que se basa en datos diarios de temperatura T que están asequibles en muchas estaciones meteorológicas y que dan una buena aproximación de la energía de radiación (Apéndice A2.7).

$$E\ (mm/d) = 0{,}023\frac{R_e}{P}\sqrt{\Delta T}(T_a + 17{,}78) \quad \text{para T expresada}^{o}C$$

R_e = radiación solar exterior ($R_a = K_T\ R_a\ \sqrt{T}$)
R_a = radiación externa
$\Delta T = T_{max} - T_{min}$ diaria
$T_a = T_{media}$ diaria

Así:

$$E = 0{,}0135\ K_T\ R_a\ \sqrt{\Delta T}\ (T_a + 17{,}78)$$

K_T = 0,13 a 0,24; vale 0,162β en regiones interiores y 0,19β en regiones costeras,
$\beta = \sqrt{P/P_o}$ = factor de corrección para tener en cuenta la presión atmosférica P local del mes respecto a la correspondiente al nivel del mar P_o.

K_T depende de la temperatura. Para USA y para T en ºC es

$$K_T = 0{,}00185\Delta T^2 - 0{,}0433\Delta T + 0{,}4023$$

La ETP varía con la altitud, ya que cambian los valores de las diferentes variables que influyen y de forma diferente. En cuencas con notable relieve y en islas altas, como muchas de la volcánicas (Gianbelluca y Nullet, 1992), es preciso hacer correcciones, como se indica en el manual de FAO (Allen el al., 1998).

2.8.7 Comparación de métodos de cálculo de la ETP

En la Tabla 2.8.9 se reúnen gran parte de las fórmulas en uso y en la Tabla 2.8.10 los requerimientos de información de cada una de ellas.

Tabla 2.8.9 Selección de fórmulas de cálculo de la ETP (Oudin et al, 2005b).

La explicación y unidades de las variables son:

PE	= evapotranspiración potencial	mm d^{-1}
Δ	= pendiente de la curva de presión de vapor	kPa °C^{-1}
λ	= calor latente de evaporación	2,45 MJ kg^{-1}
ρ	= densidad del agua	1000 kg L^{-1}
ρ	= constante psicrométrica	kPa °C^{-1}
$e_s(T_a)$	= presión de saturación de vapor	kPa
$e_a(T_a)$	= presión de vapor real	kPa
r_a	= resistencia aerodinámica	s m^{-1}
r_s	= resistencia superficial del cultivo de referencia	69 s m^{-1}
U	= velocidad del viento a 2 m sobre la superficie del terreno	ms^{-1}
T_a	= temperatura del aire	°C
T_d	= temperatura del punto de rocío	°C
R_e	= radiación extraterrestre	MJ m^{-2} d^{-1}
R_g	= radiación global de onda corta	MJ m^{-2} d^{-1}
R_n	= radiación solar neta	MJ m^{-2} d^{-1}
DL	= Duración del día	h d^{-1}
D	= horas de sol	h d^{-1}
α	= albedo de la superficie	
JD	= día juliano	

Penman (1948)	$\mathrm{PE}=\frac{\Delta R_n+\gamma(e_a-e_d)W}{\lambda\rho(\Delta+\gamma)}$ with $W=2.6\,(1+0.536U)$
Penman-Monteith (Monteith, 1965)	$\mathrm{PE}=\frac{\Delta R_n+\gamma(e_a-e_d)W}{\lambda\rho\left[\Delta+\gamma\left(1+\frac{r_s}{r_a}\right)\right]}$ with $W=(1500/r_a)$ and $r_a=(208/U)$
Priestley and Taylor (1972)	$\mathrm{PE}=\frac{\alpha_{pt}\Delta R_n}{\lambda\rho(\Delta+\gamma)}$ with $\alpha_{pt}=1.26$
Kimberly–Penman (Wright, 1982)	$\mathrm{PE}=\frac{\Delta R_n+\gamma(e_a-e_d)W}{\lambda\rho(\Delta+\gamma)}$ with: $W=\left[0.4+0.14\exp\left(-\left(\frac{J_D-173}{58}\right)^2\right)\right]+\left[0.605+0.345\exp\left(-\left(\frac{J_D-243}{80}\right)^2\right)\right]U$
Thom and Oliver (1977)	$\mathrm{PE}=\frac{\Delta R_n+2.5\gamma(e_a-e_d)W}{\lambda\rho\left[\Delta+\gamma\left(1+\frac{r_s}{r_a}\right)\right]}$ with $W=2.6(1+0.536U)$
Thornthwaite (1948)	$\mathrm{PE}=\frac{4}{3}DL\left(\frac{10T_m}{I}\right)^K$ with $K=0.49+1.8(I/100)-0.77(I/100)^2+0.67(I/100)^3$, $I=\sum_{k=1}^{12}\left(\frac{T_k}{5}\right)^{1.51}$ where T_k is the mean monthly temperature.
Blaney-Criddle (1950)	$PE=k\cdot D\cdot(0.46T_a)+8.13)$ With k varying from 0.45 to 1.2 according to season and vegetation type (here, $k=0.82$)
Hamon (1961)	$\mathrm{PE}=\left(\frac{DL}{12}\right)^2\exp\left(\frac{T_a}{16}\right)$
Romanenko (1961)	$\mathrm{PE}=4.5\left(1+\frac{T_a}{25}\right)^2\left(1-\frac{e_d}{e_a}\right)$
Linacre (1977)	$\mathrm{PE}=\frac{\frac{500T_b}{(100-A)}+15(T_a-T_d)}{80-T_a}$ with A, latitude of the station $T_b=T_a+0.006\,h$ where h is the altitude (m)
Turc (1961)	$\mathrm{PE}=0.027\left(\frac{T_a}{T_a+15}\right)(R_g(1-\alpha)+24)y$
Jensen and Haise (1963)	$\mathrm{PE}=\frac{R_e}{\lambda\rho}\frac{T_a}{40}$
McGuinness–Bordne (1972)	$\mathrm{PE}=\frac{R_e}{\lambda\rho}\frac{T_a+5}{68}$
Hargreaves and Samani (1975)	$\mathrm{PE}=0.0023\frac{R_e}{\lambda\rho}(T_{max}-T_{min})^{1/2}(T_a+17.8)$
Doorenbos-Pruitt (1977) (FAO-24)	$\mathrm{PE}=-0.3+\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\frac{R_g}{\lambda\rho}(1-\alpha)W$ with: $W=1.066-0.13\frac{RH}{100}+0.045U-0.02\frac{RH}{100}U-3.15\left(\frac{RH}{100}\right)^2-0.0011U$
Abtew (1996)	$\mathrm{PE}=0.53\frac{R_g}{\lambda\rho}(1-\alpha)$
Makkink (1957)	$PE=\frac{1}{\lambda\rho}\left(\frac{0.63R_g\Delta}{\Delta+\gamma}+14\right)$

Tabla 2.8.10 Variables que requieren las diferentes fórmulas en uso para el cálculo de la ETP (Oudin et al., 2005b).

Clasificación	Designación común	Datos necesarios	Referencia
Simple asociación de variables meteorológicas	ETP & Tmax	T	
	ETP & Tmin	T	
	ETP & T	T	
	ETP & U	U	
	ETP & D	D	
	ETP % Re	R_e	
	ETP & TD	T, D	
	ETP & (1 – HR)	HR	
	ETP & (1 – HR)U	HR, U	
	ETP & (1 – HR)UD	HR, U, D	
Combinación	Penman	HR, T, U, D	Penman (1948)
	Penman–Monteith	HR, T, U, D	Monteith (1965)
	Priestley–Taylor	T, D	Priestley y Taylor (1972)
	Kimberly–Penman	HR, T, U, D	Wright (1982)
	Thom–Oliver	HR, T, U, D	Thom y Oliver (1977)
Temperatura	Thornthwaite	T	Thorntwaite (1948)
	Blaney–Criddle	T, D	Blaney y Criddle (1951)
	Hamon	T, D	Hamon (1961)
	Romanenko	HR, T	Xu y Singh (2001)
	Linacre	HR, T	Linacre (1977)
Radiación	Turc	HR, T, D	Xu y Singh (2001)
	Jensen–Haise	T	Jensen y Haise (1963)
	McGuinness–Bordne	T	McGuinness y Bordne (1972)
	Hargreaves	HR, T, U, D	Hargreaves y Samani (1982)
	Doorenbos–Pruitt (FAO–24)	HR, T, D	Jensen et al. (1990)
	Abtew	T	Abtew (1996)
	Makkink		Makkink (1957)

ETP = evapotranspiración potencial; T = temperatura; U = velocidad del viento; D = insolación/radiación; HR = humedad relativa; Re = radiación extraterrestre que depende del día juliano y la latitud

Para estudiar la representatividad de la evolución de la ETP calculada por los 27 métodos de la Tabla 2.8.9, Oudin et al. (2005b) ordenaron los ajustes de mejor a peor, según el criterio de Nash-Sutcliffe en cuanto al caudal y en cuanto a la raíz cuadrada del caudal (ver la Sección 4.3.2 del Capítulo 4), en diversas cuencas fluviales con buenas series de hidrogramas de caudales y aplicando cuatro modelos hidrológicos: GR4J, HBV0, IHACRES y TOPMO (ver la Sección 4.8.3 del Capítulo 4). Los resultados se muestran en la Figura 2.8.9. Para la comparación se han igualado todas las aportaciones acumuladas, multiplicando cada valor diario de la ETP por el cociente entre las aportaciones acumuladas diarias según Penman-Monteith y las aportaciones acumuladas según cada una de las fórmulas. Otro estudio comparativo es el de Xu et al. (2002). Vörösmarty et al. (1998) compararon los resultados de evapotranspiración potencial según diversas fórmulas en cuencas norteamericanas. Trajkovic (2007) comparó las fórmulas de Hargreaves y de Penman-Monteith y Trajkovic y Kolakovic (2009) lo hicieron para diferentes fórmulas para obtener la ET_0 en clima húmedo. Ocampo y Ribas (2010) y Ocampo et al. (2009) realizaron una comparación entre las aplicaciones en clima húmedo y clima seco. La fórmula de Penman-Monteith requiere

información climatológica, que frecuentemente no está disponible y debe estimarse para obtener ET_0, lo que es una fuente de incertidumbre (Stockle et al., 2004).

La determinación del valor de la ET y de la E en función de las variables meteorológicas depende de la escala de tiempo y cada método está ajustado a cierta escala, de modo que los resultados pueden y suelen diferir. Xu y Singh (1998) los compararon.

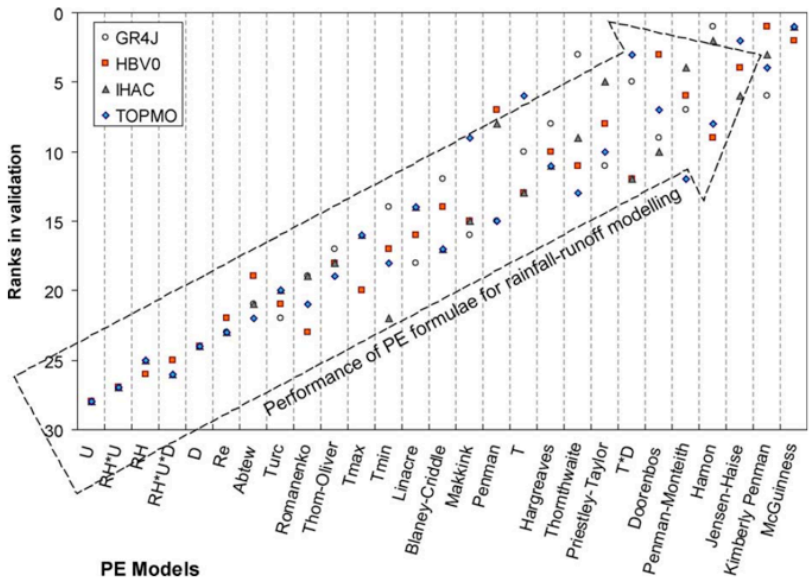


Figura 2.8.9 Comportamiento de 27 diferentes fórmulas para el cálculo de la ETP al ser aplicadas a los cuatro modelos hidrológicos GR4J, HBV0, IHACRES y TOPMO en unas 2500 cuencas con buenas series de caudales (Oudin et al., 2005b). El eje de ordenadas es la ordenación de 1 a 27 de mejor a peor ajuste aplicando el criterio de Nash-Sutcliffe según el caudal o según su raíz cuadrada, para aportaciones totales homogeneizadas

La fórmula de Penman-Monteith no aparece como la que proporciona la serie mejor, contra lo que comúnmente se acepta. La actualmente ampliamente aceptada formula de Hargreaves queda por debajo e inmediata a la de Thornthwaite, a la que con frecuencia se la considera menos precisa. La fórmula de Turc queda mal clasificada. Las mejores fórmulas de predicción de la ETP son las que se basan en la radiación y en la temperatura. Estas afirmaciones deben considerarse el contexto del ajuste de las variaciones a las observadas, no en cuanto a los valores absolutos que proporcionan. Por eso, es importante que la fórmula elegida se le aplique un valor de corrección si hay posibilidad de comparación con datos de estaciones que lo permitan.

Oudin et al. (2005b) proponen, como fórmula que proporciona variaciones más ajustadas, la del tipo

$$ETP = (R_e/(\lambda\rho))((T_a + K_2)/K_1)$$

cuando $T_a + K_2 > 0$ o bien ETP = 0 en los otros casos.

Para ETP en mm/d y T_a (temperatura media diaria del aire) en ºC se propone K_1 = 100 y K_2 = 5. R_e (radiación extraterrestre) en MJ m^{-2} d^{-1}, λ en MJ kg^{-1} y ρ en kg m^{-3}.

De acuerdo con los estudios comparativos realizados por Allen et al. (1991), la fórmula de Penman–Monteith es la que se considera más apropiada para el cálculo de la ETR en zonas húmedas, pero requiere conocer parámetros que son muy difíciles de estimar, por ejemplo, los parámetros de resistencia aerodinámica y de los estomas. Por esta razón, la fórmula de Penman (1948) ha tenido mayor aceptación entre los agrónomos y los hidrólogos, por ser más simple.

La ecuación de Penman (1948) original y sus modificaciones requieren datos climatológicos que sólo se encuentran en las estaciones meteorológicas completas. Se supone condiciones de radiación media a alta, humedad relativa del orden del 70%, vientos moderados y relación de viento del día respecto al de la noche en torno a 2. El método de Penman, modificado por la FAO, trata de corregir estas limitaciones y extiende su campo de uso mediante un coeficiente C de cultivo, que trata de compensar los efectos del clima durante el día y la noche:

$$ET_0 = C[w \cdot R_n + (1 - w)f(u)(e_a - e)]$$

El término aerodinámico (1–w)·f(u)·(e_a–e) es función del viento, de las condiciones de humedad de la atmósfera y de la temperatura. La función f(u) depende de la velocidad del viento a 2 m de altura y expresada en km/d, según la expresión:

$$f(u) = 0{,}27\left(1 + \frac{u}{100}\right)$$

El término (e_a–e_d) es la diferencia en mbar entre la presión de saturación de vapor a la temperatura del aire e_a y la presión de vapor saturante ed, determinada en función de la temperatura media y la humedad relativa media (HR) a partir de e = HR· e_s

El término energético w·R_n se compone de un factor de ponderación w, que es función de la temperatura y de la altitud

Se calcula como $w = \frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$

En las laderas del volcán Haleakale, en la isla de Maui, Hawaii, Gianbelluca y Nullet (1992) compararon varios métodos de obtención de la evapotranspiración, considerando la elevación sobre la altura de inversión térmica, con los resultados de la Tabla 2.8.11. Observaron que la tasa de evaporación nocturna crece con la altitud, utilizando como fuente de energía no radiativa el aire, que no está en equilibrio con la temperatura o humedad de superficie de montaña.

Tabla 2.8.11 Resultados comparativos del cálculo de la evapotranspiración por varios métodos a diferentes altitudes y datos de cada zona de las laderas del volcán Haleakale, en la isla de Maui, Hawaii (Gianbelluca y Nullet, 1992)

Altitud m	1-Atm mm/d	2- P. mm/d	3-Bav. mm/d	4- P-M mm/d	5- P-T mm/d		R_n MJ/m2	T °C	e_s-e mbar	Viento m/s
950	3,3	3,3	3,1	3,2	3,8		10,9	18,3	2,6	O,9
1650	3,6	3,2	2,8	2,9	3,0		8,8	15,7	4,7	1,8
2130	6,4	5,2	4,6	4,8	4,9		14,8	13,0	6,0	2,8

1.- Atmómetro
2.- Fórmula de Penman
3.- Fórmula de Penman-van Bavel
4.- Fórmula de Penman-Monteith
5.- Fórmula de Priestley-Taylor

Se han estudiado 9 métodos de cálculo de la recarga, con un total de 17 variantes en condiciones semiáridas y subhúmedas en el noroeste de Etiopía (Walker et al., 2018), obteniendo valores entre 45 y 814 mm/a. Los resultados deben interpretarse según lo que representan (recarga real, potencial, mínima o según el cambio en el almacenamiento) y su escala espacial y temporal, además de considerar la incertidumbre en la aplicación de cada método. El análisis realizado acota la recarga real entre 280 y 430 mm/a. Aun cuando se cuestionen los supuestos, tras cada método, como es frecuente a veces y en especial cuando faltan datos, la aplicación de métodos diversos permite acotar el margen de valores más razonable.

2.8.8 Modificaciones para mejorar la evaluación de los flujos energéticos

Para estudios asociados a modelos avanzados del sistema atmósfera-suelo-planta, se adoptan descripciones más pormenorizadas de los flujos de energía entre el suelo y la parte superior del dosel de las plantas. En el modelo WAVES (sección 3.6.2 del Capítulo 3) se consideran dos niveles en el dosel de vegetación. Los cálculos de la evapotranspiración se realizan a partir de la fórmula de Penman–Monteith:

$$\lambda E_1 = \frac{\Delta\, R_{nv1} + \rho\, e_P\, D_a / (r_{a1} + r_{b1})}{\Delta + \gamma[1 + r_{c1}/(r_{a1} + r_{b1})]}$$

$$\lambda E_2 = \frac{\Delta\, R_{nv2} + \rho\, e_P\, D_{c1} / (r_{a2} + r_{b2})}{\Delta + \gamma[1 + r_{c2}/(r_{a2} + r_{b2})]}$$

$$\lambda E_s = \frac{\Delta\, R_{ng} + \rho\, c_P\, D_{c2} / r_{a1}}{\Delta + \gamma\,(1 + r_2/r_{as})}$$

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor a saturación según la temperatura
ρ = densidad del aire
e_p = calor especifico del aire a presión constante
D_a = déficit de presión de vapor a una altura de referencia
D_e = déficit de presión de vapor en 1 = nivel superior y 2 = nivel inferior
r_a = resistencia aerodinámica a) entre altura del nivel superior respecto a un nivel de referencia; b) entre la altura del nivel 1 y la del nivel 2 y c) entre la superficie del suelo y el nivel inferior
r_b = resistencia total de los elementos vegetales de las capas 1 y 2
r_s = resistencia del suelo
γ = constante psicométrica

En esas ecuaciones se desprecia el flujo de calor del suelo G, ya que en la superficie del terreno el valor medio diario de ese flujo es menor de 0,1 R_n (Burtsmart, 1982).

Las resistencias de la capa límite son generalmente mucho menores que las resistencias aerodinámicas correspondientes, en especial si el LAI (índice de área foliar) es grande (Chouldhury y Monteith, 1985; 1988). Además, la ecuación de Penman–Monteith resulta poco sensible a los valores de la resistencia de la capa límite. Así, puede escribirse:

$$\lambda E_1 = \frac{\Delta\, R_{nv1} + \rho\, e_P\, D_a / r_{a1}}{\Delta + \gamma\,(1 + r_{c1}/r_{b1})}$$

$$\lambda E_2 = \frac{\Delta\, R_{nv2} + \rho\, e_P\, D_a / r_{a2}}{\Delta + \gamma\,(1 + r_{c1}/r_{a1})}$$

Hay retroalimentaciones entre transpiración del dosel, déficit de presión de vapor en la superficie del dosel y resistencia del dosel (Jarvis y McNaughton, 1986). Así, un aumento del déficit de presión de vapor en el dosel puede afectar a la resistencia del dosel a transpirar, a la transpiración y a la fotosíntesis, de modo que las respuestas primarias pueden suponer respuestas secundarias. A medida que la transpiración aumenta, el potencial hídrico de las células mesófilas se incrementa, lo que se retroalimenta a la resistencia del dosel.

Por otro lado, un aumento de la transpiración también afecta al déficit de presión de vapor del dosel. De este modo, la vegetación del dosel y la atmósfera están acoplados y la retroalimentación entre los procesos se puede explicar mediante el coeficiente Ω propuesto por Javis y McNaughton (1986):

siendo $$D_{ci} = \Omega_{ci} D_{eqi} + (1 - \Omega_{ci})\ D_a$$

$$D_{eqi} = \gamma\, R_{nvi}\, (r_{ci} / e_p) / (\varepsilon + 1)$$

$$\Omega_{ci} = (\varepsilon + 1) / (\varepsilon + 1 + r_{ct}/r_{ai})$$

i = 1 para el nivel superior del dosel y i = 2 para el nivel inferior
Ω_{ci} = coeficiente de desacoplo
D_{aqi} = déficit de saturación de equilibrio
$\varepsilon = 3/\gamma$

Ω es pequeño para doseles de vegetación alta, como coníferas y bosque caducifolio, o sea, bien acoplados con su ambiente. Por lo tanto, la tasa de transpiración es sensible a cambios en el déficit de presión de vapor y resistencia del dosel.

Por otro lado, los doseles de la vegetación pequeña, como cultivos y pastos, tienen un alto valor de Ω y están desacoplados de su ambiente. El déficit de presión de vapor en la superficie del dosel tiende a un valor de equilibrio y la transpiración está controlada por la radiación neta.

Al describir la transferencia de los flujos de calor latente y sensible, conviene usar una aproximación de resistencia aerodinámica, que se puede formular, de modo similar a la Ley de Ohm, mediante una resistencia aerodinámica r:

r = diferencia de concentración / flujo = diferencia de potencial / densidad de flujo

r representa el tiempo durante el que un volumen de aire unitario intercambia energía con una unidad de área de superficie. Se puede calcular r (dimensiones de inversa de la velocidad TL_{-1}) a partir de la velocidad del viento y de la rugosidad de la superficie, si se supone un perfil de viento logarítmico (Thom, 1975).

En el modelo WAVES (Sección 3.6.2 del Capítulo 3) se calculan valores separados de r para la capa superior e inferior del dosel y para la superficie del terreno, en función de la velocidad del viento y una longitud de rugosidad.

Por encima del área superior del dosel, se supone que la velocidad del viento varia logarítmicamente y que entre la capa superior y la inferior decrece exponencialmente. La resistencia aerodinámica entre la capa superior y el nivel de referencia se determina por teoría de semejanza de la capa superficial de Monin–Obukhov:

$$r_{a1} = [\ln[(z-d)/z_o] - \psi]^2/k^2u$$

u = velocidad del viento a la altura de referencia z
k = constante de von Karman
z_o = longitud de rugosidad de la capa superior
d = desplazamiento del plano cero
ψ = función de estabilidad de la atmósfera

Se supone que r_{a1} y z_o son una fracción de la altura del dosel (Brusaert, 1982; Monteith y Unsworth, 1990).

No se considera el efecto de estabilidad atmosférica en r_{a1}.

$$r_{a1} = \int_{r_2/2}^{(z_1+z_2)/3} dz/K(z)$$

K(z) = difusividad = K(H) exp [–α(1–z/H)]
H = altura de la capa superior 1 del dosel
α = coeficiente de atenuación

$$K(H) = \frac{k^2(H-d)U}{\ln\frac{z-d}{z_{o1}}}$$

lo que conduce a:

$$r_{a2} = \frac{H\, e^{\alpha}}{\alpha\, K(H)}\left[\exp\left(-\frac{\alpha\, z_2}{2H}\right) - \exp\left(-\frac{\alpha\,(z_1+z_2)}{2H}\right)\right]$$

y de forma similar se calcula la resistencia entre la superficie del suelo y el aire dentro de la capa inferior (2) del dosel:

$$r_{as} = \frac{H\, e^{\alpha}}{\alpha\, K(H)}\left[\exp\left(-\frac{\alpha_{zo2}}{2H}\right) - \exp\left(-\frac{\alpha_{e2}}{2H}\right)\right]$$

z_{a2} = longitud de rugosidad para la capa inferior (2) del dosel

En el modelo WAVES (Sección 3.6.2 del Capítulo 3) se supone que rs = 0, hasta que el contenido en agua en el primer nivel del suelo queda por debajo del contenido de humedad del suelo seco (etapa 1 de evaporación del suelo).

La resistencia del suelo durante la etapa 2 de evaporación se determina por el método de Chouldhury y Monteith (1986; 1988).

$$r_s = \frac{\tau l}{m D_m}$$

m = porosidad del suelo
D_m = coeficiente de difusión molecular para el vapor del agua
τ = factor de tortuosidad
l = profundidad del nivel de suelo con aire seco, que se determina dinámicamente a partir de la ecuación de Richards (1931).

La búsqueda de una precisión mejor que 20% en el cálculo de la ETP, puede ser un esfuerzo excesivo, ya que el error en la precipitación P puede ser mayor (Nandakumar y Mein, 1997; Paturel et al., 1995).

La evaluación de la ETP en clima árido y semiárido y vegetación dispersa y en suelo desnudo se presenta en la Sección 7.7.1 del Capítulo 7.

2.8.9 Evapotranspiración real

La evapotranspiración real ETR (AET actual evapotranspiration) depende de la ETP, de la resistencia de la planta y las hojas al flujo del agua, del estado de la vegetación (transpira menos cuanto más vieja) y en especial del déficit de humedad del suelo.

La ETR es la suma de la evaporación en la superficie de las hojas, tallo y tronco (nula en época seca), la evaporación del suelo no saturado (evaporación más transpiración) y la evaporación desde la zona saturada (aunque con frecuencia se separa y se da como término separado).

La ETR se puede medir directamente en lisímetros y se puede deducir del balance de agua en cuencas (Rana y Katerji, 2000), aunque lo más usual es calcularla en balances de agua en el suelo en el proceso de determinación de la recarga, como se desarrolla en el Capítulo 3.

No se tiene una buena relación entre ETR y ETP, ya que dependen de situaciones diferentes. La correlación es negativa después de una lluvia o riego, de modo que si ETR crece, la ETP decrece al disminuir el déficit de saturación D del vapor atmosférico. Incluye el efecto de calor del suelo.

Para definir matemáticamente la relación entre ETR y ETP, se pueden establecer diferentes funciones que dependen de la humedad suelo θ, que varía entre la capacidad de campo CC y el punto de marchitez (permanente) PM, como indica la Figura 2.8.10, o la succión (Figuras 2.8.11 y 2.8.12).

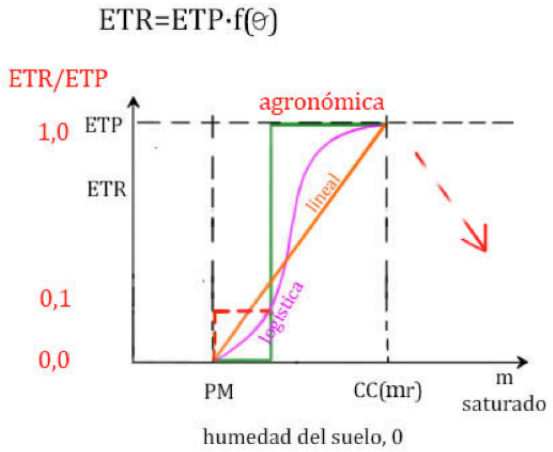


Figura 2.8.10 Diferentes formas de relación empírica entre la evapotranspiración real ETR y la humedad del suelo θ. Se pueden diseñar otras formas de relación

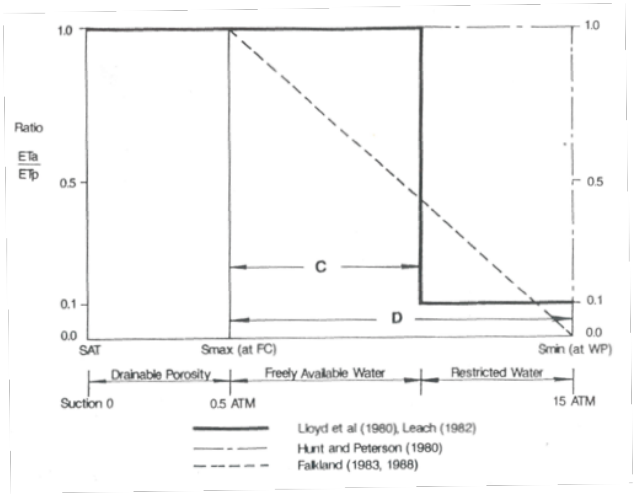


Figura 2.8.11 Relación simple ETR/ETP en función de la succión, considerando que dicha relación se mantiene igual a 1 hasta una succión entre la de la capacidad de campo a 0,3 atm y la del punto de marchitez a 15 atm o bien hay un decrecimiento lineal entre esos dos valores

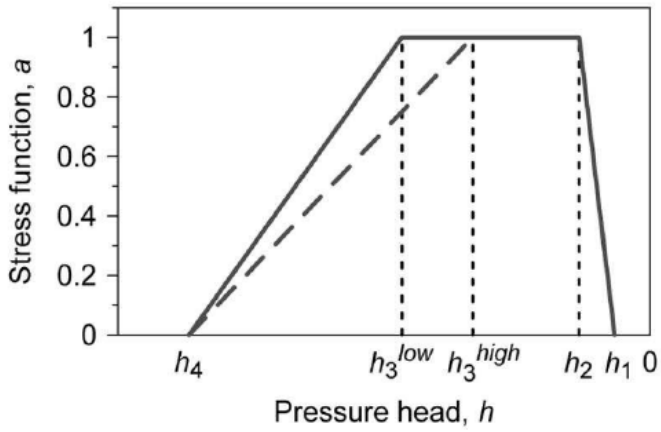


Figura 2.8.12 Diferentes formas de relación entre α = evapotranspiración real ETR / evapotranspiración potencial ETP (stress function) y la tensión de agua en el suelo h (su valor positivo es la succión), entre medio saturado (h = 0), h_1 que corresponde a la capacidad de campo y la correspondiente al punto de marchitez permanente (h_4). h_2 es la tensión para que el suelo esté bien aireado; a menores succiones el suelo está demasiado húmedo para el buen funcionamiento de las raíces de las plantas comunes. h_3 es un valor intermedio que define una succión por encima de la cual las raíces de las plantas no funcionan plenamente y su activad empeora con mayor succión, hasta anularse a h_4 (Feddes et al., 1978). La línea entre h_3 y h_4 más inclinada es para baja tasa de transpiración (1 mm/d) y la más tendida para alta tasa (5 mm/d

La variable a(h) toma los siguientes valores:

$$\alpha(h) = \begin{cases} (h - h_4)/(h_3 - h_4) & \text{si } h_3 > h > h_4 \\ 1 & \text{si } h_2 \geq h \geq h_3 \\ (h - h_1)/(h_2 - h_1) & \text{si } h_1 > h > h_2 \\ 0 & \text{si } h \leq h_2 \text{ ó } h \geq h_2 \end{cases}$$

Perrochet (1987) analizó diferentes modelos de toma de agua, con un modelo que incluso permite que para grandes succiones sea el suelo el que es capaz de extraer agua de las raíces de la planta. Para la función de toma de agua por las raíces de las plantas, Li et al. (2001) han propuesto la utilización de un modelo exponencial, con compensación de la falta de agua. Esta toma de agua depende de la distribución efectiva de las raíces y de cómo se evoluciona hacia el punto de marchitez. Puede suceder que, cuando las capas radicales superiores ya están con escasez de agua disponible, durante una parte del tiempo las necesidades de la planta se pueden satisfacer tomando agua de capas más profundas, donde la densidad radical es menor.

Para el cálculo anual directo de la evapotranspiración real, se han propuesto diversas fórmulas empíricas, como:

1) Turc (1961)

$$ETR = P(0{,}9 + P^2L^2)^{-0{,}5}$$

P = precipitación anual
L = 300 + 25T + 0,05 T^2, que representa una aproximación de la ETP para una temperatura media anual T (ºC).

2) Coutagne (1948)

$$ETR = P - \chi P^2 \text{ siendo } 1 / \chi = 0{,}08 + 0{,}14T$$

3) Relaciones basadas en la fórmula de Budyko (véase la Sección 3.3.2 Capítulo 3)

$$\frac{\partial ETR}{\partial P} = f\left(\frac{ETP - ETR}{P}\right) \; ; \; \frac{\partial ETR}{\partial ETP} = \varphi\left(\frac{P - ETP}{ETP}\right)$$

En condiciones muy húmedas ETR → ETP y ya no crece con P (energía limitante) y en condiciones muy secas ETR → P y ya no crece con ETP (agua limitante). Las soluciones son:

$$\frac{ETR}{P} = 1 + \frac{ETP}{P} - \left[1 + \left(\frac{ETP}{P}\right)^w\right]^{1/w}$$

$$\frac{ETR}{ETP} = 1 + \frac{P}{ETP} - \left[1 + \left(\frac{P}{ETP}\right)^w\right]^{1/w}$$

en las que w es un parámetro empírico del modelo que representa los efectos agregados de las características de la cuenca en relación con la cubierta de vegetación, las propiedades del suelo, la topografía y el agua disponible para las plantas. Si w pasa de 1,5 a 2,0, ETR/ETP crece el 41% y si lo hace de 2,5 a 3,0 crece el 9%.

2.8.10 Teoría de la relación complementaria

Según Morton (1969; 1983), tal como ya habían propuesto Brutsaert y Stricker (1979), las técnicas clásicas conceptuales, como las que se usan en los modelos hidrológicos de cuencas, se basan en algunas suposiciones que pueden estar desviadas de la realidad. La relación complementaria permite estimar la evapotranspiración de un área a través de sus efectos en las observaciones climatológicas rutinarias que se usan para calcular la ETP. La disminución de la ETR de una parcela seca hace que el aire que pasa por encima de la misma sea más cálido y seco y por lo tanto incrementa la disponibilidad de energía y produce aumentos compensatorios en la ETR en las parcelas a sotavento. Se trata de la interacción mutua entre el estado de humedad del suelo y los procesos atmosféricos (Entekhabi et al., 1996; Lee et al., 2005).

El concepto de relación complementaria (RC) entre la ETR del área y la ETP se basa en el mecanismo de retroalimentación, de modo que se puede estimar a través del efecto en las medidas de temperatura y humedad sin recurrir a la compleja relación suelo–planta.

Estas relaciones pueden ser cuestionables o erróneas, como la que no hay recarga si la humedad del suelo es menor que la capacidad de campo. También un aumento de la diferencia de presión de vapor entre el aire y las hojas, en vez de aumentar la transpiración puede crear una resistencia en los estomas (Morton, 1983).

La aplicación de la ecuación de Penman-Monteith (Monteith, 1965) para estudiar la evolución en una determinada área se basa en el supuesto de que la ETP de Penman (1948) es independiente de la ETR, lo que no es cierto.

La respuesta negativa o complementaria de la ETR a cambios en el agua disponible para transpiración real se puede expresar por:

$$ETR + ETP = 2\,ET_W$$

ETR = evapotranspiración de una superficie lo suficientemente grande como para que los efectos de cambios en el contorno a barlovento sean despreciables

ETP = evapotranspiración potencial estimada mediante las ecuaciones de transferencia de vapor de balance de energía = evapotranspiración hipotética de una superficie húmeda con absorción de radiación y características de transferencia de vapor asimilable a un área suficientemente pequeña como para que sus efectos sobre el aire que pasa por encima sean despreciables.

ET_W = evapotranspiración real en ambiente húmedo = evapotranspiración que ocurriría si las superficies suelo–planta del área estuviesen saturados y sin limitación para disponer de agua.

La Figura 2.8.13 es una representación esquemática de la ecuación de Penman (1948) para suministro constante de energía. Cuando no hay agua disponible para ser evapotranspirada (extremo izquierdo) es ETR = 0 y entonces el aire es cálido y seco y ETP alcanza el valor máximo = $2ET_W$ (ETP en área seca). Al aumentar la disponibilidad de agua (desplazamiento a la derecha), la ETR aumenta y hace que el aire que pasa por encima se enfríe y humedezca, lo que a su vez produce un descenso equivalente de la ETP. Cuando el suministro de agua es ya grande, ETR y ETP se aproximan al valor ET_W.

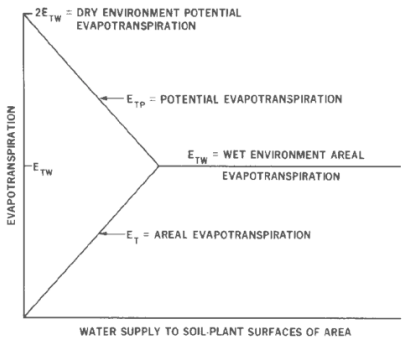


Figura 2.8.13 Representación esquemática de la relación complementaria entre ETR (del área) y EPT (potencial), con suministro energético constante. La ET en ordenadas y en abscisas el suministro de agua a las superficies planta–suelo del área (en general desconocido).

La definición clásica de evapotranspiración potencial es la que corresponde a ETP en ambiente húmedo. Sin embargo, la evapotranspiración potencial que se estima mediante la ecuación de Penman (1948), que es la solución analítica de la transferencia de vapor y balance de energía, se asemeja a ETP, de modo que lo que se estima puede llegar a doblar lo que se define.

La relación complementaria no se puede comprobar a partir de los conocimientos y evidencia empírica disponibles. Ya había sido enunciada por Bouchet (1963) y hay evidencia directa de su plausibilidad (Morton, 1983).

La fórmula de Priestley y Taylor (1975), de evaporación de un área con superficies saturadas y sin advección (evapotranspiración real en ambiente húmedo), es una expresión razonable para ET_W:

$$ET_W = \frac{1{,}26R_n}{(1 + \gamma P/\Delta)}$$

Para tener en cuenta la influencia de la temperatura T y de la advección en momentos de Rn pequeño y larga persistencia de inversiones en la humedad hasta la superficie del terreno, es mejor tomar (Morton, 1983):

$$ET_W = b_1 + \frac{b_2 R_{np}}{(1 + \gamma P/\Delta p)}$$

b_1, b_2 = constantes
Δp = pendiente de la curva de presión de vapor saturado a T_p
R_{np} = radiación neta para superficies suelo–planta a T_p
T_p = temperatura de la planta en equilibrio de evapotranspiración

El modelo de evapotranspiración real complementaria se abrevia como modelo CRAE. Para su aplicación se requiere disponer de datos precisos de humedad. Al no tener en cuenta el almacenamiento de calor en el suelo y en la atmósfera, el resultado es estable para valores de ET por lo menos de varios días, aunque ello no limite su aplicación diaria ya que las diferencias se compensan a lo largo del tiempo (Granger y Gray, 1990). No se puede utilizar cerca de cambios ambientales rápidos. Requiere una estación meteorológica completa próxima que sea representativa del área en cuestión y no debe cambiar el sistema suelo–planta. Se han realizado comparaciones con otros métodos (Doyle, 1990) y Xu y Singh (2005). Lemeur y Zhang (1990) presentaron tres modelos de evaluación de la evapotranspiración, que incluyen el modelo CRAE. Estos modelos sólo usan observaciones meteorológicas estándar y su poder predictivo es bueno en clima templado húmedo, pero empeora en climas semiáridos, donde se requieren parámetros correctores. El análisis de la relación complementaria ha seguido siendo objeto de estudio (Hobbins et al., 2001a; 2001b; Szilagyi y Josza (2008), Kovács (1987) hizo una propuesta de modificación.

2.8.11 Evaporación del suelo desnudo

La evaporación de un suelo desnudo depende de numerosos factores (Stroosnijder, 1987; Brisson y Perrier, 1991; Granger y Gray, 1989), que combinan la capacidad evaporativa del suelo, que depende de la temperatura del suelo, la ETP, la velocidad del viento (Ishihara et al., 1992) y el transporte de agua en el suelo desde una cierta profundidad máxima (profundidad de extinción). El agua se mueve hacia la superficie por capilaridad, si el nivel freático es poco profundo, y por difusión de vapor. El flujo ascendente de transporte de agua y vapor decrece con el tiempo. Clásicamente se supone que la evaporación acumulada desde el inicio a partir de un suelo a la capacidad de campo, es proporcional a la raíz cuadrada del tiempo, con un coeficiente que depende del tipo de suelo y de la ETP. El contenido en arcilla del suelo influye de forma notable. Se pueden tener valores hasta un 20% superiores de la ETP a causa del menor albedo del suelo desnudo húmedo con respecto al terreno cubierto de hierba.

En suelo desnudo no hay teóricamente una profundidad de extinción de la evaporación, aunque se puede establecer a partir de la extrapolación de la evolución casi exponencial de la humedad en profundidad. Ha sido experimentado por Mughal et al. (2015).

En los trabajos de Desborough et al, (1996), que estudian evaporaciones entre 100 y 250 mm en 120 días, que es una parte importante de la ETR, se muestra que no hay una dependencia clara con la humedad del suelo, textura del suelo y las características de la superficie. La tasa de evaporación de un suelo desnudo depende notablemente de su textura (Wythers et al, 1999), puede extenderse hasta 35 cm y puede valer en promedio 0,5 mm/d durante 30 días, de forma decreciente en el tiempo. La Figura 2.8.14 muestra un ejemplo.

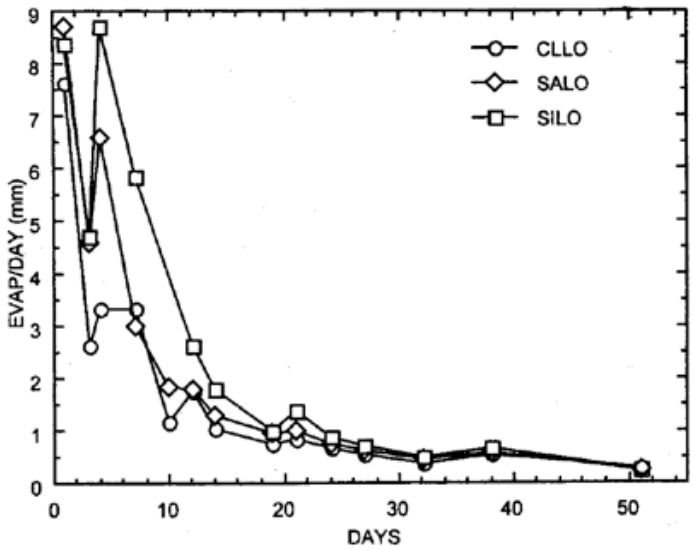


Figura 2.8.14 Ejemplo de la evolución de las tasas de evaporación de suelos desnudos

Se han realizado trabajos para determinar la parte de la evapotranspiración ET que es evaporación de humedad del suelo en terrenos parcialmente vegetados, que incluyen los cultivos, tal como se analiza por la FAO (Allen et al., 1998) a partir de datos de lisímetros y estudios de difusión de vapor en la parte superior del suelo. Para esa evaporación se propone el modelo de Richtie (1972), extendido con una parte final (Figura 2.8.15). El agua evaporada puede ser del 5- al 10% de la ET de la vegetación, cuando el índice de superficie foliar es LAI ⩽ 0,15.

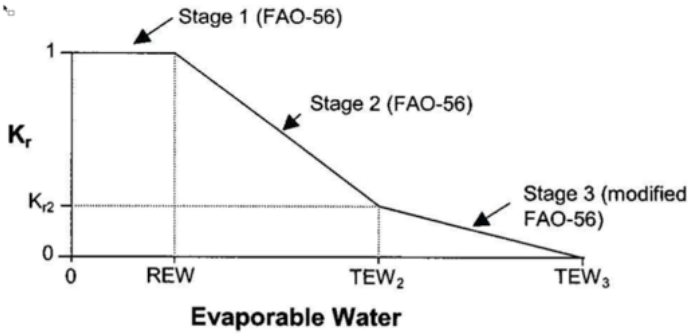


Figura 2.8.15 Modelo de evaporación de agua del suelo de tres etapas, tal como lo propone FAO-56 (Allen et al., 1998). K^r es el coeficiente que reduce la altura de agua del suelo evaporable, desde la etapa 1 en que no hay reducción, y que a partir de cierto momento decrece progresivamente de forma lineal hasta anularse. Los resultados comparativos de Mutziger et al. (2005) para un espesor efectivo de suelo con agua evaporable de 10 cm y K_{r2} de 0.2 son: REW = 9-10 mm; TEW_2 = 24-26 mm y TEW_3 = 40-50 mm

Para evaluar la evaporación de suelos desnudos, se ha propuesto modificar la fórmula de Penman (Staple, 1974):

$$E = \frac{\theta_s \Delta H + \gamma E_{as}}{\theta_s \Delta + \gamma}:$$

E = evaporación de la superficie del suelo
H = R_i (1 – α) + Re radiación neta incidente
E_{as} = poder secante de la atmósfera (similar al término aerodinámico de Penman)
= 0,35 (HR_s e_{ss} – HR_a e_{sa}) (0,5 + u / 161) (fórmula dimensional)
Ri = radiación incidente de onda corta
Re= radiación emitida de onda larga
α = albedo
θ_s = humedad volumétrica del suelo respecto al suelo saturado a T_s
θ_a = humedad volumétrica del suelo respecto al suelo saturado a T_a
E_{ss} = presión de vapor saturante a T_s
e_{sa} = presión de vapor saturante a T_a
T_a = temperatura del aire
T_s = temperatura de la parte superior del suelo
Δ = pendiente de la curva de presión de vapor saturado = de_s/dT
γ = constante psicrométrica
u = velocidad del viento a 2 m sobre el terreno

$$\alpha = \begin{cases} 0{,}20 \text{ (suelo húmedo)} & \text{para } \theta s < 0{,}25 m \text{ (volumétrico)} \\ 0{,}05 \text{ (suelo seco)} & \text{para } \theta s > 0{,}25 m \text{ (volumétrico)} \end{cases}$$

En el procedimiento que propuso Staple (1974) para calcular las presiones parciales de vapor de agua, para calcular e se utiliza la misma temperatura, que es una temperatura media. La mejora propuesta por Kunukcu (2007) consiste en diferenciar la temperatura del aire de la del suelo, como se indica en la formulación anterior. Con ello se trata de reproducir mejor las experiencias (Figura 2.8.16). En suelos salinos las tensiones de vapor se ven afectadas y disminuyen.

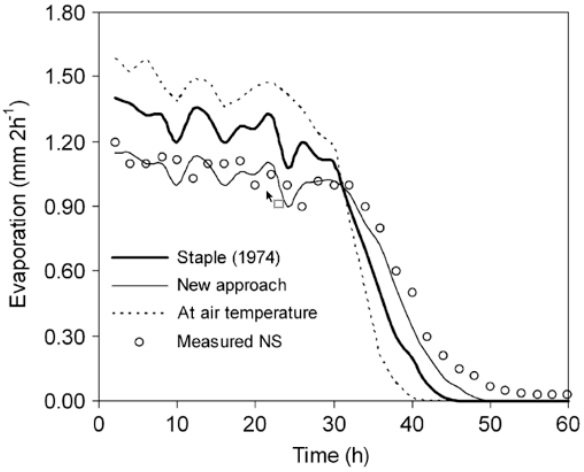


Figura 2.8.16 Comparación de las tasas de evaporación de un suelo desnudo cada dos horas en un caso experimental, con los resultados de la formulación de Staple (1974), resultante de aplicar la temperatura del aire y la de separar la temperatura del aire y la del suelo (Kunukcu, 2007).

La velocidad del viento tiene un papel importante en la tasa de evaporación (Figura 2.8.17).

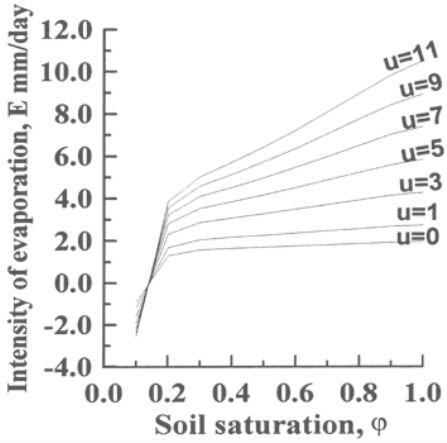


Figura 2.8.17.– Tasa de evaporación de un suelo desnudo en función de la saturación del suelo en agua y de la velocidad del viento u en m/s (Denisov et al., 2002)

Hay notables diferencias entre la evolución de la evaporación y humedad del suelo, entre un terreno vegetado y un suelo desnudo (Owe y van de Griend, 1990). En el suelo desnudo el fujo de calor desde la superficie a terreno se puede calcular mediante (véase la Figura 2.8.18):

$$G = [0{,}266 - 0{,}197\exp(-0{,}639(1 - \theta))]R_n$$

R_n = radiación neta
θ = fracción de la humedad a la capacidad de campo en los 20 cm superiores

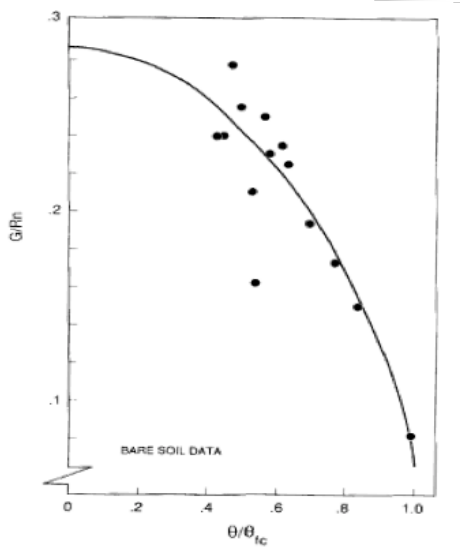


Figura 2.8.18 Flujo de calor desde la superficie al terreno desnudo como fracción de la radiación neta y la humedad relativa a la capacidad de campo fc (Owe y van de Griend, 1990)

La evaporación decrece más rápidamente con el secado en un suelo desnudo que en el caso de un suelo vegetado, ya que en el suelo vegetado hay raíces activas y en el terreno desnudo el vapor debe difundirse (Figura 2.8.19). También el secado es más rápido en un terreno vegetado que en terreno desnudo (Figura 2.8.20). El cálculo de la tasa de evaporación mediante la fórmula de Priestley-Taylor requiere valores del coeficiente α mucho menores que en terreno vegetado y más variables (Figura 2.8.21), con gran sensibilidad a la humedad del terreno. α es muy cambiante a lo largo del día (se acerca a 1,0 durante la noche pero decae a 0,2 a 0,5 en el centro del día. La resistencia a la transferencia de vapor r en el 1 cm superior del suelo aumenta con el secado, desde 10 s/m con suelo de lodo arenoso fino húmedo a varios miles de s/m con suelo seco (van de Griend y Owe, 1994). La evaporación se puede simular considerando el flujo de vapor (Thornburn et al., 1992). En los salares, la conductividad hidráulica del medio puede disminuir notablemente, limitando así los procesos difusivos.

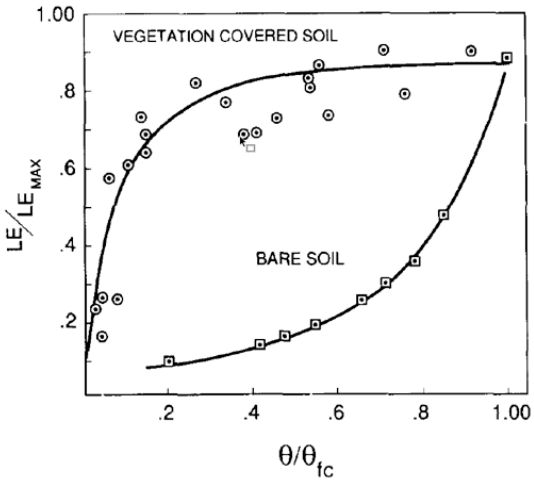


Figura 2.8.19 Evaporación relativa al valor potencial en un suelo desnudo. En el caso de un suelo vegetado, es función de la humedad relativa a la de la capacidad de campo fc (Owe y van de Griend, 1980)

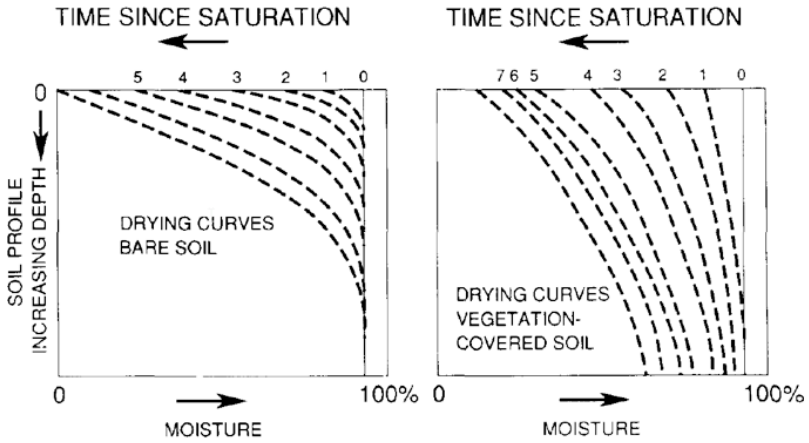


Figura 2.8.20 Evolución del secado en un terreno vegetado y en terreno desnudo (Owe y van de Griend, 1980). La secuencia de tiempos es según el orden creciente de los números que acompañan a las curvas

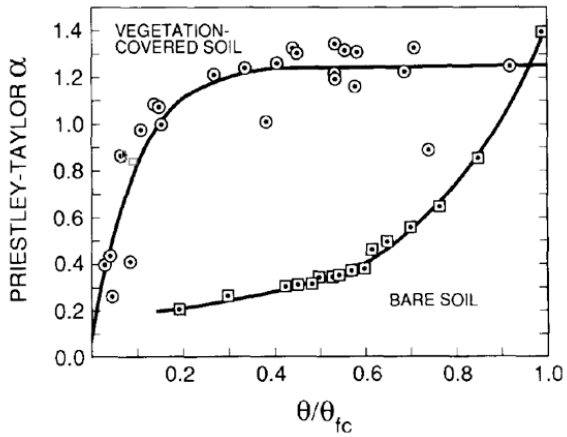


Figura 2.8.21 Valor del coeficiente α de la fórmula de Priestley-Taylor en función de la humedad relativa a la capacidad de campo fc, para un terreno vegetado y un suelo desnudo (Owe y van de Griend, 1980)

En el cálculo de la evaporación diaria de un suelo desnudo y también en el de la evapotranspiración de suelos vegetados, en especial los de vegetación escasa, la tasa a que se realiza varía notablemente a lo largo del día. Se dispone de modelos numéricos que simulan simultáneamente el medio saturado y el medio vadoso y que permiten calcular la humedad del terreno, el flujo vertical (infiltración o exfiltración), la evaporación real y la posición del nivel freático a partir de datos diarios atmosféricos, como la evapotranspiración potencial (Liua et al, 2005). Los resultados son mejores cuanto menos cubierta vegetal, menos arcilla en el suelo y mayor profundidad del nivel freático. Si en vez de entrar datos medios diarios se entra el ciclo diurno, la evapotranspiración real es menor, en función de la profundidad del nivel freático, con diferencias relativas (ETP-ETR)/ETP máximas de 0,2 para suelo desnudo y 0,1 si hay vegetación, con los valores mayores para suelo arenoso. Las diferencias de flujo decrecen con la profundidad y se extinguen entre 40 y 300 cm bajo el nivel del suelo. La Figura 2.8.22 muestra el contenido de humedad de un suelo arcilloso desnudo en función de la profundidad del terreno, a los 2 días y a los 4 días de su humectación. La Figura 2.8.23 muestra la tasa de evapotranspiración real acumulada en un día, en función de la profundidad del nivel freático en cm de un suelo desnudo, según que se considere el ciclo diario atmosférico o el valor medio diario, que muestra que la evaporación es diurna. La Figura 2.8.24 muestra la relación ETR/ETP en función de la profundidad del nivel freático para un suelo desnudo y un suelo vegetado a los 2 y 4 días de una lluvia que lleva el suelo a la capacidad de campo. Esto va en paralelo con la variación a lo largo del día de la temperatura de un suelo desnudo (Figura 2.8.25).

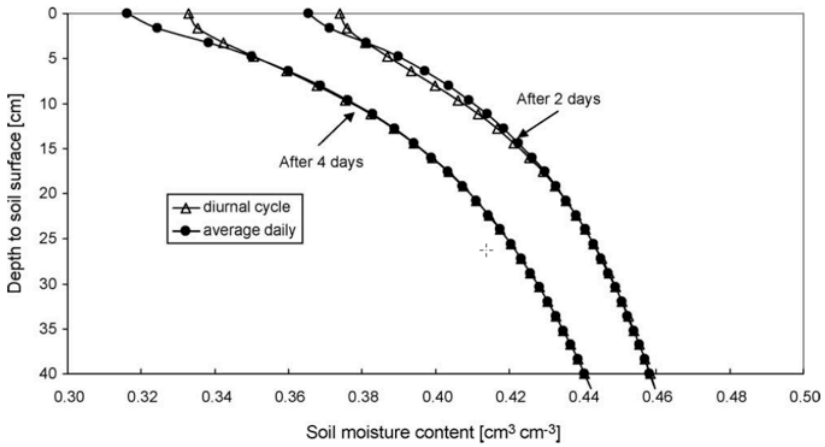


Figura 2.8.22 Contenido de humedad de un suelo arcilloso desnudo en función de la profundidad del terreno a los 2 días y a los 4 días de su humedecimiento (Liua et al., 2005)

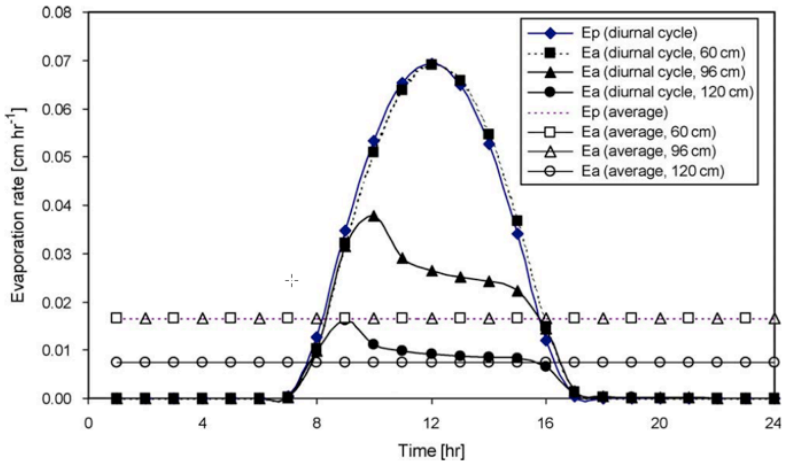


Figura 2.9.23 Tasa de evapotranspiración real acumulada de un suelo desnudo en un día, en función de la profundidad del nivel freático en cm, según que se considere el ciclo diario atmosférico (líneas continuas) o el valor medio diario (líneas horizontales de trazos). Los rombos y la línea simple de puntos son para nivel freático en la superficie (ETP) (Liua et al., 2005).

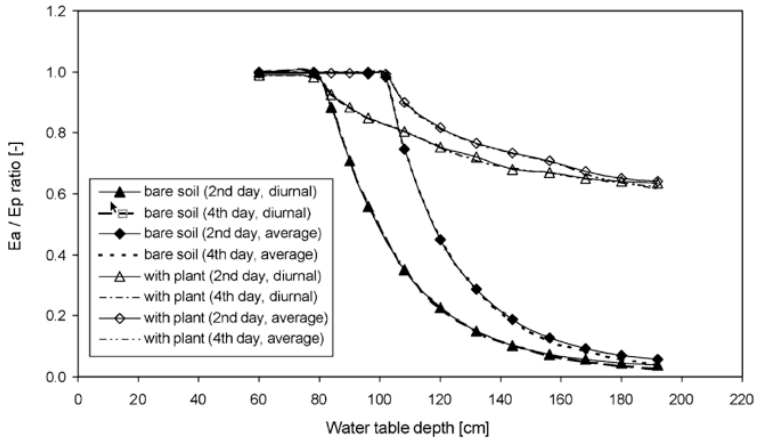


Figura 2.8.24 Relación simulada ETR/ETP (Ea/Ep) en función de la profundidad del nivel freático para un suelo desnudo y un suelo vegetado a los 2 y 4 días de una lluvia que lleva el suelo a la capacidad de campo. Las líneas continuas se refieren a datos atmosféricos que siguen el ciclo diario y las de trazos al valor medio diario. Para niveles freáticos relativamente profundos, el suelo desnudo se seca más rápidamente que el vegetado, que tiene acceso al agua dentro del espesor radical (Liua et al., 2005)

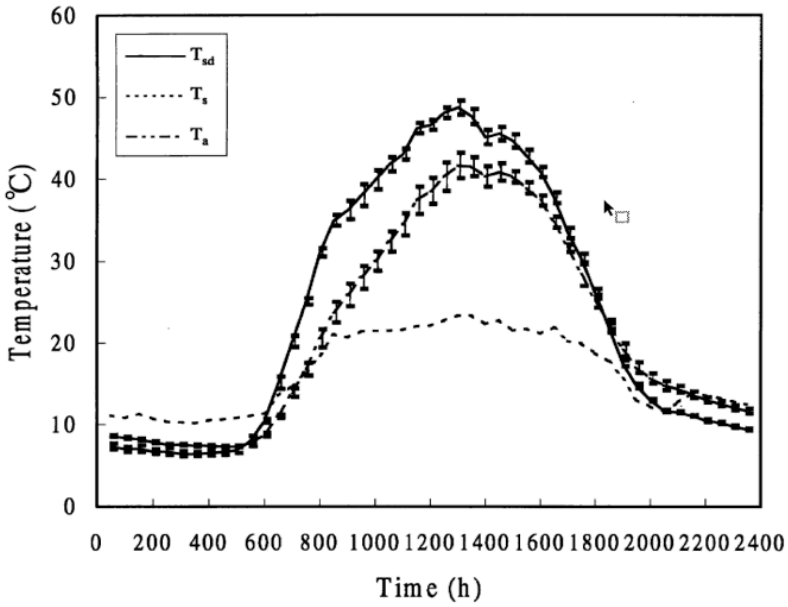


Figura 2.8.25 Variación diaria de la temperatura de un suelo desnudo en secado (Tsd, línea de trazos cortos) en comparación con la de un suelo seco (Ts, línea continua) y temperatura del aire (Ta, línea de trazos y puntos) (Qiu et al., 1998)

La evaporación en suelos desnudos se puede evaluar mediante el fraccionamiento isotópico del agua. Esto se desarrolla en la Sección 5.2.10 del Capítulo 10.

La medida directa de la descarga difusa de agua subterránea en áreas áridas es complicada. Puede hacerse mediante determinaciones periódicas de perfiles de humedad o de succión, pero la gran sequedad hace difícil esa medidas y que su fiabilidad sea insuficiente. Es posible realizar medidas de evaporación mediante cámaras cerradas sobre el terreno, en las que se mide el aumento de humedad en el aire contenido (Figura 2.8.26).

Figura 2.8.26 Medida de la evaporación de un suelo no saturado mediante campanas fijadas al terreno, en las que se determina el aumento de la humedad del aire en su interior (Salar de Lagunillas, Cordillera de los Andes, en la Región 1 de Chile, Tarapacá).

2.8.12 Evapotranspiración freática y ribereña

La mayoría de plantas toman el agua que requieren sus funciones fisiológicas del medio no saturado, mientras la succión no sea excesivamente alta. Estas raíces deben poder respirar, de modo que dejan de funcionar cuando se tienen altos grados de saturación. Sin embargo, hay plantas que pueden desarrollar raíces capaces de tomar agua del nivel freático, bien sea de la franja capilar o del propio medio no saturado. Son las freatofitas o freatófitas (ripícolas). Muchas de ellas tienen un doble sistema de raíces. Uno es poco profundo y se desarrolla con extensión superficial en el medio no saturado y es el funcional mientras haya humedad suficiente. El otro puede tener grandes penetraciones verticales hasta llegar al nivel freático, en especial en climas áridos, y toman agua complementariamente cuando el sistema poco profundo ya no puede funcionar al ser la humedad demasiado pequeña. Estas raíces profundas pueden tener en ocasiones desarrollos de algunos metros en vertical. En casos extremos de acacias y algarrobos (prosopis) de áreas áridas con niveles freáticos profundos, pueden llegar a 50 m. Los tamarugos (una especie de algarrobo) del desierto de la Pampa del Tamarugal, en el norte de Chile, tienen raíces profundas que siguen a un a modo de tronco subterráneo.

Unas freatófitas son obligatorias, es decir, que están permanentemente enraizadas en medio saturado o en agua libre y son una pequeña parte de las freatófitas de los humedales. La mayoría son opcionales, es decir que mientras haya agua por encima del punto de marchitez permanente en el medio no saturado, utilizan esta reserva y sólo recurren a otras raíces profundas en momentos de sequía. Las freatofitas ocasionales o oportunísticas son las que sin ser propiamente freatofitas pueden recurrir – recibir un subsidio de agua – desde la zona capilar (Lowry y Loheide, 2010). Las freatófitas se pueden encontrar en numerosos lugares áridos y semiáridos (Devitt et al., 2002; Miller et al., 2010) y pueden suponer una importante extracción de agua subterránea si ocupan extensiones grandes, como en fondos de depresiones, y pueden formar bosques poco densos de árboles de porte medio a bajo, en ocasiones de matorral. También son frecuentes las freatofitas en las proximidades de los cursos fluviales permanentes y temporales, formando parte del bosque de ribera.

La transpiración de las freatofitas de los bosques de ribera y de las áreas con nivel freático poco profundo puede ser una parte importante de la extracción de agua subterránea en áreas áridas y semiáridas (Steinward et al., 2006; Lamontagne et al., 2005), afectar a los caudales de base de ríos y a manantiales (Thorburn y Walker, 1994) y cambiar el clima local, afectando a la precipitación local convectiva, que en parte es de reciclado de agua, tanto más cuanto más árido sea el clima (Anyah et al., 2008). Las variaciones naturales del nivel freático tienen una influencia moderada, ya que la flora está adaptada, pero un descenso por causas antrópicas, como drenaje permanente, extracciones continuadas de agua subterránea y disminución de la recarga aguas arriba, puede reducir la extensión de bosque de árboles y arbustos de este tipo y por lo tanto afectar al territorio, además de que las especies mejor preparadas para la competencia por el agua freática acaben dominando en el conjunto florístico.

La evaluación de la evapotranspiración de agua subterránea en terrenos con nivel freático poco profundo y raíces hasta por debajo del mismo, se ha tratado de diferentes formas. La más simple es mediante una reducción lineal de la toma de agua por las raíces hasta una profundidad de extinción (z_{ext}). Otra manera es mediante una reducción con segmentos lineales. Las freatofitas obligatorias sólo desarrollan raíces por debajo del nivel freático, de modo que la evolución de la tasa de transpiración con la profundidad se anula por encima del nivel freático y a la profundidad de extinción dentro del medio saturado, con un máximo dentro del nivel saturado.

Una clásica freatofita arbórea es el eucaliptus que, además de no favorecer la existencia de sotobosque que compita por el agua del terreno, es capaz de extender sus raíces especializadas hacia abajo más deprisa que las otras freatófitas, hasta más de 2,5 m/a. Así, acaba siendo la especie dominante tras varias sequías (Knight, 1999; Whitehead y Beadle, 2004; Sharma, 1984). El eucaliptus se comporta como los otros árboles si hay agua disponible en el medio no saturado, pero su ventaja aparece cuando esta humedad es insuficiente. Puede llegar a evapotranspirar más que la precipitación anual de un año seco, usando el almacenamiento subterráneo (Calder et al., 1997). El comportamiento del bosque de eucaliptus depende de la edad del mismo o de la plantación (Cornish y Vertessy, 2001; Talsma y Gardner, 1986). La presencia de esta vegetación detiene parte del agua de escorrentía y así favorece la infiltración. La transpiración freática se anula durante la noche y actúa durante el día. La mayor humedad del terreno que resulta permite la extensión del bosque en condiciones favorables.

Los árboles del género quercus pueden comportarse como una freatofita obligada (Calder et al., 1997). También los arbustos del género retama (Haase et a., 1996), con raíces que en ocasiones pueden ser muy profundas, hasta 20 m en el Oriente Próximo y hasta 50 o más m en Marruecos y Arizona. La Retama spaherocarpa (l.) Bois, del Sur de la Península Ibérica y Norte de África, no es propiamente una freatofita aunque tiene raíces someras laterales y una raíz profunda vertical de 5 a 10 cm de diámetro hasta 6 a 8 m, sin ramificaciones.

La tasa de transpiración máxima del perfil de la zona radical crece con la altura del tallo de la planta. Esta tasa es de 2 y 3 mm/d para plantas cortas y crece para plantas largas, con profundidad de extinción a 5 m. La profundidad de extinción varía desde 1 m para plantas típicas de humedal y 3 m para plantas ribereñas cortas, hasta 6 m para plantas ribereñas largas. Para el suelo desnudo, se pueden tener tasas de evaporación de hasta 6 mm/d hasta 1 m de profundidad y una extinción lineal hasta 3 m de profundidad.

Es posible medir la evapotranspiración freática por freatófitas a partir de las oscilaciones diarias del nivel freático, si se dispone de un valor ajustado de la porosidad eficaz, tanto la drenable como la llenable. Gribovszki et al. (2008) concluyeron que estos resultados eran menores que los obtenidos mediante la fórmula de Penman-Monteith, con valores diurnos similares, pero no los nocturnos. Las variaciones estacionales se pueden simular mediante una función sinusoidal de la profundidad del nivel freático (Or y Groeneveld, 1994), teniendo en cuenta que las raíces pueden funcionar hasta algún tiempo después de quedar inundadas.

En el Valle de San Luis, Colorado, en clima árido y con maleza de suelo alcalino, se ha estudiado la disminución exponencial de la profundidad de la evaporación freática ETf (Groeneveld, 2008) en función de la profundidad del nivel freático z en m, obteniendo las curvas de evapotranspiración freática:

$$ET_f = ET_f^*(ETP_o - P)$$

$$ET_f^* = \begin{cases} -0{,}146 \ln z + 0{,}228 & \text{si incluye la evaporación capilar} \\ -0{,}0716 \ln z + 0{,}1404 & \text{si no incluye la evaporación capilar} \end{cases}$$

ET_f^* varía entre 0 y 10 (adimensional). Las dos curvas aportadas se igualan a z = 3,1 m, produciéndose la extinción a 7,1 m.

La evapotranspiración freática y ribereña varia ampliamente entre las diferentes especies de plantas a causa de diferencias en la distribución (arquitectura) de las raíces, en la profundidad radical y en la sensibilidad fisiológica a la disponibilidad de agua, además del estado de salud de la planta. Para el estudio se establecen grupos funcionales de plantas, que son asociaciones no filogenéticas de acuerdo con la similitud en la respuesta a condiciones ambientales y a los efectos en los procesos ecológicos dominantes. Estos dependen, en especial en ambientes áridos, de la tasa de evapotranspiración, de la profundidad de las raíces y de la tolerancia a la posición del nivel freático, entre un máximo y un mínimo.

La edad y estado de salud de la planta afectan a la profundidad radical, límites de tolerancia al agua y tasa de transpiración. También afecta la densidad de plantas y de recubrimiento del terreno y la salinidad del suelo.

En condiciones no extremas, en climas con 800 a 2000 mm/a de precipitación media, la actividad de las freatófitas es buena si el nivel freático está a menos de 3 m de profundidad y suele cesar si está a más de 9 m. Las plantas aisladas evaporan más. Si la densidad de plantas se reduce a la mitad, la toma de agua subterránea se reduce al 10%, ya que la densidad de raíces varía poco. Las freatóficas, a semejanza de otras plantas herbáceas, tienen épocas durmientes. En la práctica, transpiran similarmente por unidad de superficie de hoja, con la diferencia de disponer de agua durante un tiempo mayor o permanentemente. El encharcamiento ocasional afecta al funcionamiento (Groeneveld y Crowley, 1988).

Los estudios realizados en humedales en el Great Basin, una cuenca árida intramontana del Oeste Norteamericano (Sanderson y Cooper, 2008), muestran la importancia de la evapotranspiración freática ETF por la vegetación en función de la profundidad del nivel freático F. Se concluye que ETF (mm/a) = $635{,}1F^{-0{,}1488}$, con F en m en praderas húmedas. En cambio, en playas, la ETF es muy variable y no aparece una clara relación con F. Se combina el aporte de la precipitación con el aporte freático, de modo que no hay ETF si F < 0,50 m y ya es importante para F del orden de 1,5 m.

La profundidad de extinción es la profundidad a la que la vegetación freatofítica ya no extrae agua subterránea. Es variable según los suelos y las especies vegetales (Shah et al., 2007).

Los matorrales alcalinos del SW de Norteamérica muestran una profundidad de extinción común de unos 7 m (Groeneveld 2008; Cooper et al., 2006) pero que puede ser mayor. Los autores proporcionan las siguientes fórmulas para estimar la evapotranspiración anual ETg de agua freática, en mm/a, según sea la profundidad del nivel freático z, en m:

$$ETg = -0{,}716 \ln z + 0{,}1404$$
$$ETg = -0{,}744 \ln z + 0{,}088$$

Puede suponerse que valor de ETg varía linealmente con la profundidad, como situación sencilla, o describirla como tramos de pendiente variable (Figura 2.8.27), como lo hace el modelo de aguas subterráneas MODFLOW, aunque la realidad es más compleja (Figura 2.8.28) y depende del tipo de planta (Figura 2.8.29).

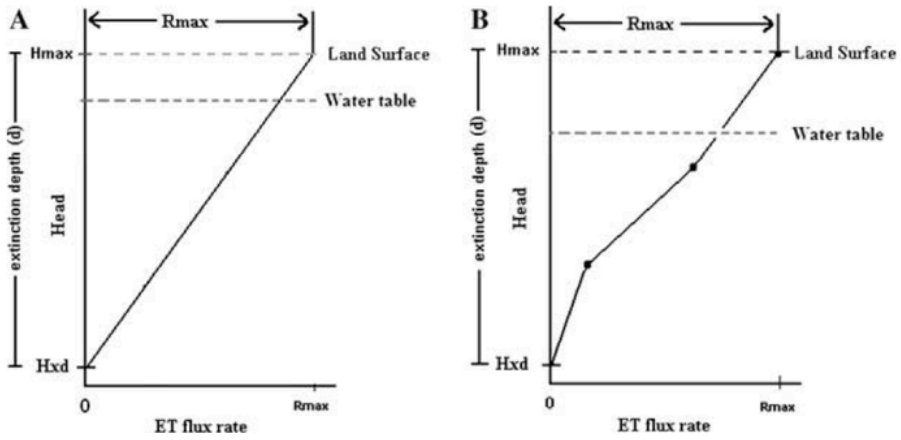


Figura 2.8.27 Suposiciones de variación de la tasa de evapotranspiración freática con la profundidad, lineal o compuesta de segmentos lineales, tal como se hace en el modelo de aguas subterráneas MODFLOW. d = H_{max} - H_{xd} = profundidad de extinción; R max = tasa máxima de evapotranspiración freática

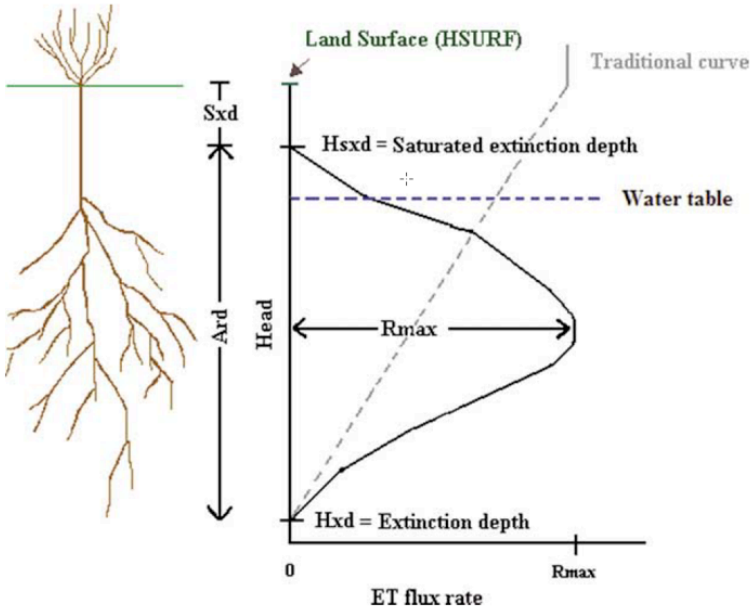


Figura 2.8.28 Tasa de evapotranspiración freática según la profundidad (Baird et al., 2005)

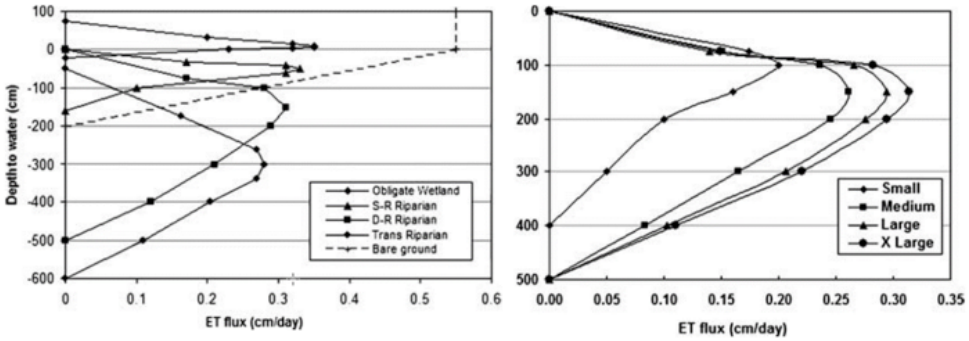


Figura 2.8.29 Tasa de evapotranspiración freática en cm/d, según la profundidad en cm, considerando el tipo funcional de planta en la figura izquierda y del tamaño del tronco en la figura derecha (Baird et al., 2005)

El balance de agua en el suelo, en un intervalo de tiempo dado (–1 es el tiempo anterior), es:

$$S_{-1} = S + P + \Delta S_F - ETR$$

S = almacenamiento en el suelo (actual y en el intervalo anterior –1).
P = precipitación
ΔS_F = aporte freático, según la profundidad del nivel freático, que se extingue a un cierto valor
ETR = evapotranspiración real

Si ∇ simboliza la profundidad del nivel freático y S_{-1} y ∇_{-1} corresponden al medio no saturado anterior y $\nabla - \nabla_{-1}$ es la altura que se va a saturar por el ascenso de nivel, entonces

$\Delta S_F = (\nabla - \nabla_{-1}) \cdot m_r$, si $\nabla < \nabla_{-1}$, esto es, nivel descendente con m_r = porosidad de retención (humedad a la capacidad de campo)

$\Delta S_F = (\nabla - \nabla_{-1}) \cdot S_{-1} / \nabla_{-1}$, si $\nabla < \nabla_{-1}$, esto es, nivel ascendente

Entonces, $ETR = K_e \cdot K_w \cdot ETP$

K_e = coeficiente de transpiración = T / ETP
T = tasa de transpiración
K_w = coeficiente del nivel freático = toma del nivel saturado, que se evalúa como:

$$K_w = \begin{cases} B = \nabla / D_{max} \\ 1 - e^{-aB} \end{cases}$$

D_{max} = profundidad radical máxima

Si hay varias especies presentes, el cálculo se hace para cada especie, ponderando su proporción.

El cálculo de la evapotranspiración freática requiere la modelación del flujo en el medio no saturado a partir de sensores de humedad a distintas profundidades (Lowry el al., 2010; Muneeperakul et al., 2008), con el esquema de la Figura 2.8.30. Las estimaciones preliminares pueden hacerse como la diferencia entre la ETP en las condiciones del lugar y la ETR calculada según los modelos de la Sección 2.8.9 del Capítulo 3 a partir de la evolución de la humedad del medio no saturado

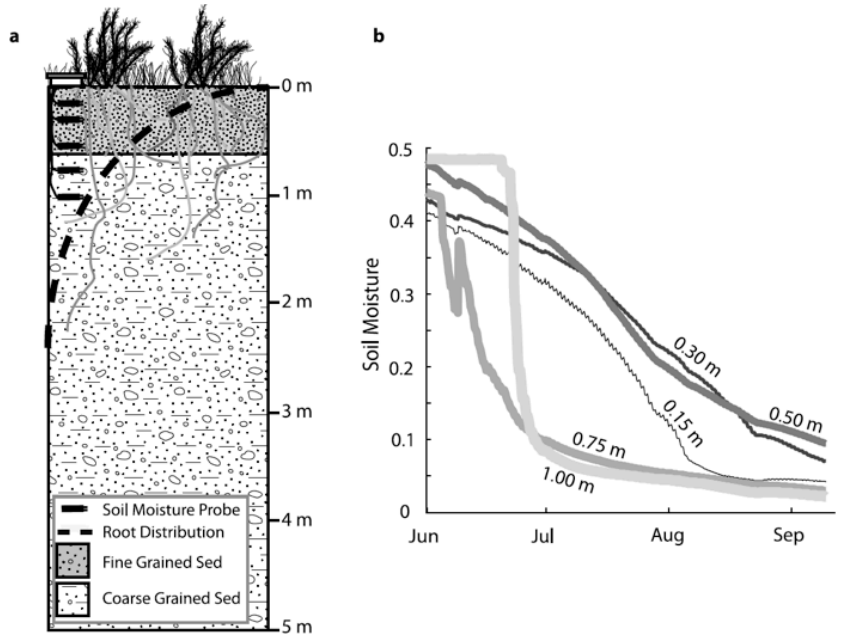


Figura. 2.8.30 Funcionamiento hídrico de un bosque de ribera con freatofitas (Toulumne Meadows, Yosemite National Park). a) Modelo conceptual y perfil del suelo (sedimentos finos que recubren sedimentos groseros), con indicación de la distribución radical. b) evolución de la humedad del suelo fino a 0,15, 0,30 y 0,50 m de profundidad y del suelo grosero a 0,75 y 1,00 m en la estación de crecimiento (verano) del año 2000 (según Lowry et al., 2010), en que hay más agua en el sedimento fino que en el grosero. El subsidio lo aporta el sedimento grosero.

La transpiración de los árboles se puede medir por el movimiento ascensional de la savia o bien inyectando un trazador en la base del árbol (por ejemplo, agua tritiada) y recogiendo el vapor emitido en bolsa

$$F = \frac{\int_0^\infty qCdt}{\int_0^\infty Cdt}$$

q = caudal de agua en forma de vapor recolectado,
C = concentración de trazador
t = tiempo.

En época seca, cuando las raíces llegan al nivel freático, el Quercus ilex transpira 0,40 mm/d y el Quercus pirenaica 0,15 mm/d. Esos valores son <0,05 mm/d en época húmeda.

La parte de la traspiración de agua freática relativa a la ETP = ETR del conjunto de plantas freatofitas de un área, es pequeña durante y poco después de un evento de lluvia ya va creciendo progresivamente hasta el evento de lluvia siguiente (Figura 2.8.31).

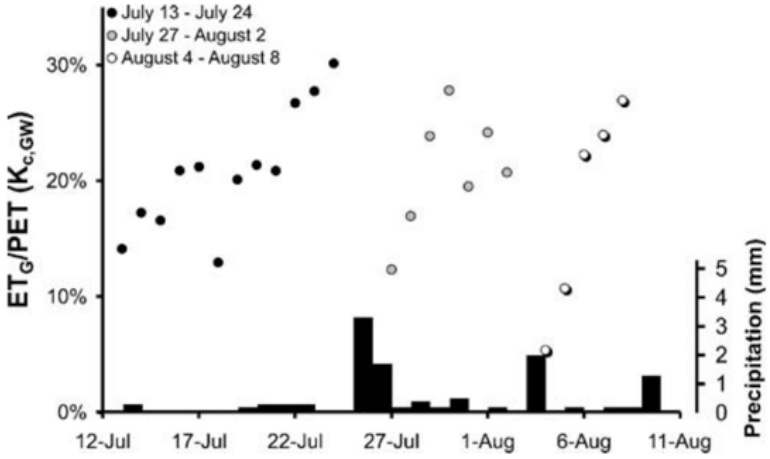


Figura 2.8.31 Evolución de la evapotranspiración freática respecto a la evapotranspiración total, tras tres eventos de lluvia. Las lluvias intermedias afectan poco si no producen una gran alteración de la humedad del suelo (Lautz, 2008)

2.9 Recarga en tránsito

La recarga en tránsito es el flujo de humedad del suelo edáfico que se transmite a la zona vadosa debajo y que desciende verticalmente (percolación) para convertirse en recarga al acuífero. Como hay un almacenamiento de agua en el medio no saturado, la transferencia vertical supone un retraso y amortiguación, como muestra la Figura 1.3.8 de la Sección 1.3.8 del Capítulo 1.

El flujo vertical y por lo tanto la recarga, como mucho pueden valer la conductividad hidráulica saturada vertical k_v. Para un intervalo de tiempo Δt, ese flujo equivale a una lámina de agua $K_v = kv \cdot \Delta t$. Para su evaluación se suelen utilizar diferentes funciones, que utilizan la CC = capacidad de campo y θ = humedad del terreno:

1) método convencional: variación lineal entre R = 0 para θ = CC y R = K_v para $\theta \geq$ CC + K_v
2) método convencional modificado, con dos tramos lineales de distinta pendiente
3) método de la curva logística:

$$R = \frac{K_v}{1 + \beta \exp\left(-\frac{K_v}{\alpha}\right)}$$

siendo

$\alpha = \theta' / 4$; $\beta = \exp(2 + CC/\alpha)$; θ' = parámetro a ajustar.

Se puede modificar para que

$R = K_v$ para $\theta = \alpha + K_v$.

En muchos casos prácticos, es complejo calcular el tránsito por la zona no saturada mediante la resolución de las ecuaciones de flujo, ya que se requiere una información de la que no se suele disponer y puede ser numéricamente costosa, aunque existen códigos que permiten hacerlo, como el Code_Bright (Subcapítulo 2.3).

Como una primera aproximación simplificada, Besbes y De Marsily (1984) propusieron aplicar la función de transferencia a la recarga, utilizando distribuciones gamma como funciones de base. Se parte de la recarga en tránsito que sale del suelo edáfico (que los autores mencionados denominan infiltración). Se supone que el transporte descendente por la zona no saturada es conservativo (no se pierde masa), de modo que, a largo plazo, si no hay evapotranspiración en el medio no saturado ni en el acuífero, la infiltración media es igual a la recarga media, pero con diferente distribución temporal debida al retraso y amortiguación. También se supone que se trata de un proceso lineal, sin que la conductividad hidráulica no saturada k [LT^{-1}] cambie debido a la recarga. Esto permite escribir que, a una determinada profundidad dentro de la columna no saturada, el flujo q descendente, que depende del tiempo, es:

$$q(t) = \int_0^{\infty} I(t-\tau)\,\psi'(\tau)d\tau$$

I = infiltración variable en el tiempo
ψ' = función de transferencia (hidrograma unitario)

La recarga produce un ascenso del nivel freático:

$$s(t) = \int_0^{\infty} q(t-\tau)\,\psi(\tau)d\tau$$

ψ = respuesta unitaria del acuífero a la recarga

El ascenso efectivo de nivel s es la diferencia en cada momento entre el nivel piezométrico h y el nivel piezométrico hipotético d que se habría observado si no hubiera habido recarga debido a la dinámica del acuífero (véase la Sección 6.2.1 del Capítulo 6) . Se considera que no afectan los cambios piezométricos en áreas vecinas.

El procedimiento a seguir a partir de un modelo calibrado del acuífero se esquematiza en la Figura 2.9.1. La Figura 2.9.2 muestra la transferencia hacia abajo de las acciones en superficie, con amortiguación y retraso.

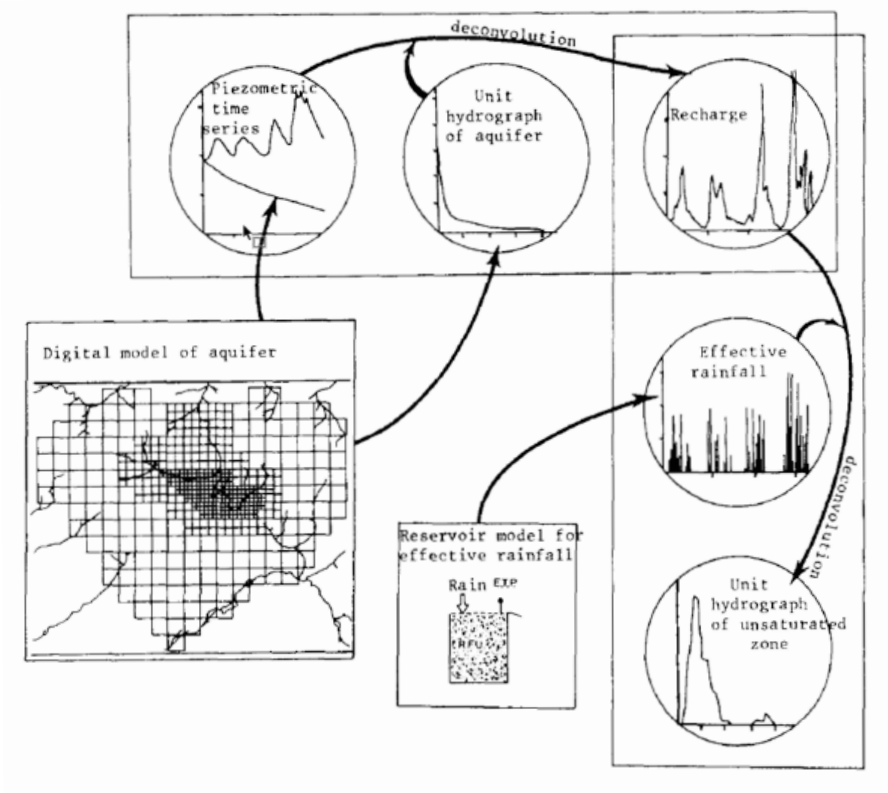


Figura 2.9.1 Esquema de la metodología para determinar las funciones de transferencia del flujo de percolación en la zona no saturada. Se parte del modelo numérico calibrado del acuífero, con el que se simula la evolución de niveles que hubiera habido sin recarga; la diferencia con lo observado es la elevación debida a la recarga; también se simula el hidrograma unitario. En ambos casos, se determina la recarga que se ha producido por desconvolución. Con el modelo de balance de agua en el suelo edáfico se obtiene esa recarga en tránsito, que al compararla con la evolución de la recarga calculada por desconvolución lleva al hidrograma unitario de transferencia por la zona no saturada.

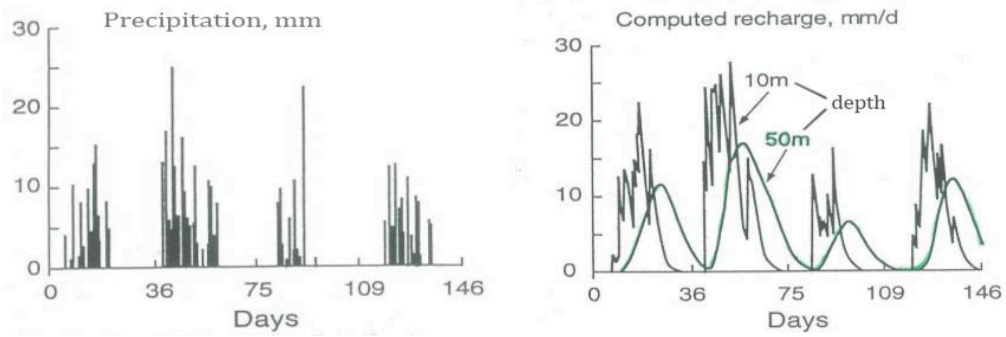


Figura 2.9.2 Transferencia hacia debajo de las acciones en superficie, con amortiguación y retraso, en un medio no saturado de gran potencia (Besbes y de Marsily, 1984).

2.9.2 Acuíferos colgados en el medio no saturado

Dentro del medio no saturado, se pueden formar niveles saturados (acuíferos colgados o suspendidos sobre medio no saturado), temporales o permanentes, sobre horizontes continuos o discontinuos de pequeña permeabilidad (Figura 1.3.5 del Subcapítulo 1.3). En general, estos niveles saturados sólo producen un retraso en la percolación, que retrasa la recarga temporalmente, pero hay situaciones en que se puede producir encharcamiento temporal del terreno hasta la superficie, con rechazo de la infiltración o la aparición de descargas laterales en forma de rezumes y manantiales variables, si el relieve topográfico lo permite (Figura 1.3.6 del Subcapítulo 1.3). Algunos resultados reales se muestran en las Figuras 2.9.3 y 2.9.4.

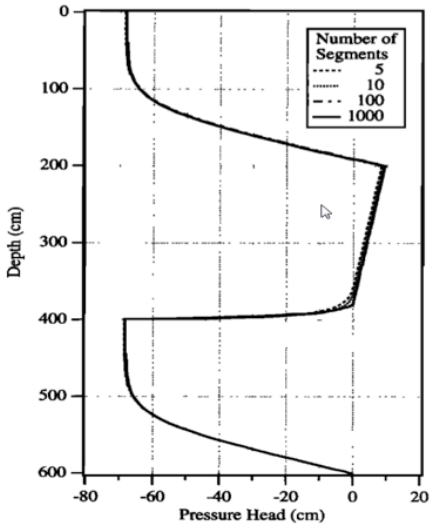


Figura 2.9.3 Distribución vertical de la presión en el medio no saturado como consecuencia de una infiltración en superficie. Se trata de un perfil de suelo de 6 m, de los que 2 m son de arena fina que recubren 2 m de lodo arcilloso-limoso y debajo otros 2 m de arena fina. En este caso, el flujo es de 140 mm/d, que supera ligeramente la conductividad hidráulica vertical de la capa intermedia (Rockhold et al., 1997)

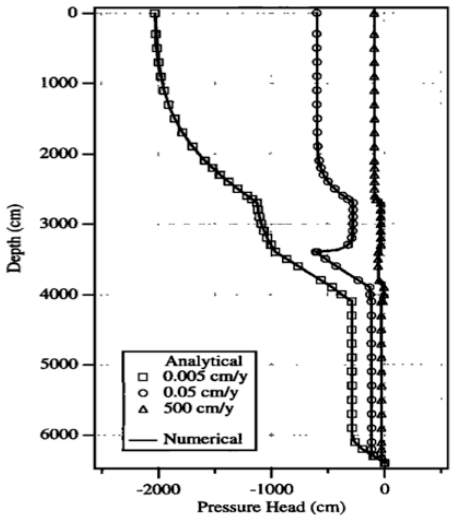


Figura 2.9.4 Distribución vertical de la presión en el medio no saturado sometido a las tasas de infiltración indicadas para un perfil de suelo de arriba abajo consistente en 2,7 m de sedimentos de granulometría gruesa, 0,7 m de lodo, 0,5 m de suelo, 0,2 m de suelo antiguo y 2,1 m de arenas (Rockhold et al., 1997)

2.10 Relaciones río–acuífero y recarga

2.10.1 Consideraciones generales

El caudal de un río, riera, arroyo, torrente o quebrada, cuando están activos, es la suma de un conjunto de procesos, como se idealiza en la Figura 2.10.1.

Para estimar la recarga es preciso conocer el acuífero, sus características y sus mecanismos de recarga y descarga (Sophoceous, 2002; Sophocleous y Perry, 1985). Un aspecto clave es el de las relaciones río–acuífero (ver Fig. 2.10.2).

En los **ríos ganadores**, el nivel de descarga es inferior al nivel freático del acuífero al que drenan y tienen **caudal permanente**. Pueden recargar al acuífero en avenidas, cuando el nivel fluvial es superior al freático en el acuífero del entorno. Es el proceso que se denomina **almacenamiento en riberas**, que se considera en la Sección 2.10.3.

Otros casos de ríos permanentes, pero perdedores, son el de río con medio saturado continuo (también designado por simplicidad río conectado) y el de río con medio no saturado intercalado (también designado por simplicidad río no conectado), ambos con nivel en el acuífero por debajo del nivel del agua en el cauce. Además, existen cauces intermitentes o **efímeros**, que sólo llevan caudal después de precipitaciones importantes y que también tienen el nivel freático por debajo del cauce.

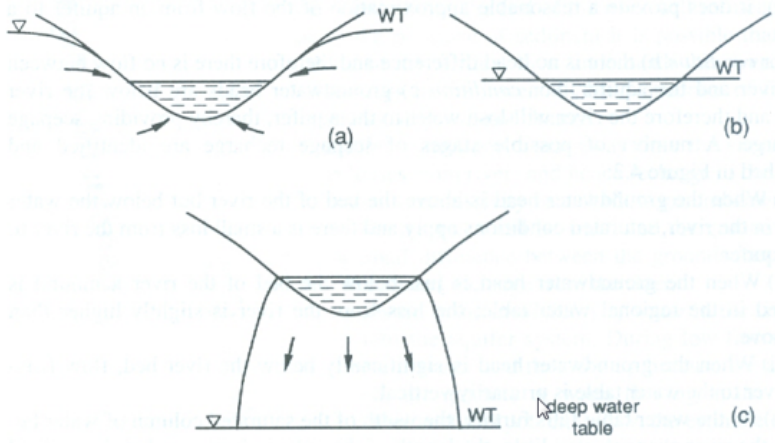


Figura 2.10.1 Relación río-acuífero en función de la posición del nivel freático: (a) río ganador; (b) el río ni pierde ni gana agua ya que el nivel del río el igual al nivel piezométrico del acuífero; (c) río perdedor con medio saturado continuo.

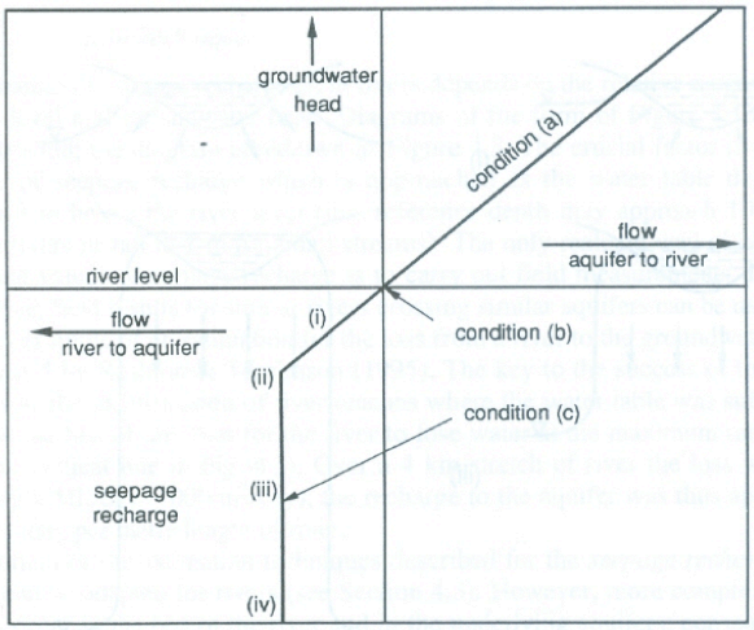


Figura 2.10.2 Orígenes y relaciones entre los componentes de la escorrentía total de un rio, riera o torrente con agua (UNESCO, 1972; Rushton, 1997)

El río se puede representar como una condición de contorno de Cauchy (mixta o de tipo III), tanto para río ganador como perdedor.

$$Q = C_h (H(t) - h(t))$$

C_h = conductancia hidráulica en el nudo o la celda correspondiente,
H(t) = nivel asignado al río para el tiempo t, que se puede imponer
h(t) = nivel freático calculado en la celda de río para el tiempo t.

La no linealidad en la representación de la relación río-acuífero, puede eventualmente ser un problema, pero es solucionable con una adecuada discretización espacio-temporal y una correcta implementación de la condición de contorno.

Lo que sigue hace referencia a cursos de agua permanentes. Los cursos de agua intermitentes y efímeros se consideran en el Subcapítulo 6.8. Sahuquillo (1986; 1987) trata el tema de forma general.

2.10.2 Modelos unicelulares y multicelulares de descarga acuífero–río

Para analizar las relaciones acuífero-río es frecuente considerar al acuífero como un reservorio, simple o compuesto, que descarga en el río (Pulido-Velázquez et al., 2005; 2007). Si V = volumen de agua en el acuífero drenable y Q = caudal de descarga, la fórmula de Coutagne (1948) los relaciona según $Q = \alpha V^n$, con n variable entre 0 y 2. Para n = 1 se tiene la fórmula lineal de Boussinesq: $Q = \alpha V = Q_o e^{-\alpha t}$ para acuíferos confinados que sólo descargan.

Para acuíferos libres recargados en toda su superficie, la relación lineal conduce a:

A) con recarga R constante espacial y temporalmente

$$V = V_o e^{-\alpha t} + \frac{R}{\alpha}(1 - e^{-\alpha t})$$

$$Q = Q_o e^{-\alpha t} + \frac{R}{\alpha}(1 - e^{-\alpha t})$$

B) con R variable temporalmente, pero no espacialmente

$$V = V_o e^{-\alpha t} + \frac{1}{\alpha}\int_o^t R(\tau)\, e^{-\alpha(t-\tau)} d\tau$$

$$Q = Q_o e^{-\alpha t} + \int_o^t R(\tau)\, e^{-\alpha(t-\tau)} d\tau$$

Si R(τ) se puede descomponer en escalones temporales en los que la recarga se mantiene constante, en cada Δt:

$$V_n = V_{n-1} e^{-\alpha \Delta t} + \frac{R_n}{\alpha}\left(1 - e^{-\alpha \Delta t}\right)$$

$$Q_n = Q_{n-1} e^{-\alpha \Delta t} + R_n\left(1 - e^{-\alpha \Delta t}\right)$$

en que n es el intervalo de tiempo considerando

Si Δt es pequeño

$$V_n \simeq V_{n-1}(1 - \alpha \Delta t) + R_n \Delta t$$

$$Q_n \simeq Q_{n-1}(1 - \alpha \Delta t) + R_n \alpha \Delta t$$

Se puede mejorar el cálculo de descarga de un acuífero a un río, pasando de un modelo unicelular (una celda con un cierto nivel en la misma que descarga a otro nivel inferior fijo) a un modelo pluricelular (de varias celdas en serie), a partir de la ecuación general de descarga de un acuífero continuo de transmisividad constante y con recarga uniforme y estacionaria:

$$S\frac{dh}{dt} = T\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + R$$

Para un acuífero con recarga uniforme R, de ancho L, la solución de la descarga no estacionaria al rio por un lado, partiendo de un nivel igual en todo el acuífero, es (Custodio y Llamas, 1976/1982; Secciones 9 y 11):

$$h(x,t) = h_o(x)[1 + a(x)e^{-\tau t}] + \cdots$$

en la que:

$$\tau = \frac{T}{4L^2 S}$$

$$a(x) = \frac{\text{sen } \frac{\pi x}{2L}}{\sum_{n\ \text{impar}}^{\infty} \frac{1}{\pi^2} \text{sen } \frac{\pi x}{2L}}$$

$h_o(x) = \frac{R}{T}\left(Lx - \frac{x^2}{2}\right)$ que es el valor eatacionario

Si se discretiza el tiempo en intervalos Δt, para cada tiempo t

$$h(x,t) = \frac{R(t)}{T}\left(Lx - \frac{x^2}{2}\right)\left[1 - a(x)e^{-\tau \Delta t}\right] + h(x,t_{-1})a(x)e^{-\tau \Delta t}$$

que para Δt constante se puede escribir

$$h(x,t) = R(t) \cdot b(T,\tau) + h(x,t_{-1})$$

$$\text{con } b(T,\tau) = \frac{1}{T}\left(Lx - \frac{x^2}{2}\right)\left(1 - a(x)e^{-\tau \Delta t}\right)$$

Esta ecuación tiene 4 parámetros a ajustar

Si el espacio 0 a L se divide en N celdas, se tiene para un cierto intervalo de tiempo:

Primera celda, junto al río o de descarga, con un nivel de referencia hr

$$h_1 = h_1^{-1} + \frac{2T\Delta t}{S\,\Delta x^2}(h_r - h_1^{-1}) + \frac{T\Delta t}{S\,\Delta x^2}(h_2^{-1} - h_1^{-1}) + \frac{R\Delta t}{S}$$

Celda intermedia i:

$$h_i = h_i^{-1} + \frac{T\Delta t}{S\,\Delta x^2}\left[h_{i+1}^{-1} + h_{i-1}^{-1} - 2h_i^{-1}\right] + \frac{R\Delta t}{S}$$

Última celda, la más alejada, en el borde impermeable o en la divisoria:

$$h_N = h_N^{-1} + \frac{T\Delta t}{S\,\Delta x^2}(h_{N-1}^{-1} - h_N^{-1}) + \frac{R\Delta t}{S}$$

cuyos parámetros son T, S, h_r, L (ancho = N·Δx).

El caudal de salida es:

$$Q = \frac{2T\Delta t\,(h_1 - h_r)}{L\,\Delta x}$$

$$Q = 0 \text{ si } h < h_i$$

Todo lo anterior supone linealidad entre volúmenes y caudales, como se ha supuesto desde los primeros intentos de cuantificación (Maillet, 1905), pero no siempre este supuesto es apropiado (Fenicia et al, 2006; Wittenberg, 1999). El caso especial de descarga final de un acuífero kárstico, ha sido considerado como de vaciado de depósitos (Fiorillo, 2011). El coeficiente α [T^{-1}] de agotamiento (recesión) resulta proporcional a un parámetro c, que representa las características hidráulicas durante el agotamiento, de modo que α es inversamente proporcional al producto del área de la superficie freática (variable a lo largo del tiempo) por la porosidad efectiva (drenable), como discuten Carlier y Mroueh (2012) y esclarece Fiorillo (2012).

Se considera la posibilidad de alimentar el modelo hidráulico del medio no saturado con el resultado de la simulación de la percolación. Lee et al. (2008) estudiaron de ese modo las curvas de recesión, a partir de los caudales acumulados durante un año.

2.10.3 Relación acuífero–río en ríos permanentes

Cuando un río ganador (efluente) se transforma en perdedor (influente), por una crecida u otra razón, su nivel sube por encima del nivel piezométrico del acuífero contiguo con el que está conectado, si ese es el caso. El agua acumulada durante el período de aguas altas se denomina almacenamiento en las riberas (bank storage) y vuelve otra vez al río cuando pasa la crecida. En ciertas condiciones de contorno sencillo, se puede calcular con relativa facilidad el volumen de agua almacenada y la tasa de la recarga y descarga. Las Figuras 2.10.3 y 2.10.4 muestran la situación teórica y la Figura 2.10.5 una situación ideal (Todd, 1955).

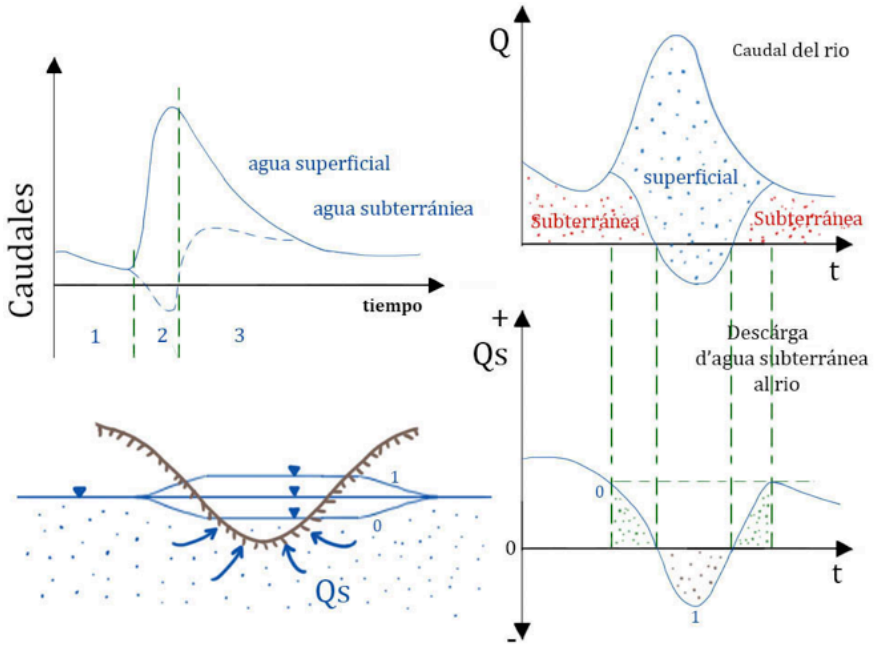


Figura 2.10.3 Hidrograma de una crecida de un río conectado a un acuífero y variación de la descarga de agua subterránea a causa del almacenamiento en riberas.

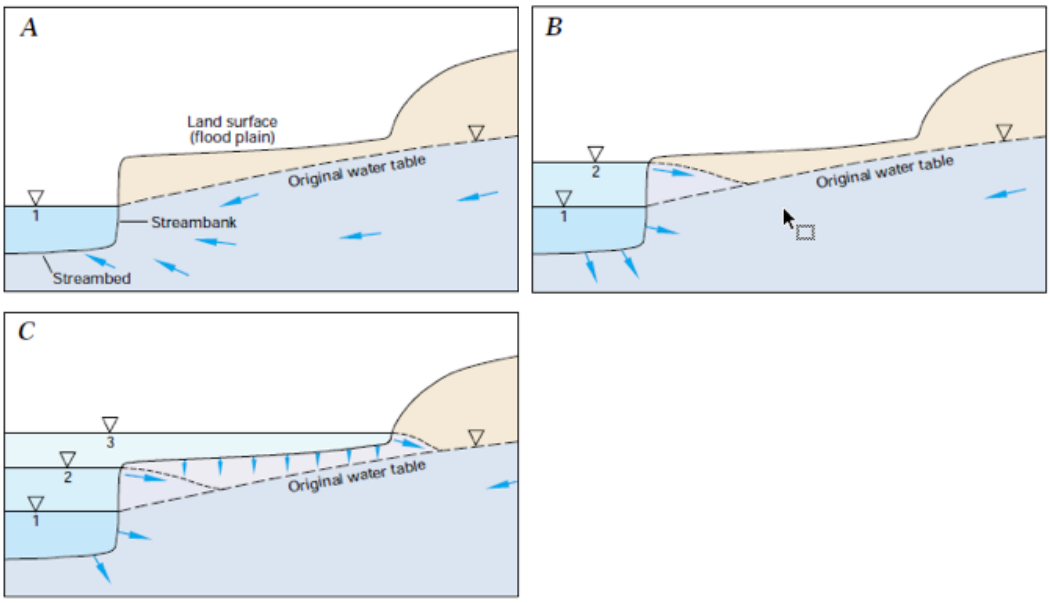


Figura 2.10.4 Almacenamiento en riberas según la variación del nivel del río y el perfil del terreno ribereño.

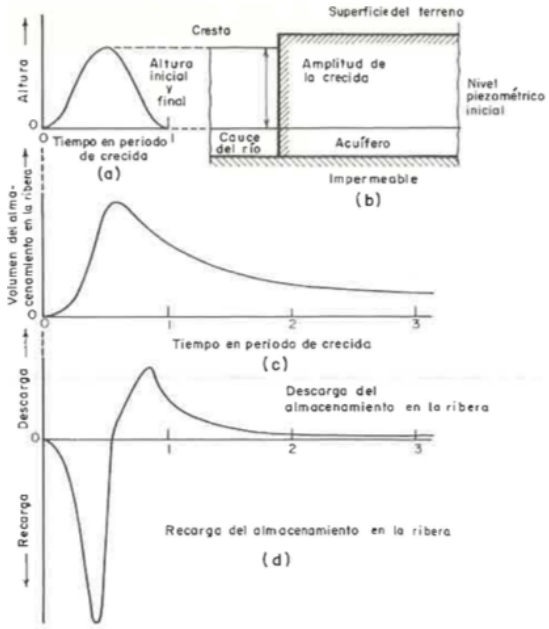


Figura 2.10.5 Relación entre los cambios de nivel en el río y el almacenamiento en las riberas, en una situación ideal de una crecida con hidrograma sinusoidal (Todd, 1955). Se supone que el acuífero es homogéneo e isótropo. Se parte un nivel piezométrico inicial constante e igual al del río estacionario. Se representa la variación del volumen almacenado en la ribera y su derivada, que representa el caudal que entra o sale del acuífero. El máximo caudal coincide sensiblemente con el de la crecida y los máximos caudales de entrada y salida coinciden con los puntos de inflexión de la curva de variación del volumen.

El almacenamiento en riberas en un tramo de río recto se puede calcular si se dispone de una serie de piezómetros perpendiculares al río que tengan registros frecuentes de nivel, de modo que se pueda cartografiar la diferencia entre el nivel máximo y el mínimo. Es mucho más complicado hacerlo en ríos con meandros y trazados irregulares, al tenerse que cartografiar las piezometrías de un área amplia. Pocas veces se dispone de redes adecuadas. Algunos cálculos analíticos se encuentran en Custodio y Llamas (1976/1983, Sección 11, Apartado 2.4).

Un estudio detallado de algunas avenidas en el río Danubio (Ubell, 1963), como se presenta en la Figura 2.10.6, mostró que la evolución de los caudales se podía asimilar a una variación sinusoidal, con la diferencia de que el máximo del almacenamiento en la ribera no se produce durante la cresta de la avenida, sino algo después. Esto es debido a que el agua subterránea acumulada en la inmediata proximidad de la orilla tiene un gradiente hacia el interior del acuífero, lo que puede estabilizar el volumen almacenado o incluso aumentarlo durante algún tiempo después de la cresta de la avenida, con una duración que depende de la velocidad de descenso de la misma.

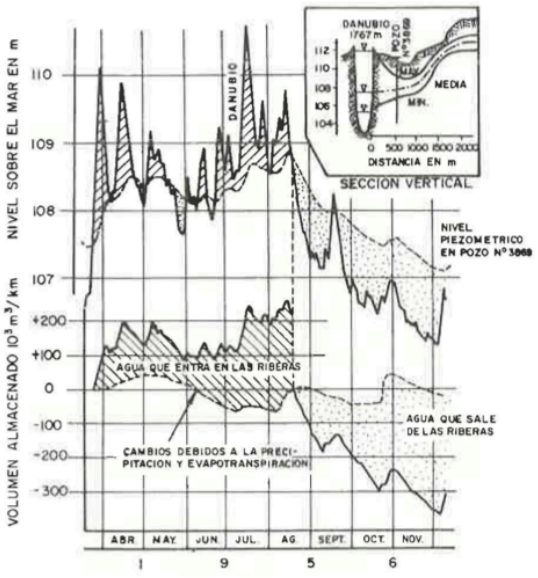


Figura 2.10.6 Estudio detallado de algunas avenidas en el río Danubio (Ubell, 196

Para estimar la recarga, debe estudiarse la parte final de la curva de recesión del hidrograma de un rio o manantial en época seca, teniendo en cuenta que la ausencia de lluvia en el lugar de aforo puede no ser lo que sucede en cuencas de tamaño medio a grande o de montaña, donde pueden producirse precipitaciones.

Son abundantes los estudios de la curva de recesión o de agotamiento, con estudios que cubren áreas extensas (Coutagne, 1948; Brutsaert y Nieber, 1977; Brutsaert y López, 1998; Brown et al., 1999) y también la discusión sobre los problemas de las estimaciones (Halford y Mayer, 2000).

Del estudió los hidrogramas del río canadiense Elbow, con una cuenca de unos 500 km^2, se llegó a la conclusión de que casi la totalidad de la escorrentía subterránea procedía del almacenamiento en la llanura aluvial que forma el fondo del valle, que se recarga en las crecidas Meyboom (1961).

Se puede considerar que la oscilación de niveles de un acuífero próximo a un río o lago con nivel variable se debe a la superposición de dos componentes:

a) oscilaciones del río o lago
b) recarga o descarga natural o artificial que recibe el acuífero (lluvia, bombeos, evapotranspiración, infiltración de un acuífero superior, etc.)

En ambos casos, las oscilaciones vienen determinadas por los parámetros geométricos y los hidrológicos (S y T) del acuífero y las condiciones de contorno.

El resultado de la recarga de una crecida puede determinarse si hay una estación de aforos aguas arriba y otra estación aguas abajo del tramo en que se produce la recarga. La Figura 2.10.7 muestra el procedimiento para un caso real. Los resultados de la aplicación a una serie de crecidas se muestra en la Figura 2.10.8.

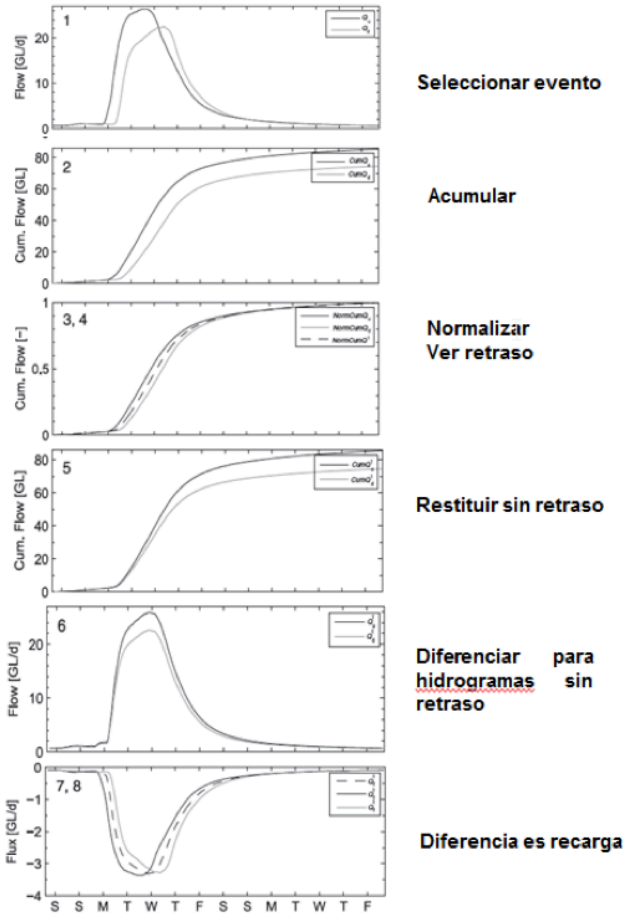


Figura 2.10.7 Determinación de la recarga resultante de la crecida de un río entre dos estaciones de aforo. 1.- hidrogramas de avenida aguas arriba (línea negra) y aguas abajo (línea gris); 2.- hidrogramas acumulados para las estaciones de aforo aguas arriba y aguas abajo; 3 y 4.- hidrogramas acumulados normalizados aguas arriba y aguas abajo y desplazamiento temporal (líneas de trazos); 5.- hidrogramas acumulados desplazados temporalmente; 6.- hidrogramas desplazados temporalmente y 7 y 8.- recarga deducida mediante el hidrograma normalizado acumulado en líneas de trazos y límites superior e inferior de la recarga (líneas negra y gris) (McCallum et al., 2014)

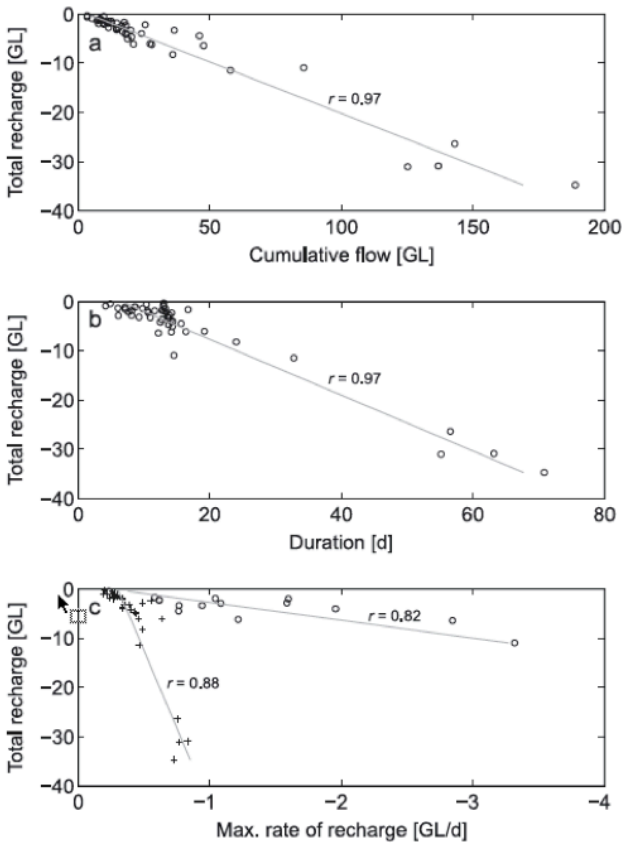


Figura 2.10.8 Comparación de resultados. a.- Volumen total recargado en función del caudal acumulado; b.- Volumen total recargado en función de la duración del evento y c.- Volumen total recargado en función de la mayor tasa de recarga. Los eventos con grandes caudales naturales se representan como círculos y los pequeños y los producidos por descargas de embalses por cruces. En esta cuenca, la recarga crece con el volumen de la avenida y con su duración. La tasa de recarga (dada como valores negativos) es muy variable para grandes avenidas, pero es moderada para crecidas pequeñas (McCallum et al., 2014)

2.10.4 Evaluación de las filtraciones en canales

La filtración del agua desde canales sin revestir o imperfectamente revestidos es un problema común en el manejo del agua en sistemas de riego. Una simple inspección de zonas de riego en primavera y verano permite apreciar hasta qué punto hay pérdidas en canales. Tal es la proliferación de vegetación en numerosas zonas contiguas a los mismos, que aprovechan parcialmente el agua que escapa. La aplicación del agua en parcelas de riego es a veces poco eficiente, definiendo como eficiencia la lámina media de agua almacenada en la zona radical dividida por la lámina de agua añadida. Desde la perspectiva teórica, el problema se puede analizar con una formulación sencilla de la ecuación del flujo de agua en un acuífero freático, usando las hipótesis simplificadoras de Dupuit–Forchheimer, en una geometría como la de la Figura 2.10.9. El tratamiento semidescriptivo puede encontrarse en Giráldez Cervera y López Rodríguez (1997) y en Worstell (1976).

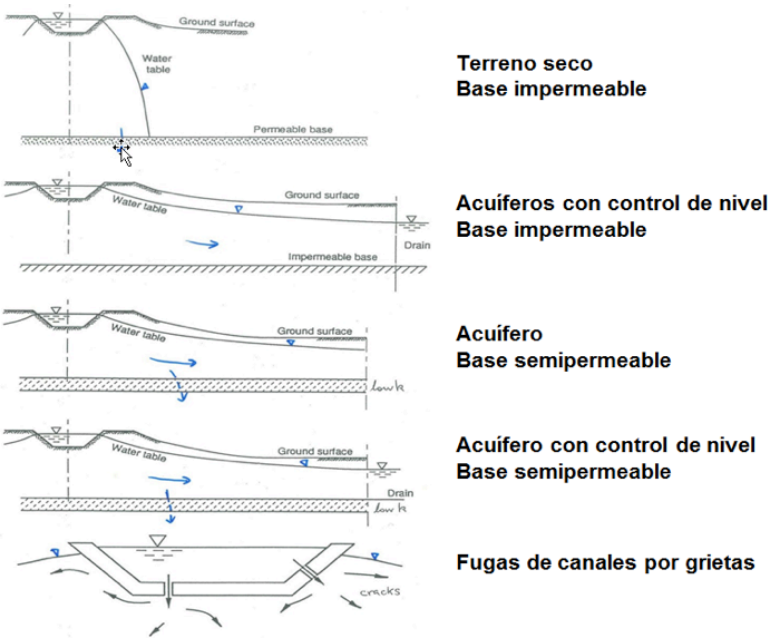


Figura. 2.10.9 Filtración de agua desde un canal.

Como se aprecia en la Figura 2.10.10, el caudal que pasa desde el lecho del cauce o canal hacia el nivel freático da lugar a su ascenso. El problema está descrito por las condiciones iniciales h(x,0) = 0 y las de contorno q = 2f(0,t) de descarga hacia los dos lados. La ecuación que describe el flujo en el medio saturado es:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{kH}{n} \cdot \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = D \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$$

k = permeabilidad (conductividad hidráulica) del acuífero,
m = porosidad,
H = espesor saturado inicial
D = kH/m = difusividad hidráulica

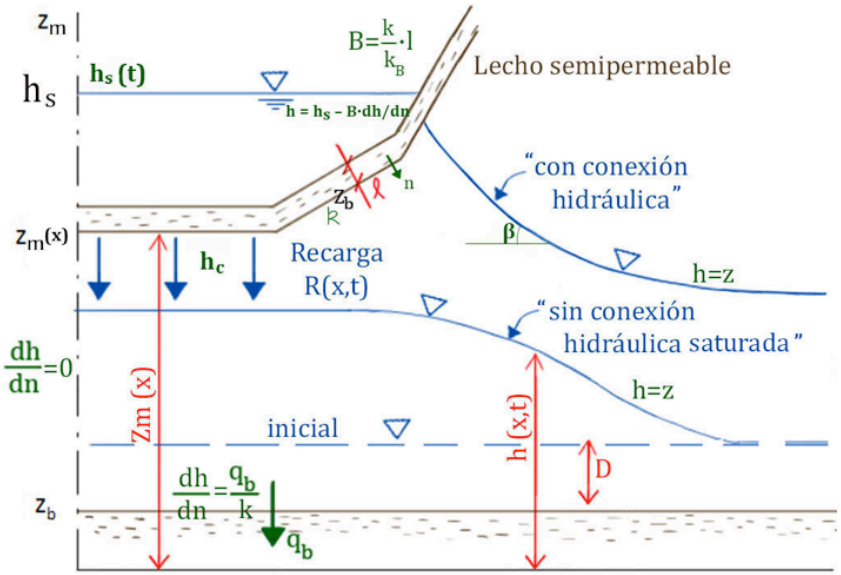


Figura 2.10.10 Esquema de cálculo de los componentes de la recarga desde un cauce o un canal con agua permanente

f(x) es el flujo de agua en el acuífero en un plano vertical paralelo al eje del canal a distancia x. Viene dado por (Glover, 1974):

$$f(x) = \frac{q}{2}\left(1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^{x/(4Dt)^{1/2}} \exp(-u^2)du\right) = \frac{q}{2}\operatorname{erfc}\left[\frac{x}{(4Dt)^{1/2}}\right]$$

Alternativamente, si se supone que la capa freática se mantiene en contacto con la solera del canal, la condición de contorno es ahora h(x,0) = h_0, con lo que la descarga en la solera pasa a ser (Gill, 1984):

$$q = \frac{kHh_0}{(\pi Dt)^{1/2}}$$

que está condicionada por la posición inicial del nivel freático. Si la extensión lateral del acuífero no es muy grande, la solución anterior ha de ser modificada ligeramente.

Los ensayos en 765 casos (Worstell, 1976)., con una amplia gama de texturas en los suelos subyacentes, indican una oscilación entre las intensidades medias de percolación de 0,06 a 0,6 m/d, mientras que, en los canales revestidos, las fugas eran menores que 0,03 a 0,3 m/d, sin que se observase relación estadística aparente entre las pérdidas y las dimensiones de los canales en los diferentes grupos texturales. En la Tabla 2.10.1 se recogen estos resultados y en la Tabla 2.10.2 los resultados para canales revestidos.

Tabla 2.10.1 Pérdidas medias por filtración en canales

Grupo de suelo	nº de ensayos	Percolación (m/d)
Arcilloso	23	0,13
Limoso	136	0,21
Franco	207	0,28
Arenoso	105	0,51
No reseñado	85	0,32

Tabla 2.10.2 Pérdidas medias por filtración en canales revestidos

Tipo de revestimiento	nº ensayos	Pérdidas medias, m/d	Intervalo, m/d
Hormigón	11	0,07	0,009–0,29
Suelo compactado	45	0,05	0,003–0,29
Membrana asfáltica	32	0,14	0,003–0,92
Suelo–cemento	5	0,02	0,009–0,06
Sellante químico	12	0,55	0,1–2,53
Sellado de sedimento	10	0,24	0,12–0,4
No revestido	468	0,3	0,003–5,37

Cuando el calado del canal no es constante y la lámina de agua puede que no cubra la solera, la descarga podría depender de la anchura del canal o de la parte mojada. El espesor de la lámina de agua influye en la velocidad de infiltración de agua en el suelo, como en el caso de los canales efímeros (Freyberg, 1983). Se puede precisar mejor el recorrido del agua por la zona subsaturada del suelo (Morel–Seytoux, 1984; Smith y Parlange, 1978), pero no se alteran muchos los resultados, como los señalados en las Tablas 2.10.1 y 2.10.2.

Cuando el nivel freático es y se mantiene profundo, el ancho del cuerpo de terreno saturado bajo cauces y canales lineales que recargan lineales es mayor que el de la superficie que infiltra, del orden del doble, como muestra la Figura 2.10.11.

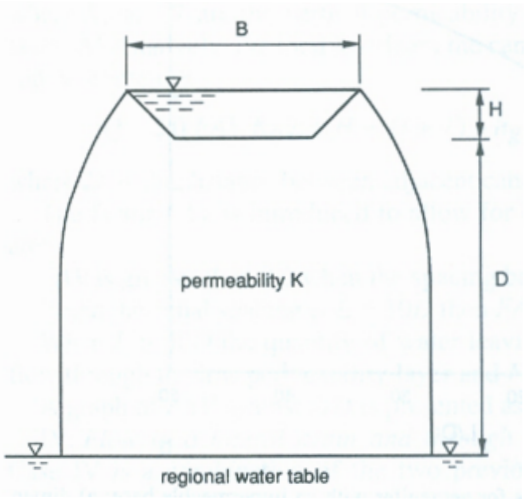


Figura 2.10.11 Cuerpo de terreno saturado bajo un río o canal que infiltra, cuando el nivel freático es y se mantiene profundo

2 Agradecimientos

Se agradecen los detallados comentarios, aportaciones, sugerencias y correcciones de J.V. Giráldez (Universidad de Córdoba) y de J. Jódar como revisor general. También se agradece la cesión de algunas figuras por parte de la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea, Barcelona.

A pesar del esfuerzo de revisión y aportaciones, pueden quedar algunos errores, malinterpretaciones e inexactitudes, de los que el autor es el único responsable, junto con las opiniones y consideraciones de carácter personal.

2 Referencias

Aboal, J. 1998. Los flujos netos hidrológicos y químicos asociados de un bosque de laurisilva en Tenerife. Tesis doctoral, Universidad de La Laguna, La Laguna.

Aboal, J, M.S.Jiménez, y D. Morales. 2000. Evaluación de la precipitación de niebla a través de la precipitación penetrante. Vieraea 28: 15-29.

Aboal, J.R., C.M. Regalado, A. Ritter, L.A. Gómez y A. Fernández. 2013. Interceptación de lluvia y niebla en bosques de laurisilva y pinar de las Islas Canarias. En: F. Belmonte Serrato y A. Romero Díaz (eds.) La Interceptación de la Lluvia por la Vegetación en España. Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua: 47-78.

Aggelides, S., Youngs, E.G. 1978. The dependence of the parameters in the Green and Ampt infiltration equation on the initial water content in draining and wetting states. Water Resources Research, 14(5): 857-862.

Alaoui, A., Germann, P., Jarvis, N. y Acutis, M. 2003. Dual-porosity and kinematic wave approaches to assess the degree of preferential flow in an unsaturated soil. Hydrol. Sci. J., 48: 455-471.

Aldaya, M.M., Custodio, E., de Stefano, L., Díaz-Alcaide, S., Fernández, F., López-Gunn, E., Llamas, M.R., Rica, M., Willaarts, B. 2017.Análisis Académico del plan hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Segura 2015-2021 a la luz de modernos conceptos de la Ciencia de los recursos del agua. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid: 1-83.

Allen, R., Smith, M., Perrier, A., Pereira, L. 1994. An update for the definition of reference evapotranspiration. ICID Bulletin, 43: 1-34 and 35-92.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Roma: 1-300. http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e07.htm

Allison, G. B., Barnes, C. J. 1985. Estimation of evaporation from the normally "dry" Lake Frome in South Australia. Journal of Hydrology, 78(3-4): 229-242.

Amatya, D.M., Skaggs, R.W., Gregory, J.D., 1995. Comparison of methods for estimating REF-ET. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 121 (6), 427–435.

Anderson, E.A. 2006. Snow accumulation and ablation model-SNOW-17. National Weather Service River Forecast System. US National Weather Service (NWS): 1-61.

Anderson, M.P. 2005. Heat as a ground water tracer. Ground Water, 43(6):

Anyah, R.O., Weaver, C.P., Miguez-Macho, G., Fan, Y., Robock, A. 2008. Incorporating water table dynamics in climate modeling: 3. Simulated groundwater influence on coupled land-atmosphere variability. Journal of Geophysical Research, 113, D07103, doi:10.1029/2007JD009087.

Arnold, J.G., Allen, P.M., Muttiah, R., Bernhardt, G., 1995. Automated base flow separation and recession analysis techniques. Groundwater, 33(6): 1010-1018.

Arnold, J.G., Muttiah, R.S., Srinivasan, R., Allen, P.M., 2000. Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. Journal of Hydrology, 227(1-4): 21-40.

Arora, V. K. 2002. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. Journal of hydrology, 265(1-4): 164-177.

Asrar, G., Fuchs, M., Kanemasu, E.T., Hatfield, J.L. 1984. Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf-area index from spectral reflectance in wheat, Agronomy J., 76: 300–306.

Azevedo, J.. Morgan, D.L. 1974. Fog precipitation in coastal California forests. Ecology 55: 1135-1141.

Baird, K.J., Stromberg, J.C., Maddock, T. 2005. Linking riparian dynamics and groundwater: an ecohydrologic approach to modeling groundwater and riparian vegetation. Environmental Management, 36(4): 551-564.

Barbour, M.M., Hunt, J.E., Walcroft, A.S., Rogers, G.N.D., McSeveny, T.M., Whitehead, D. 2005. Components of ecosystem evaporation in a temperate coniferous rainforest, with canopy transpiration scaled using sapwood density, New Phytologist,
165: 549–558.

Bauter, T.W.J., Steenhuis, T.S., DiCarlo, D.A, Nieber, J.L., Dekker, L.W, Ritsema, C.J., Parlange, J-Y, Haverkamp, R. 2000. Physics of water repellent soils, Journal of Hydrology, 231-232: 233-243

Bear, J., Zaslavsky, D., Irmay, S. 1968. Physical properties of water percolation and seepage. Arid Zone Research XXIX, UNESCO, Paris: 1-465.

Ben-Asher, J., Alpert, P., Ben-zvir, A. 2010. Dew is a major factor affecting vegetation water use efficiency rather than a source of water in the eastern Mediterranean area. WRR 46 W10532, doi: 10.1029/2008WR007484

Belmonte-Serrato, F., Romero Díaz, A., Andrade Limas, E. 2013. Experiencias de interceptación de la lluvia por la vegetación en la Región de Murcia. In: Interceptación de la Lluvia por la Vegetación en España. Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua, Murcia: 123-146.

Berndtsson, R., Larson, M. 1987. Spatial variability of infiltration is a semi-arid environment. Journal of Hydrology, 90: 117-133.

Bengtsson, L., 1980. Evaporation from a snow cover: Review and discussion of measurements. Hydrology Research, 11(5):.221-234.

Besbes, M., De Marsily, G. 1984. From infiltration to recharge: use of a parametric transfer function. Journal of Hydrology, 74: 271–298.

Beven, K.; German, P. 1982. Macropores and water flow in soils. Water Resour. Res. 18: 1311–1325.

Blaney, H.F., Criddle, W.D., 1950. Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. Technical Paper 96, US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington, DC: 1-44.

Bolle, H.J., Andre, J.C., Arrue, J.L., Barth, H.K., Bessemoulin, P., Brasa, A., De Bruin, H.A.R., Cruces, J., Dugdale, G. Engman, E.T. 1993. Ann. Geophysicae 11: 173–189.

Bookhagen, B., Strecker, M.R. 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. Geophysical Research Letters, 35, L06403, doi:10.1029/2007GL032011:

Bonell, M., Williams, J. 1986. The two parameters of the Philip infiltration equation: their properties and spatial and temporal heterogeneity in a red earth of tropical semi-arid lands. Journal of Hydrology, 87:9-31.

Bootlink, H., Bouma, J., 1991. Physical and morphological characterization of bypass flow in a well-structured clay soil. Soil Sci. Soc. Am. J., 55: 1249-1254.

Bouchet, R.J., 1963. Evapotranspiration réelle et potentielle—Signification climatique, IAHS General Assembly Berkeley, Publ. 62: 134-142.

Bouma, J., Belmans, C. y Dekker, L. 1982. Water infiltration and redistribution in a silt loam subsoil with vertical worm channels. Soil Sci. Soc. Am. J., 46: 917-921.

Box, G., Jenkins, G.M., Reinsel, G.C. 1994. Time series analysis: Forecasting and control (3rd. ed.). Prentice-Hall. ISBN 0130607746.

Braojos Ruiz, J.J. 2010. Una metodología para la evaluación de la lluvia horizontal (aplicación en la isla de Tenerife). En: El conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias Cuatro Décadas Después del Proyecto SPA-15. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria: 43-51.

Braojos Ruíz, J.J. 2015. La nube, el pino y la "otra" lluvia: una metodología para evaluar el potencial de captación de agua de niebla y su aprovechamiento: natural o artificial. Consejo Insular de Aguas de Tenerife: 1-339. ISBN: 978-84-15012-11-5.

Bras, R.L. 1990. Hydrology, an introduction to hydrologic science, Addison-Wesley, Reading, MA: 1-643.

Brisson, N., Perrier, A. 1991. A semiempirical model of bare soil evaporation for crop simulation models. Water Resources Research, 27(5): 719—727.

Brockwell, P.J., Davis, R.A. 2009. Time series: Theory and methods (2nd ed.). New York: Springer: 1-273.

Brooks, R., Corey, A. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3, Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado: 1-27.

Brown, V.A., McDonnell, J.J., Burns, D.A., Kendall, C. 1999. The role of event water, a rapid shallow flow component, and catchment size in summer stormflow. Journal of Hydrology, 217(3–4): 171–190.

Bruijnzeel L.A. & Proctor, J. 1995. Hydrology and biogeochemistry of tropical montane cloud forests: what do we really know? In: L.S. Hamilton, J.O. Juvik & F.N. Scatena, eds. Tropical Montane Cloud Forests. Ecological Studies 110, Springer Verlag, New York, pp. 38-78.

Bruijnzeel, L.A. 2001. Hydrology of tropical montane cloud forests: A reassessment. Land Use and Water Research 1: 1.1-1.18.

Bruijnzeel, LA. 2004. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees?. Agriculture, Ecosystems and the Environment. No.104.185-228.

Bruijnzeel, L. A., Mulligan, M., & Scatena, F. N. 2011 . Hydrometeorology of tropical montane cloud forests: emerging patterns. Hydrological Processes, 25(3): 465-498.

Bruijnzeel L.A., Proctor, J. 1995. Hydrology and biogeochemistry of tropical montane cloud forests: what do we really know? In: L.S. Hamilton, J.O. Juvik & F.N. Scatena, eds. Tropical Montane Cloud Forests. Ecological Studies 110, Springer Verlag, New York: 38-78.

Brunsdon, C., McClatchey, J., Unwin, D.J. 2001. Spatial variations in the average rainfall–altitude relationship in Great Britain: an approach using geographically weighted regression. International Journal of Climatology, 21: 455-466.

Brunt, D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 58: 389-420.

Brutsaert, W. 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies, Water Resources Research, 11(5): 742-744.

Brutsaert, W., 1982. Evaporation into the atmosphere. Kluwer, Dordrecht: 1-299.

Brutsaert, W. 1984. Evaporation into the atmosphere, Theory, history, and applications. Cornell University. Reidel, Dordrecht, Holland: 1-299.

Brutsaert, W. 2005. Hydrology. Cambridge University Press.

Brutsaert, W., Nieber, J.L. 1977. Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau, Water Resour. Res., 13: 637-643.

Brutsaert, W., Stricker, H. 1979. An advection aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. Water Resources Research, 15(2): 443-450.

Brutsaert, W., Sugita, M. 1992. Application of self-preservation in the diurnal surface energy budget to determine daily evaporation, J. Geophysical Research 97(D17): 18337-18382.

Brutsaert, W., López, J.P. 1998. Basin-scale geohydrologic drought flow features of riparian aquifers in the southern Great Plains Water Resour. Res., 34(2): 233-240.

Burgess, S.S.O.,Dawson, T.E. 2004. The contribution of fog to the water relations of Sequoia sempervirens (D. Don): foliar uptake and prevention of dehydration. Plant Cell Environ. 27:1023–1034.

Cai, J., Liu, Y., Lei, T., Pereira, L.S. 2007. Estimating reference evapotranspiration with the FAO Penman–Monteith equation using daily weather forecast messages. Agricultural and Forest Meteorology, 145: 22–35.

Caissie, D., El-Jabi, N., C. Hébert, C. 2007. Comparison of hydrologically based instream flow methods using a resampling technique. Canadian Journal of Civil Engineering, 34: 66-74.

Calder, I. R., Rosier, P. T.W., Prasanna, K. T., Parameswarappa, S. 1997. Eucalyptus water use greater than rainfall input-a possible explanation from southern India, Hydrol. Earth Syst. Sci., 1, 249–256, 1997.

Campbell, G.S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil science, 117(6): 311-314.

Carlier, E., Mroueh, H. 2012. Comment on "Tank-reservoir drainage as a simulation of the recession limb of karst spring hydrographs": paper published in Hydrogeology Journal (2011) 19: 1009–1019, by Francesco Fiorillo. Hydrogeology Journal: 1-2.

Carmona, F., Rivas, R., Caselles, V. 2010. Estimación del parámetro alfa de Priestley–Taylor en condiciones de secano. In: M. Varni, I. Entraigas, L. Vives (eds.), Hacia la Gestión Integral de los Recursos Hídricos en Zonas de Llanura. Instituto de Hidrología de Llanuras. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Azul, Buenos Aires, Argentina: 457–462.

Caro, R., Eagleson, P.J. 1981. Estimating aquifer recharge due to rainfall. Journal of Hydrology, 53: 185-211.

Carr, M.R., Winter, T.C. 1980. An annotated bibliography of devices developed for direct measurement of seepage. US Geological Survey, 80-344.

Carrera Ramírez, J. 1997. Observación y medida de la recarga (descarga) a partir de aguas superficiales y conducciones, transferencias y fugas. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 229–245.

Carrillo, J., Guerra, J. C., Cuevas, E., Barrancos, J. 2016. Characterization of the marine boundary layer and the trade-wind inversion over the sub-tropical North Atlantic. Boundary-layer Meteorology, 158(2): 311-330.

Cavelier, J., Goldstein, G. 1989: Mist and fog interception in elfin cloud forests in Colombia and Venezuela. J. Tropical Ecol. 5:309–322.

Cereceda, P.; Schemenauer, R.S. 1991. The occurrence of fog in Chile. J. Appl. Meteorol., 30: 1097–1105.

Cereceda, P., Osses, P., Larraín, H., Farías, M., Lagos, M., Pinto, R., Schemenauer, R.S. 2002. Advective, orographic and radiation fog in the Tarapacá region, Chile. Atmospheric Research, 64: 261-271.

Cereceda, P.; Larrain, H.; Osses, P.; Farias, M.; Egana, I. 2008. The spatial and temporal variability of fog and its relation to fog oases in the Atacama Desert, Chile. Atmos. Res., 87: 312–323.

Chapman, T.G: 1999. A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. Hydrological Processes, 13: 701–714.

Chemingui, A., Sulis, M.; Paniconi, C. 2015. As assessment of recharge estimates from stream and well data and from a coupled surface–water/groundwater model for the des Anglais catchment, Quebec (Canada). Hydrogeological Journal, 28: 1731–1743.

Choudhury, B. J., Monteith, J. L. 1986. Implications of stomatal response to saturation deficit for the heat balance of vegetation. Agricultural and Forest Meteorology, 36(3): 215-225.

Choudhury, B.J., Monteith, J.L. 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 114(480): 373-398.

Chu, H.S., Chang, S.C., Klemm, O., Lai, C.W., Lin, Y.Z., Wu, C.C., Lin, J.Y., Jiang, J.Y., Chen, J., Gottgens, J.F., Hsia, Y.J. 2014. Does canopy wetness matter? Evapotranspiration from a subtropical montane cloud forest in Taiwan. Hydrol. Process. 28: 1190–1214.

CIHS, 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Collins DN, Gordon J.Y. 1981. Meltwater hydrology and hydrochemistry in snow and ice–covered mountain catchments. Nordic Hydrology, 12: 319–334.

Cooper, D.C., Sanderson, J.S., Stannard, D.I., Groeneveld, D.P. 2006. Effects of water table drawdown on evapotranspiration, vegetation composition and leaf area in an arid region phreatophyte community. Journal of Hydrology 325, 21–34.

Cornish, P.M., Vertessy, R.A. 2001. Forest age-induced changes in evapotranspiration and water yield in a eucalypt forest, Journal of Hydrology, 242, 43–63.

Coutagne, A. 1948. Étude générale des variations de débits en fonction des facteurs qui les conditionnent, 2ème partie: les variations de débit en période non influencée par les précipitations, La Houille Blanche, Sept.-Oct.: 416-436.

Custodio, E., Llamas, M.R. 1976/1983. Ediciones Omega. Barcelona: 1-2350.

David, J.S., Valente, F., Gash, J.H.C. 2005. Evaporation of intercepted rainfall. In: Anderson, M. (ed.), Encyclopedia of Hydrological Sciences. John Wiley and Sons Ltd., Ch. 43: 627–634.

David, T S., Gash, J.H.C., Valente, F., Pereira, J S., Ferreira, M.I., David, J.S., 2006. Rainfall interception by an isolated evergreen oak tree in a mediterranean savannah. Hydrol. Processes 20: 2713–2726.

De Bruin, H.A.R., Holtslag, A.A.M. 1982. A simple parameterization of the surface fluxes of sensible and latent heat during daytime compared with the Penman-Monteith concept, Journal of Applied Meteorology, 21: 1610-1621.

De Bano, L.F. 2000. Water repellency in soils: a historical overview (Review). Journal of Hydrology, 231-232: 4-32.

de Groen, M.M. 2002. Modelling interception and transpiration at monthly time steps: introducing daily variability through Markov chains. Swets and Zeitlinger, Lisse.

de Groen, M.M., Savenije, H.H.G. 2006. A monthly interception equation based on the statistical characteristics of daily rainfall. Water Resour. Res., 42, W12417, doi:10.1029/2006WR005013

Deguchi, A., Hattori, S., Park, H. 2006. The influence of seasonal changes in canopy structure on interception loss: Application of the revised Gash model, Journal of Hydrology, 318: 80–102.

Dengel, S., Grace, J. 2010. Carbon dioxide exchange and canopy conductance of two coniferous forests under various sky conditions. Oecologia, 164(3): 797-808.

Denisov, Yu.M., Sergeev, A.I., Bezborodov, G.A., Bezborodof, Yu.G. 2002. Moisture evaporation from bare soil. Irrigation and Drainage Systems, 16: 175-182.

Desborough, C.E., Pitman, A.J., Irannejad, P. 1996. Analysis of the relationship between bare soil evaporation and soil moisture simulated by 13 land surface schemes for a simple non-vegetated site. Global and Planetary Change, 13: 47-56.

Deurer, M., Green, S., Clothier, B., Böttcher, J., Duijnisveld. 2003. Drainage networks in soils. A concept to describe bypass-flow pathways. J. Hydrol., 272: 148-162.

Devitt, D.A., Donovan, D.J., Katzer, T., Johnson, M. 2002. A reevaluation of the ground water budget for Las Vegas Valley, Nevada, with emphasis on groundwater discharge. Journal American Water Resources Association, 38(6): 1735-1758.

Doerr, S.H., Thomas, A.D. 2000. The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forests soils in Portugal. J.Hydrol., 231-232: 134-147.

Doorenbos, J., Pruitt, W.O., 1975. Crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper 24. FAO (United Nations), Roma.

Dolman, A. J., Gregory, D. 1992. The parametrization of rainfall interception in GCMS Quarterly J. Royal Meteorol. Soc., 118(505): 455– 467

Doyle, P., 1990. Modelling catchment evaporation: an objective comparison of the penman and Morton approaches. Journal of Hydrology: 257-276.

Durner, W. 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. Water Resour. Res., 30: 211-223.

Dullien, F.A.L. 1979. Porous media fluid transport and poro structure. Academic Press, N.Y.: 1–396.

Eagleson, P.S. 1979a. Climate, soil and vegetation. Water Resources Research, 14(5): 705–776.

Eagleson, P.S. 1979b. The annual water balance. Proceedings ASCE, J. Hydraulics Division, 105(HY8): 923-941.

Eller, C.B., Lima, A.L., Oliveira, R.S. 2013. Foliar uptake of fog water and transport belowground alleviates drought effects in the cloud forest tree species, Drimys brasiliensis (Winteraceae). New Phytol 199: 151–162.

Eichinger, W.E., Parlange, M.B., Stricker, H. 1996. On the concept of equilibrium evaporation and the value of the Priestley–Taylor coefficient. Water Resources Research, 32(1): 161–164.

Engstrom, R.N., Hope, A.S., Stow, D.A., Vourlitis, G.L., Oechel, W.C. 2002. Priestley–Taylor alpha coefficient: variability and relationship to NDVI in Arctic Tundra Landscapes. Journal of the American Water Resources Association, 38(6): 1647–1659.

El-Kadi, A.I. 1987. Variability of infiltration under uncertainty in unsaturated zone parameters. Journal of Hydrology, 90(1-2): 61-80

Entekhabi, D., Rodrigues-Iturbe, I., Castelli, F. 1996. Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes. Journal of Hydrology, 184: 3-17.

Essery, C.L., Wilcock, D.W. 1990. Checks on the measurement of potential evapotranspiration using water balance data and independent measures of groundwater recharge. Journal of Hydrology, 120: 51-64.

Essery, R. 2015. A factorial snowpack model (FSM 1.0). Geosci. Model Dev., 8, 3867–3876.

Estrela, M.J., Valiente, J.A., Corell, D., Millán, M. 2008. Fog collection in the western Mediterranean basin (Valencia region, Spain). Atmospheric Research 87: 324–337.

Estrela, M.J., Valiente, J.A., Corell, D., Fuentes, D., Valdecantos, A. 2009. Prospective use of collected fog water in the restoration of degraded burned areas under dry Mediterranean conditions. Agricultural and Forest Meteorology 149: 1896–1906.

Eugster, W., Burkard, R., Holwerda, F., Scatena, F.N. and Bruijnzeel, L.A., 2006. Characteristics of fog and fogwater fluxes in a Puerto Rican elfin cloud forest. Agric. For. Meteorol. 139: 288–306.

Farías Salvador, M., Cereceda Troncoso, P., Osses Mcintyre, P., Rodrigo Núñez Cárdenas, R. 2005. Comportamiento espacio-temporal de la nube estratocúmulo, productora de niebla en la costa del desierto de Atacama (21° lat. S., 70° long. W.), durante un mes de invierno y otro de verano. Invest. Geog. 56 (abril). México.

Feddes, R. A., Kowalik, P. J., Zaradny, H. 1978. Simulation of field water use and crop yield. John Wiley & Sons, New York.

Feddes, R.A.; Kadat, P.; van Bakel, P.J.T.; Bronswyk, J.J.B.; Halbertzsma, J. 1988. Modeling soil water dynamics in the unsaturated zone – State of the art. J. Hydrol., 100: 69–111.

Fenicia, F., Savenije, H.H.G., Matgen, P., Pfister L. 2006. Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, European Geosciences Union, 10 (1): 139-150.

Ferreira, A.J.D., Coelho, C.U.A., Walsh, R.P.D., Shakesby, R.A., Ceballos, A., Doerr, S.H. 2000. Hydrological implications of soil water-repellency in Eucalyptus globulus forests, North-central Portugal Journal of Hydrology, 231-232: 165-177.

Ferreira, V.V.M., Moreira, R.M., Rocha, Z., Chagas, C.J., Santos, T.O., Rodrigues, P.C.H., Menezes, M.A.B.C. 2018. Use of radon isotopes, gamma radiation and dye tracers to study water interactions in a small stream in Brazil. Environmental Earth Sciences, 77: 699-.

FIEA. 2013. Interceptación de la lluvia por la vegetación en España. En: Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua (FIEA), Murcia:1- 382.

Figueira, C., Menezes de Sequeira, M., Vasconcelos, R., Prada, S. 2012. Cloud water interception in the temperate laurel forest of Madeira Island, Hydrological Sciences Journal, 58(1): 152-161,

Fiorillo, F. 2011. Tank-reservoir drainage as a simulation of the recession limb of karst spring hydrographs. Hydrogeology Journal, 19(5): 1009-1019.

Fiorillo, F. 2012. Reply to comment on "Tank-reservoir drainage as a simulation of the recession limb of karst spring hydrographs": paper published in Hydrogeology Journal (2011) 19: 1009–1019, by Francesco Fiorillo. Hydrogeology Journal, 20(7): 1429-1431.

Fischer, D.T., Still, C.J. 2007. Evaluating patterns of fog water deposition and isotopic composition on the California Channel Islands. Water Resources Research, 43, W04420, doi:10.1029/2006WR005124.

Franco. C.M.M., Clarke, P.J., Tate, M.E., Oades, J.M. 2000. Hydrophobic properties and chemical characterization of natural water repellent materials in Australian sands. Journal of Hydrology, 231-232: 47-58.

Freyberg, D. L. 1983. Modeling the effects of a time-dependent wetted perimeter on infiltration from ephemeral channels. Water Resources Research, 19(2): 559-566.

Furey, A.I., Gupta, V.K. 2001. A physically based filters for base flow separation. Water Resources Research, 37: 2709–2722.

Furey, A.I., Gupta, V.K. 2003. Tests in two physically based filters for base flow separation. Water Resources Research, 39: 1297–1307.

Gao, Y., Merz, C., Gunnar G., Schneider, M. 2018. A review on missing hydrological data processing. Environmental Earth Sciences, (2018): 77: 47

Gardner, W.R., Hillel, D. I. 1962. The relation of external evaporative conditions to the drying of soils. Journal of Geophysical Research, 67(11): 4319-4325.

Gash, J.H.C. 1979. An analytical model of rainfall interception by forests.. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 105: 43–55.

Germann, P. 1990. Preferential flow and the generation of runoff. 1. Boundary layer flow theory. Water Resour. Res., 26:3055-3063.

Germann, P., Di Pietro, L. 1996. When is porous-media flow preferential? A hydromechanical perspective. Geoderma, 74: 1-21.

Gerrits, A.M.J., Savenije, H.H.G., Hoffmann, L., Pfister L. 2007. New technique to measure forest floor interception - an application in a beech forest in Luxembourg, Hydrol. Earth Syst. Sci., 11: 695– 701.

Gerrits, A.M.J., Savenije, H.H.G. Pfister L. 2009. Canopy and forest floor interception and transpiration measurements in a mountainous beech forest in Luxembourg, Proceedings International Commission on Snow and Ice Hydrology, Hydrology in Mountain Regions: Observations, Processes and Dynamics.. Int. Assoc. of Hydrol. Sci., Redbooks: 18-24.

Gianbelluca, T.W., Nullet,D. 1992. Evaporation at high elevations in Hawaii. Journal of Hydrology, 136:291-235

Gill, M.A. 1984. Water-table rise due to infiltration from canals. Journal of Hydrology, 70(1-4): 337-352.

Giráldez Cervera, J.V., López Rodríguez, J.J. 1997. Evaluación de la recarga derivada de acciones antrópicas, regadíos, canales y cauces efímeros. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 141-152

Glover, R.E. 1974. Application of the Dupuit-Forchheimer assumption in groundwater hydraulics. Transactions ASCE, 8(4).

Granger, R.J. 1989. An examination of the concept of potential evaporation. J. Hydrol., 111: 9–19.

Granger, R.J., Gray, D.M. 1989. Evaporation from natural nonsaturated surfaces. Journal of Hydrology, 111: 21-29.

Granger, R.J., Gray, D.M. 1990. Examination of Morton's Crea model for estimating daily evaporation from field-sized areas. Journal of Hydrology, 120: 309-325.

Green, W.H., Ampt, G.A. 1911. Studies on soil physics. 1. The flow of air and water through soils. Journal of Agricultural Soils, 4: 1–24.

Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J., Kucsara, M. 2008. Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations Journal of Hydrology, 349: 6–17.

Griffiths, G.., Clausen, B. 1997. Streamflow recession in basins with multiple water storages. Journal of Hydrology, 190: 60-74.;

Groeneveld, D.P. 2008. Remotely-sensed groundwater evapotranspiration from alkali scrub affected by declining water table. Journal of Hydrology, 358: 294–303.nd

Groeneveld, D.P., Crowley, D.E. 1988. Root system response to flooding in three desert shrub species. Functional Ecology 2: 491–497.

Gustafson, J.R., Brooks, P.D., Molotch, N.P., Veatch, W.C. 2010. Estimating snow sublimation using natural chemical and isotopic tracers across a gradient of solar radiation. Water Resources Research, 46 (12), W12511.

Gutiérrez, A.G., Barbosa, O., Christie, D.A., Del–Val, E.K., Ewing, H.A., Jones, C.G., Marquet, P.A.. Weathers, K.C.. Armesto, J.J. 2008. Regeneration patterns and persistence of the fog dependent Fray Jorge forest in semiarid Chile during the past two centuries. Global Change Biol. 14:161–176.

Haase, P., Pugnaire, F.I., Fernández, E.M., Puigdefábregas, J., Clark, S.C., Insoll, L.D. 1996. An investigation of rooting depth of the semiarid shrub Retama sphaerocarpa (L.) Bois by labelling of groundwater by a chemical tracer. J. Hydrol., 177: 23-31.

Halford, K.J., Maye, G.M. 2000. Problems associated with estimating ground water discharge and recharge from stream-discharge records. Ground Water, 38(3): 331–342.

Hamon, W. 1961. Estimating the potential evapotranspiration, ASC. J. Hydraul. Div., 87: 107–120.

Hargreaves, G.H., Samani, Z.A. 1982. Estimating potential evapotranspiration. Technical note. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 108(3), 225–230.

Hargreaves, G., Samani, Z. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. Applied Engineering in Agriculture, 1: 96–99.

Helvey, J.D., Patric J.H. 1965. Canopy and litter interception of rainfall by hardwoods of eastern United States, Water Resour. Res., 1(2): 193– 206.

Hendrickx, J.M.H., Wierenga, P.J., Nash, M.S., Nielsen, D.R. 1986. Boundary location from texture, soil moisture, and infiltration data 1. Soil Science Society of America Journal, 50(6): 1515-1520.

Heindrickx, J.M.H., Walker, G.R. 1997. Recharge from precipitation. I Simmers (ed.), Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi–)arid Areas. International Assoc. Hydrogeologists 19. Balkema, Rotterdam: 19–111.

Hendrickx, J.M.H., Flury, M. 2001. Uniform and preferential flow mechanisms in the vadose zone. Conceptual Models of Flow and Transport in the Fractured Vadose Zone. Washington, DC: National Research Council, National Academy Press.

Hobbins, M.T., Ramírez, J.A., Brown, T.C. 2001a. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: an enhanced advection-aridity model. Water Resources Research, 37(5: 1389-1403.

Hobbins, M.T., Ramírez, J.A., Brown, T.C., Claessens, L.H.J.M. 2001b. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: the complementary relationship areal evapotranspiration and advection-aridity models. Water Resources Research, 37(5): 1367-1387.

Höllermann, P. 1981. Microenvironmental studies in the laurel forest of the Canary Islands. Mountain Research and Development: 193-207.

Holtan, H.N. 1961. A concept for infiltration estimates in watershed engineering. USDA–ARS Bulletin 41–51, Washington, DC.: 1-25.

Horne, D.J., McIntosh, J.C. 2000. Hydrophobic compounds in sands in New Zealand – extraction characterization and proposed mechanism for repellency expression. Journal of Hydrology, 231-232: 35-46.

Hornero, J.., Manzano, M., Ortega, L., Custodio, E. 2016. Integrating soil water and tracer balances, numerical modelling and GIS tools to estimate regional groundwater recharge: application to the Alcadozo Aquifer System (SE Spain). Science of the Total Environment, 568: 415-432.

Horton, R.E. 1919. Rainfall interception. Monthly Weather Review, 147: 603–623.

Horton, R.E. 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans., Am. Geophys. Union, 145: 446–460.

Horton, R.E. 1935. Surface runoff phenomena, Part 1 – Analysis of hydrograph. Horton Hydrology Laboratory Publication 101, Voorheesville, N.Y.

Horton, R.E. 1939. Analysis of runoff plot experiments with varying infiltration capacities. Trans., Am. Geophys. Union, 20–IV!, 683–694.

Horton, R.E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 5: 399–417.

Hutley, L.B., Doley, D., Yates, D.J., Boonsaner, A. 1997. Water balance of an Australian subtropical rainforest at altitude: The ecological and physiological significance of intercepted cloud and fog, Aust. J. Botany, 45, 311–329.

Ingraham, N.L., Matthews, R.A. 1995. The importance of fog-drip water to vegetation: Point Reyes Peninsula, California. Journal of Hydrology, 164: 269-285.

Ishihara, Y., Shimojima, E., Harada, H. 1992. Water vapor transfer beneath soil where evaporation is influenced by a turbulent surface wind. Journal of Hydrology, 131:63-104.

Isiorho, S.A., Matssoff, G., When, K.S. 1996. Seepage relationship between Lake Chad and the Chad aquifers. Ground Water, 34(5): 819-826.

Izquierdo, T., de las Heras, P., Márquez, A. 2011. Vegetation indices changes in the cloud forest of La Gomera Island (Canary Islands) and their hydrological implications. Hydrol. Process., 25: 1531–1541.

Jaramillo, D.F., Dekker, L.W., Ritsema, C.J., Hendricks, J.M.H. 2000. Occurrence of soil water repellency in arid humid climates. J. Hydrol., 231-232: 105-111.

Jarvis, P.G., McNaughton, K.G. 1986. Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. In Advances in Ecological Research,15: 1-49.

Jensen, M.E. 1973. Consumptive use of water and irrigation water requirements. American Society of Civil Engineers: 1- 215.

Jensen, M.E., Haise, H.R., 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation. Journal of Irrigation and Drainage Division, ASCE 89 (LR4), 15–41.

Jensen, M.E., Burman, R.D., Allen, R.G. 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE, Manuals and Reports on Engineering Practice, 70: 1-360.

Jeppesen, J. Christensen, S. 2015. A MODFLOW infiltration device package for simulating stem water infiltration. Groundwater, 53(4): 542–549.

Jiménez-Martínez, J., Skaggs, T.H., van Genuchten, M.T., Candela, L. 2009. A root zone modelling approach to estimating groundwater recharge from irrigated areas. J. Hydrol.; 367: 138-149.

Johnson, A.I. 1967. Specific yield – Compilation of specific yields for various materials. In: Hydrologic Properties of Earth Materials. US Geological Survey Water-Supply Paper 1662-D. Washington DC: D1-D74

Johnson, D.M., Smith, W.K. 2008. Cloud immersion alters microclimate, photosynthesis and water relations in Rhododendron catawbiense and Abies fraseri seedlings in the southern Appalachian Mountains, USA. Tree Physiol., 28(3): 385-392.

Jury, W.A., Tanner, C.B. 1975. Advection modification of the Priestley and Taylor evapotranspiration formulae, Agronomy Journal, 67: 840–842.

Kammer, F. 1974. Klima und Vegetation auf Tenerife, besonders im Hinblick auf den Nebelniederschlag. In: E. Goltze, Scripta Geobotanica Bd 7. Gottingen: 78pp.

Kaseke, K.F. Wang, L., Seely, M.K. 2017. Nonrainfall water origins and formation mechanisms, Sci. Adv., 3: e1603131 (22 March 2017).

Katata, G., Regalado, C.M., Ritter, A., Nagai, H. 2009. Application of a land surface model that includes fog deposition over a tree heath-laurel forest in Garajonay National Park (La Gomera, Spain). En: Estudios de la Zona no Saturada del Suelo Vol IX, Silva Rojas O.,

Carrera Ramírez J. (eds). CIMNE: Barcelona: 393-400. (http://congress.cimne.com/zns09/admin/files/filepaper/p372.pdf).

Kayane, I., Kaihotsu, I. 1988. Some experimental results concerning rapid water table response to surface phenomena. Journal of Hydrology, 102: 215-234.

Kawajima, J.I. 2013. Comparison of Green–Ampt and Curve Number infiltration methods in a single–gauged Brazilian watershed. SWAT 2013, Toulouse, France/60 EESC – Universidade de São Paulo.

Klaassen, W., Bosveld F., de Water E. 1998. Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception. Journal of Hydrology, 212–213: 36–50.

Klemm, O., Schemenauer, R.S. Lummerich, A., Cereceda, P., Marzol, M., Corell, D., van Heerden, J., Reinhard, D., Gherezghiher, T., Olivier, J., Osses, P., Sarsour, J., Frost, E., Estrela, M.J., Valiente, J.A., Fessehaye. G.M. 2012. Fog as a fresh-water resource: Overview and perspectives. Ambio, 41: 221–234.

.

Knight, J.H. 1999. Root distributions and water uptake patterns in Eucalypts and other species. In: J. Landberg (ed.), The ways trees use water. Rural Industries Research and Development Corporation, publication 99/37, project CSM-4A, Canberra: 55-85.

Kovács, G. 1987. Estimation of average areal evapotranspiration – proposal to modify Morton's model based on the complementary character of potential evapotranspiration. Journal of Hydrology, 95: 227-240.

Kool, J. B., Th. van Genuchten. 1989. HYDRUS, One-dimensional variably saturated flow and transport model, including hysteresis and root water uptake. Version 3.2. User' Manual. Hydrogeologic Inc., Herndon, VA: 1-116.

Kunukcu. F. 2007. Modification of the Penman method for computing bare soil evaporation. Hydrological Processes, 21: 3627-3634.

Lamontagne, S., Cook, P.G., O'Grady, A., Eamus, D. 2005. Groundwater use by vegetation in a tropical savanna riparian zone (Daly River, Australia). Journal of Hydrology, 310: 280–293.

Larrain, H.; Velasquez, F.; Cereceda, P.; Espejo, R.; Pinto, R.; Osses, P.; Schemenauer, R. 2002. Fog measurements at the site "Falda Verde" north of Chañaral compared with other fog stations of Chile. Atmos. Res., 64: 273 –284

Laudon, H., Slaymaker, O. 1997. Hydrograph separation using stable isotopes, silica and electrical conductivity: an alpine example. Journal of Hydrology, 201: 82-101.

Lautz, L.K. 2008. Estimating groundwater evapotranspiration rates using diurnal water-table fluctuations in a semi-arid riparian zone. Hydrogeology Journal, 16(3): 483-497.

Lee, C-H., Yeh, H-F-, Chen, J-F. 2008. Estimation of groundwater recharge using the soil moisture budget method and the base flow model. Environ. Geol., 54: 1787- 1797.

Lee, D.R. 1977. A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. Journal of Limnology and Oceanography, 22: 140-147

Lee, J.E., Oliveira, R.S., Dawson, T.E., Fung, I. 2005. Root functioning modifies seasonal climate. Proc. National Academy of Sciences USA, 102:17 576–17 581

Lemeur R., Zhang, L. 1990. Evaluation of three evapotranspiration models in terms of their applicability for an arid region. Journal of Hydrology, 114: 395-411.

Letts, M.G., Mulligan, M. 2005. The impact of light quality and leaf wetness on photosynthesis in north-west Andean tropical montane cloud forest. Journal of Tropical Ecology, 21(5): 549-557.

Lencastre, A., Franco, F.M. 1984. Lições de hidrología. Universidade Nova de Lisboa. Lisboa: 1-461.

L'Homme J-P. 1997. Towards a rational definition of potential evaporation. Hydrology & Earth System Sciences, 1(2): 257-264.

Li, K.Y., De Jong, R, Boisvert, J.B. 2001. An exponential root-water-uptake model with water stress compensation. Journal of Hydrology, 252: 189-204.

Libelo, E.L., MacIntyre, W.G. 1994. Effects of surface-water movement on seepage-meter measurements of flow through the sediment-water interface. Applied Hydrogeology, 2(4): 49-54.

Lim, K.J., Engel, B.A., Tang, Z., Choi, J., Kim, K.S., Muthukrishnan, S., Tripathy, D. 2005. Automated web GIS based hydrograph analysis tool, WHAT. Journal of the American Water Resources Association 41(6): 1407–1416.

Linacre, E.T., 1977. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. Agricultural Meteorology 18, 409–424.

Link, T. E., Unsworth, M., Marks, D. 2004. The dynamics of rainfall interception by a seasonal temperate rainforest, Agric. For. Meteorol., 124(3–4): 171– 191.

Linsley, R.K., Kohler, M.A., Pauhlus, J.L. 1958. Hydrology for engineers. McGraw-Hill. Hidrología para Ingenieros. Ediciones Castilla.

Liua, S., Grahama, W.D., Jacobs, J.M. 2005. Daily potential evapotranspiration and diurnal climate forcings: influence on the numerical modelling of soil water dynamics and evapotranspiration. Journal of Hydrology, 309: 39–52.

Logan, W.S., Rudolph, D.I. 1997. Microdispersion-focused recharge in a coastal wetland La Plata, Argentina. Journal of Hydrology, 194: 224-238.

Lombardo, F., Volpi, E., Koutsoyiannis, D., Serinaldi, F. 2017. A theoretically consistent stochastic cascade for temporal disaggregation of intermittent rainfall. Water Resources Research, DOI: 10.1002/2017WR020529

Lowry, C.S., Loheide II, S.P. 2010. Groundwater-dependent vegetation: Quantifying the groundwater subsidy. Water Resources Research 46 W06202.

López Rodríguez, J.J. 1997. Medida de la recarga por la lluvia: métodos instrumentales en parcelas y de trazadores. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 111–124.

Losada-Lima, A., González-Mancebo, J.M., Tejera, E.B., Padilla, B.F., Arencibia, M.L., Baudet, A.B. 1990. Contribución al conocimiento de la flora briológica del Monte de Aguas y pasos (Los Silos, Tenerife). II. Briófitos saxícolas y terrícolas. Vieraea, 19: 11-18.

Loustau, D., Berbigier, P., Granier, A. 1992. Interception loss, throughfall and stemflow in a maritime pine stand. II. An application of Gash's analytical model of interception, J. Hydrol., 138: 469– 485.

Lowry, C.S., Loheide II,S. P. 2010. Groundwater-dependent vegetation: Quantifying the groundwater subsidy. Water Resources Research, 46, W06202, doi:10.1029/2009WR008874.

Lundberg, A. 1993. Evaporation of intersected snow – Review of existing and new measurement methods. Journal of Hydrology, 151: 267-290

Maillet, E. 1905. Essai d'hydraulique souterraine et fluviale. Librairie Scientifique A. Hermann, Paris: 1-218.

Makkink, G.F. 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. Journal of the Institution of Water Engineers 11: 277–288.

Malek, E., Birgham, G.E. 1993. Comparison of the Bowen ratio-energy balance and the water balance methods for the measurement of evapotranspiration. Journal of Hydrology, 146: 206-220.

Marzol, M., Dorta, P., Valladares, P., Morin, P., Sánchez, J., Abreu, M. 1994. La captation de l'eau à Tenerife (iles Canaries). L'utilisation des brouillards. Association Internationale de Climatologie, 7: 83-91.

Marzol, M.V. 2002. Fog water collection in a rural park in the Canary Islands (Spain). Atmospheric Research, 64: 239–250.

Marzol, M.V. 2005. La captación del agua de la niebla en la isla de Tenerife. Santa Cruz de Tenerife: Caja Canarias.

Marzol, M.V., Sánchez, J. 2008. Fog water harvesting in Ifni, Morocco. An assessment of potential and demand. Die Erde 139: 97–126.

Massman, W. 1983. The derivation and validation of a new model for the interception of rainfall by forest. Agricultural Meteorology 28: 261–286.

Masuelli, S., Barrera, D. 2010. Una extensión del modelo de Green–Ampt a condiciones de inundación de profundidad variable en llanuras, con solución explícita. In: M. Varni, I. Entraigas, L. Vives (eds.), Hacia la Gestión Integral de los Recursos Hídricos en Zonas de Llanura. Instituto de Hidrología de Llanuras. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Azul, Buenos Aires, Argentina: 489–495.

McCallum, M., Andersen, M.S., Acworth, R.I. 2014. A new method for estimating recharge to unconfined aquifers using differential river gauging. Groundwater, 52(2): 291-297.

McDonnel, J.J.; Bonell, M.; Stewart, M.K.; Pearce, A.J. 1990. Deuterium variations in storm rainfall: Implications for stream hydrograph separation. Water Resources Res., 26: 455–458.

Mehdi Heydari, M.. Tajamoli, A., Hojjat Ghoreishi, S., Darbe-Esfahani, M.K., Gilasi, H. 2015. Evaluation and calibration of Blaney–Criddle equation for estimating reference evapotranspiration in semiarid and arid regions. Environ. Earth Sci.:74: 4053–4063.

Mein, R.G., Larson, C.L. 1973. Modeling infiltration during a steady rain. Water Resour. Res. 9(2): 384-394.

Meinzer F.C., Clearwater M.J. y Goldstein G. 2001. Water transport in trees: current perspectives, new insights and some controversies. Environmental and Experimental Botany 45: 239- 262.

Merzougui, M., Gifford, G.F. 1983. Spatial variability of infiltration rates on a semiarid seeded rangeland. Hydrological Sciences Journal, 32, 2(6): 243-250.

Meyboom, P. 1961. Estimating ground water recharge from stream hydrographs. Journal of Geophysical Research, 66(4): 1203-1214.

Miller, G.R.M., Chen, X., Rubin, Y., Ma, S., Baldocchi, D.D. 2010. Groundwater uptake by woody vegetation in a semiarid oak savanna. Water Resour. Res., 46 W10503.

Milly, P.C.D., Eagleson, P.S. 1987. Effects of spatial variability on annual average water balance. Water Resources Research 23: 2135–2143.

MIMAM 2000. Libro blanco del agua en España. Ministerio de Medio Ambiente, Secretaría de Aguas y Costas, Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad del Agua, Madrid: 1- 637.

Molina, J.L., Zazo, S. 2017. Causal reasoning for the analysis of rivers runoff temporal behaviour. Water Resources Management, DOI: 10.1007/S11269-017-1772-9.

Molina, J.L., Zazo, S., Rodríguez–González, P., González–Aguilera, D. 2016. Innovative analysis of runoff temporal behaviour through Bayesian Networks. Water, 8:, 484-; DOI: 10.330/w8/10484.

Monteith, J.L. 1965. Evaporation and environments. In: G.E Fogg (ed.), The State and Movement of Water in Living Organisms. Symposia of the Society for Experimental Biology XIX, The Company of Biologist, Cambridge: 205–234.

Monteith, J.L. 1981. Evaporation and surface temperature, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 107: 1–27.

Monteith, J.L., Unsworth, M.H. 1990. Principles of environmental physics. Edward Arnold, London: 1-291.

Moors, E. 2008. Evaporation. In: Climate and the Hydrological Cycle. In: Berkens et al. (eds.), Climate and the Hydrological Cycle. IAHS SP8: Cap 2: 23–40 + 321–323.

Morán-Tejeda, E., López-Moreno, J.I., Beniston, M. 2013. The changing roles of temperature and precipitation on snowpack variability in Switzerland as a function of altitude. Geophysical Research Letters doi.org/10.1002/grl.50463.

Morel-Seytoux, H.J. 1984. From excess infiltration to aquifer recharge: A derivation based on the theory of flow of water in unsaturated soils. Water Resources Research, 20(9): 1230-1240.

Morel–Seytoux, H.J., Khanji, J. 1974. Derivation of an equation of infiltration. Water Resources Research, 10: 795–800.

Moret-Fernández, D., González Cebollada, C. 2009. Nuevo método de medida de tasa de infiltración de agua en el suelo por infiltrometría de disco. En: O. Silva Rojas y J. Carrera Ramírez, Estudios de la Zona no Saturada del Suelo, Desarrollo de Métodos de Caracterización y Análisis de la Zona no Saturada del Suelo, IX, ZNS'09, Barcelona: 153-160.

Morton, F.I., 1969. Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. Journal of Hydrology 5 (6): 1244–1255.

Morton, F.I. 1978. Estimating evapotranspiration from potential evaporation: practicality of an iconoclastic approach. Journal of Hydrology, 38: 1-32.

Morton, F.I. 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. J. Hydrol., 66 (1–4): 1–76.

Morton, F.I. 1991. A discussion of four papers on evaporation in Volume 111. Hydrogeology Journal, 124: 363-374.

Morton, F.I. 1994. Evaporation research—a critical review and its lessons for the environmental sciences. Critical Reviews in Environmental Science and Technology 24 (3): 237–280.

Mualem, Y. 1976. A new model predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resources Research 12: 513-522.

Mughal, I., Jadoon, K.Z., Mai, P.M., Al-Mashharawi, S., Missimer, T.M. 2015. Experimental measurement of diffusive extinction depth and soil moisture gradients in a dune sand aquifer in western Saudi Arabia: Assessment of evaporation loss for design of an MAR system. Water 7:6967–6982.

Munné-Bosch, S., Nogués, S., Alegre, L. 1999. Diurnal variations of photosynthesis and dew absorption by leaves in two evergreen shrubs growing in Mediterranean field conditions. New Phytologist, 144(1): 109-119.

Muneepeerakul, C.P., Miralles-Wilhelm, F., Tamea,S., Rinaldo, A., Rodriguez-Iturbe, I. 2008. Coupled hydrologic and vegetation dynamics in wetland ecosystems. Water Resources Research, 44, W07421, doi:10.1029/2007WR006528.

Murakami, S. 2007. Application of three canopy interception models to a young stand of Japanese cypress and interpretation in terms of interception mechanism. J. Hydrol.: 342, 305–319.

Mutziger, A.J. Burt, C.M. Howes, D.J., Allen, R.G. 2005. Comparison of measured and FAO-56 modeled evaporation from bare soil. Irrigation and Drainage Engineering, 131(1): 14pp.

Muzylo, A. 2011. Rainfall partitioning in a deciduous forest (Quercus pubescens Willd.) in NE Spain: processes and modelling. Instituto de Diagnóstico Ambiental (IDAEA), CSIC. Barcelona: 1-137

Nachabe, M.H. 2002. Analytical expressions for transient specific yield and shallow water table drainage. Wat. Res. Res. 38(11): 111-117.

Nandakumar, N., Mein, R.G. 1997. Uncertainty in rainfall–runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. Journal of Hydrology 192, 211–232.

Nathan, R.J., McMahon, T.A. 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. Water Resources Research, 26(7): 1465-1473.

Neumann, T.A., Albert, M.R., Engel. C., Courville, Z., Perron, F. 2009. Sublimation rate and the mass-transfer coefficient for snow sublimation. Heat and Mass Transfer, 52(1-2): 309-315.

Nguyen, H.V., Nieber, J.L., Odaro, P., Ritsema, C.J., Dekker, L.W., Steenhuis, J. 1999. Modelling solute transport in a water repellent soil. J. Hydrol., 215: 188-201.

Nogué, S., de Nascimento, L., Fernández-Palacios, J.M., Whittaker, R. J., Willis, K.J. 2013. The ancient forests of La Gomera, Canary Islands, and their sensitivity to environmental change. Journal of Ecology, 101(2): 368-377.

Norman, J.M. 1993. Scaling processes between leaf and canopy levels, In: J.R. Ehleringer and C.B. Field (eds.), Scaling Physiological Processes – Leaf to Globe. Academic, San Diego: 41–76.

Ocampo, D., Rivas, R., Schirmbeck, J. 2009. Aptitud de diferentes métodos de estimación de evapotranspiración: aplicación en una zona de clima templado. In: E. Mariño & C. Schulz, Aportes de la Hidrología al Conocimiento de los Recursos Hídricos. VI Congreso Argentino de Hidrogeología, Santa Rosa, Argentina: 437–446.

Ocampo, D., Rivas, R. 2010. Comparación de métodos de estimación de la evapotranspiración a escala local en zonas de clima húmedo y árido. In: M. Varni, I. Entraigas, L. Vives (eds.), Hacia la Gestión Integral de los Recursos Hídricos en Zonas de Llanura. Instituto de Hidrología de Llanuras. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Azul, Buenos Aires, Argentina: 504–511.

Olivella, S., Carrera, J., Gens, A., Alonso. E. 1994. Non–isothermical multiphase flow of brine and gas through saline media. Transport in Porous Media, 15: 271–293.

Olivella, S., Gens, A., Carrera, J., Alonso. E. 1996. Numerical formulation for a simulation (CODE_BRIGHT) for the coupled analysis of saline media. Engineering Computations, 13(7): 87–112.

Or, D., Groeneveld, D.P. 1994. Stochastic estimation of plant-available soil water under fluctuating water table depths. Journal of Hydrology, 163: 43-64.

Ortega, L.; Manzano, M.; Custodio, E.; Hornero, J.; Rodríguez–Arévalo, J. 2015. Using ^{222}Rn to identify and quantify groundwater inflows to the Mundo River (SE Spain). Chemical Geology, 395: 67–79.

Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andreassian, V., Anctil, F., Loumagne, C. 2005a. Which potential evaporation input for a lumped rainfall-runoff model? Part 1 – Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? Journal of Hydrology 303: 275-289.

Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andreassian, V., Anctil, F., Loumagne, C. 2005b. Which potential evaporation input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient potential evaporation model for rainfall-runoff modelling. Journal of Hydrology 303: 290-306.

Owe, M., van de Griend, A.A. 1990. Daily surface moisture model for large area semi-arid land application with limited climate data. J. Hydro., 121: 118-132.

Pandey, N.G., Chakravorty, B., Kumar, S., Mani, P. 2006. Comparison of estimated hydraulic conductivity for alluvial soils. Hydrology Journal, 28(3–4): 59–72.

Parlange, M.B., Eichiger, W.E., Alberston, J.B. 1995. Regional scale evaporation and the atmospheric boundary layer. Reviews of Geophysics, 33(1): 98-124.

Pascual, J.A., Naranjo, M.F., Payano, R., Medrano, O. 2011. Tecnología para la recolección de agua de niebla. En: IV Simposio Internacional Tecnohistoria, Chiapas, México: 20pp

Paturel, J.E., Servat, E., Vassiliadis, A., 1995. Sensitivity of conceptual rainfall–runoff algorithms to errors in input data—case of the GR2M model. Journal of Hydrology, 168, 111–125.

Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London 193, 120–146.

Pereira, A.R. 2004. The Priestley–Taylor parameter and the decoupling factor for reference evapotranspiration. Agricultural and Forest Meteorology, 125: 305–313.

Pérez-Arellano, R., Moreno-Pérez, M.F., Roldán-Cañas, J. 2016. Comparación de modelos de interceptación de agua de lluvia en individuos aislados de Pinus pinea y Cistus ladanifer. Tecnología del Agua, 20(3): 153-168

Rerrochet, P. 1987. Water uptake by plants – a simulation model. I. Conceptual model. Journal of Hydrology, 95: 55-61.

Perroux, K. White, I. 1988. Designs for disc permeameters. Soil Sci. Soc. Am. J., 52:1205-1215.

Philip, J.R. 1957. The theory of infiltration. 1: The infiltration equation and its solution. Soil Science, 83: 345–357.

Philip, J.R. 1992. Falling head ponded infiltration. Water Resources Research, 28: 2147–2148.

Philip, J.R., Knight, J.H., Waechter, R.T. 1989. Unsaturated seepage and subterranean holes: Conspectus, and exclusion problem for circular cylindrical cavities. Water Resources Research, 25: 16-258.

Polo, M.J., Aguilar, C., Díaz-Gutiérrez, A., González-Dugo, M.P. 2013. Cuantificando la interceptación en cuencas heterogéneas: la cuenca del río Guadalfeo (Granada). Interceptación de la Lluvia por la Vegetación en España. Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua, Murcia: 297-318.

Prada, S., Oliveira da Silva, M., Figueira, C., Meneses, M., Pontes, A. 2007. Fog water collection in Madeira Island (Portugal). In Proceedings 4th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew, La Serena, 277–283.

Prada., Menezes de Sequeira, M., Figueira, C., Oliveira da Silva, M. 2009. Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (Portugal). Agricultural and Forest Meteorology,149(6–7): 1179-1187.

Prasad, R. 1988. A linear root water uptake model. J. Hydrol., 99(3-4): 297-306.

Priestley, C.H.B., Taylor, R.J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, Monthly Weather Rev., 100: 81– 92.

Pulido-Velázquez, M. A., Sahuquillo-Herraiz, A., Ochoa-Rivera, J.C., Pulido-Velázquez, D. 2005. Modeling of stream-aquifer interaction: The embedded multireservoir model, J. Hydrol.: 313:166– 181.

Pulido-Velazquez, D., Sahuquillo, A., Andreu, J., Pulido-Velazquez, M. 2007, An efficient conceptual model to simulate surface water body-aquifer interaction in conjunctive use management models. Water Resour. Res., 43, W07407, doi:10.1029/2006WR005064.

Qiu, G.Y., Yano, T., Momii, K. 1998. An improved methodology to measure evaporation from bare soil based on comparison of surface temperature with a dry soil surface. Journal of Hydrology, 210(1-4): 93-105.

Rana, G., Katerji, N. 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. European Journal of Agronomy 13(2–3): 125–153.

Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. 1985. Prediction of soil water properties for hydrological modelling. In: E. Jones and T.J. Ward (eds.): Proceedings ASCE Symposium Watershed Management in the Eighties, 30, Denver, CO: 293-299.

Regalado, C.M., Ritter, A., Socorro, A.R., Pérez-Buenafuente, A. 2005. Parámetros para la caracterización óptima de la repelencia en la zona no saturada. En: J. Samper Calvete y A. Paz González (eds.). VII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo. Universidade da Coruña A Coruña: 87-93.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2005. Characterizing water dependent soil repellency with minimal parameter requirement. Soil Science Society of America Journal: 69: 1955-1966.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2006. Geostatistical tools for characterizing the spatial variability of soil water repellency parameters in a laurel forest watershed. Soil Science Society of America Journal, 70:1071-1081.

Regalado, C.M., Ritter. A., Gómez, L.A. 2007. Análisis geoestadístico de la distribución de lluvia penetrante en una cuenca forestal del parque nacional de Garajonay. En: J.V. Giráldez Cervera y F.J. Jiménez Hornero (eds.). Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. Universidad de Córdoba: 289-293.

Regalado, C.M., Ritter, A.Gómez, L.A. 2007. Spatio-temporal variation of fog below the canopy in a subtropical laurel-heath cloud forest of the Garajonay National Park. En: A. Biggs y P. Cereceda (eds.) Proceedings of the Fourth International Conference on Fog, Fog Collection and Dew. Pontificia Universidad Católica de Chile La Serena, Chile: 211-214.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2008. Cokriging spatial interpolation of soil water dependent repellency parameters determined with two different tests. Soil Science Society of America Journal 72: 1-11.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2009. A soil water repellency empirical model. Vadose Zone Journal, 8: 136-141.

Regalado, C.M., Guerra, J.C., Ritter, A., Arencibia, M.T. 2013. Estudio de la contribución del agua de niebla a la ZNS mediante isótopos estables. pp. 119-125. En: J. Dafonte Dafonte, J.J. Cancela Barrio, A. López Fabal, N. López López, E.M. Martínez Pérez y M. Valcárcel Armesto (eds.), Estudios en la Zona No Saturada del Suelo.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2016. The design of an optimal fog water collector: A theoretical analysis. Atm. Res. 178–179: 45–54.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2017. The performance of three fog gauges under field conditions and its relationship with meteorological variables in an exposed site in Tenerife (Canary Islands). Agric. Forest Meteor., 233: 80–91.

Reynolds, W.D. 2011. Measuring soil hydraulic properties using a cased borehole permeameter: Falling-head analysis. Vadose Zone Journal,10: 999-1015, doi: 10.2136/vzj2010.0145

Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics, 1: 318–333.

Riggs, H.C. 1964. The base flow recession curve as an indication of ground water. Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. 63: 352-363

Ritsema, C.J., Dekker, L.W., van der Elsen, E.G.M., Oostidic, K., Steenhuis, T.S., Nieber, J.L. 1997. Recurring fingered flow pathways is a repellent sandy field soil. Hydrology and Earth System Sciences, 4: 777-786.

Ritsema, C.J., Nieber, J.L., Dekker, L.W., Steenhuis, T.S. 1998. Stable or unstable wetting fronts in water repellent soils – effect of antecedent soil moisture content. Soil and Tillage Research, 47: 11-123.

Ritsema, C.J., Dekker, L.W. 2000. Preferential flow in water repellent sandy soils: principles and modeling implications. Journal of Hydrology, 231-232: 308-319.

Ritchie, J.T. 1972. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover, Water Resour. Res., 8, 1204–1213.

Ritter, A., Regalado, C.M., Aschan, G., Gómez, L.A. 2005. Contribución hídrica de la captación de niebla al balance de un bosque de laurisilva en el Parque Nacional de Garajonay. En: J. Samper Calvete y A. Paz González (eds.). VII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo. Universidade da Coruña: 351-358.

Ritter, A., Regalado, C.M., Aschan, G. 2009. Fog reduces transpiration in tree species of the Canarian relict heath-laurel cloud forest (Garajonay National Park, Spain). Tree Physiol. 29: 517–528.

Ritter, A., Regalado, C.M., Aschan, G. 2007. An impaction model for estimating fog water collection in a subtropical laurel cloud forest of the Garajonay National Park. En: A. Biggs y P. Cereceda (eds.), Proc. Fourth Intern. Conf. on Fog, Fog Collection and Dew, La Serena, Chile: 355-358.

Ritter, A., Regalado, C.M., Aschan, G. 2008. Fog water collection in a subtropical elfin laurel forest of the Garajonay National Park (Canary Islands): a combined approach using artificial fog catchers and a physically-based impaction model. J. Hydrometeorology, 9: 920–935.

Ritter, A., Regalado, C.M. 2010. Investigating the random relocation of gauges below the canopy by means of numerical experiments. Agric. Forest Meteor., 150: 1102–1114.

Ritter, A., Regalado, C.M. 2013. Roving revisited, towards an optimum throughfall sampling design. Hydrological Processes, 28: 123-133.

Ritter, A., C.M. Regalado y J.C. Guerra. 2015. Quantification of fog water collection in three locations of Tenerife (Canary Islands). Water, 7: 3306-3319.

Rockhold, M.L., Simmons, C.S., Fayer, M.J. 1997. An analytical solution technique for one-dimensional, steady vertical flow in layered soils. Water Resources Research, 33(4): 897-902.

Roderick, M.L., Berry, S.L., Noble, I.R. 2000. A framework for understanding the relationship between environment and vegetation based on the surface area to volume ratio of leaves. Functional Ecology, 14: 423–437.

Rorabaugh, M. 1964. Estimating changes in bank storage as ground-water contribution to streamflow. Intern. Assoc. Sci. Hydrology Pub.63: 432-441.

Rushton, K. 1997. Recharge from permanent water bodies. In: I. Simmers (ed.), Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi) Arid Areas. Rotterdam, Balkema: 215–255.

Rutledge, A.T. 1998. Computer programs for describing the recession of ground–water discharge and for estimating mean ground–water recharge and discharge from streamflow records –update. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia.

Rutledge, A.T. 2000. Considerations for use of the RORA program to estimate ground–water recharge from streamflow records. U.S. Geological Survey Open–File Report 00–156. Reston, Virginia.

Rutledge, A.T., Daniel, C.C. 1994. Testing an automated–method to estimate groundwater recharge from streamflow records. Ground Water, 32(2): 180–189.

Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C., Morton A.J. 1971. A predictive model of rainfall interception in forests. I. Derivation of the model and comparison with observations in a plantation of Corsican pine, Agric. Meteorol., 9: 367– 384.

Rutter, A.J., Morton, A.J., Robins, P.C. 1975. A predictive model of rainfall interception in forests. II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. J. Appl. Ecology 12: 367–380.

Rutter, A.J., Morton, A.J. 1977. A predictive model of rainfall interception in forests. III. Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. Journal of Applied Ecology: 567-588.

Sahuquillo, A. 1986. Quantitative characterization of the interaction between groundwater and surface water. Conjunctive Water Use, IAHS Publication 156.

Sahuquillo, A. 1997. Evaluación de la recarga de acuíferos aluviales, torrentes, piedemontes y cauces efímeros. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 125–140.

Salvucci, G.D., Entekhabi, D. 1994. Explicit expressions for Green–Ampt (delta function diffusivity) infiltration rate and cumulative storage. Water Resources Research, 30: 2661–2663.

Samani, Z.A. 2000. Estimating solar radiation and evapotranspiration using minimum climatological data. J. Irrig. Drain Eng., 126: 265-267.

Samper, F. J., Carrera, J. 1990. Geoestadística: Aplicaciones a la hidrogeología subterránea: CIMNE, Barcelona: 1- 484.

Sanderson, J.S., Cooper, D.J. 2008. Ground water discharge by evapotranspiration in wetlands of an arid intramountain basin. Journal of Hydrology, 351: 344-359.

Santana, L. 1986. En Silva et al. (eds.), Estudio de la precipitación de niebla en Tenerife. ICONA: 1- 97.

Santana, L. 1990. La importancia hidrológica de las nieblas en las cumbres del parque Nacional de Garajonay. En: Pérez de Paz, L. (ed.) Parque Nacional de Garajonay, Patrimonio Mundial. Excmo. Cabildo de la Gomera., ICONA: 66-71.

Sanz Donaire, J.J. 2012. Las series anuales de precipitación más largas de Chile: estudio y enseñanzas. Estudios Geográficos, LXXIII, 273: 625-656.

Sanz Pérez, E. 1997. Estimation of basin-wide recharge rates using spring flow, precipitation, and temperature data. Groundwater, 35(6): 1058-1065.

Sasaki, H., Kurihara, K. 2008. Relationship between precipitation and elevation in the present climate reproduced by the non-hydrostatic regional climate model. SOLA, 4: 109-112.

Savenije, H.H.G. 2004. The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary, Hydrol. Processes, 18: 1507–1511.

Schaap, M.G. 2002. A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. Soil, Water and Environmental Science. University of Arizona.

Schaap, M.G., Leij, F.J. 1998. Database related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. Soil Science 163: 765-779.

Schaap, M.G., Leij, F.J.,van Genuchten, M.Th. 1999. A bootstrap-neural network approach to predict soil hydraulic parameters. In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij, and L. Wu (eds.), Proc. Int. Workshop, Characterization and Measurements of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media: 1237-1250, University of California, Riverside, CA

Schaap, M. G., Leij, F. J. 2001. A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. J. Hydrol., 251(3–4): 163–176.

Schemenauer, R.S., Fuenzalida, H., Cereceda, P. 1988. A neglected water resource: The camanchaca of South America. Bulletin of the American Meteorological Society. 69, 2.

Schemenauer, R.S., Cereceda, O. 1994. The role of wind in rainwater catchment and fog collection. Water International 19: 70–76.

Scholl MA, Gingerich SB, Giambelluca TW, Nullet MA, Loope, LL. 2003. Quantifying the role of cloud water in the hydrology of two montane forest sites on East Maui, Hawaii. EOS, Transactions American Geophysical Union 84: F687.

Schroeder, B.L., Robinson, J.B., Wallace, M., Turner, P.E.T. 1994. Soil acidification: Occurrence and effects in the South African sugar industry. In: Proceedings of the South African Sugar Technologists Association, 68: 70-74.

Scott, R., Koster, R. D. , Entekhabi, D., Suárez, M. J. 1995. Effect of a canopy interception reservoir on hydrological persistence in a general circulation model, J. Clim., 8, 1917– 1921.

Shah, N., Mahmood, N., Ross, M. 2007. Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers. Ground Water 45: 329–338.

Sharma, M.L. 1984. Evapotranspiration from a Eucalyptus community. Agric. Water Management, 8: 41–56.

Sharma, M.L 1985. Estimating evapotranspiration. Advances in Irrigation. Academic Press 3: 231-281.

Shaw, S.B., Harpold, A.A., Taylor, J.C., Todd, W.M. 2008. Investigating a high resolution, stream chloride time series from the Biscuit Book catchment, Catskills, N.Y. Journal of Hydrology, 348 (3–4): 245–256.

Shuttleworth, W.J. 1993. Handbook of hydrology. McGraw-Hill: 4.1– 4.53.

Simmers, I. (ed.) 1997. Recharge of phreatic aquifers in (semi–)arid areas. International Assoc. Hydrogeologists no. 19. Balkema, Rotterdam: 1–277.

Simonin K.A., L.S. Santiago, T.E. Dawson. 2009. Fog interception by Sequoia sempervirens (D. Don) crowns decouples physiology from soil water deficit. Plant, Cell and Environment, 32: 882–892.

Šimůnek, J., M. Šejna, and M. Th. van Genuchten. 1998. The Hydrus-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 2.0, IGWMC - TPS - 70, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Littleton, CO.

Simunek, J. y Kodesova, R. 1999. Estimating hysteresis in the soil water retention function from cone permeameter experiments. Water Resources Research 35(5): 1329-1345.

Simunek, J., van Genutchen. 2005. The Hydrus–1D software package for simulating the one–dimensional movement of water, heat and multiple solutes in a variably–saturated media. University of California–Riverside, Research Reports.

Singh, V.P. 2010. Entropy theory for derivation of infiltration equations. Water Resources Research, 46(3). V03527.

Smith, A.A. 2010. The Green and Ampt method. Hydrological Theory: Calculating Effective Rainfall. MIDUSS Manual, Chap.7. Allan A. Smith Inc.

Smith, B., Schwartz, S. 2017. Automating recession curve displacement recharge estimation. Groundwater: 55(1), 81-87.

Smith, R.E., Parlange, J.Y. 1978. A parameter–efficient infiltration model. Water Resources Research, 14: 533–538.

Sloto, R.A., Crouse, M.Y. 1996. HYSEP: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. U.S. Geological Survey, Water–Resources Investigations Report 96–4040, Lemoyne, Pennsylvania: 1-46.

Sophocleous, M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. Hydrogeology Journal; 10: 52-67.
Sophocleous, M., Perry, C.A. 1985. Experimental studies in natural groundwater recharge dynamics: the analysis of observed recharge events. J. Hydrol., 81: 297–332.

Staple, W.J. 1974. Modified Penman equation to provide the upper boundary condition in computing evaporation from soil. Soil Science Society of America Proceedings, 38: 837–839.

Steinwand, A.L., Harrington, R.F., Or, D. 2006. Water balance for Great Basin phreatophytes derived from eddy covariance, soil water, and water table measurements. Journal of Hydrology, 329: 595–605.

Stockle, C.O., Kjelgaard, J., Bellocchi, G. 2004. Evaluation of estimated weather data for calculating Penman–Monteith reference evapotranspiration. Irrigation Science, 23: 39–46.

Stroosnijder, L. 1987. Soil evaporation: Test of a practical approach under semi-arid conditions. Netherlands Journal of Agricultural Science, 35: 417–426

Sverdrup, H.U., Johnson, M.W., Fleming, R.H. 1942. The Oceans. Prentice-Hall. Inc., Englewood Cliffs, NJ.

Sulaiman, S.O. Shiri, J., Shiralizadeh, H., Kisi, O., Yaseen., Z.M. 2018. Precipitation pattern modeling using cross-station perception: regional investigation. Environmental Earth Sciences, 77: 709-.

Sumner, D.M., Jacobs, J.M. 2005. Utility of Penman-Monteith, Priestley-Taylor, reference evapotranspiration, and pan evaporation methods to estimate pasture evapotranspiration. Journal of Hydrology, 308(1-4): 81-104.

Szilagyi, L. 1999. On use of semilogarithmic plots for base-flow separation. GroundWater, 37(5): 600-682.

Szilagyi, J., Harvey, F.E., Ayers, J.F. 2003. Regional estimation of base recharge to groundwater using water balance and a base-flow index. Ground Water, 4(1): 508-513.

Szilagyi, J., Jozsa, J. 2008. New findings about the complementary relationship-based evaporation estimation methods. Journal of Hydrology, 354: 171-186.

Tallaksen, L.M. 1995. A review of baseflow recession analysis, Journal of Hydrology, 165: 349–370.

Talsma, T., Gardner, E. A. 1986. Soil-water extraction by a mixed Eucalypt forest during a drought period, Aust. J. Soil Res., 24: 25–32.

Thorburn, P.J.; Walker, G.R. 1992. Comparison of diffuse discharge from shallow water tables in soils and salt flats. Journal of Hydrology, 130: 253-274.

Thorburn, P.J.; Walker, G.R. 1994. Variations in stream water uptake by Eucalyptus camaldulensis with differing access to stream water. Oecologia, 100: 293–301.

Thornthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Review; 38: 59-94.

Thornthwaite, C.V., Mather, J.R. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Publ. Lab. Climatol. Dresel Inst. Technol., Centertown, N.Y., 10(3): 185-311.

Thorpe, A.D., Mason, B.J. 1966. The evaporation of ice spheres and ice crystals. British Journal of Applied Physics, 17(4): 541.

Tindall, J.A. 2008. Unsaturated zone hydrogeology for scientists and engineers. U.S. Geological Survey, National Research Program. Denver, Co. http://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWUnsat/UnsatZoneBook/index.html

Todd, D.K. 1955. Groundwater flow in relation to flooding stream. Proc. Amer. Soc. Civil Eng., 81: 20pp.

Todd, D.K., 1959. Groundwater Hydrology, Wiley, New York: 1–336.

Toebes, C., Ouryvaev, V. (eds.). 1970. Representative and experimental basins. In: International Guide for Research and Practice. Studies and Reports in Hydrology 4. UNESCO, Paris: 1-348.

Trajkovic, S. 2007. Hargreaves versus Penman–Monteith under humid conditions. Journal Irrigation Drain Eng .133 (1): 38–42.

Trajkovic, S., Kolakovic, S. 2009. Evaluation of reference evapotranspiration equations under humid conditions. Water Resour. Manage. 23: 3057–3067.

Turc, L. 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formulation simplifié et mise à jour. Ann. Agron, 12: 13–49.

Ubell, K. 1963. Surface and groundwater relationships along the Hungarian reach of the Danube River. Intern, Assoc. Sci. Hydrol., Publ. 63: 502-512.

UNESCO 1972. Groundwater studies: An international guide for research and practice. Section 5.4. UNECO, Paris.

USDA. 1999. Soil taxonomy, a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. United States Department of Agriculture Natural Resources Conservation Service, Agriculture Handbook. USDA, Washington, DC: 436.

van Bavel, C. H. M. 1966. Potential evaporation: the combination concept and its experimental verification. Water Resources Research, 2(3): 455-467.

van de Griend, A.A., Owe, M. 1994. Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. Water Resour. Res., 30(2): 181-188.

van Genuchten, M. Th. 1978. Mass transport in saturated-unsaturated media: one-dimensional solutions. Research Rep. No. 78-WR-11. Water Resources Program. Princeton Univ. Princeton, NJ.

van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Am. J. 44: 892-898.

van Genuchten, M. Th. 1987. A numerical model for water and solute movement in and below the root zone. Research Report No 121. U.S. Salinity laboratory, USDA, ARS, Riverside, California.

Valente, F., David J., Gash J. 1997. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. Journal of Hydrology, 190(1-2), 141–162.

Villa Nova, N.A., Pereira, A.B., Shock, C.C. 2007. Estimation of reference evapotranspiration by an energy balance approach. Biosystems Eng., 96(4): 605–615.

Villholth, K., Jensen, K. 1991. Field investigations of preferential flow behavior. In: Hydrological Interactions between Atmosphere, Soil and Vegetation. International Association of Hydrological Sciences, IAHS Publ. 204: 245 261.

Viswanadham, Y., Silva Filho, V.P., Andre, R.G.B. 1991. The Priestley–Taylor parameter alpha for the Amazon forest. Forest Ecology and Manag., 38: 211–225.

Vitvar, T., Burns, D.A., Lawrence, G.B., McDonnell, J.J., Willock D.M. 2002. Estimation of baseflow residence times in watersheds from the runoff hydrograph recession: method and application in the Neversink watershed, Catskill Mountains, New York. Hydrological Processes, 16: 1971–1877.

Vogel, T., Huang, K., Zhangm R., Van Genuchten, M.T. 1996. The HYDRUS code for simulating one-dimensional water flow, solute transport, and heat movement in variably-saturated media. US Salinity Lab, Riverside, CA.

Van Stephout, T.P.J., van Lanen, H.A.J., Boersma, O.H., Bouma, J. 1981. The effect of bypass flow and internal catchment of rain on the water regime in a clay loam grassland soil. Journal of Hydrology, 95: 1-11.

Vörösmarty, C.J., Federer, C.A., Schloss, A., 1998. Potential evaporation functions compared on US watersheds: implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. J. Hydrol., 207: 147-169.

Walker, D., Parkin, G., Schmitter, P., Gowing, J., Tilahun, S.A., Haile, A.T., Yimam, A.Y. 2018. Insights from a multi-method recharge estimation comparison study. Groundwater. doi: 10.1111/gwat.12801

Walmsley, J.L., Schemenauer,R., Bridgman, H.A. 1996. A method for estimating the hydrologic input from fog in mountainous terrain. J. Appl. Meteorol. 35: 2237–2249

Wang, Z., Wu, Q.J., Wu, L., Ritsema, C.J., Dekker, L.W., Feyen, J. 2000. Effects of soil water repellency on infiltration rate and flow instability. J. of Hydrol., 231-231: 265-276.

Ward, R. C., Robinson, M., 1990. Principles of hydrology. McGraw–Hill Publishing Company.

Warrick, A.W., Hussen, A.A. 1993. Scaling of Richards' equation for infiltration and drainage. Soil Sci. Soc. Am. J., 57:15.

Warrick, A.W. 2003. Soil water dynamics. Oxford Univ Press.

Warrick, A. W., Zerihun, D., Sanchez, C.A., Furman, A. 2005. Infiltration under variable ponding depths of water. J. Irrigation and Drainage Engineering, 131(4): 358–363.

Weinzettel, P. 2005. Hidrodinámica de la zona no saturada en suelos argiudoles de la Cuenca del Arroyo Azul. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. Argentina: 1-167

Weinzettel, P., Usunoff, E. 2001. Cálculo de la recarga mediante aplicación de la ecuación de Darcy en la zona no saturada. En: A. Medina, J. Carrera & L. Vives (eds.), Las Caras del Agua Subterránea, Barcelona. IGME Serie Hidrogeológica y Aguas Subterráneas, I: 225–232.

Wemelsfelder, P.J. 1963. The persistency of river discharges and groundwater storage. IAHS Publ. 63.

Westbeld, A.; Klemm, O.; Giessbaum, F.; Straeter, E.; Larrain, H.; Osses, P.; Cereceda, P. 2009. Fog deposition to a Tillandsia carpet in the Atacama Desert. Ann. Geophys., 27: 3571–3576.

Whitehead, D., Beadle, C.L. 2004. Physiological regulation of productivity and water use in Eucalyptus: a review. Forest Ecology and Management, 193: 113–140.

Wijaya, M., Leong, E.C., Rahardjo, M. 2013. Effect of shrinkage on air-entry value of soils. Soils and Foundations. The Japanese Geotechnical Society, 55(1): 166-180.

Wittenberg, H. 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. Hydrol. Processes, 13: 715-726.

Wittenberg, H., Sivapalan, M. 1999. Watershed groundwater balance estimation using stream-flow recession analysis and baseflow separation, J. Hydrol., 219: 20–33.

Worstell, R.V. 1976. Estimating seepage losses from canal systems. Proc. American Society of Civil Engineers, Journal Irrigation and Drainage Division, 102(IRI): 137-147.

Wriedt G., Bouraoui, F. 2009. Towards a general water balance assessment of Europe. JRC Scientific and Technical Reports, EUR 23966 EN-2009: 1-67

Wright, J.L. 1982. New evapotranspiration crop coefficients. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 108 (IR2): 57–74.

Wythers, K.R., Lauenroth, W.K., Paruelo, J.M. 1999. Bare-soil evaporation under semiarid field conditions. Soil Sci. Soc. of America J., 63(5): 1341-1349.

Xiao, Q., McPherson, E.G., Ustin, S. L., Grismer, M.E. 2000. A new approach to modeling tree rainfall interception. Journal of Geophysical Research 105: 173–188.

Xu, C-Y., Singh, V.P. 1998. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods. Hydrological Processes 12: 429-442.

Xu, C-Y., Singh, V.P. 2002. Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. Water Resources Management 16 (3): 197–219.

Xu, C-Y., Singh, V.P. 2005. Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate actual regional evapotranspiration in different climatic regions, Journal of Hydrology, 308: 105-121.

Zadroga, F. 1981. The hydrological importance of a montane cloud forest area of Costa Rica. In: R. Lal & E.W. Russell eds., Tropical Agricultural Hydrology. J. Wiley, New York: 59-73.

Zhang, L., Dawes, W. (eds.). 1998. An integrated energy and water balance model. In CSIRO Land and Water Technical Report 31/98 August 1998, Canberra.

Zheng, C., Lu, Y., Guo, X., Li, H., Sai, J., Liu, X.. 2017. Application of HYDRUS-1D model for research on irrigation infiltration characteristics in arid oasis of northwest China. Environmental Earth Sciences, 2017: 76:785.

Anexo A2 Datos hidrometeorológicos. Extracto sintético del Capítulo 3 del Manual FAO 1998

A2.1 Manual FAO 1998

La FAO (Food and Agriculture Organization, United Nations) preparó un detallado manual sobre el uso del agua en agricultura (Allen et al, 1998). Dicho manual se orienta al cálculo de las necesidades de agua de los cultivos. Estos cálculos son relevantes para la evaluación de la recarga difusa por la precipitación. Complementa y soporta parte de lo expuesto en este Capítulo 2, pero con propósitos agrícolas. En parte se puede extender a otras partes del territorio. El índice abreviado y condensado siguiente muestra el contenido. El texto que sigue está en inglés.

Chapter 1 - Introduction to evapotranspiration

Evaporation, Transpiration, Evapotranspiration
Weather parameters
Reference crop evapotranspiration (ET_o). Crop evapotranspiration under standard conditions (ET_c). Crop evapotranspiration under non-standard conditions ($ET_{c\ adj}$)
Determining evapotranspiration. ET measurement. ET computed from meteorological data. ET estimated from pan evaporation

Chapter 2 - FAO Penman-Monteith equation

Need for a standard ETo method. Formulation of the Penman-Monteith equation. FAO Penman-Monteith equation

Chapter 3 - Meteorological data

Meteorological factors determining ET
Atmospheric parameters
Wind speed

Chapter 4 - Determination of ET_o

Chapter 5 - Introduction to crop evapotranspiration (ET_c)

Chapter 6 - ET_c - Single crop coefficient

Chapter 7 - ET_c - Dual crop coefficient
Part C - Crop evapotranspiration under non-standard conditions

Chapter 8 - ET_c under soil water stress conditions
Soil water availability. Total available water (TAW). Readily available water (RAW)

Chapter 9 - ET_c for natural, non-typical and non-pristine vegetation
Initial growth stage. Mid and late season stages. Water stress conditions. Mid-season stage. Adjustment for sparse vegetation, from simple field observations, from Leaf Area Index (LAI), from effective ground cover (fc eff)

Chapter 10 - ETc under various management practices
Effects of surface mulches

Chapter 11 - ETc during non-growing periods
Types of surface conditions. Bare soil. Surface covered with dead vegetation. Surface covered with live vegetation. Frozen or snow-covered surfaces

Annex 1. Units and symbols
Annex 2. Meteorological tables
Annex 3. Background on physical parameters used in evapotranspiration computations
Annex 4. Statistical analysis of weather data sets
Annex 5. Measuring and assessing integrity of weather data
Annex 6. Correction of weather data observed in non-reference weather sites to compute ETo
Annex 7. Background and computations for Kc for the initial stage for annual crops
Annex 8. Calculation example for applying the dual Kc procedure in irrigation scheduling

Lo que sigue es una condensación con retoques del contenido del Capítulo 3:

A2.2. Basic atmospheric and water properties

Atmospheric pressure (P)

Evaporation at high altitudes is enhanced due to low atmospheric pressure, as expressed in the psychrometric constant. The effect is small and the average value for a location is sufficient. A simplification of the ideal gas law at 20°C can be employed to calculate P:

$$P = 101.3\left(\frac{293 - 0.0065z}{293}\right)^{5.26}$$

P = atmospheric pressure [kPa]
z = elevation above sea level [m]

Latent heat of vaporization (λ)

λ = 2.45 MJ kg-1 in air temperature of about 20°C. It varies only slightly over normal

Psychrometric constant (γ)

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P$$

γ = psychrometric constant [kPa °C^{-1}], constant for each location
P = atmospheric pressure [kPa]
λ = latent heat of vaporization = 2.45 [MJ kg^{-1}]
cp = specific heat at constant pressure = 1.013 10-3 [MJ kg-1 °C^{-1}], for average conditions; it depends on the composition of the air, i.e., on its humidity
ε = ratio molecular weight of water vapour/dry air = 0.622.

Air temperature

The vapour pressure for a certain period should be computed as the mean between the vapour pressure at the daily maximum and minimum air temperatures of that period. The daily maximum air temperature (T_{max}) and daily minimum air temperature (T_{min}) are, respectively, the maximum and minimum air temperature observed during the 24-hour period, beginning at midnight. T_{max} and T_{min}; for longer periods, such as weeks, 10-day's or months, they are obtained by dividing the sum of the respective daily values by the number of days in the period. The mean daily air temperature (T_{mean}) is employed in the FAO Penman-Monteith equation to calculate the slope of the saturation vapour pressure curves (Δ) and the impact of mean air density (P_a), as the effect of temperature variations on the value of the climatic parameter is small in these cases. For standardization, T_{mean} for 24-hour periods is defined as the mean of the daily maximum (Tmax) and minimum temperatures (T_{min}), rather than as the average of hourly temperature measurements.

$$T_{mean} = \frac{T_{max} - T_{min}}{2}$$

The value in Kelvin (K) can be obtained by adding 273.16 to the temperature in degrees Celsius (K = °C + 273.16).

Air humidity

In agrometeorology, vapour pressure, dewpoint temperature and relative humidity are common expressions to indicate air humidity.
Vapour pressure

In standard SI units, pressure is no longer expressed in centimetre of water, millimetre of mercury, bars, atmosphere, etc., but in pascals (Pa): 1 kPa = 1000 Pa.
The slope of the curve changes exponentially with temperature. The slope of the saturating vapour pressure curve (Figure A1.1) is Δ.

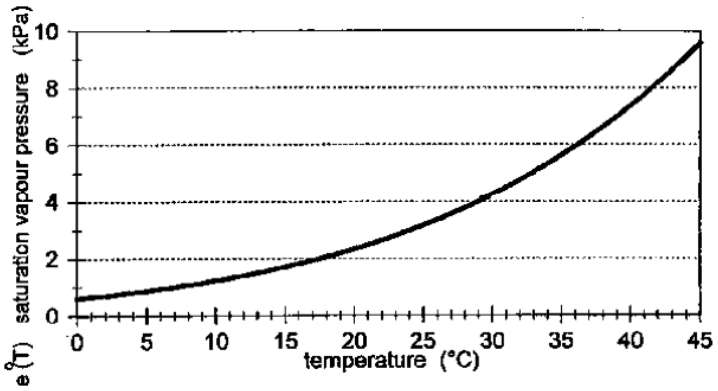


Figure A1.1 Saturation vapour pressure e°(T) shown as a function of temperature.

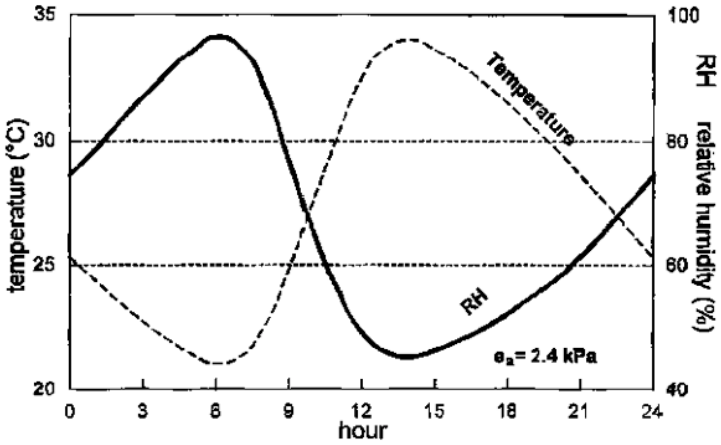


Figure A1.2 Variation of the relative humidity RH over 24 hours for a constant actual vapour pressure of 2.4 kPa

The actual vapour pressure (ea) is the vapour pressure exerted by the water in the air. The difference between the saturation and actual vapour pressure is the vapour pressure deficit or saturation deficit

Dewpoint temperature

The actual vapour pressure of the air is the saturation vapour pressure at the dewpoint temperature,

Relative humidity

The relative humidity RH expresses the degree of saturation of the air as a ratio of the actual ea to the saturation e°(T) vapour pressure at the same temperature (T):

$$RH = 100\frac{e_a}{e^\circ(T)}$$

Although the actual vapour pressure might be relatively constant throughout the day, the relative humidity fluctuates between a maximum near sunrise and a minimum around early afternoon (Figure A1.2). As the temperature changes during the day, the relative humidity also changes substantially.

Relative humidity is measured directly with hygrometers.

Vapour pressure can be measured indirectly with psychrometers, which measure the temperature difference between two thermometers, the so-called dry and wet bulb thermometers. The dry bulb thermometer measures the temperature of the air. The bulb of the wet bulb thermometer is covered with a constantly saturated wick.

The dewpoint temperature is measured with dewpoint meters.

Relative humidity and dewpoint temperature data are notoriously plagued by measurement errors. Frequently, it is better to utilize a dewpoint temperature that is predicted from daily minimum air temperature, rather than to use unreliable relative humidity measurements.

Mean saturation vapour pressure e_s

Saturation vapour pressure is related to air temperature.

$$e^\circ(T) = 0.6108\exp\left[\frac{17.27T}{T+237.3}\right]$$

e°(T) = saturation vapour pressure at the air temperature T [kPa],

T = air temperature [°C]

Due to the non-linearity of the above equation, the mean saturation vapour pressure for a day, week, decade or month it should be computed as the mean between the saturation vapour pressure at the mean daily maximum and minimum air temperatures for that period:

$$e_s = \frac{e^\circ(T_{max}) + e^\circ(T_{min})}{2}$$

Using mean air temperature instead of daily minimum and maximum temperatures results in lower estimates for the mean saturation vapour pressure. The corresponding vapour pressure deficit, a parameter expressing the evaporating power of the atmosphere, will also be smaller and the result is underestimation of the reference crop evapotranspiration.

Slope of saturation vapour pressure curve (Δ)

$$\Delta = \frac{4098\left[0.6108\exp\left(\frac{17.27T}{T+237.3}\right)\right]}{(T+237.3)^2}$$

Δ = slope of saturation vapour pressure curve at air temperature T [kPa °C^{-1}],
T= mean air temperature [°C]

Actual vapour pressure ea derived from dewpoint temperature

$$e_a = e^\circ(T_{dew}) = 0.6108\exp\left[\frac{17.27\,T_{dew}}{T_{dew}+237.3}\right]$$

T_{dew} = dewpoint temperature [°C]

Actual vapour pressure ea derived from psychrometric data

The actual vapour pressure can be determined from the difference between the dry and wet bulb temperatures, the wet bulb depression. The relationship is expressed by

$$e_a = e^\circ (T_{wet}) - \gamma_{psy} (T_{dry} - T_{wet})$$

e_a = actual vapour pressure [kPa]
e°(Twet) = saturation vapour pressure at wet bulb temperature [kPa]
γ_{psy} = psychrometric constant of the instrument [kPa °C^{-1}]
T_{dry}-Twet = wet bulb temperature depression
T_{dry} = dry bulb temperature [°C].
T_{wet} = wet bulb temperature [°C].

The psychrometric constant of the instrument is given by:

$$\gamma_{psy} = a_{psy} P$$

P = atmospheric pressure [kPa].

a_{psy} = coefficient depending on the type of ventilation of the wet bulb [°C^{-1}]; it depends mainly on the design of the psychrometer and rate of ventilation around the wet bulb =

0.000662 for ventilated (Asmann type) psychrometers, with air movement of ≃ 5 m/s,
0.000800 for natural ventilated psychrometers (about 1 m/s),
0.001200 for non-ventilated psychrometers installed indoors.

Actual vapour pressure ea derived from relative humidity data

The actual vapour pressure can also be calculated from the relative humidity. Depending on the availability of the humidity data, different equations should be used.

a) For RHmax and RHmin:

$$e_a = \frac{e^\circ(T_{min})\frac{RH_{max}}{100} + e^\circ(T_{max})\frac{RH_{min}}{100}}{2}$$

e_a = actual vapour pressure [kPa],
$e^\circ(T_{min})$ = saturation vapour pressure at daily minimum temperature [kPa],
$e^\circ(T_{max})$ = saturation vapour pressure at daily maximum temperature [kPa],
RH_{max} = maximum relative humidity [%],
RH_{min} = minimum relative humidity [%].

b) For RH_{max}:

When using equipment where errors in estimating RHmin can be large, or when RH data integrity are in doubt, only RHmax should be used.

$$e_a = e^o(T_{min}) \frac{RH_{max}}{100}$$

c) For RH_{mean}:

In the absence of RH_{max} and RH_{min}, another equation can be used to estimate ea:

$$e_a = \frac{RH_{mean}}{100} \left[\frac{e^o(T_{max}) + e^o(T min)}{2} \right]$$

RH_{mean} = mean relative humidity, defined as the average between RH_{max} and RH_{min}. This last equation is less desirable than the two former ones.

A2.3 Radiation

Extraterrestrial radiation (R_a)

The radiation striking a surface perpendicular to the sun's rays at the top of the earth's atmosphere is the solar constant = 0.082 MJ m^{-2} min^{-1}.

The local intensity of radiation is determined by the angle between the direction of the sun's rays and the normal to the surface of the atmosphere. This angle changes during the day and is different at different latitudes and in different seasons. The solar radiation received at the top of the earth's atmosphere on a horizontal surface is the extraterrestrial (solar) radiation R_a.

If the sun is directly on the vertical of a site, R_a = 0.0820 MJ m^{-2} min^{-1}. Ra is a function of latitude, date and time of day. Daily values of R_a throughout the year for different latitudes are plotted in Figure A1.3.

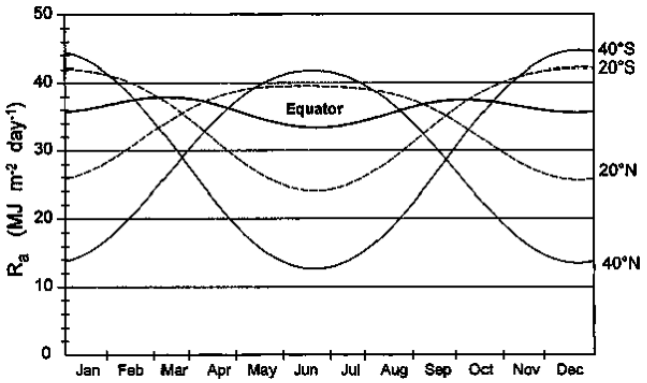


Figure A1.3 Annual variation in extraterrestrial radiation (Ra) at the equator, 20 and 40° north and south

Solar or shortwave radiation (Rs)

As the short wavelength solar radiation penetrates the atmosphere, part of it is scattered, reflected or absorbed by the atmospheric gases, clouds and dust. The amount of short wave solar radiation r reaching a horizontal plane is the solar radiation R_s.

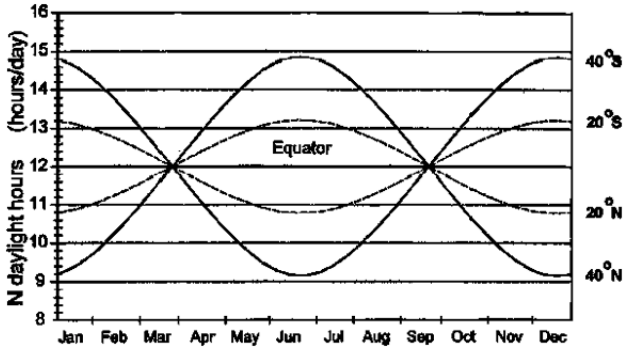


Figure A1.4 Annual variation of the daylight hours (N) at the equator, 20 and 40° north and south

For a cloudless day, Rs ≃ 0.75 R_a. On a cloudy day, the radiation is scattered in the atmosphere, but even with extremely dense cloud cover, R_s ≃ 0.25 R_a, mainly as diffuse sky radiation.

Solar radiation or global radiation is the sum of direct shortwave radiation from the sun and diffuse sky radiation from all upward angles.

Relative shortwave radiation (R_s/R_{so})

The relative shortwave radiation = solar radiation R_s / clear-sky solar radiation R_{so}.

R_s = solar radiation that actually reaches the earth's surface in a given period.

R_{so} = solar radiation that would reach the same surface during the same period but under cloudless conditions.

The ratio R_s / R_{so} varies between about 0.33 (dense cloud cover) and 1 (clear sky).
In the absence of a direct measurement of R_n, the relative shortwave radiation is used in the computation of the net longwave radiation.

Relative sunshine duration (n/N)

The relative sunshine duration is the ratio that expresses the cloudiness of the atmosphere = n/N. n =actual duration of sunshine; N = maximum possible duration of sunshine or daylight hours. In the absence of any clouds n = N. On cloudy days n = 0. In the absence of a direct measurement of Rs, the relative sunshine duration n/N is often used to derive solar radiation from extraterrestrial radiation.

The day length N depends on the position of the sun and is a function of latitude and date (Figure A1.4).

Albedo (α) and net solar radiation (R_{ns})

The fraction of the solar radiation reflected by the surface is the albedo. The albedo is highly variable for different surfaces and for the angle of incidence or slope of the ground surface. It may be as large as 0.95 for freshly fallen snow and as small as 0.05 for a wet bare soil. A green vegetation cover has an albedo of about 0.20-0.25. For the green grass reference crop, α is assumed to have a value of 0.23.

$R_{ns} = (1-\alpha)R_s$ = net solar radiation = fraction of the solar radiation R_s that is not reflected from the surface.

Net longwave radiation R_{nl}

The solar radiation absorbed by the earth is converted to heat energy. By several processes, including emission of radiation, the earth loses this energy. The earth, which is at a much lower temperature than the sun, emits radiative energy with wavelengths longer than those from the sun or longwave radiation. The emitted longwave radiation $R_{l,up}$ is absorbed by the atmosphere or is lost into space. The longwave radiation received by the atmosphere $Rl_{,down}$ increases its temperature and the atmosphere radiates energy of its own. Part of the radiation finds its way back to the earth's surface. Consequently, the earth's surface both emits and receives longwave radiation. The difference between outgoing and incoming longwave radiation is the net longwave radiation R_{nl},, which is usually an energy loss.

Net radiation R_n

The net radiation R_n is the difference between incoming and outgoing radiation of both short and long wavelengths. It is the balance between the energy absorbed, reflected and emitted by the earth's surface or the difference between the incoming net shortwave R_{ns} and the net outgoing longwave R_{nl} radiation. R_n is normally positive during the daytime and negative during the nighttime. The total daily value for R_n is usually positive over a period of 24 hours, except in extreme conditions at high latitudes.

Soil heat flux G

G = soil heat flux = energy that is utilized in heating the soil: positive when the soil is warming and negative when the soil is cooling. Although $G < R_n$ and it may often be ignored, the amount of energy gained or lost by the soil should theoretically be subtracted or added to R_n when estimating evapotranspiration.

Units

MJ m^{-2} day^{-1}. In meteorological bulletins other units might be used or radiation might even be expressed in units no longer accepted as standard SI units, such as calories cm^{-2} day^{-1}.

Conversion from energy values to depths of water or vice versa:

$$\text{Radiation[depth of water]} = \frac{\text{Radiation[energy/ surface]}}{\lambda \rho_w}$$

λ = latent heat of vaporization = 0.408 [MJ kg^{-1}],
ρ_W = density of water [kg m^{-3}].

$$\text{Radiation[mm day}^{-1}] \approx \frac{\text{Radiation[MJ m}^{-2}\text{ day}^{-1}]}{2.45} = 0.408 \times \text{Radiation[MJ m}^{-2}\text{ day}^{-1}]$$

Table A1.1 Conversion factors for radiation. Multiplier to obtain energy received on a unit surface per unit time. EE is equivalent evaporation

	MJ m^{-2} day^{-1}	J cm^{-2} day^{-1}	cal cm^{-2} day^{-1}	W m^{-2}	EE mm day^{-1}
1 MJ m^{-2} day^{-1}	1	100	23.9	11.6	0.408
1 cal cm^{-2} day^{-1}	4.1868 10^{-2}	4.1868	1	0.485	0.0171
1 W m^{-2}	0.0864	8,64	2.06	1	0.035
1 mm day^{-1}	2.45	245	58.5	28.4	1

A2.4 Measurement of solar radiation

Solar radiation can be measured with pyranometers, radiometers or solarimeters. The instruments contain a sensor installed on a horizontal surface that measures the intensity of the total solar radiation, i.e., both direct and diffuse radiation from cloudy conditions. The sensor is often protected and kept in a dry atmosphere by a glass dome that should be regularly wiped clean.

Net longwave and net shortwave radiation can be measured by recording the difference in output between sensors facing upward and downward. In a net radiometer, the glass domes are replaced by polyethylene domes that have a transmission range for both shortwave and longwave radiation.

Where pyranometers are not available, solar radiation is usually estimated from the duration of bright sunshine. The actual duration of sunshine n is measured with a Campbell-Stokes sunshine recorder, which records periods of bright sunshine by using a glass globe that acts as a lens. The sun rays are concentrated at a focal point that burns a hole in a specially treated card mounted concentrically with the sphere. The movement of the sun changes the focal point throughout the day and a trace is drawn on the card. If the sun is obscured, the trace is interrupted. The hours of bright sunshine are indicated by the lengths of the line segments.

The quantity of heat conducted into the soil G can be measured with soil heat flux plates and thermocouples or thermisters.

A2.5 Calculation procedures of radiation

Extraterrestrial radiation for daily periods (Ra)

The extraterrestrial radiation R_a for each day of the year and for different latitudes can be estimated from the solar constant, the solar declination and the time of the year

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi)\sin(\delta) + \cos(\varphi)\cos(\delta)\sin(\omega_s)]$$

R_a = extraterrestrial radiation [MJ m^{-2} day^{-1}]; equivalent evaporation [mm day^{-1}] = 0,408Ra
G_{sc} = solar constant = 0.0820 MJ m^{-2} min^{-1},
d_r = inverse relative distance Earth-Sun,
ω_s = sunset hour angle [rad];
φ = latitude [rad]; positive for the northern hemisphere and negative for the southern hemisphere
δ = solar decimation [rad].

$$[\text{Radians}] = \frac{\pi}{180}[\text{decimaldegrees}]$$

Inverse relative distance Earth-Sun

$$d_r = 1 + 0.033\cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right)$$

Solar declination

$$\delta = 0.409\sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1.39\right)$$

J = number of the day in the year between 1 (1 Jan.) and 365 or 366 (31 Dec.).

Sunset hour angle

ω_s = arccos [-tan (φ) tan (δ)]

$$\omega_s = \frac{\pi}{2} - \arctan\left[\frac{-\tan(\varphi)\tan(\delta)}{X^{0.5}}\right]$$

$X = 1 - [\tan(\delta)]^2$ $[\tan(\delta)]^2$; X = 0.00001 if X < 0

Values for R_a deviate from values that are averaged over each day of the month by less than 1% for all latitudes during non-frozen periods and deviate slightly from the values in the Smithsonian Tables. For the winter months in latitudes greater than 55° (N or S), the equations for R_a have limited validity. Reference should be made to the Smithsonian Tables to assess possible deviations.

Extraterrestrial radiation for hourly or shorter periods Ra

For hourly or shorter periods the solar time angle at the beginning and end of the period should be considered when calculating Ra:

$$R_a = \frac{12(60)}{\pi} G_{sc} d_r [(\omega_2 - \omega_1)\sin(\varphi)\sin(\delta) + \cos(\varphi)\cos(\delta)(\sin(\omega_2) - \sin(\omega_1))]$$

R_a = extraterrestrial radiation in the hour (or shorter) period [MJ m^{-2} $hour^{-1}$],
G_{sc} = solar constant = 0.0820 MJ m^{-2} min^{-1},
d_r = inverse relative distance Earth-Sun
δ = solar declination [rad],
φ latitude [rad] (Equation 22),
ω_1 = solar time angle at beginning of period [rad],
ω_2 = solar time angle at end of period [rad].

$$\omega_1 = \omega - \frac{\pi t_1}{24}$$

$$\omega_2 = \omega + \frac{\pi t_1}{24}$$

ω = solar time angle at midpoint of hourly or shorter period [rad],
t_1 = length of the calculation period [hour].

$$\omega = \frac{\pi}{12}[(t + 0.0667(L_z - L_m) + S_c) - 12]$$

t = standard clock time at the midpoint of the period [hour]: e.g. between 14.00 and 15.00 hours, t = 14.5,

L_z = longitude of the centre of the local time zone [degrees west of Greenwich].
L_m = longitude of the measurement site [degrees west of Greenwich],
S_c = seasonal correction for solar time [hour].
$\omega < -\omega_s$ or $\omega > \omega_s$ indicates that the sun is below the horizon so $R_a = 0$.
$S_c = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos b - 0.025 \sin b$

$$b = \frac{2\pi(J - 81)}{364}$$

J = number of the day in the year.

Daylight hours N

$$N = \frac{24}{\pi}\omega_s$$

ω_s = sunset hour angle in radians.

Extraterrestrial radiation: R_a

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi)\sin(\delta) + \cos(\varphi)\cos(\delta)\sin(\omega_s)] \quad \text{MJ m}^{-2}\text{day}^{-1}$$

Daylight hours: N

$$N = \frac{24}{\pi}\omega_s \quad \text{hour/day}$$

Solar radiation R

If the solar radiation Rs is not measured, it can be calculated with the Angstrom formula

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N}\right) R_a$$

R_s = solar or shortwave radiation [MJ m^{-2} day^{-1}],
n = actual duration of sunshine [hour],
N = maximum possible duration of sunshine or daylight hours [hour],
n/N = relative sunshine duration [-],
R_a = extraterrestrial radiation [MJ m^{-2} day^{-1}],
a_s = regression constant = fraction of extraterrestrial radiation reaching the earth on overcast days (n = 0),
a_s+b_s = fraction of extraterrestrial radiation reaching the earth on clear days (n = N).

The Angstrom values as and bs vary depending on atmospheric conditions (humidity, dust) and solar declination (latitude and month). Where no actual solar radiation data are available and no calibration has been carried out for improved as and bs parameters, as = 0.25 and bs = 0.50 are recommended.

Clear-sky solar radiation R_{so}

The calculation of the clear-sky radiation Rso when n = N is required for computing net longwave radiation.

a) For near sea level or when calibrated values for as and bs are available:
$R_{so} = (a_s+b_s)R_a$

Rso = clear-sky solar radiation [MJ m^{-2} day^{-1}],
a_s+b_s = fraction of extraterrestrial radiation reaching the earth on clear-sky days (n = N).

b) When calibrated values for as and bs are not available: $R_{so} = (0.75 + 2 l0\text{-}5z)R_a$

z station elevation above sea level [m].
Net solar or net shortwave radiation R_{ns}
$R_{ns} = (1-\alpha)R_s$

R_{ns} = net solar or shortwave radiation [MJ m^{-2} day^{-1}]
α = albedo or canopy reflection coefficient [dimensionless]; α = 0.23 for the hypothetical grass reference crop
R_s = incoming solar radiation [MJ m^{-2} day^{-1}].

Net longwave radiation Rnl

The rate of longwave energy emission is proportional to T4 (Stefan-Boltzmann law), with T = absolute temperature of the surface. The net energy flux leaving the earth's surface is less due to the absorption and downward radiation from the sky by water vapour, clouds, carbon dioxide and dust. Their concentrations should be known. As humidity and cloudiness play an important role, the Stefan-Boltzmann law is corrected by these two factors when estimating the net outgoing flux of longwave radiation, assuming that the concentrations of the other absorbers are constant:

$$R_{nl} = \sigma\left[\frac{T_{max,K}^4 + T_{min,K}^4}{2}\right](0.34 - 0.14\sqrt{e_a})\left(1.35\frac{R_s}{R_{so}} - 0.35\right)$$

R_{nl} = net outgoing longwave radiation [MJ m^{-2} day^{-1}],
σ = Stefan-Boltzmann constant [4.903 10^{-9} MJ K^{-4} m^{-2} day^{-1}],
$T_{max, K}$ = maximum absolute temperature during the 24-hour period [K = °C + 273.16],
$T_{min, K}$ = minimum absolute temperature during the 24-hour period [K = °C + 273.16],
e_a = actual vapour pressure [kPa],
R_s/R_{so} = relative shortwave radiation (limited to $\simeq$ 1.0),
R_s = measured or calculated solar radiation [MJ m^{-2} day^{-1}],
R_{so} = calculated clear-sky radiation [MJ m^{-2} day^{-1}].

An average of the maximum air temperature to the fourth power and the minimum air temperature to the fourth power is commonly used in the Stefan-Boltzmann equation for 24-hour time steps. The term 0.34-0.14$\sqrt{e_a}$ is the correction for air humidity (smaller if the humidity increases). The effect of cloudiness is expressed by 1.35 R_s/R_{so} - 0.35 (smaller if the cloudiness increases and hence R_s decreases). The smaller the correction terms, the smaller the net outgoing flux of longwave radiation. The R_s/R_{so} term must be limited so that $R_s/R_{so} < 1.0$.

Net radiation R_n

Rn = incoming net shortwave radiation R_{ns} - outgoing net longwave radiation R_{nl}
Net longwave radiation R_{nl}

$$R_{nl} = \left(\sigma T_{max,K}^4 + \sigma T_{min,K}^4\right)/2\left(0.34 - 0.14\sqrt{e_a}\right)\left(1.35R_s/R_{so} - 0.35\right) \quad \text{MJ } m^{-2}\ d^{-1}$$

σ = 4.903 10^{-9} MJ K^{-4} m^{-2} day^{-1}

$T_K = T[°C] + 273.16$

Net radiation R_n

$R_n = R_{ns} - R_{nl}$ MJ m^{-2} d^{-1}

Soil heat flux G

Complex models are available to describe soil heat flux. Because soil heat flux is small compared to R_n, particularly when the surface is covered by vegetation and calculation time steps are 24 hours or longer, a simple calculation procedure can be adopted for long time steps, based on the idea that the soil temperature follows air temperature:

$$G = c_s \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z$$

c_s = soil heat capacity [MJ m^{-3} $°C^{-1}$],
T_i = air temperature at time i [°C],
T_{i-1} = air temperature at time i-1 [°C],
Δt = length of time interval [day], which should exceed 1 day
Δz = effective soil depth [m].

The effective soil depth Δz is only 0.10-0.20 m for a time interval of 1 or a few days but might be 2 m or more for monthly periods.

As the magnitude of the day or ten-day soil heat flux beneath the grass reference surface is relatively small: $G_{day} \simeq 0$

When assuming a constant soil heat capacity of 2.1 MJ m^{-3} $°C^{-1}$ and an appropriate soil depth, for monthly (m) values:

$G_{m,i} = 0.07 (T_{m,+1} - T_{m,-1})$ or, if $T_{m,+1}$ is unknown: $G_{m,i} = 0.14 (T_m - T_{m,-1})$
T_m = mean air temperature of month i [°C],
$T_{m,-1}$ = mean air temperature of previous month [°C],
$T_{m,+1}$ = mean air temperature of next month [°C].

For hourly or shorter periods, G beneath a dense cover of grass does not correlate well with air temperature. Hourly G can be approximated during daylight periods as $G_{hr} = 0.1 R_n$ and during nighttime periods as $G_{hr} = 0.5 R_n$. Where the soil is warming, the soil heat flux G is positive. The amount of energy required for this process is subtracted from R_n when estimating evapotranspiration.

A2.6 Wind speed

For the computation of evapotranspiration, wind speed is the relevant variable. As wind speed at a given location varies with time, it is necessary to express it as an average over a given time interval. Wind speed is given in m s-1 or km day-1. Wind speed is measured with anemometers.

Wind profile relationship

Wind speeds measured at different heights above the soil surface are different. Surface friction tends to slow down wind passing over it. Wind speed is slowest at the surface and increases with height. For this reason, anemometers are placed at a chosen standard height, i.e., 10 m in meteorology and 2 or 3 m in agrometeorology. For the calculation of evapotranspiration, wind speed measured at 2 m above the surface is required. To adjust wind speed data obtained from instruments placed at elevations other than the standard height of 2 m, a logarithmic wind speed profile may be used for measurements above a short grassed surface:

$$u_2 = u_z \frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)}$$

u_2 = wind speed at 2 m above ground surface [m s^{-1}],
u_z = measured wind speed at z m above ground surface [m s^{-1}],
z = height of measurement above ground surface [m].

The corresponding multipliers or conversion factors are plotted in Figure A1.5

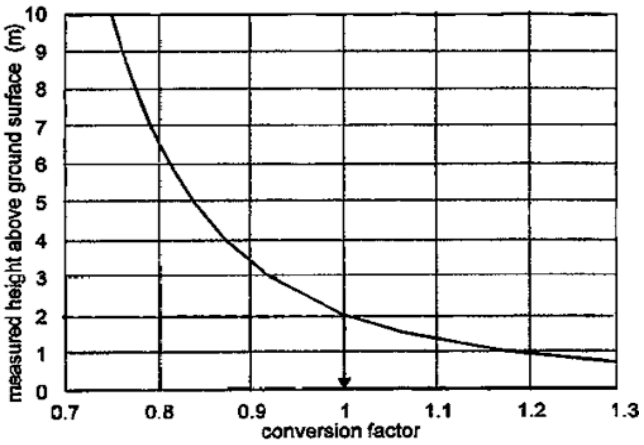


Figure A1.5 Conversion factor to convert wind speed measured at a certain height above ground level to wind speed at the standard height of 2 m

A2.7 Estimating missing climatic data

The calculation of the reference evapotranspiration ET_o with the Penman-Monteith method requires mean daily, ten-day or monthly maximum and minimum air temperature (T_{max} and T_{min}), actual vapour pressure (ea), net radiation (R_n) and wind speed measured at 2 m (u_2). If some of the required weather data are missing or cannot be calculated, the user should estimate the missing climatic data with one of the following procedures and use the FAO Penman-Monteith method for the calculation of ETo. The use of an alternative ET_o calculation procedure, requiring only limited meteorological parameters, is less recommended.

Estimating missing humidity data

An estimate of actual vapour pressure, ea, can be obtained by assuming that dewpoint temperature (T_{dew}) is near the daily minimum temperature (T_{min}).

$$e_a = e^{\circ}(T_{min}) = 0.611 \exp\left[\frac{17.27\,T_{min}}{T_{min} + 237.3}\right]$$

The relationship $T_{dew} \simeq$ Tmin holds for locations where the cover crop of the station is well watered. However, particularly for arid regions, the air might not be saturated when its temperature is at its minimum. Hence, T_{min} might be greater than T_{dew} and a further calibration may be required to estimate dewpoint temperatures. In these situations, "T_{min}" in the above equation may be better approximated by subtracting 2-3 °C from Tmin. In humid and subhumid climates, T_{min} and T_{dew} measured in early morning may be less than T_{dew} measured during the daytime because of condensation of dew during the night. After sunrise, evaporation of the dew will once again humidify the air and will increase the value measured for T_{dew} during the daytime. However, it is standard practice in 24-hour calculations of ET_o to use Tdew measured or calculated during early morning.
The estimate for ea from Tmin should be checked and validated for a region.

Estimating missing radiation data

Net radiation measuring devices, which require professional control, have rarely been installed in agrometeorological stations. In the absence of a direct measurement, longwave and net radiation can be derived from more commonly observed weather parameters, i.e., solar radiation or sunshine hours, air temperature and vapour pressure. Where solar radiation is not measured, it can be estimated from measured daily hours of bright sunshine n. However, where n values are not available, solar radiation data cannot be computed with the calculation procedures previously presented.

Solar Radiation data from a nearby weather station

For the same month and often for the same day, the variables affecting incoming solar radiation Rs and sunshine duration n are similar throughout a given region if (i) the size of the region is small; (ii) the air masses governing rainfall and cloudiness are nearly identical

within parts of the region; (iii) the physiography of the region is almost homogenous., and (iv) differences in relief should be negligible.

Caution should be used when applying this method to mountainous and coastal areas or where rainfall is variable due to convective conditions. Data from a station located nearby but situated on the other side of a mountain may not be transferable as conditions governing radiation are different.

Where the north-south distance to a weather station within the same homogeneous region exceeds 50 km so that the value for R_a changes, the R_s measurement should be adjusted using the ratio of the solar to extraterrestrial radiation, R_s/R_a:

$$R_s = \frac{R_{s,reg}}{R_{a,reg}} R_a$$

R_s, reg = solar radiation at the regional location [MJ m^{-2} day^{-1}],
R_a, reg = extraterrestrial radiation at the regional location [MJ m^{-2} day^{-1}].

Once the solar radiation has been derived from the radiation data of a nearby station, the net longwave radiation and the net radiation can be calculated.
The estimation method is recommended for monthly calculations of ET_o. For daily estimates a more careful analysis of weather data in the importing and exporting meteorological stations has to be performed. Daily calculations of ET_o with estimated radiation data are justified when utilized as a sum or an average over a several-day period. Daily estimates should not be utilized as true daily estimates but only in averages over the period under consideration.

Solar Radiation data derived from air temperature differences

The difference between the maximum and minimum air temperature is related to the degree of cloud cover in a location. Clear-sky conditions result in high temperatures during the day (T_{max},) because the atmosphere is transparent to the incoming solar radiation and in low temperatures during the night (T_{min}) because less outgoing longwave radiation is absorbed by the atmosphere. In overcast conditions, T_{max} is relatively smaller because a significant part of the incoming solar radiation never reaches the earth's surface and is absorbed and reflected by the clouds. Similarly, T_{min} will be relatively higher as the cloud cover acts as a blanket and decreases the net outgoing longwave radiation. Therefore, the difference between the maximum and minimum air temperature (T_{max} - T_{min}) can be used as an indicator of the fraction of extraterrestrial radiation that reaches the earth's surface. This principle has been utilized by Hargreaves and Samani to develop estimates of ET_o using only air temperature data.

The Hargreaves' radiation formula, adjusted and validated at several weather stations in a variety of climate conditions, becomes:

$$R_s = k_{Rs}\sqrt{(T_{max} - T_{min})}R_a$$

R_a = extraterrestrial radiation [MJ m^{-2} d^{-1}],

T_{max} = maximum air temperature [°C],

T_{min} = minimum air temperature [°C],

k_{Rs} = adjustment coefficient [°C-0.5];
it is empirical and differs for 'interior' or 'coastal' regions: $k_{Rs} \simeq 0.16$ for 'interior' locations, where land mass dominates and air masses are not strongly influenced by a large water body; kRs ≃ 0.19 for 'coastal' locations, situated on or adjacent to the coast of a large land mass and where air masses are influenced by a nearby water body.

The relationship between R_s/R_a and the temperature difference is plotted in Figure A1.6 for interior and coastal locations. The fraction of extraterrestrial radiation that reaches the earth's surface R_s/R_a ranges from about 0.25 on a day with dense cloud cover to about 0.75 on a cloudless day with clear sky. Rs predicted should be limited to < Rso.

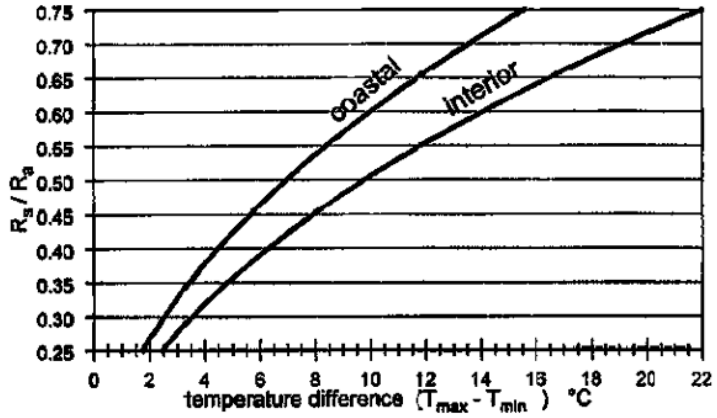


Figure A1.6. Relationship between the fraction of extraterrestrial radiation that reaches the earth's surface R_s/R_a and the air temperature difference T_{max} - Tmin for interior (k_{Rs} = 0.16) and coastal (k_{Rs} = 0.19) regions

The temperature difference method is recommended for locations where it is not appropriate to import radiation data from a regional station, either because homogeneous climate conditions do not occur, or because data for the region are lacking. For island conditions, the methodology is not appropriate due to the moderating effects of the surrounding water body.

It is recommended that daily estimates of ET_o that are based on estimated R_s be summed or averaged over a several-day period, such as a week, decade or month to reduce prediction error.

Empirical methodology for island locations

For island locations, where the land mass has a width perpendicular to the coastline of 20 km or less, the air masses influencing the atmospheric conditions are dominated by the adjacent water body in all directions. The temperature method is not appropriate for this situation. Where radiation data from another location on the island are not available, a first estimate of the monthly solar average can be obtained from the empirical relation:

$$R_s = 0.7\ Ra - b$$

R_s = solar radiation [MJ m^{-2} day^{-1}],
R_a = extraterrestrial radiation [MJ m^{-2} day^{-1}],
b = empirical constant = 4 MJ m^{-2} day^{-1}.

This relationship is only applicable altitudes from 0 to 100 m. The empirical constant represents the fact that in island locations some clouds are usually present, thus making the mean solar radiation 4 MJ m^{-2} day^{-1} below the nearly clear sky envelope (0.7 Ra). Local adjustment of the empirical constant may improve the estimation. The constant relation between Rs and Ra does not yield accurate daily estimates.

Wind speed data from a nearby weather station

Importing wind speed data from a nearby station relies on the fact that the air flow above a 'homogeneous' region may have relatively large variations through the course of a day, but small variations for the day. Data from a nearby station may be imported where air masses are of the same origin or where the same fronts govern air flows in the region and where the relief is similar.

When importing wind speed data from another station, the regional climate, trends in variation of other meteorological parameters and relief should be compared. Strong winds are often associated with low relative humidity and light winds are common with high relative humidity. Thus, trends in variation of daily maximum and minimum relative humidities should be similar in both locations. In mountainous areas, data should not necessarily be imported from the nearest station but from nearby stations with similar elevation and exposure to the dominant winds. The paired stations may even vary from one season to another, depending on the dominant winds.

Imported wind speed data can be used when making monthly estimates of evapotranspiration. Daily calculations are justified when utilized as a sum or average over a several-day period, such as a week or decade.

Empirical estimates of monthly wind speed

As the variation in wind speed average over monthly periods is relatively small and fluctuates around average values, monthly values of wind speed may be estimated. The 'average' wind speed estimates may be selected from information available for the regional climate, but should take seasonal changes into account. General values are suggested in Table 4. Where no wind data are available within the region, a value of 2 m/s can be used as a temporary estimate.

Table A1.2 General classes of monthly wind speed data

Description	mean monthly wind speed at 2 m
light wind	...< 1.0 m/s
light to moderate wind	1 - 3 m/s
moderate to strong wind	3 - 5 m/s
strong wind	... > 5.0 m/s

In general, u_2 > 0.5 m/s when used in the ETo equation for improving the estimation accuracy under the conditions of very low wind speed. This is to account for the effects of boundary layer instability and buoyancy of air in promoting exchange of vapour at the surface when air is calm.

Minimum data requirements

There is no dependable way to estimate air temperature when it is missing. Therefore the maximum and minimum daily air temperature data are the minimum data requirements necessary to apply the FAO Penman-Monteith method.

When solar radiation, relative humidity and/or wind speed data are missing, they should be estimated. An alternative ET_o can be estimated using the Hargreaves ET_o equation:

$$ET_o = 0.0023(T_{mean} + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \text{ in mm/day}^{-1}.$$

This equation has a tendency to underpredict under high wind conditions (u_2 > 3 m/s) and to overpredict under conditions of high relative humidity. The equation should be verified in each new region by comparing with estimates by the FAO Penman-Monteith equation at weather stations where solar radiation, air temperature, humidity, and wind speed are measured. The equation can be calibrated on a monthly or annual basis by ET_o = a + b ETo. The coefficients a and b can be determined by regression analyses or by visual fitting.

Capítulo 3.

Modelos hidrológicos básicos de balance de agua en el suelo y de evaluación de la recarga natural difusa

Preámbulo

Se comentan y analizan los diferentes métodos y modelos para la evaluación de la recarga natural difusa teniendo en cuenta los procesos hidrológicos, pero sin considerar la respuesta del acuífero, lo que se hace en el Capítulo 4. No es un tratado ni un texto sistemático, sino una revisión de modelos básicos, con énfasis en los de uso más frecuente en España.

3 Resumen

En este Capítulo 3 se comentan y analizan los diferentes métodos y modelos para la evaluación de la recarga natural a partir de la consideración de los procesos hidrológicos de carácter hidráulico. Estos métodos son muy variados. Se hace una selección de los más relevantes y en especial en cuanto a su utilización en España. No es un tratado completo ni un texto sistemático, sino una revisión de métodos y modelos básicos. Tras considerar los métodos empíricos, se parte del método hidrológico clásico de Thornthwaite y Mather para determinar la recarga y de reservorios concatenados para considerar la secuencia de procesos.

Se considera en particular el método o modelo Témez, de uso muy común en evaluaciones de los recursos de agua en la planificación hidrológica española. Es la base del modelo SIMPA, de ámbito peninsular, de intervalo de tiempo mensual, que tiene la ventaja de su simplicidad al requerir cuatro parámetros de base física (que en la práctica se reducen a tres). Pero simplifica en exceso los procesos en el suelo, de modo que, si se utilizan parámetros de base física, subestima la recarga a los acuíferos y así distorsiona la escorrentía total y tiende a subvalorarla. Esto se compensa con parámetros agregados, que se tratan de calibrar mediante datos de las estaciones de aforo restituidos al estado natural.

El modelo PATRICAL, también con paso de tiempo mensual, tiene objetivos más amplios que el modelo SIMPA y más detallada consideración de los procesos en el suelo, incluye aspectos en relación con la calidad del agua y el transporte de sedimentos, que no son objeto del presente Informe.

Se dedica atención al modelo BALAN y sus mejoras posteriores, por describir más en detalle los procesos que llevan a la generación de recarga, diariamente.

Adicionalmente se consideran otros dos modelos de uso en España, el Easy-Bal, que simplifica el tratamiento para reducir el número de parámetros a considerar, con menor detalle en la consideración de los procesos del suelo y el RENATA, con paso de tiempo que puede ser diario. Se incluye el llamado modelo de recarga de Tenerife, que es una

adaptación y mejora del modelo Témez en condiciones de relieve importante, ausencia de escorrentía superficial y posibilidad de lluvia horizontal en parte del territorio.

Se consideran otros modelos, como el WAVES y el SiSPAT, que están enfocados a la parte fisiológica y biológica de la vegetación, pero no a la evaluación de la recarga. Sin embargo, contienen formas de mejorar la consideración de los procesos atmósfera-suelo-agua. Los modelos hidrológicos de base hidráulica que consideran la transformación de la recarga en niveles piezométricos y en espacial en caudales de manantiales y cursos fluviales y los que consideran la interacción rio acuífero, son el objeto del Capítulo 4. Los métodos de trazadores naturales, ambientales y artificiales se consideran en el Capítulo 5.

Nota: *el contenido de este Capítulo se basa en el material publicado y en el recopilado y obtenido de los diferentes organismos consultados, además de los escritos docentes preparados por el redactor para varios cursos sobre recarga natural y en la experiencia personal en cuanto a algunos de los modelos en proyectos y estudios de casos reales. Hay numerosas adiciones procedentes de textos, estudios y artículos que se referencian oportunamente. El contenido trata de mostrar el mejor conocimiento actual, aunque en ocasiones puede haber problemas de interpretación de las fuentes. No se trata de una revisión completa sobre el tema sino de contribuciones sistematizadas.*
Las fórmulas son en principio de parámetros adimensionales, con lo que se pueden utilizar con cualquier sistema de unidades coherente. Se indica cuando los parámetros son dimensionales y por lo tanto condicionan las unidades de las variables. Cabe que existan errores. La aplicación de las fórmulas debe hacerse según los documentos originales de donde derivan.
Las figuras están en su mayoría tomadas de las referencias, tal como están y con la calidad con que se encuentran. Algunas pueden tener resolución deficiente, rotulaciones y cifras no legibles (se trata de compensar dando indicaciones en el pie de figura) o contenidos que faltan o sobran. Ocasionalmente han sido retocadas.
Se mencionan localidades cuya situación con frecuencia no está en mapas o figuras. El lector debe ubicarlas por otros medios.
En el texto se utilizan abreviaturas, símbolos y siglas que se definen cuando se introducen, excepto las más comunes y repetitivas. Estas se reúnen y definen en el Preámbulo. Se usa m= metro, L = litro; d = día y a = año, afectadas por los indicadores internacionales de submúltiplos y múltiplos del Sistema Métrico Decimal.

3.1.- Introducción

La evaluación de la recarga difusa (distribuida) puede hacerse y comúnmente se hace aplicando métodos hidrológicos de base hidráulica a lo que se suele designar como sistema suelo-agua-atmósfera, que se concretan en balances de agua en el suelo. La parte del balance de energía, que es una parte esencial, está englobada en la evaluación de la evapotranspiración. El excedente del balance o recarga en tránsito es el agua que inicia su movimiento hacia abajo por el medio no saturado (percolación) hasta incorporarse al medio saturado (agua subterránea propiamente dicha) a través del nivel freático. Muy diversos procesos están involucrados en la generación de recarga distribuida a partir de la precipitación atmosférica, como lluvia o como fusión de nieve. Estos procesos son el objeto del Capítulo 2, donde se tratan individualmente. Aquí se combinan para llegar a la evaluación de la recarga distribuida, en lo que se denominan métodos o modelos básicos, para tratar de diferenciarlos de los modelos que simulan el efecto de la recarga en el sistema hidrológico, que son objeto del Capítulo 4. La evaluación de la recarga mediante métodos de trazadores naturales, ambientales y artificiales son objeto del Capítulo 5 y los otros métodos en uso se tratan en el Capítulo 6. Las condiciones de generación de recarga son muy variadas, con situaciones especiales muy diversas. Estas se consideran en el Capítulo 7, dejando para el Capítulo 8 las que guardan más relación con el territorio y su utilización y con el clima. Lo que se refiere a España y a la planificación hidrológica española es objeto de los Capítulos 9 y 10.

Los métodos o modelos básicos hacen referencia a un determinado lugar. Para pasar a la evaluación de la recarga en un cierto territorio, en el que las condiciones son espacialmente variables, hay que combinar convenientemente las evaluaciones de la recarga distribuida sobre una cuenca, afloramiento de un acuífero o un determinado territorio mediante

modelos que integran otros varios, lo que es el objeto del Capítulo 4. En ocasiones no es sencillo separar netamente entre modelo básico y modelo hidrológico (precipitación-escorrentía-recarga), ya que se pasa sin solución de continuidad de unos a otros. Los modelos tienen por resultado, no sólo la recarga natural difusa, que es el objetivo concreto de este informe, sino los recursos de agua en su conjunto, separando sus componentes, si bien la consideración de los recursos de agua excede a los objetivos de este Informe. La comparación de los resultados con las observaciones permite ver la bondad de las estimaciones realizadas y modificar los parámetros de los procesos involucrados para lograr mejores ajustes. Es lo que se llama calibración, que se considera en el Capítulo 4.

Todos los modelos incluyen uno o más métodos o modelos básicos, en general de tipo conceptual y de base física (teóricos). Su tratamiento se hace mediante ciertas reglas, que en casos con cierta complejidad se traducen en un código informático. Con frecuencia se usan indistintamente las designaciones código y modelo, aunque no sean propiamente equivalentes.

La evaluación de la recarga difusa como objetivo preferente es algo relativamente reciente, con sólo unas pocas décadas de experiencia. Previamente, desde los albores de la hidrología enfocada a la evaluación de los recursos de agua de una cuenca a finales del siglo XIX y principalmente primera mitad del XX, el enfoque inicial era de hidrología superficial, de modo que el agua subterránea no era tenida en cuenta o se consideraba como algo adicional que al final se medía conjuntamente con el agua superficial, total o parcialmente, en las estaciones de aforo, aunque era frecuente que una parte salía subterráneamente de la cuenca para pasar a cuencas vecinas.

La mayor atención a la recarga a los acuíferos procede principalmente de la evaluación de recursos de agua en climas áridos y semiáridos, donde la demanda de agua se compara, cada vez más, con la totalidad de los recursos disponibles. Se ha requerido un importante esfuerzo de investigación y de desarrollo metodológico desde la mitad del siglo XX y principalmente desde la década de 1970. Una de las principales razones del renovado y re-direccionado esfuerzo, es la notable explotación del agua subterránea en numerosos acuíferos, con situaciones intensivas e incluso de consumo continuado de reservas (minería del agua subterránea), lo que afecta a todas las componentes del ciclo hidrológico (MASE, 2015). Anteriormente a la explotación intensiva de los acuíferos, la descarga de agua subterránea a los ríos era próxima a la natural y suponía un aporte regulador, el cual daba origen a un caudal de base que se repetía cíclicamente. Eso ya no es así en numerosos territorios desde la década de 1970 y en numerosas áreas semiáridas desde las décadas de 1940 y 1950, coincidiendo en gran manera con la revolución verde mediante regadío generalizado. En muchos acuíferos el funcionamiento actual puede diferir notablemente del natural y el caudal de base está profundamente modificado, de modo que la restitución a las condiciones naturales, un proceso frecuente adoptado en la aplicación clásica de los modelos de hidrología superficiales, es difícil e incierta.

El suficiente conocimiento de la recarga difusa y otras formas de recarga a los acuíferos, no sólo es necesario para evaluar los recursos de agua disponibles para atender a la demanda humana, sino para la conservación y gestión de los humedales y de los servicios

ecológicos y económicos que proveen al ser humano y también para la gestión de la calidad del agua de los acuíferos y de los sistemas de agua superficial que reciben la descarga de los mismos. Esto último es especialmente importante ante la gran capacidad contaminadora de la agricultura, sea de secano o de regadío, debido a la aplicación de fertilizantes, plaguicidas y correctores de suelos. Estos últimos aspectos no se consideran específicamente en este informe, ya que el objetivo es la evaluación de la recarga.

Además de la recarga difusa por la precipitación, hay otras formas de recarga, cuyos procesos se consideran en el Capítulo 2, y que hay que tener en cuenta en los modelos que son objeto del Capítulo 4. No son raras las situaciones actuales en que esas formas de recarga son las dominantes, en especial en lugares semiáridos con agricultura intensiva o en extensas áreas urbanas.

3.2 Importancia de la escala temporal

Los métodos de evaluación de la recarga difusa responden a diversas escalas temporales, de modo que los resultados pueden diferir según sea dicha escala. Lo mismo vale para las otras formas de recarga. En unos casos se trata de la recarga producida por un evento de lluvia o por una crecida de un río efímero o temporal, en otros del valor en un año determinado y en otros del valor medio en cierto periodo de tiempo, en general varios o muchos años.

Los procesos que están involucrados en la recarga a los acuíferos están sometidos a variaciones cíclicas de diversas frecuencias. La mayor frecuencia utilizada es la diaria. En clima no extremo, en un día se compensan aproximadamente las variaciones de la radiación solar y su efecto en la evapotranspiración, la transferencia de calor desde el suelo al sistema radical de la planta y los cambios de humedad del suelo, por ejemplo. Por lo tanto, el día es una escala adecuada a la mayoría de estimaciones de la recarga. No obstante, no refleja bien el efecto de precipitaciones tormentosas cortas, a la escala de minutos u horas, para cuyo análisis, en especial el de la escorrentía superficial, se puede requerir un análisis horario o incluso más detallado, suponiendo que se disponga de información directa o desagregada a esa escala, lo cual sucede pocas veces. No suele ser este el caso general de la recarga difusa a las aguas subterráneas, aunque podría serlo para la recarga concentrada en cauces efímeros o temporales sometidos a crecidas rápidas. Los datos diarios de las variables que intervienen en la recarga difusa están en general disponibles y el manejo de los muy numerosos intervalos de tiempo diarios de un periodo de varios años no es actualmente un problema de capacidad y rapidez de cálculo.

Los fenómenos hidrológicos que dan origen a la recarga difusa o de escorrentía de crecidas y ocasional suceden en un tiempo breve, desde horas a pocos días. La Figura 3.2.1 muestra la distribución temporal de las diferentes componentes del balance de agua en una superficie de terreno para una lluvia de duración T e intensidad constante. La descripción detallada requiere trabajar a escala horaria o menor. La reproducción de una crecida se ha calcular al menos horariamente, pero raras veces se dispone de los datos necesarios. Si se tuviesen, el coste del tiempo de cálculo podría ser elevado. En la Figura 3.2.1 se aprecia que la infiltración, la escorrentía hipodérmica, la recarga (dada como escorrentía subterránea) y el aumento de la humedad del suelo varían poco a lo largo del evento. Eso

es lo que permite que el intervalo de tiempo de un día sea razonablemente apropiado para el balance de agua en el suelo, ya que además de la moderada variación de la infiltración y otras variables, como la evapotranspiración, han completado un ciclo en función de la variación diurna de la radiación solar.

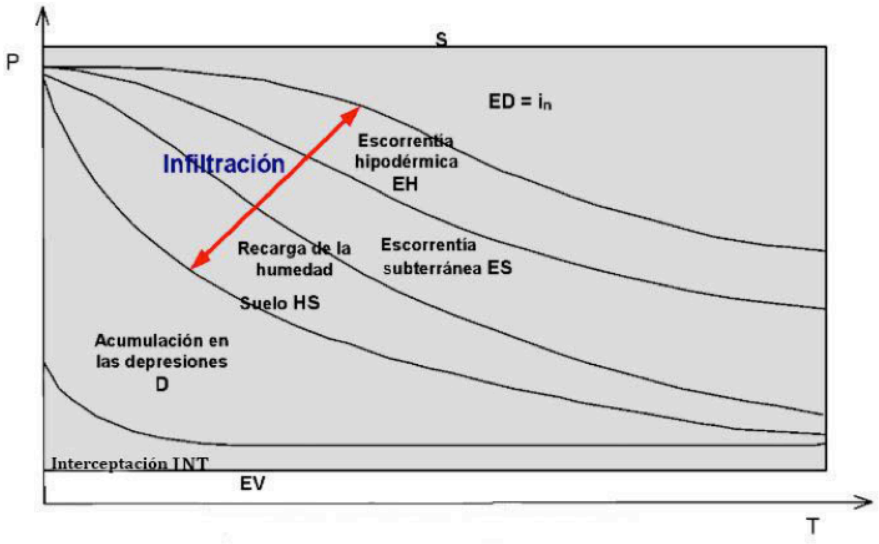


Figura 3.2.1 Yetograma de la distribución del agua aportada por una tormenta individual y uniforme en el espacio y el tiempo (en CIHS, 2009, modificado de Custodio y Llamas, 1976/1983). P = intensidad de precipitación y T = tiempo. EV es la posible evaporación de cuerpos de agua libre. La recarga de la humedad del suelo HS hace referencia a su aumento. ED = recarga difusa.

La escorrentia hipodermica es un concepto no bien definido y poco o nada explicitado por los hidrólogos, si bien Zaslavsky et al. (1881) propusieron una definición precisa. Puede ser un flujo más rápido que la infiltración vertical en medio no saturado que recarga los acuíferos y más lento que el flujo exclusivamente superficial. Dependiendo de la pendiente del terreno y de la heterogeneidad horizontal y vertical del medio, el flujo hipodérmico puede ser saturado y no saturado y cambiar de un estado a otro. La posible infiltración de la escorrentia superficial a lo largo de su recorrido complica adicionalmente la situación, haciendo imposible calcular o estimar, en casos reales, la componente de la escorrentía directa más rápida, una intermedia que podría llamarse subsuperficial o hipodermica y la más lenta de componente fundamentalmente vertical que sería la recarga de los acuíferos, en los que fluye de forma aun más lenta. Esyaúltima, constituye la parte de la componente subterránea, que se calcula aproximadamente como αV, siendo V = volumen y α = coeficiente de agotamiento. En la literatura hay pocos ejemplos de hidrogramas en los que se puedan distiguir bien esos tres supuestos componentes o separar la componente puramente subterránea, auque se ha hecho una buena recopilación de casos (Kirchner, 2018). La escorrentía subterránea, si se considera como el drenage del acuífero al río, sería aproximadamente αV(t), siendo V(t)= V(t-1) $e^{-\alpha t}$ + R(t), con R(t) = recarga del acuífero en ese periodo. El valor de α (en general dado en d^{-1} o a^{-1}) es muy pequeño en acuíferos grandes y los volumenes almacenados en el acuífero son mucho mayores que la recarga media anual. Si se toma como valor de V(t) uno mucho menor que el real del acuífero, para conseguir reproducir las descargas se tendría que aumentar mucho los valores de α y esto influye en la valoración de la componente anual de la escorrentía subterránea.

La evapotranspiración es en general un término dominante del balance de agua en el suelo. Tal como se desarrolla en el Subcapítulo 2.8, el modo clásico de evaluar la evapotranspiración real es a través del concepto de evapotranspiración potencial. Una notable comparación de métodos es la de Oudin et al. (2005), en la Sección 2.8.7 del Capítulo 2.

En diversos métodos y modelos hidrológicos, como se expone más adelante y en el Capítulo 4, se utiliza como intervalo de tiempo el mes. Las razones son en parte heredadas de épocas con limitada capacidad y rapidez de cálculo, de datos disponibles mensualmente (aunque originariamente muchas veces se tomaron diariamente) o de que los resultados se destinan a la gestión de los recursos de agua o de atribuciones mensuales de agua para riego, pero también para evitar el uso de funciones de transferencia (transporte, routing) de agua por los cauces, desde el lugar de generación de la escorrentía hasta el de cálculo o de aforo de los recursos, por ejemplo, un embalse superficial.

Los modelos mensuales utilizan unos parámetros que son algo distintos de los que se utilizan en los de intervalo diario, con lo que los resultados del cálculo de paso mensual no necesariamente coinciden con la agregación mensual de los resultados diarios. Esto puede ser en especial significativo en la recarga difusa en clima árido y semiárido, ya que el paso de tiempo diario considera mucho mejor el carácter concentrado de la precipitación y la evolución de la humedad del suelo que controla la evapotranspiración real, mientras que el intervalo de tiempo mensual no evalúa bien la humedad del terreno y por lo tanto la evapotranspiración real. Así, una precipitación total en un mes puede producir una recarga significativa con menor evapotranspiración real en clima árido o semiárido, si se concentra en determinados momentos, pero sin favorecer la escorrentía superficial, que lo que resulta de un balance mensual en el que la recarga puede tender a ser nula o pequeña, con una elevada evapotranspiración real y mayor escorrentía superficial. Para corregir este efecto, en la calibración se suele modificar empíricamente las características del suelo para reducir el agua disponible máxima, lo que aleja esos valores de los observables y por lo tanto aumenta su contenido empírico. Esto incrementa la incertidumbre en su elección, en los resultados y en la aplicación en otros lugares.

En los inicios de la hidrología cuantitativa, con un enfoque dominante hacia las aguas superficiales, se utilizó el intervalo de tiempo anual, en general coincidiendo con el año hidrológico característico del lugar geográfico que se considera. El ciclo anual permite cerrar razonablemente los ciclos de la hidrología, suponiendo sólo pequeñas transferencias de agua almacenada de unos años a otros, las que se desprecian. Esto no es válido en climas áridos y semiáridos y actualmente puede no ser cierto a causa de la explotación intensiva de las aguas subterráneas. En los métodos anuales, la componente subterránea, esté implícita o explícitamente indicada, está generalmente subvalorada y la escorrentía superficial directa y la evapotranspiración real tienden a estar sobrevaloradas.

Para evaluaciones generales territoriales de los recursos de agua, para estudios a largo plazo, se suele poner atención en los valores medios multianuales de los diferentes componentes del ciclo hidrológico y de los recursos de agua. No se trata de datos para una planificación hidrológica dinámica, pero facilitan el encuadre.

Los valores medios obtenidos con métodos de balance de agua diario, mensual y anual no coinciden necesariamente y a veces pueden diferir notablemente, como se ha comentado más arriba. Estos valores medios se establecen por lo menos con una década de datos y en general debe tenderse a abarcar 50 años, si ello es posible. Si no hay datos hidrológicos completos de un periodo tan largo, suele haberlos en cuanto a pluviometría y temperatura. Con ellos se puede generar un periodo extendido de evolución hidrológica por modelación a partir del mejor intento posible de calibración y si es posible además de validación.

El carácter estacionario de los valores medios multianuales o largo plazo es también cuestionable, pues el clima no es estable. A grandes rasgos presenta ciclos de 10-11 años a más de 50 años y además existe una tendencia climática natural al calentamiento desde principios del siglo XIX, al final de la pequeña era glacial de los siglos XVI-XIX. A esto se suma el actual calentamiento por causas antrópicas que afectan a la atmósfera (cambio climático) y que se sobreponen a una evolución natural de fondo mal conocida (véase el Subcapítulo 8.6).

La representación temporal de las desviaciones acumuladas de la pluviometría respecto a la media del periodo de datos, para registros de muchas décadas, muestra bien la existencia de grandes variaciones en secuencias secas, medias o húmedas, con ciclos no claramente definidos, pero que se acercan a 10, 20 y 50 años, como se expone en la Sección 1.5.2 del Capítulo 1 y la Sección 2.4.2 del Capítulo 2. Estas variaciones se relacionan también con cambios en la recarga, niveles piezométricos, caudal de manantiales y caudal de base de los ríos, aunque amortiguadas y con un retraso que puede ser desde meses a años, dependiendo de las características hidrogeológicas del acuífero y del medio no saturado y su espesor (Figura 1.3.11 del Capítulo 1).

3.3 Relación entre precipitación y escorrentía anuales en grades cuencas

3.3.1 Consideraciones generales

Uno de los primeros objetivos que se plantearon en hidrología de cuencas, desde el inicio hasta mediados del siglo XX, fue encontrar la posible relación entre precipitación y escorrentía en un determinado lugar de un cauce fluvial. Se trata de un planteamiento de hidrología de superficie, en el que no se tiene directamente en cuenta la contribución de los acuíferos de la cuenca al caudal o esta contribución se trata marginalmente y no como un objetivo.

Como son muchas las variables que intervienen, siempre ha estado claro que se trata de un problema complejo que hay que abordarlo de forma distinta según sea la escala temporal. En primer lugar, se trató de resolverlo hidrológicamente por diversos métodos empíricos o de base física, para determinar aportaciones medias a largo plazo y aportaciones anuales. Como se comenta en el Subcapítulo 3.2, se suele suponer que, al considerar periodos anuales completos, las variaciones del almacenamiento de agua no se trasladan de un periodo a otro. Esto difiere tanto más de la realidad cuanto más árido sea el clima y como consecuencia son más inciertas las relaciones anuales que se determinan.
Los objetivos pretendidos con las relaciones anuales son el conocimiento de los parámetros

que caracterizan las cuencas en las que se tienen datos, la extensión de series de datos, la generación de escenarios de caudal y en especial el conocimiento de los recursos de agua en cuencas no aforadas o con escasa información, pero que guardan cierta similitud objetiva con cuencas conocidas. La escala temporal es importante (Eagleson, 1986).

Para establecer las bases de la relación entre precipitación y caudal, a nivel mundial se dispone de datos de muy numerosas cuencas de tamaño medio a grande en estado casi natural, con climas, coberturas vegetales y fisiografías muy diversas e instrumentadas durante un tiempo suficiente como para obtener valores medios representativos de lo que se supone que es un régimen estacionario (véase el Subcapítulo 3.2). Una parte importante de la información disponible se generó a consecuencia del Decenio Hidrológico Internacional 1966-1976, lanzado por la UNESCO, continuado posteriormente en sus Programas Hidrológicos Internacionales y la Red FRIEND (UNESCO, 1996). Al tratarse de cuencas medias y grandes, se supone que lo que se afora al final de las mismas es la suma de la escorrentía superficial y la subterránea, aunque puede existir un notable retraso y amortiguación en la respuesta de los acuíferos, con transferencia de agua de unos periodos de tiempo a otros, incluso de más de un año, además de que los acuíferos involucrados cedan y/o reciban agua a otras cuencas. Únicamente en estado estacionario y en un largo tiempo puede admitirse que la variación del almacenamiento es despreciable a efectos prácticos.

En un caso estacionario y sin intercambios con otras cuencas puede establecerse que:

$$P = Q + ETR$$

en la que P = precipitación, Q = salida aforada y ET = evapotranspiración real.

Estos valores son propiamente volúmenes en el periodo largo de tiempo considerado. Se suelen transformar en flujos medios anuales al dividirlos por el número de años de observación (en hm^3/a) y al dividir estos últimos valores por la superficie de la cuenca se convierten en altura anual de lámina de agua (mm/a).

3.3.2 Curvas de relación precipitación-escorrentía y fórmula de Budyko

En el planteamiento de las curvas de relación precipitación-escorrentía no es raro que se considere que la variación del almacenamiento subterráneo de agua apenas fluctúa y que por lo tanto la variación de almacenamiento del agua en el terreno se reduce a la de la humedad del suelo. Así, en ciclos anuales se puede suponer que el término de variación del almacenamiento es despreciable. En climas áridos y semiáridos esto puede no ser cierto ni por el almacenamiento en los acuíferos de tamaño pequeño ni en especial por la humedad del suelo.

Desde el inicio del siglo XX, diversos autores han tratado de relacionar precipitación con escorrentía total, considerando las circunstancias climáticas y la vegetación que conforman la evapotranspiración, para obtener funciones que permitan evaluar las cuencas no aforadas en su estado natural o derivar principios generales. Un trabajo clásico es el

de Coutagne (1935). Se trata de aproximaciones empíricas, con pobres resultados. Para mejorar las relaciones hay que tener en cuenta el clima y las condiciones de la cuenca y en especial que el balance de agua se cierra con la evapotranspiración real ETR, la cual depende de la energía radiante solar que recibe cada cuenca según su latitud, orientación, albedo y otras circunstancias (Nolan et al., 2007). La ETR es la suma de la interceptación, de la detención superficial, de la transpiración de las plantas por sus hojas y de la difusión del vapor generado directamente en el terreno si no hay sombreado total de la superficie del suelo.

El balance energético simplificado es (véase la Sección 2.8.1 del Capítulo 2):

$$Rn = \lambda E + H + G$$

Rn = radiación solar neta de onda corta
λE = flujo de calor latente que transporta el vapor
E = evaporación (flujo másico de agua que pasa del estado líquido al estado vapor)
λ = calor (latente) de evaporación
H = flujo de calor sensible que transporta el vapor
G = calor transferido al suelo; se suele considerar que es despreciable en ciclos de tiempo completos iguales o superiores a un día.

Con clima estacionario, en un periodo de tiempo suficientemente largo (varios años completos), y más impropiamente en un año, se denomina índice de aridez a la relación φ = ETP/P, que es el cociente entre la evapotranspiración potencial ETP y la precipitación P anuales. Es un parámetro hidroclimático para estimar la escorrentía media anual a gran escala (Arora, 2002a). Arora (2002b) utilizó las fórmulas propuestas por Schreiber, Ol'dekop, Budyko, Turc-Pike y Zhang et al., para expresar la evapotranspiración actual como una función del índice de aridez. Milly (1964) agregó el almacenamiento de agua en el suelo. Vörösmarty et al. (1998) consideraron este tipo de evaluaciones medias para fines ecosistémicos.

Hay dos circunstancias de particular interés en que la evapotranspiración real ETR está limitada por la disponibilidad de agua o por la de energía. Si se considera que el régimen es estacionario: 1) cuando el agua es limitante, R_n/λ > ETP, siendo ETP el máximo valor posible de ETR; en este caso es Q = 0, y 2) cuando la energía es limitante, el máximo valor posible de ETR es ETR = R_n/λ cuando la humedad volumétrica disponible del suelo es θ = 0, lo que comporta una tasa de infiltración infinita que no da lugar a exceso de lluvia. Los casos intermedios se acercan a una u otra situación. Para la representación se toman como ejes ε y φ (Figura 3.3.1). ε = ETR/P es el índice de radiación o de evaporación cuando θ = 0. φ = ETP/E es el índice de aridez. Para φ < 1, la disponibilidad de energía limita la evapotranspiración y para φ > 1, esa limitación es por disponibilidad de agua.

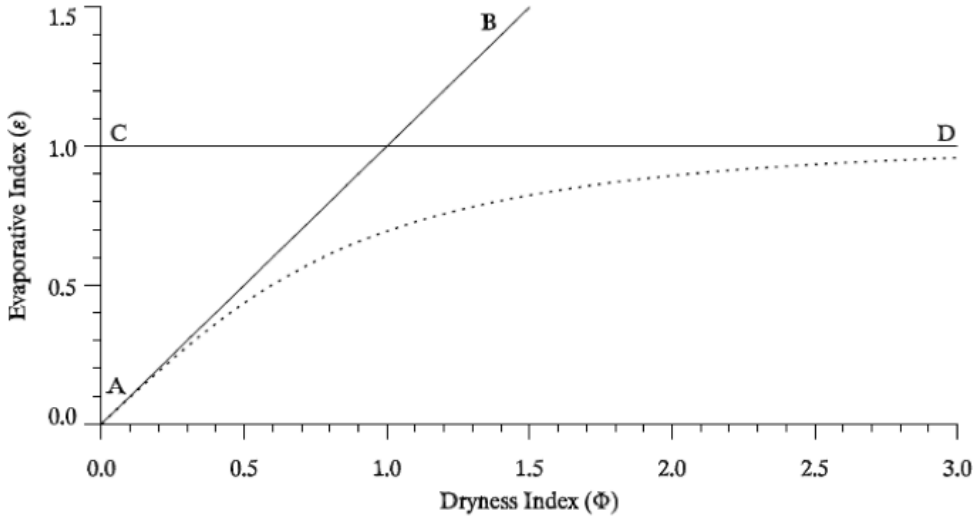


Figura 3.3.1 Relación entre el índice de radiación o de evaporación ε = ETR/P y el índice de aridez φ = ETP/P. La línea AB define la limitación a la evapotranspiración por disponibilidad de energía y la línea CD la limitación por la disponibilidad de agua. La curva de trazos representa las situaciones intermedias, en este caso según la fórmula de Budyko. En una cierta posición vertical, la distancia entre la curva y CD mide Q/P (Q = escorrentía o salida aforada) y la distancia entre la curva y el eje de abscisas mide ETR/P (Donohue et al., 2007)

Desde principios del siglo XX se han propuesto distintas formulaciones que respetan las situaciones extremas, como resume la Tabla 3.3.1. Se trata de aproximaciones empíricas con una cierta base física, que cada vez es mayor a partir de las formulaciones de Porporato et al. (2004) y que pueden incluir parámetros a ajustar, como la α de Chouldhury (1999) o la w de Zhang et al. (2001; 2004).

Tabla 3.3.1 Diferentes expresiones (curvas) para relacionar precipitación y evapotranspiración en función del índice de aridez φ =ETP/P y el de radiación o de evapotranspiración ε = ETR/P (modificado de González-Zeas et al. 2011). Se trata de valores anuales

Ecuación	Referencia	Comentarios
$\frac{ETR}{P} = 1 - e^{-\varphi}$	Schreiber-1904	
$\frac{ETR}{P} = \Phi \tanh\left(\frac{1}{\varphi}\right)$	Ol'dekop-1911	
$\frac{ETR}{P} = \left(1 + \left(\frac{1}{\varphi}\right)^2\right)^{-1/2}$	Turc 1954; Pike, 1964	

Ecuación	Referencia	Comentarios
$\frac{ETR}{P} = \left[\varphi\,(1-e^{-\varphi})tanh\left(\frac{1}{\varphi}\right)\right]^{1/2}$ $\frac{ETR}{P} = \left[\varphi\,tanh\frac{1}{\varphi}(1-\cosh\phi+senh\,\phi)\right]^{1/2}$ $\frac{ETR}{P} = \left[\varphi\frac{e^{1/\varphi}-e^{-1/\varphi}}{e^{1/\varphi}+e^{1/\varphi}}\right]^{1/2}$	Budyko 1974	Es la media geométrica de las fórmulas de Schreiber y Ol'dekop. Las tres fórmulas indicadas son idénticas, pero la primera es la presentación más común
$\frac{ET}{P} = \frac{1}{(1+(1/\varphi)^{\alpha})^{1/\alpha}}$	Chouldhury 1999; Chouldhury y DiGirolamo,1998	Introduce el parámetro α en la fórmula de Pike: cuencas pequeñas α = 1,6 cuencas grandes α = 2,6
$\frac{ETR}{P} = \frac{1+w\varphi}{1+w\varphi+\varphi^{-1}}$ 0,5 < w > 2	Zhang et al. 2001; 2004	Parámetro w según las características de la vegetación de la cuenca; w = 2,0 cuenca forestada; w = 0,5 cuenca no vegetada
$\frac{ET}{P} = 1 - \frac{\varphi\,\gamma^{(\gamma/\varphi-1)}\,e^{-\gamma}}{\Gamma(\gamma/\varphi)-\Gamma(\gamma/\varphi,\gamma)}$	Porporato et al., 2004	Introduce el parámetro γ Utiliza la función Γ

Para caracterizar los componentes del balance de agua de las cuencas superficiales, Budyko (1958; 1974) y Budyko y Zubenok (1961) propusieron una fórmula (curva) de uso generalizado. La fórmula de Budyko ha sido objeto de estudios para fundamentarla físicamente (Sposito, 2017). Es una interpretación sencilla que relaciona directamente los principios que gobiernan el balance anual de agua de una cuenca de más de 1000 km^2. Se han realizado estudios recientes de contraste (Wang et al., 2009), considerando al agua subterránea. La comparación con la fórmula de Budyko con algunas de las fórmulas no paramétricas se muestra en la Figura 3.3.2 y con las paramétricas de la Tabla 3.3.1 se muestra en la Figura 3.3.3.

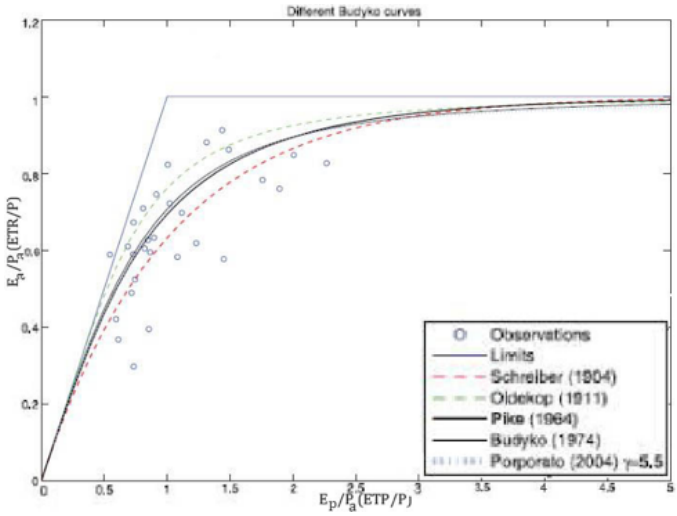


Figura 3.3.2 Comparación de las fórmulas no paramétricas y la de Porporato et al. (2004) con la de Budyko (1974) de la Tabla 3.3.1 (Gerrits et al, 2009). Círculos = observaciones; línea azul continua = límites; línea roja discontinua = Schreiber (1904); línea verde discontinua = Ol'dekop (1991); negra continua = Pike (1964); línea gris continua = Budyko (1974) y trazos azules = Porporato (2004) con = 5,5.

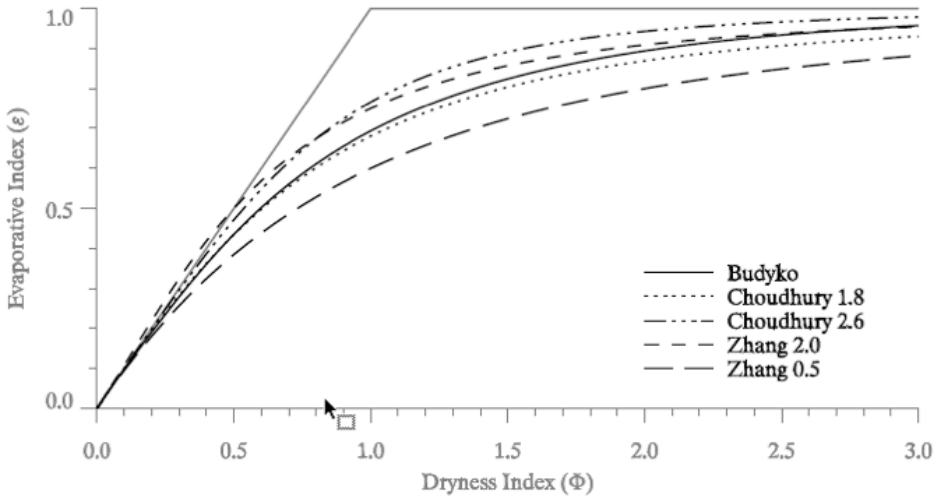


Figura 3.3.3 Comparación entre las fórmulas de Chouldhury y de Zhang para dos valores de los respectivos parámetros con la fórmula sin parámetro de Budyko de la Tabla 3.3.1. Cuencas pequeñas $\alpha = 1{,}6$*; cuencas grandes* $\alpha = 2{,}6$*; w = 2,0 cuenca forestada; w = 0,5 cuenca no vegetada (Donohue et al, 2007).* $\varepsilon = ETR/P$ *y* $x = ETP/P$

En la práctica se observan desviaciones alrededor de estas relaciones. Se han realizado numerosos esfuerzos para explicarlas, teniendo en cuenta la variabilidad y estacionalidad del clima, las características del suelo, el tipo de vegetación y la escala a la que se realiza el estudio (Budyko y Zubenok, 1961; Donohue et al, 2007; Hewlett y Hilbert, 1967; Savenije, 1997; Vörösmarty et al, 1998). Las diferentes fórmulas (curvas) se ajustan a las observaciones tanto mejor cuanto mayor es la cuenca. En cuencas de tamaño pequeño y medio cuentan las influencias locales no climáticas, tales como la topografía y la vegetación, que afectan a Rn a través del albedo y la temperatura de la superficie, y éstas dependen a su vez de la vegetación, pendiente y aspecto cuando se trabaja a escala de decamétrica a hectométrica. Los ciclos estacionales de P y R_n afectan a ε y producen desviaciones. En zonas semiáridas se producen mayores desviaciones (Pizarro y Torres, 1998), en buena parte debidas que el agua del suelo varía de un año a otro (Potter et al., 2005).

La diferencia P – Q se denomina en ocasiones, como se hace en España, excedente. Su evolución en función de la precipitación del lugar se muestra de forma simplificada en la Figura 3.5.8. En climas áridos apenas se produce excedente de agua. Este excedente tiende a un valor constante al hacerse el clima más húmedo.

En todas esas ecuaciones se supone que la relación de evaporación está controlada principalmente por las condiciones climáticas y no tienen explícitamente en cuenta el efecto de vegetación, salvo por su efecto en la evapotranspiración a través de la influencia del albedo y la radiación neta. Para superar esta limitación, Zhang et al. (2001) desarrollaron la fórmula que está en la Tabla 3.3.1, que toma en consideración la importancia hidrológica del sistema de raíces. Según Arora (2002b), dicha fórmula se ajusta mejor a las observaciones que las otras más simples.

La incorporación de consideraciones de base física ha ido mejorando la estimación del valor medio de Q a partir del valor medio P de las cuencas a escala anual, como en parte ya muestra la Tabla 3.3.1 y posteriores contribuciones. Tal es el caso de las fórmulas de Yang et al. (2006; 2008), que introducen un parámetro de características de la cuenca, que debe ser calibrado, y que es una derivación analítica de la curva de Budyko, las de Donohue et al., (2007) que consideran la dinámica de la vegetación y las de Milly (1993), Porporato et al. (2004) y Rodriguez-Iturbe y Porporato (2004), que incorporan una capacidad máxima de almacenamiento y un modelo estocástico. No todos los modelos anuales dan resultados similares, en función de las características de la cuenca (Maravoli y Fuenzalida, 2000).

Ninguna de estas formulaciones considera explícitamente la recarga, que queda como una parte de Q, sin que se separe de la escorrentía superficial. Por esta razón, este tipo de fórmulas sólo se suelen aplicar en primeras evaluaciones de los recursos de agua de un territorio sin o con escasos datos. Difieren de lo observado, tanto más cuanto más árido sea el clima.

3.4 Métodos empíricos de precipitación-escorrentía-recarga

3.4.1 Introducción

Los métodos de determinación de la escorrentía que produce un evento de lluvia (chubasco) son muy usados en hidrología de superficie, en especial para evaluar recursos de agua y para el estudio y predicción de avenidas de ríos. Este último aspecto no se considera en este Informe. Como se trata de eventos con duración desde menos de un día a como mucho unos pocos días, se requiere considerar el agua que se infiltra en el terreno y se almacena en el suelo. Parte de esta agua infiltrada vuelve a la atmósfera como evapotranspiración. El resto (recarga en tránsito) forma parte del agua que después se recarga al acuífero (penetra en el medio saturado por la superficie freática) tras su desplazamiento vertical (percolación) por el medio no saturado (vadoso) bajo el suelo en el que se produce la evapotranspiración (suelo edáfico, con el espesor de la profundidad de las raíces). Las situaciones reales pueden ser distintas y dependen principalmente de la profundidad del nivel freático respecto a la superficie del suelo y de la profundidad radical, de que haya vegetación cuyo dosel cubra total o parcialmente el suelo respecto a la penetración de la radiación solar o que la superficie del terreno está desnuda, de la naturaleza y características del suelo y de las condiciones climáticas.

En estos métodos el planteamiento de la recarga al acuífero es una circunstancia adicional, pero no es el objetivo de su planteamiento sino su consecuencia. Por lo tanto, se trata con escaso detalle. A continuación, se considera el método llamado del número de curva NC (curve numbrer), de uso muy extendido a escala mundial. Hay variantes, como la de Témez (Sección 3.5.4), de uso común en España, algunas de las cuales se comentan en el Subcapítulo 4.9 al tratar de los modelos hidrológicos que los incorporan.

3.4.2 El modelo del Número de Curva

El modelo del Número de Curva (en adelante simplemente NC, también abreviado en la literatura anglosajona como SCS-CN), se originó en el US Soil Conservation Service (SCS, 1954), organismo denominado actualmente US Natural Resources Conservation Service. Está muy difundido y aplicado por su simplicidad (SCS, 1972; Ferrer i Julià, 2002; Ferrer et al., 1995; 2003; McCuen, 1982; USDA-NRCS, 2004) y su carácter uniparamétrico. El objetivo original fue el de estimar la escorrentía de tormenta de pequeñas cuencas agrícolas con unas condiciones determinadas de cobertura y uso del suelo (Hawkins, 1978).

El método del número de curva es semi-empírico, aunque se puede encontrar un fundamento teórico (Moore, 1987). Se parte de la hipótesis de que la relación entre infiltración total y el almacenamiento potencial de agua en los suelos de la cuenca es igual a la relación entre la escorrentía y la precipitación cuando se ha iniciado la escorrentía (NRSC, 2001). Esta proporcionalidad es:

$$\frac{\text{Infiltración}}{\text{Infiltración máxima}} = \frac{\text{Precipitación neta}}{\text{Precipitación neta máxima}}$$

que se expresa como

$$\frac{Q}{F} = \frac{P - \text{Ia}}{S}$$

en la que las diferentes variables están expresadas en volumen por unidad de superficie de cuenca o del territorio sobre el que se trabaja (altura de agua) y corresponden a la duración de un determinado evento de lluvia.

Q = escorrentía superficial directa (sobre la superficie y la que escurre rápidamente de la parte más externa del terreno)
F = infiltración tras el encharcamiento del suelo superior = (P – I) –Q
P = precipitación líquida (lluvia) caída Ia = detracción (extracción) inicial de agua = interceptación + detención superficial + evaporación = umbral de escorrentía = precipitación umbral que se requiere para que el suelo se encharque y se inicie la escorrentía directa
S = máxima infiltración posible = capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo de la cuenca

Estos valores se dan en altura de lámina de agua sobre la cuenca o sobre la porción de la misma en la que se trabaja, en el intervalo de tiempo considerado. La evolución temporal de los distintos componentes se muestra en la Figura 3.4.1. Se aplica a todo el evento de tormenta o a cada día en que hay evento.

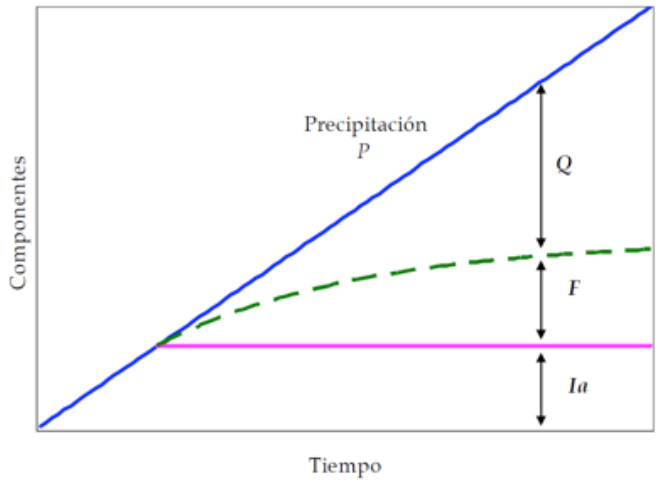


Figura 3.4.1 Relación entre las distintas componentes del balance de agua y el tiempo desde el inicio de un evento de lluvia homogéneo. La infiltración Id se mantiene constante a partir de un cierto tiempo. Las variables acumuladas son P = precipitación, Q = escorrentía superficial y F almacenamiento en la cuenca

Se obtiene

$$Q = \frac{(P - \mathrm{Ia})^2}{P - \mathrm{Ia} + S}$$

para $P > {}_{Ia}$; de otro modo es Q = 0 y no se genera escorrentía.
Experimentalmente se encuentra que I_a es una fracción λ de S, o sea, $I_a = \lambda S$.
Así resulta la expresión de un único parámetro:

$$Q = \frac{P - \lambda S}{P + (1 - \lambda)S}$$

De acuerdo con la experiencia, en general se adopta λ = 0,2, que es lo que se hace comúnmente en el método del NC. En otras situaciones, el valor más apropiado puede ser otro. Así, en la India monzónica parece mejor tomar λ = 0,03 como valor medio, entre 0,00 y 0,21 (Lal et al., 2017). Este problema del coeficiente a adoptar ha sido abordado por Michael et al. (2005), que muestran que teóricamente S no debe depender de la humedad inicial del suelo ya que es un parámetro intrínseco del modelo.

I_a se considera una pérdida de agua desde el punto de vista de la hidrología de superficie. No separa entre evaporación y futura recarga al acuífero y por lo tanto no se valora la recarga si no se consideran procesos adicionales. Es frecuente que la escorrentía directa se estime mediante este método y después se consideran los otros procesos.

La ecuación anterior es ya directamente utilizable, pero el valor de S (en mm o en pulgadas originariamente) puede hacerse más "manejable" transformando S en una nueva variable denominada número de curva NC, a la que no se le atribuyen dimensiones (aunque las tiene) y que tiene un campo de variación que en general va desde algo más de 10 en suelos con gran S hasta el entorno de 100 para suelos con pequeño valor de S (terreno impermeable). Para S alto (algunos cientos de mm o hasta algo más de 10 pulgadas) NC

decrece en la práctica hasta valores en el entorno de 40. El NC no corresponde a ningún porcentaje.

La relación entre S y NC es
S = (1000 / NC) – 10 para S en pulgadas
S = 25,4[(1000 / NC) – 10] para S en mm.

Por lo tanto:
NC = 1000 / [S(pulgadas) + 10] = 1000 / [S(mm) / 25,4 + 10].

Se puede construir un gráfico Q en función de P en mm, con curvas para diferentes valores del parámetro NC (Figura 3.4.2), pero al tabular o elegir el CN debe tenerse en cuenta su definición en cuanto a las unidades

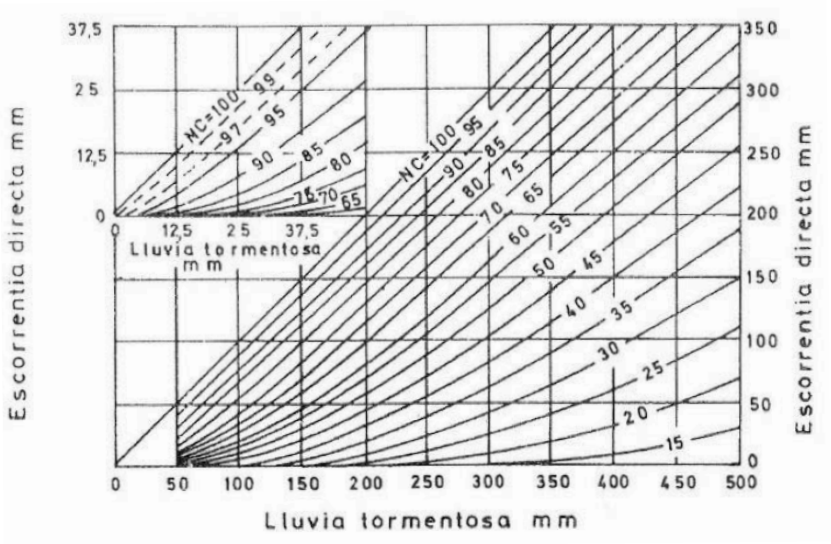


Figura 3.4.2 Relación entre escorrentía directa Q y precipitación del evento P

El método del NC se fundamenta en una relación tabulada entre usos del suelo, grupos hidrológicos de suelos, prácticas de cultivo, condiciones hidrológicas y estado previo de humedad del suelo. Para establecer las tablas se utilizaron miles de ensayos y observaciones de pequeñas cuencas aforadas, realizados entre finales de la década de 1930 y principios de la de 1940. Según resume Pérez Martín (2005), para determinar la escorrentía en cuencas no aforadas, Mockus (1949) buscó una relación entre precipitación y escorrentía, teniendo en cuenta las características de los suelos. Más tarde se tuvo en cuenta también el uso del suelo y la práctica del cultivo (Ponce y Hawkins, 1996). El método se extendió después a la escorrentía de áreas urbanas (SCS, 1975; 1986).

Con datos empíricos de precipitación, de escorrentía y de infiltración, se determinó la capacidad máxima de retención de agua de los suelos en cuencas relativamente homogéneas del Mid-West Norteamericano, de menos de 2,6 km_2 (White, 1988), tomando caudales máximos, lo que introduce limitaciones (Ponce y Hawkins, 1996). Para obtener las pérdidas en un evento de lluvia, se modela de forma agregada la salida de agua por infiltración, considerando los procesos de superficie, pero no los de flujo subsuperficial (hipodérmico) (Smith, 1997). La descripción detallada de procedimientos y contenido ha sido desarrollada por Mishra y Singh (2002; 2003; 2004), acompañada con aplicaciones

(Mishra et al., 2004; 2006a; 2006b). En realidad, el número de curva sirve para determinar lo que aporta un episodio de lluvia a las componentes superficial, subsuperficial y subterránea, que en definitiva es la reducción debida a la ETR.

El uso del método del NC se ha universalizado al incluir nuevas condiciones y aplicaciones, por estar avalado por una institución de reconocida solvencia y por precisar pocos datos que son fáciles de conseguir. Se utiliza en muchos modelos hidrológicos, entre ellos el muy difundido SWAT (Arnold et al., 1993) (véase la Sección 4.8.3 del Capítulo 4), a veces forzando su aplicación más allá de lo razonable. La utilización del método fuera del campo de experimentación puede explicar que se observen algunas desviaciones, que pueden haber llevado a veces a crear dudas sobre la bondad de los resultados (Chong y Teng, 1986).

Si hay datos disponibles se puede trabajar cuando el medio no es homogéneo, como, por ejemplo, con humedad variable (Hawkins, 1978). Es aplicable en medios áridos (Yuan et al., 2014). En áreas cultivadas es posible relacionar el NC con las características del terreno agrícola (Lal et al., 2017).

El método del NC se corresponde tanto con los conceptos de exceso de infiltración o exceso de saturación, de forma agregada o distribuida (Hjelmfelt, 1980), como sucede cuando se genera escorrentía distribuida en las partes de la cuenca que se saturan de agua (Steenhuis el al., 1995).

El valor de NC no es único para una misma cuenca ya que depende del tipo de vegetación y su estado de crecimiento y del contenido antecedente de humedad del suelo (Zhang et al., 2011). Por esta razón, para la aplicación el territorio se suele dividir en porciones razonablemente homogéneas.

Para su aplicación práctica a cuencas sin datos o para extender las observaciones realizadas, se utilizan tablas. La Tabla 3.4.1 es un ejemplo simplificado. Los tipos hidrológicos de acuerdo con la escorrentía superficial ES y el tipo de suelo son:

Tipo A.- ES baja. Suelos arenosos, poco limosos, arcillosos y loess profundo
Tipo B.- ES moderada. Suelos arenosos menos profundos que en A; loess menos agregado y menos profundo
Tipo C.- ES alta. Suelos someros con arcilla
Tipo D.- ES muy alta. Suelos de arcilla expansiva; suelos arenosos con horizontes impermeables

Los valores A sólo están definidos para matorral de desierto (Tabla 2-2d del SCS TR-55).

El número de curva NC se tabula considerando el uso del suelo, como está la superficie del suelo, la condición hidrológica y el grupo de suelo hidrológico para terreno montañoso en áreas áridas y semiáridas, para condiciones medias de escorrentía y con I_a = 0,25. La condición hidrológica en lo referente a la cobertura vegetal es: 1) pobre (poor) < 30% de mantillo, hierbas y matorral con dosel, 2) media (fair) del 30% al 70% y buena (good) > 70%.

Tabla 3.4.1 Tabla del número de curva NC considerando el uso del suelo, estado de la superficie del suelo, condición hidrológica y grupo de suelo hidrológico (Samper et al., 1999; 2005)

Uso de la tierra	Cobertura		Grupo hidrológico de suelo			
	Tipo de tratamiento agrícola del suelo	Condiciones hidráulicas (pendiente del terreno)	A	B	C	D
Sin cultivo	Surcos rectos	——	77	86	91	94
Cultivos en surco	Surcos rectos	Pobres (>1%)	72	81	88	91
	Surcos rectos	Buenos (< 1%)	67	78	85	89
	Contorneo	Pobres (>1%)	70	79	84	88
	Contorneo	Buenos (< 1%)	65	75	82	86
	Contorneo y terrazas	Pobres (>1%)	66	74	80	82
Cereales o gramíneas	Surcos rectos	Pobres (>1%)	65	76	84	88
	Surcos rectos	Buenos (< 1%)	63	75	83	87
	Contorneo	Pobres (>1%)	63	74	82	85
	Contorneo	Buenos (< 1%)	61	73	81	84
	Contorneo y terrazas	Pobres (>1%)	61	72	79	82
	Contorneo y terrazas	Buenos (< 1%)	59	70	78	81
Leguminosas tupidas	Surcos rectos	Pobres (>1%)	66	77	85	89
	Surcos rectos	Buenos (< 1%)	58	72	81	85
	Contorneo	Pobres (>1%)	64	75	83	85
Praderas con rotación	Contorneo	Buenos (< 1%)	55	69	78	83
	Contorneo y terrazas	Pobres (>1%)	63	73	80	83
	Contorneo y terrazas	Buenos (< 1%)	51	67	76	80
Pradera Pastizal	——	Pobres (>1%)	68	79	86	89
	——	Medias	49	69	79	84
	——	Buenas (<1%)	39	61	74	80
	Contorneo	Pobres (>1%)	47	67	81	88
	Contorneo	Medias	25	59	75	83
	Contorneo	Buenas (<1%)	6	35	70	79

El método del NC se puede adaptar a la generación de valores distribuidos en modelos mallados (White, 1988), como los que se presentan en el Capítulo 4 y a suelos de terrenos montañosos (Brakensiek et al., 1984). Una variante se ha utilizado para caracterizar la recarga a los acuíferos de la cuenca del Ebro (Anexo A9.1).

3.4.3 Evaluaciones como fracción de la precipitación

Uno de los métodos para evaluaciones preliminares consiste en atribuir a cada porción de terreno considerada como homogénea una recarga media que es una fracción de la precipitación media, directamente o modificada en función de diferentes parámetros observables. Se basa más en el conocimiento experto del territorio que en ensayos. En realidad, es una aproximación práctica de los conceptos de la Sección 3.3 y el método del número de curva (Sección 3.4.2) participa de esta idea, pero para escorrentía superficial. Muchos de los textos y guías hidrogeológicas contienen tablas al respecto, aunque pocas

veces se trata de resultados bien referenciados. El método se ha usado con frecuencia en España en el pasado y se ha aplicado para la evaluación de los recursos en las islas Baleares y también en parte de las cuencas portuguesas (ver el Capítulo 9).

En numerosos casos la elección del porcentaje o coeficiente de recarga se basa simplemente en la litología tomada de los mapas geológicos (Sanz et al., 2011; 2013), con matizaciones de las características del suelo y en ocasiones haciendo referencia al clima y pluviometría media local. Este tipo de modelos ha tenido especial consideración en terrenos carbonatados y concretamente en el karst, como se expone en el Subcapítulo 7.2. Se incluye el método APLIS. Otros métodos tratan de transformar el caudal de manantiales, en el caso de que estos descarguen al menos gran parte del caudal del acuífero, en evaluación de la recarga, incorporando otros parámetros como la precipitación y la temperatura ambiente (Sanz Pérez, 1997). La bondad de los resultados depende del soporte experimental de los coeficientes y aplicación en condiciones similares. La extrapolación a otras áreas puede dar lugar a sesgos, que pueden ser grandes.

En área áridas del sudoeste de Norteamérica se ha utilizado a aún se utiliza en estudios preliminares el llamado método de Maxey-Eakin (Stepens y Umstot, 2018), que se estableció en la década de 1940 (primera publicación en 1949) tras evaluar la recarga en cuencas áridas cerradas de esa zona a partir de la evapotranspiración de las freatofitas (Eakin et al., 1951; Avon y Durbin, 1994; Donovan et al., 2009). El área en que se aplicó es de montaña y de frente montañoso (Wilson y Guan, 2004; ver la Sección 7.4 del Capítulo 7). En una determinada área, supuesta homogénea, se calcula su contribución a la recarga como el producto de un coeficiente de recarga por la precipitación media local P y por la extensión superficial. La recarga total es la suma de las parciales. Se requiere conocer la distribución espacial de la precipitación media. El coeficiente de recarga no es un valor fijo, sino que varía con P, según la Tabla 3.4.2.

Tabla 3.4.2. Coeficientes de recarga de Maxey-Eakin (Stepens y Umstot, 2018). Valores de precipitación redondeados respecto a los originales

Zona de precipitación media en mm/a	Coeficiente de recarga β
<200	<8
200-310	8-12
310-380	12-15
380-510	15-20
>510	>20

3.5 Métodos hidrológicos de precipitación-escorrentía-recarga

3.5.1 Introducción

El análisis hidrológico mediante el balance de agua en el suelo para determinar como la precipitación genera escorrentía superficial y recarga al acuífero freático subyacente, se hace con diferentes grados de complejidad y con diferente énfasis, según los objetivos. La recarga se puede tener en cuenta como una "pérdida" o bien considerarse como la salida del suelo en la que se concentra el interés. Los muy numerosos procesos que intervienen y que se consideran en el Capítulo 2, no pueden abordarse con tratamientos avanzados ya que no solo el código resultante sería en exceso complicado y lento de ejecutar, sino que involucraría un gran número de parámetros, unos conocidos, otros que requieren ensayos para su determinación y otros no totalmente físicos y que requieren calibración. Buena parte de los parámetros pueden eliminarse o son irrelevantes en la práctica, cuando los objetivos que se buscan están bien definidos. De ahí que existan numerosos modelos y códigos, cada uno de ellos con sus ventajas e inconvenientes cuando se los considera en el ámbito de la consecución de determinados tipos de problemas y según las condiciones de suelo, geología, clima, vegetación, etc. La conceptualización del modelo tiene importancia y afecta a los resultados (Ordens et al., 2014). Las mejores aproximaciones son la que modelan el flujo en el medio no saturado (Keese et al., 2005), aunque con frecuencia no son las más prácticas ni las más usadas en aplicaciones comunes.

Aquí se consideran algunos de los modelos y códigos disponibles, en general los de uso más frecuente y aquellos más conocidos en España. Unos tienen una orientación hacia los recursos de agua, que es el principal aspecto considerado en este Informe, otros se centran en el trasporte de masa, en especial la contaminación difusa de origen agrícola, otros tienen orientación agronómica de cara a los cultivos y el regadío y otros se enfocan a situaciones específicas.

Los resultados de estos modelos de uso común son la escorrentía superficial y la recarga en tránsito (a la que con frecuencia se denomina impropiamente infiltración). Para la simulación de recursos de agua y la calibración de parámetros mediante los datos de estaciones de aforo o de piezómetros, es preciso agregar los resultados de la forma apropiada, que es lo que se presenta en el Capítulo 4. Los modelos que aquí se consideran sólo se pueden calibrar con datos del suelo, como la humedad del suelo.

En general, el suelo en que en se realiza el balance es la parte superior del terreno que contiene las raíces de las plantas y se extiende hasta la profundidad radical (suelo edáfico). Es donde se genera la evapotranspiración. Es una forma de trabajo en buena parte inspirada en los terrenos agrícolas, en donde se hicieron las primeras aplicaciones. En suelos desnudos, con vegetación escasa o no existente por aflorar roca compacta, se suele considerar como suelo a un cierto espesor de terreno, mal definido, pero que permite simplificar el tratamiento.

El balance hídrico consiste en la aplicación del principio de la conservación de masa a una cierta región de volumen conocido y definida por unas determinadas condiciones de

contorno. Durante el periodo de tiempo en el que se realiza el balance, la diferencia entre el total de entradas y el total de salidas debe ser igual al cambio de agua almacenada. La realización de un balance requiere conocer y medir los flujos de entrada y salida de agua, así como la variación del almacenamiento.

Los términos del balance suelen contener errores de medida, de interpretación, de estimación y errores debidos a la evaluación con una metodología poco apropiada. Todos estos errores provocan que en la ecuación del balance se produzca un error de cierre. Es habitual obtener aquel término del balance que sea difícil de medir o estimar por otros métodos, como el valor de cierre. Este el fundamento del método de obtención de la recarga a partir del balance de agua en el suelo edáfico. En esencia, la recarga es la cantidad de agua infiltrada que el suelo es capaz de drenar una vez que se han evaluado y restado los restantes procesos. Análogamente, la recarga puede deducirse a partir del balance en un acuífero entre dos fechas determinadas, en las cuales se conocen los restantes flujos de entrada y salida. En estos casos, es crucial tener en cuenta que la evaluación de la recarga incluye el error de cierre, cuya magnitud puede ser importante en función de los errores en la evaluación del resto de los componentes.

Los balances de agua se pueden aplicar al conjunto de toda la cuenca, incluyendo tanto a las aguas superficiales como a las subterráneas, o bien a cualquiera de las porciones o componentes del ciclo hidrológico. Para la estimación de la recarga se suelen realizar balances en el suelo edáfico, en el acuífero, en un tramo de río comprendido entre dos estaciones de aforo y en lagos y embalses. Cuando se realizan balances parciales, se debe comprobar la corrección y coherencia entre los flujos de agua entre componentes del ciclo.

Lo que se comenta a continuación corresponde a la recarga difusa.

La ecuación básica del balance en la zona de suelo se suele plantear entre los tiempos inicial ti y final t_f ($\Delta t = t_f - t_i$) y se compone de los siguientes términos:

$$P + A - INT - \mathrm{ES} - ETR - \mathrm{R} = \Delta\theta$$

donde las componentes del balance se expresan en términos de volumen de agua acumulados en el intervalo de tiempo Δt. En esta ecuación los términos son:

P = Precipitación
A = Aporte de agua de riego
INT = Interceptación
ES = Escorrentía superficial
ETR = Evapotranspiración real
R = Recarga en tránsito, que coincide con la recarga si no existen flujos laterales en la zona no saturada
Δθ = Variación del contenido de humedad del suelo

Puesto que los balances se suelen realizar por unidad de superficie, las variables de la ecuación suelen expresarse como volumen por unidad de superficie, es decir, como altura equivalente de agua (generalmente en mm). En sentido estricto, la ecuación del balance en

el suelo debería incorporar de forma explícita el término de infiltración (I). De esta forma, la expresión del balance (suma de entradas menos salidas = variación del volumen entre dos tiempos dados) resulta ser:

$$I - (ETR * \mathrm{R}) = \Delta\theta$$

donde:

$$P + A - INT - \mathrm{ES} = I$$

El agua se almacena en el suelo por capilaridad. La precipitación, descontada la interceptación y eventualmente adicionando el riego aplicado, supone un aporte de agua al suelo, que es consumida por evaporación y transpiración. Cuando el contenido de humedad se encuentra en exceso sobre el límite de comienzo del drenaje (capacidad de campo CC), se produce un flujo descendente que alimenta la percolación hacia el nivel freático.

Este tipo de balances son modelos conceptuales muy simples, que pueden no ser válidos en todas las situaciones. En su aplicación suele estar implícita la hipótesis de que los parámetros y propiedades son uniformes sobre una determinada zona. Una de las partes esenciales del balance es el cálculo de la ETR, que a su vez está relacionado con el método utilizado para calcular la ETP y el método con el que la ETR se relaciona con la ETP y con las condiciones de humedad existentes en el suelo. Este tipo de balances se desarrollaron inicialmente en zonas húmedas. Su validez en zonas áridas y semiáridas es discutible. Los resultados son tanto más fiables cuanto más desarrollado sea el suelo y mayor sea la humedad y, por tanto, cuanto más similares sean la ETP y la ETR.

Puede existir flujo preferente a través de macroporos y grietas (ver Sección 2.7.5 del Capítulo 2), de forma que puede existir recarga incluso cuando el suelo presenta un cierto déficit de humedad (Rushton y Ward, 1979). Existen distintas formulaciones empíricas para el tratamiento de esta recarga preferencial. La más sencilla consiste en suponerla proporcional a la magnitud de la precipitación cuando ésta supera un cierto valor umbral.

El balance hidrometeorológico cuantifica cada uno de los componentes del balance para cada uno de los periodos. Para ello se parte unas condiciones iniciales de humedad conocidas. Tomando como entradas la precipitación y el volumen de riego para cada periodo, se calcula el resto de los componentes del balance de agua.

La mayoría de los componentes del balance (I, ES, ETR, θ, R) dependen de forma no lineal del contenido de humedad del suelo θ. Por ello, la resolución exacta de la ecuación requiere la utilización de métodos iterativos. En la práctica, se suelen utilizar incrementos de tiempo Δt suficientemente pequeños y se suelen imponer restricciones para evitar que el contenido de humedad no supere un límite mínimo (punto de marchitez permanente, PM) y un límite máximo (saturación). En estas condiciones, la ecuación del balance se resuelve evaluando de forma secuencial y por separado cada uno de los términos del balance.

En estudios del comportamiento de los modelos mediante dispositivos apropiados, como los lisímetros o directamente en parcelas experimentales, la medida de la humedad del suelo θ se compara con la observada para ver si se corresponden correctamente (Calder, 1983) y, si es posible, intentar una calibración (Sección 4.3.4 del Capítulo 4). Se tienen continuados intentos de mejora de los modelos precipitación-escorrentía a partir de los datos climáticos (Evans, 2003; Perrin 2000).

La Figura 3.5.1 muestra el organigrama simplificado de un modelo de balance de agua en el suelo y la Figura 3.5.2 el esquema de un modelo de depósitos para calcular la escorrentía superficial y la recarga en un determinado dominio de balance de agua. Es posible incluir muchas variaciones en los reservorios, en las funciones y en los parámetros,

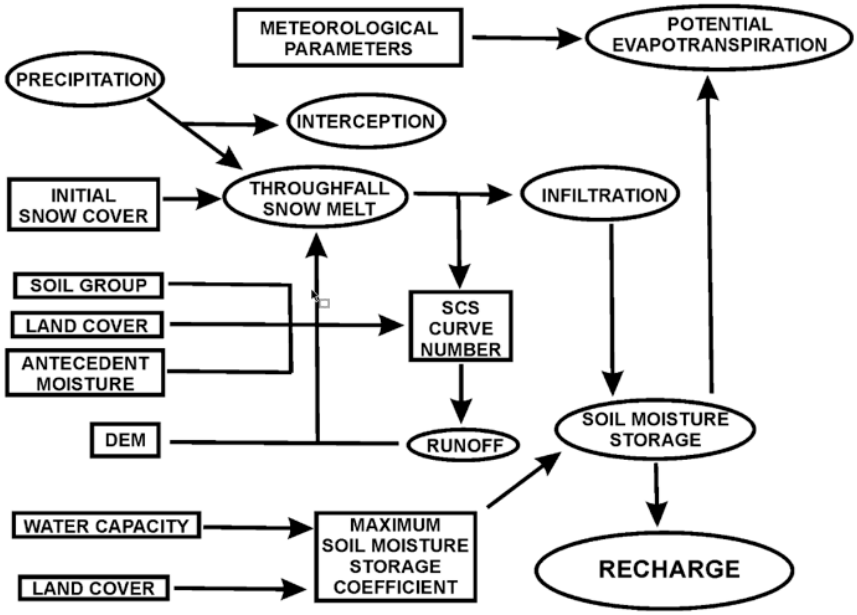


Figura 3.5.1 Organigrama simplificado del modelo SWB (Soil Water Balance), según Dripps y Bradbury (2007). Los óvalos representan los principales componentes del balance de agua y los rectángulos las características del lugar. DEM = Digital Elevation Model (modelo digital de elevaciones); SCS = Soil Conservation Service

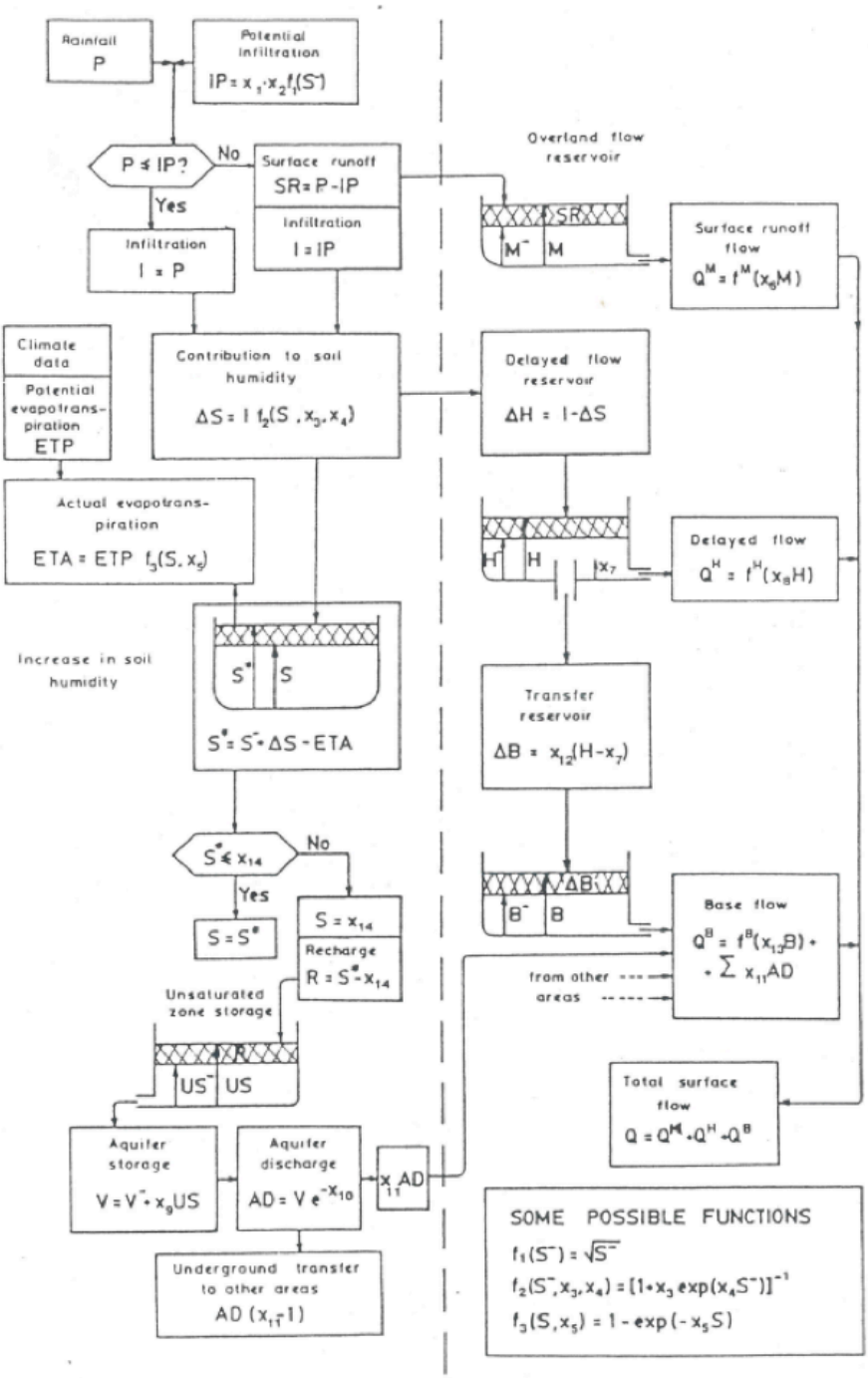


Figura 3.5.2 Modelo de depósitos para calcular la escorrentía superficial y la recarga en un determinado dominio de balance de agua. Es posible incluir muchas variaciones en los reservorios, en las funciones y en los parámetros, como los que se muestran a título de ejemplo. El modelo que se muestra tiene 14 parámetros (x) para ajustar y 6 funciones (f). Los depósitos almacenan agua y la ceden por su fondo, con o sin un umbral para derivar el exceso hacia otros caminos de flujo del agua

3.5.2 Modelo de lluvia-escorrentía de Thornthwaite

El modelo Thornthwaite (Thornthwaite, 1948) y su mejora posterior o modelo T (Thornthwaite y Mather, 1955), son la base conceptual de otros numerosos modelos. Originalmente era de paso de tiempo mensual, aunque se puede modificar para trabajar con datos diarios. Utiliza sólo dos parámetros. No debe confundirse con la fórmula de Thornthwaite para el cálculo de la ETP (Sección 2 del Capítulo 2). Los resultados dependen del intervalo de tiempo (Forte Lay y Villagra, 1986).

En el modelo T el suelo es un único depósito que produce un excedente cuando se llena. Este excedente se reparte entre agua superficial y recarga en tránsito hacia el acuífero. Un esquema general es el de la Figura 3.5.3. No se consideran fenómenos asociados al agua superficial, tales como el flujo en laderas y la propagación (transporte o routing) del caudal en el cauce (Alley,1984; 1985). En la realidad es un modelo agregado aplicable a cuencas poco variables.
Se parte de las variables y parámetros:

P = precipitación,
ET = evapotranspiración real, que se supone igual a la potencial ETP si hay suficiente humedad en el suelo
H = humedad del suelo después de drenar hacia abajo,
H_{max} = máximo valor de H,
D = déficit de humedad = $H_{max} - H$
Ex = excedente de agua = P – ETR

En cada lapso de tiempo (el subíndice -1 hace referencia al lapso de tiempo anterior), se tiene:
1) para $P = 0$ à $H = H_{-1} - ETP$; $H = H_{max} \cdot e^{H/Hmax}$ à $Ex = 0$
cuando no ha llovido, el suelo se va secando → no hay excedente
2) para $P > 0$ y $H_{-1} + P - ET \leqslant H_{max}$ à $H = H_{-1} + P - ET = H_{max} \cdot e^{H/Hmax}$ à $Ex = 0$
cuando ha llovido, pero no se llena el almacenamiento del suelo → no hay excedente
3) para $P > 0$ y $H_{-1} + P - ETP > H_{max}$ à $H = H_{max}$; $D = 0$ à $Ex = H_{-1} + P - ETP - H_{max}$
cuando ha llovido hasta llenar el almacenamiento del suelo → hay excedente.

El modelo Thornthwaite no permite escorrentía hasta que el suelo se satura de agua.

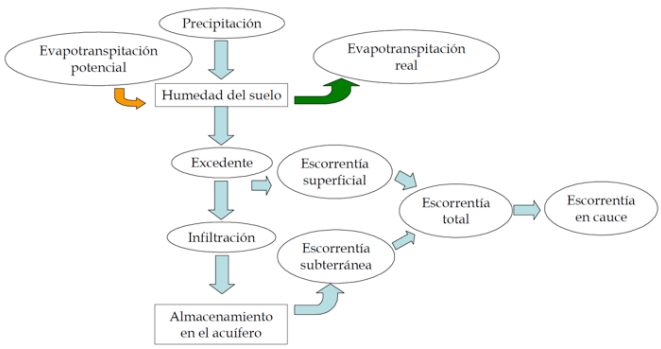


Figura 3.5.3 Esquema general del balance del agua en el suelo según el modelo conceptual de Thornthwaite. La parte que aquí se considera acaba con el cálculo de la escorrentía superficial y lo que en la figura se denomina infiltración, que es la recarga en tránsito.

Se supone que el excedente de agua que se genera en la superficie del terreno se añade al almacenamiento de agua natural (S) en el terreno procedente del intervalo de tiempo anterior. $S = S_{-1} + Ex$. Este almacenamiento se divide entre escorrentía superficial al río, $Q = f \cdot S$, con f entre 0 y 1. El resto es recarga al acuífero. Se suele tomar empíricamente f = 0,5. Con estos valores se completa la cuantificación del ciclo del agua (Figura 3.5.4).

El modelo original es para intervalos de tiempo mensuales. Para aplicarlo con paso de tiempo diario, se modifican ligeramente las ecuaciones en el suelo para permitir un almacenamiento temporal que exceda a H_{max} (exceso de saturación), que luego se descarga como escorrentía superficial rápida y se convierte el almacenamiento natural en la cuenca o almacenamiento en el acuífero (Figura 3.5.5).

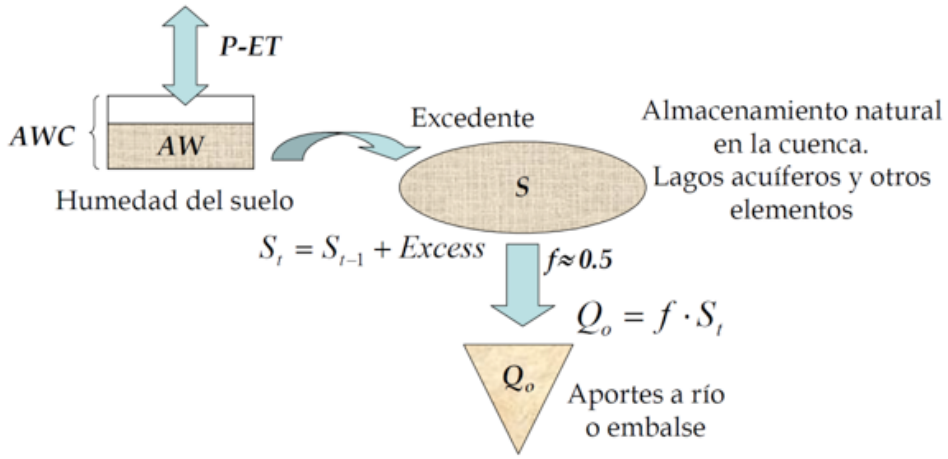


Figura 3.5.4. Diagrama de flujo del modelo Thornthwaite T para paso de tiempo mensual

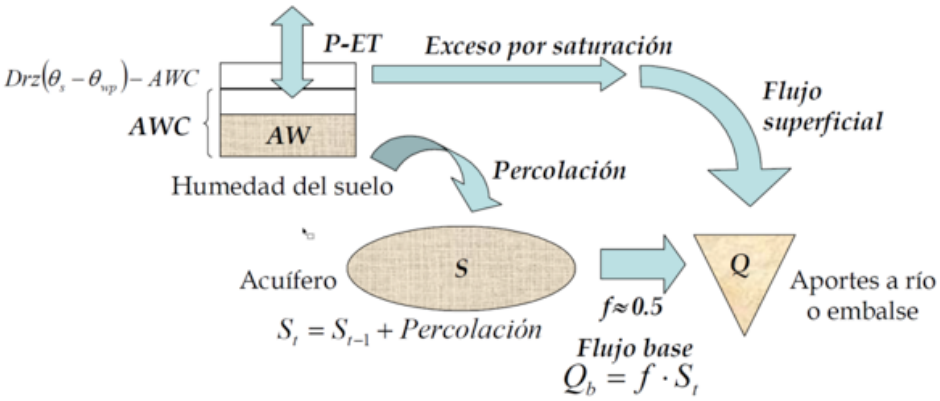


Figura 3.5.5. Diagrama de flujo del modelo Thornthwaite T para paso de tiempo diario

3.5.3 Modelos de reservorios

Muchos de los modelos para evaluar la recarga se basan en el estudio de entradas y salidas y cambios de almacenamiento de un conjunto relacionado de depósitos o reservorios, como esquematiza la Figura 3.5.6. Son variantes que se fundamentan en el modelo original de Thornthwaite, que tratan de resolver de la mejor forma posible los procesos en situaciones reales, en general con el menor número posible de parámetros y buscando preferentemente aquellos que tienen significado físico.

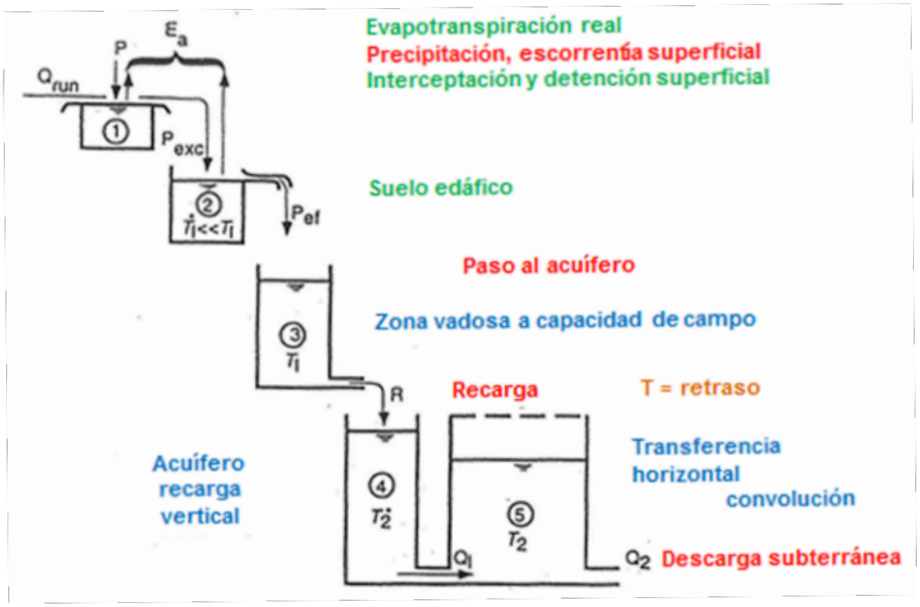


Figura 3.5.6 Modelo esquematizado de un conjunto concatenado de depósitos o reservorios para establecer balances de entradas y salidas y cambios de almacenamiento (Willemink, 1988)

El BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) francés y otros organismos, han desarrollado diferentes modelos de cuenca para la estimación de la recarga natural a un acuífero por la lluvia, con generación de variaciones del nivel freático, que en el fondo son modelos de reservorios Tales son los modelos distribuidos MHYDAS (Moussa et al., 2010), HYDROTEL (Fortin y Royer, 2004) y los modelos globales y semi-globales, como KARINE (Thiéry, 1988a; 1900b), GARDENSOL y TEMPO, del BRGM.

El modelo hidrológico de reservorios GARDENIA (Thiéry, 2003; 2011; Roche y Thiery, 1984; Filippi et al., 1990) permite simular mediante 6 parámetros los niveles piezométricos en función de la precipitación. Es unidimensional, de base semi-física, con tres reservorios superpuestos (Figura 3.5.7): 1) reservorio superficial que representa los primeros cm de espesor del suelo y que contiene las irregularidades centimétricas; debe llenarse de agua antes de que se inicie la escorrentía; se alimenta por la lluvia, se vacía por la evapotranspiración y transferencia al reservorio intermedio si su nivel supera una cierta altura, 2) reservorio intermedio; se alimenta con el excedente del reservorio superficial y se vacía por percolación al reservorio inferior con una cierta constante de tiempo; la escorrentía se produce después de la substracción de una parte de la ETP y 3) reservorio inferior, que representa al acuífero; se recarga por el reservorio intermedio; se vacía de

forma constante en el tiempo y representa una extracción debida tanto a la escorrentía en el acuífero como a las raíces profundas de ciertos árboles (freatofitas).

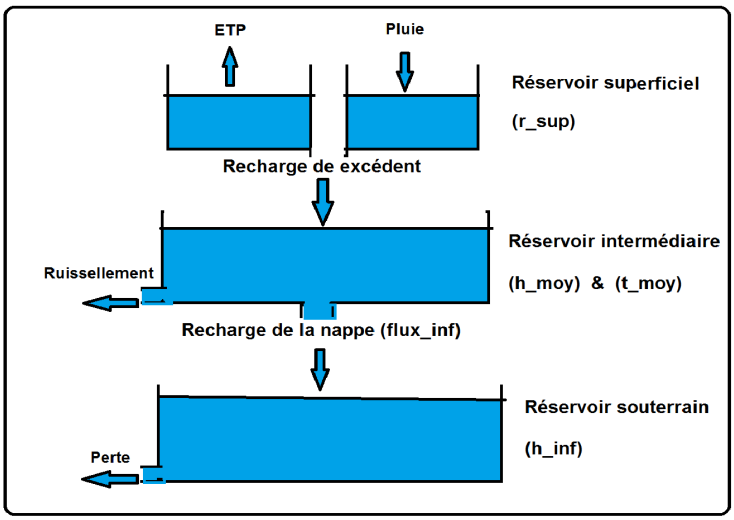


Figura 3.5.7 Esquema de funcionamiento del modelo GARDENIA (Thiéry, 2003; 2011). Los parámetros son r_sup para el reservorio superficial, h_moy para la salida intermedia y t_moy para la constante exponencial de la salida de fondo del reservorio intermedio y h_inf para la salida de fondo del reservorio profundo

Se trabaja con datos diarios. Se requiere la serie diaria de precipitaciones y la serie diaria de observaciones piezométricas obtenida por interpolación lineal a partir de datos mensuales. Los parámetros principales de este modelo son:

- espesor del reservorio superficial,
- evapotranspiración potencial anual ETP,
- fracción de la lluvia que sale del reservorio intermedio,
- tiempo de vaciado del reservorio intermedio,
- almacenamiento del acuífero como parte de la porosidad que se llena y se vacía durante las fluctuaciones anuales de niveles
- fracción del agua infiltrada en el reservorio subterráneo tomada por las raíces de las plantas o que fluye dentro del acuífero
- nivel piezométrico inicial

En Portugal se dispone del modelo BALSEQ, del LNEC (Laboratório Nacional de Engenharía Civil) (Lobo Ferreira y Delgado Rodrigues, 1988). Es un modelo de balance de agua secuencial en que la recarga en tránsito al final del día viene dada por la diferencia entre la precipitación diaria y la suma de la escorrentía superficial, la evapotranspiración y la variación de la cantidad de agua acumulada en el suelo.

3.5.4 Modelo Témez

El modelo Témez (Témez, 1977; 1997) tiene similar fundamento que el método del número de curva NC (Sección 3.4.2), del que es una modificación, pero trabaja directamente con el almacenamiento de agua en la cuenca y estima la recarga al acuífero. Se ha desarrollado principalmente en el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX (Madrid) y se aplica ampliamente en los modelos hidrológicos de apoyo a la planificación de los recursos de agua en España. Una variante derivada directamente del número de curva se ha aplicado a la evaluación de la recarga de los acuíferos de la cuenca del Ebro (Anexo A9.1)

Se trata de un modelo conceptual sencillo, de pocos parámetros y paso de tiempo mensual. Permite obtener el volumen de agua neta que genera un fenómeno de precipitación, al que se denomina "excedente". Así, con el mismo significado de los símbolos del método del NC y $P>I_a$:

$$Q = \frac{(P - 0{,}2S)^2}{P + 0{,}8S}$$

En la Figura 3.5.8 se representa la relación entre la escorrentía superficial Q, el excedente Ex y la precipitación P.

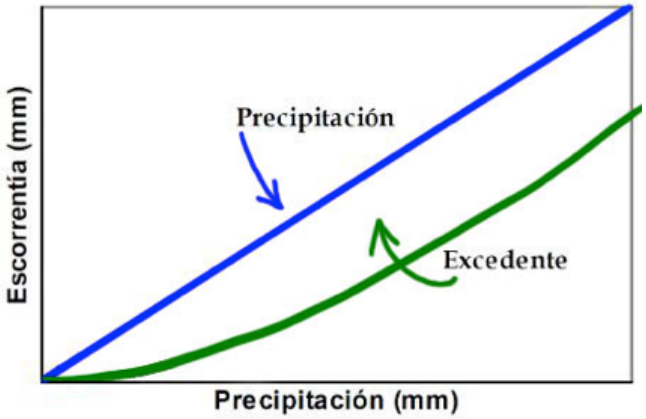


Figura 3.5.8 Representación de la relación entre la precipitación P (línea en azul), la escorrentía superficial Q (línea en verde) y el excedente Ex (espacio entre las dos curvas): Ex = P – Q según la fórmula de Budyko

Parte del excedente se convierte en recarga. En el modelo Témez, la parte más superficial del terreno está formada por la porción del suelo en la que se desarrollan las raíces de las plantas (suelo edáfico), que es la zona donde se produce la extracción de agua por evapotranspiración. De esta forma, una fracción de precipitación líquida sobre cada celda en un cierto intervalo de tiempo P se almacena en la zona superior del suelo en forma de aumento de la humedad H, otra porción se evapora E y el resto es el excedente Ex, que se distribuye entre la aportación de origen superficial As y la recarga en tránsito hacia el acuífero I (Figura 3.5.9). Esa recarga en tránsito es agua que inicia el descenso desde el suelo edáfico. Se la denomina impropiamente infiltración (de ahí el símbolo I comúnmente usado). Esto puede ser origen de confusionismo terminológico ya que infiltración debería

ser el agua que penetra en el terreno desde la superficie y no la que sale del suelo. La denominación de infiltración profunda no acaba de resolver la cuestión terminológica.

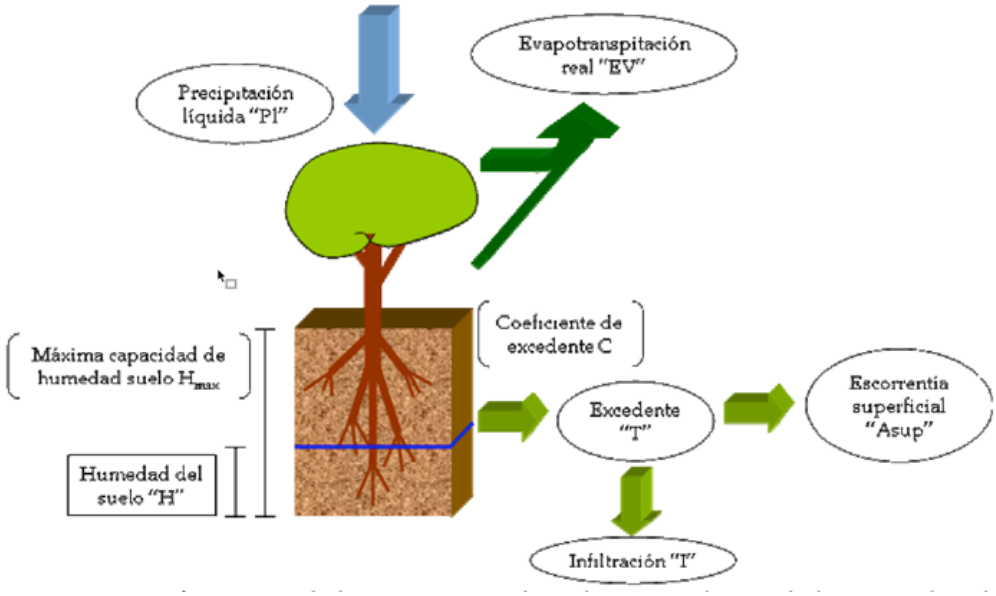


Figura 3.5.9 Esquema de la transformación de la precipitación líquida en excedente y balance de agua en el suelo.

I_a es un valor umbral para que se produzca escorrentía. Se supone que, si hay agua disponible en el terreno, la evaporación que se produce es la evapotranspiración potencial. No hay evaporación cuando no hay agua disponible. Así E = ETP si H >0 y E = 0 si H = 0.

Para cada celda en el intervalo de tiempo considerado (Figura 3.5.10):

1) Si $P \leq I_a \rightarrow Ex = 0$

no se produce excedente; P se almacena en el suelo y sufre evapotranspiración

2) Si $P > I_a$ $\quad Ex = \frac{(P-I_a)^2}{P+\delta-2I_a}$ $\quad$ con $\delta = H_{max} - H + ETP$; $I_a = C \cdot (H_{max} - H_{-1})$

se produce excedente que origina infiltración (recarga) o escorrentía superficial

Las diferentes variables para cada celda en un determinado intervalo de tiempo son:

· P = precipitación líquida.
· Ex = excedente.
· H = humedad del suelo
· H_{max} = capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo.
· H_{-1} = humedad del suelo en el intervalo de tiempo anterior.
· ETP = evapotranspiración potencial.
· C = coeficiente de excedente.
· $H_{max} - H$ = déficit de humedad en el suelo.

El coeficiente C se suele considerar constante, ya que según los autores el modelo resulta poco sensible a su variación.

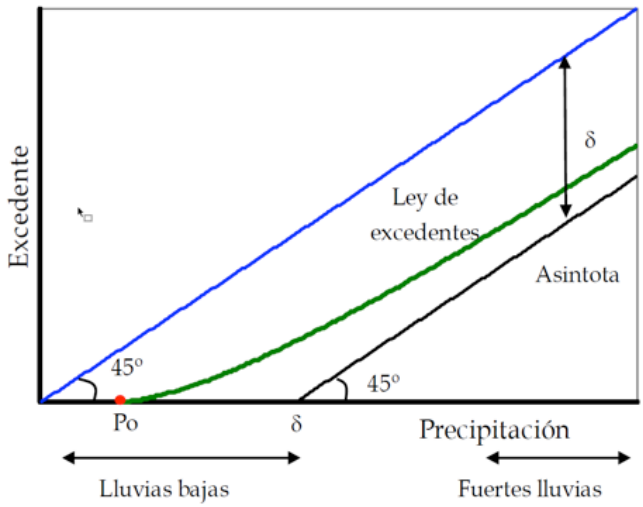


Figura 3.5.10 Forma de generación de excedentes en el modelo Témez. Son valores acumulados. En azul la precipitación y en verde la escorrentía superficial

Cuanto menor sea la humedad antecedente del suelo, mayor es la capacidad del suelo para absorber agua sin producir excedente. La curva que expresa los excedentes es no lineal para lluvias pequeñas que superan el umbral la y tiende hacia una línea recta Ex = P – δ para lluvias grandes, de forma que, a partir de una cantidad de precipitación, el agua que no se convierte en excedente se mantiene prácticamente constante. Es decir, para lluvias grandes, la diferencia entre precipitación y excedente es la evapotranspiración potencial ETP en ese periodo de tiempo y el agua ha rellenado el espacio poroso libre que existía en el suelo (suelo saturado de humedad) y no admite más agua.

Según el balance de agua, la humedad del suelo vale

$$H = \max \begin{cases} 0 \\ H_{-1} + P - Ex - ETP \end{cases}$$

Si la diferencia entre el agua que entra en la celda P, la que sale ETP y la existente en el intervalo anterior H_{-1} es negativa, la humedad del suelo al final del periodo es nula y la evapotranspiración potencial no se ha podido producir.

A lo largo de un dilatado periodo de tiempo, por ejemplo, un año, es posible que en algunos meses no se haya producido evapotranspiración. La acumulación de la ET que se ha producido es la evapotranspiración real ETR.

El modelo planteado determina la generación de excedente, la evapotranspiración real y la humedad almacenada en el suelo, utilizando para ello únicamente dos parámetros: la capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo H_{max} y el coeficiente de excedente C.

El modelo planteado tiende a agotar el contenido de agua del suelo con la evapotranspiración de la vegetación y únicamente queda humedad en el suelo a partir de lluvias superiores a la o sea a partir del momento en que se inicia la generación de excedente (Figura 3.5.11).

Con lluvias muy pequeñas la evapotranspiración real supera a la lluvia caída, ya que la vegetación la consume junto con la humedad procedente del periodo de tiempo anterior.

Este efecto no suele tener repercusiones importantes en la evaluación de los recursos naturales de agua en una cuenca, pero sí que lo tiene cuando el objetivo es conocer la humedad del suelo y las afecciones en la vegetación, como en sequías.

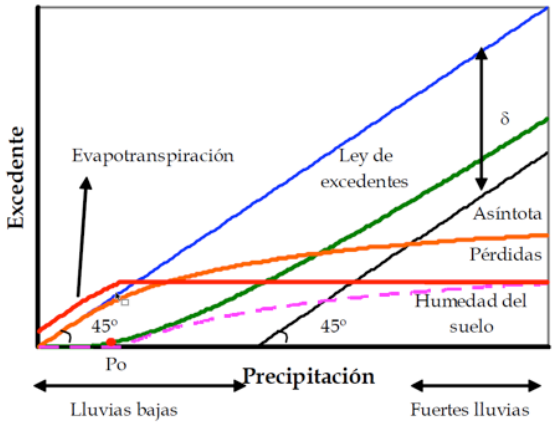


Figura 3.5.11. Ley de excedentes junto a la evapotranspiración real, la humedad del suelo y las pérdidas totales obtenidas mediante el modelo Témez. En azul la precipitación y en verde la escorrentía superficial; en rojo la humedad del suelo y en naranja las pérdidas que representan la recarga

3.5.5 Mejoras del modelo PATRICAL al modelo Témez

El modelo PATRICAL, desarrollado en la Universidad Politécnica de Valencia (Pérez Martín, 2005), se expone en la Sección 4.9.3 del Capítulo 4. Se basa en buena parte en el modelo Témez, pero introduce mejoras funcionales, en la línea de lo que hace el modelo BALAN (Sección 3.5.6). Estas mejoras en el cálculo de le recarga y la escorrentía consisten en una más adecuada conceptualización del comportamiento del suelo edáfico y su humedad.

La Figura 3.5.12 muestra la relación entre el contenido de humedad del suelo y la capacidad de evapotranspiración para un cierto tipo de vegetación y la generación de infiltración y escorrentía por exceso de humedad. Para contenidos muy pequeños de humedad del suelo, por debajo del punto de marchitez PM, esta vegetación no es capaz de obtener agua del suelo, por lo que no existe evapotranspiración. Para contenidos elevados de humedad del suelo, por encima del punto de estrés hídrico PE, este tipo de vegetación extrae con facilidad el agua necesaria del suelo y entonces la evapotranspiración producida es igual a la máxima capacidad del desarrollo biológico que tiene la planta. Para contenidos de humedad entre el PM y PE la planta encuentra dificultades crecientes a medida que se reduce el contenido de humedad del suelo, por lo que se reduce su capacidad de desarrollo biológico y por lo tanto de evapotranspiración.

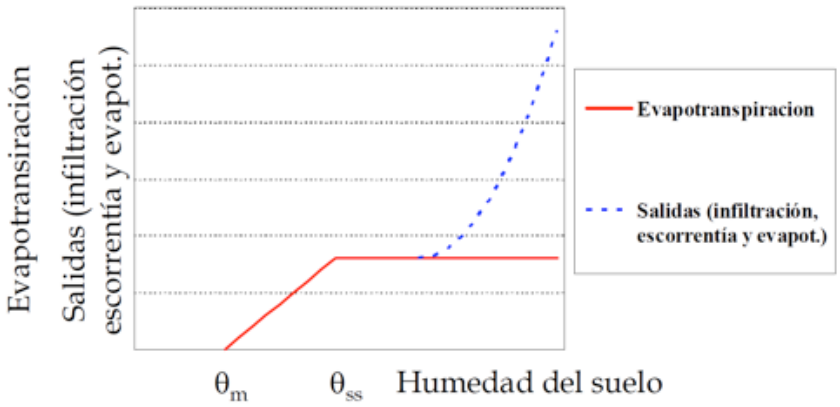


Figura 3.5.12 Evapotranspiración y salidas por infiltración y escorrentía superficial en función del contenido de humedad del suelo en el método Témez. θ_m *es el punto de marchitez PM y* θ_{ss} *es el de estrés hídrico PE*

La reducción de la evapotranspiración en función del contenido de humedad se incluye en diferentes modelos de simulación del ciclo hidrológico, sobre todo para el cálculo de la evapotranspiración real en periodos temporales cortos (Estrela, 1992a; 1992b). Existen diferentes tipos de curvas que representan la relación entre la evapotranspiración real y la potencial, ET/ETP, en función del porcentaje de humedad disponible en el suelo (Holmes, 1961; Alley, 1984). La forma de estas curvas (Figura 3.5.13) refleja el efecto de las características del suelo, el desarrollo de las raíces, etc.

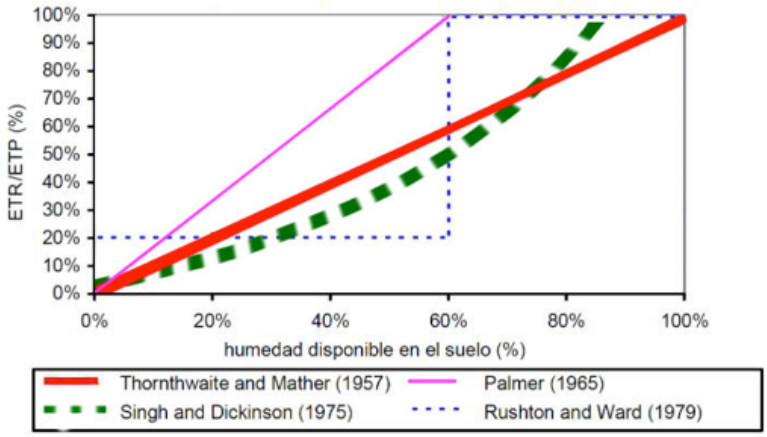


Figura 3.5.13. Relaciones entre el cociente ETR/ETP y la humedad disponible en el suelo. Adaptado de Estrela (1992a y b)

Estos efectos pueden considerarse mediante un único parámetro en la formulación del modelo C_s = ETR /ETP, denominado coeficiente de estrés vegetativo, el cual reduce la evapotranspiración producida por la vegetación a medida que la humedad del suelo disminuye. Puede variar entre 0 y 1. Para C_s = 1 la reducción es lineal, como en el modelo original Témez, que es similar a lo que se hace en el modelo Thornthwaite. Con ello resulta:

$$ETR = min\begin{cases} C_s\ (H_{-1} + P - Ex) \\ ETP \end{cases}$$

$$H = H_{-1} + P - Ex - ETR$$

Esto permite la existencia de mayores componentes con contenidos bajos de humedad, a pesar de no haberse iniciado la generación de excedente (Figura 3.5.14).

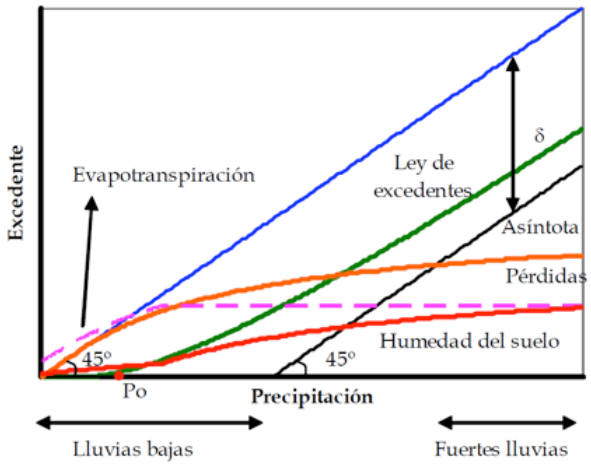


Figura 3.5.14. Ley de excedentes junto a la evapotranspiración real, la humedad del suelo y las pérdidas totales obtenidas (Pérez Martín 2005). Esta figura coincide con la 3.5.11

Una vez determinado el excedente, se determina la recarga (infiltración) y la escorrentía superficial directa. La infiltración I es la fracción de agua que, habiendo penetrado en el suelo, acaba recargando el acuífero, es decir, es la parte del excedente Ex que no discurre superficialmente. Para ello se utiliza una ley de infiltración que es función del excedente y del parámetro de infiltración máxima del terreno Imax, que expresa la máxima infiltración que puede producirse en el periodo de tiempo en la celda considerada:

$$\mathrm{I} = \frac{I_{max} \cdot Ex}{Ex + I_{max}}$$

Se considera que la infiltración se convierte en recarga al acuífero dentro del mismo intervalo de tiempo. Esta hipótesis es razonable cuando el intervalo de tiempo es de un mes, aunque no siempre cuando el espesor de la zona no saturada es grande.

3.5.6 Código BALAN

Los programas del código BALAN y de su desarrollo intermedio BALDOS-2, se originaron en el Departamento de Ingeniería del Terreno de la Universidad Politécnica de Cataluña para abordar la evaluación de la recarga, ante la falta en aquel momento de herramientas apropiadas para las aplicaciones a estudios de acuíferos (Samper, 1997; 1998). Posteriormente se completó y se hizo de uso amigable desde la Universidade de A Coruña, con apoyo de ENRESA. El código actual es el Visual-BALAN (Samper et al., 1999; 2005). La parte que se comenta aquí es la de cálculo de la recarga y en la Sección 4.9.3 del Capítulo 4 se completa con la herramienta que permite la calibración y su aplicación a cuencas hidrográficas.

El código Visual-BALAN realiza balances de agua en el suelo edáfico y en el medio no saturado subyacente. Emplea un entorno interactivo de entrada de datos y de post-proceso de los resultados. Las entradas principales son la precipitación y el riego. Las salidas son la interceptación de la lluvia, la escorrentía superficial (directa), la evapotranspiración, el flujo hipodérmico y la recarga en tránsito que acaba como recarga al acuífero, tras descontar posibles salidas intermedias. Además, se considera la variación de agua almacenada como humedad del suelo. El cálculo es secuencial y se hace mediante balances diarios. En el suelo edáfico, el orden de procesos es: precipitación y dotaciones de riego (datos), interceptación, escorrentía superficial, evapotranspiración real y recarga en tránsito. En el medio no saturado subyacente, el orden de procesos es: escorrentía subsuperficial y recarga. El programa incluye opciones de cálculo de variables intermedias, como infiltración, evapotranspiración potencial o dependencia de la evapotranspiración real de la humedad del suelo.

La recarga en tránsito es el agua que sale y desciende desde el suelo edáfico más la que pueda llegar directamente desde la superficie de forma macroscópicamente difusa a través de grietas y fisuras. Se consideran dos tipos de grietas: las permanentes y que dejan pasar progresivamente más agua a medida que las paredes embeben más agua y las de agrietamiento del suelo cuando está muy seco, que se retraen al aumentar la humedad. Esta es una importante posibilidad en áreas en que aflora roca dura, donde no hay propiamente suelo edáfico desarrollado o donde dominan los suelos arcillosos sometidos a periodos muy secos.

El flujo hipodérmico, como agotamiento exponencial del agua almacenada, tiene la interpretación clásica de agua que vuelve a la superficie en un tiempo corto, principalmente a las partes bajas del relieve, o bien se puede asimilar en primera aproximación a la formación y descarga de acuíferos colgados temporales o semi-permanentes, en el caso de que el medio no saturado sea potente y haya un relieve que permita que se puedan producir descargas laterales. A esta escorrentía diferida se la puede llamar coloquialmente descarga del medio no saturado.

También el programa puede hacer el balance de los solutos conservativos, como el ion cloruro.

El código Visual-BALAN utiliza preferentemente funciones que corresponden a procesos físicos, pero también introduce algunas funciones empíricas, cuyos parámetros no son conocidos a priori y que consecuentemente requieren calibración. La Figura 3.5.15 es el esquema general, sin la parte de agua subterránea, la que se trata en la Sección 4.9.3 del Capítulo 4. El diagrama de flujo y opciones de cálculo se muestran en la Figura 3.5.16.

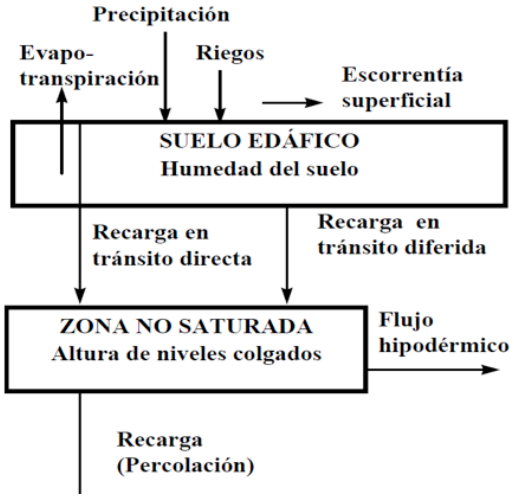


Figura 3.5.15 Esquema general del funcionamiento del programa Visual-BALAN, sin la parte de agua subterránea.

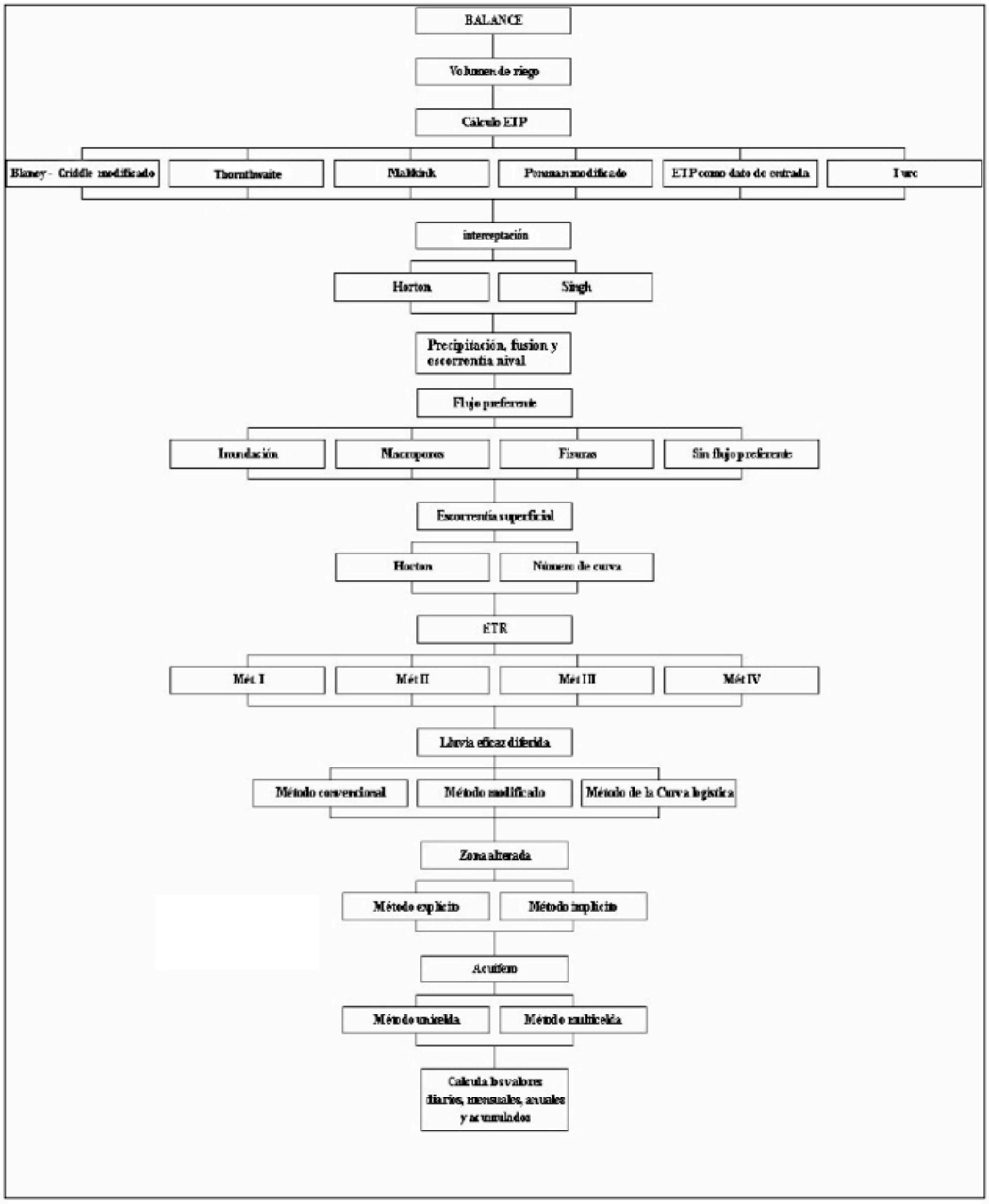


Figura 3.5.16 Diagrama de flujo y opciones de cálculo del programa Visual-BALAN, según su manual (Samper et al., 1999).

La Figura 3.5.17 muestra gráficamente las opciones programadas de la relación ETR/ETP en función de la humedad del suelo antecedente (del día anterior).

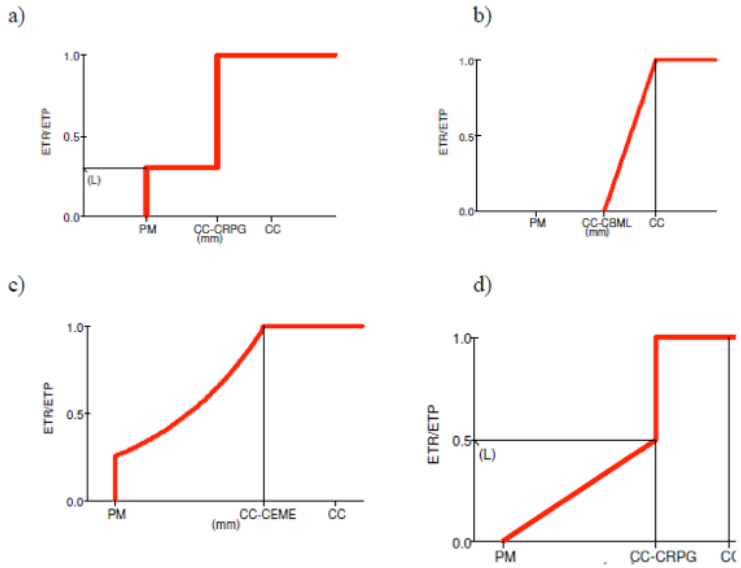


Figura 3.5.17 Representación gráfica de las opciones programadas de la relación ETR/ETP en función de la humedad del suelo antecedente (del día anterior). PM = punto de marchitez; CC = capacidad de campo. La opción A requiere dos parámetros, la B un parámetro, la C dos parámetros (uno de ellos el coeficiente de agotamiento exponencial) y la D dos parámetros que se reducen a uno si el punto de ruptura se fija en ETR/ETP = 0,5 (Samper et al., 1999; 2005)

Para la posibilidad de incorporación directa de agua a la recarga en tránsito por grietas y fisuras (agua infiltrada que no sufre evapotranspiración en el suelo), las opciones se muestran gráficamente en la Figura 3.5.18.

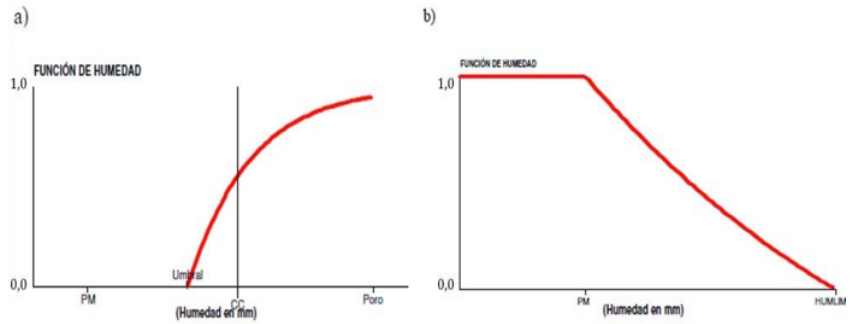


Figura 3.5.18 Representación gráfica de la posibilidad de incorporación directa de agua a la recarga en tránsito por grietas y fisuras en función de la humedad del suelo antecedente, como fracción del agua disponible que se va a infiltrar (0 = incorporación directa y 1 = no hay incorporación directa). PM = punto de marchitez; CC = capacidad de campo; m = porosidad; Hlim = humedad límite. La figura superior es para macroporos y grietas de retracción, que al aumentar la humedad del suelo tienden a hincharse y se cierran; tiene dos parámetros. La figura inferior es para grietas y fisuras permanentes que dejan pasar el agua cuando el suelo está húmedo y no lo hacen cuando l suelo está muy seco por imbibición del agua que entra por ellas; tiene un parámetro si el punto final es el PM y ninguno si además es una recta (Samper et al., 1999; 2005)

Si en el período anterior al del balance existe agua encharcada, esta se contabiliza entre las entradas totales, sumándola a las precipitaciones y riegos.

La Figura 3.5.19 representa gráficamente el volumen diario de humedad del suelo que produce recarga en tránsito.

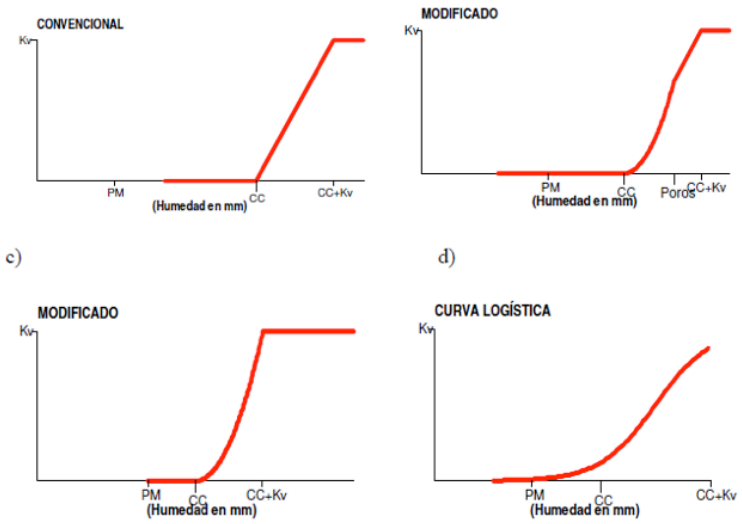


Figura 3.5.19 Representación gráfica del volumen diario de humedad del suelo que produce recarga en tránsito. Kv es kv·Δt, con kv = conductividad hidráulica vertical y Δt = intervalo de tiempo, en este caso 1 día. Así, Kv es un volumen por unidad de volumen. PM = punto de marchitez; CC = capacidad de campo; Poro = m = porosidad. La opción A no requiere ningún parámetro, la B requiere dos, la C uno y la D dos (Samper et al., 1999; 2005)

El código realiza una integración de los resultados durante un periodo de tiempo largo y los resultados se presentan de forma didáctica en una figura esquemática, como la que muestra la Figura 3.5.20, con la que el usuario puede ya obtener primeras indicaciones sobre el funcionamiento del acuífero, la verosimilitud de lo calculado y orientaciones de cómo realizar mejoras en el modo de cálculo.

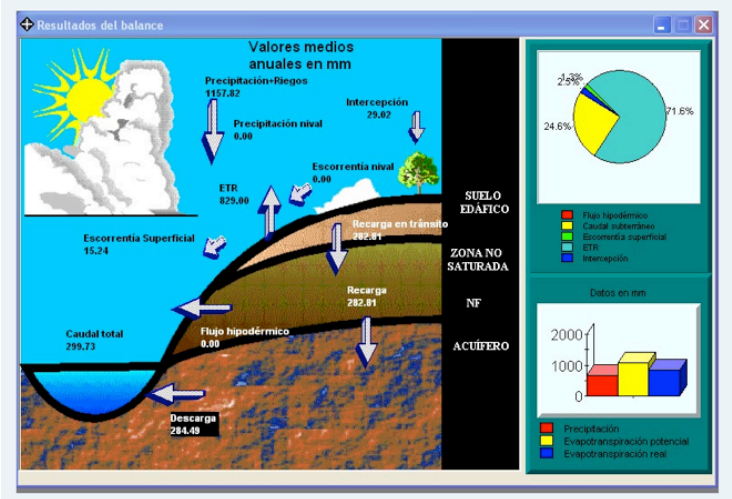


Figura 3.5.20 Presentación sintética de los resultados acumulados durante un largo periodo de tiempo en un caso de aplicación del código Visual-BALAN, con los valores en mm/año (Samper et al., 1999; 2005)

Después de calcular la evapotranspiración real, Visual-BALAN actualiza el contenido de humedad del suelo H en un determinado intervalo de tiempo (el subíndice -1 indica el intervalo de tiempo anterior, considerando el final del mismo):

$$H = H_{-1} + Ee - ETR$$

Ee = entrada de agua

ETR = evapotranspiración real.

El cálculo de la recarga en tránsito diferida (la que sale del suelo y desciende hacia el acuífero) Pd, se realiza utilizando el valor actualizado de la humedad H y se calcula teniendo en cuenta que:

a) sólo existe recarga en tránsito cuando el contenido de humedad es mayor que la capacidad de campo

b) la recarga en tránsito no puede exceder la permeabilidad vertical del suelo

c) la recarga en tránsito crece con la diferencia entre la humedad del suelo y la que corresponde a la capacidad de campo

Con estas premisas se calcula Pd, según tres métodos opcionales que se muestran en la Figura 3.5.21, y cuya formulación se encuentra en el manual del Visual-BALAN (Samper et al., 1999; 2005)

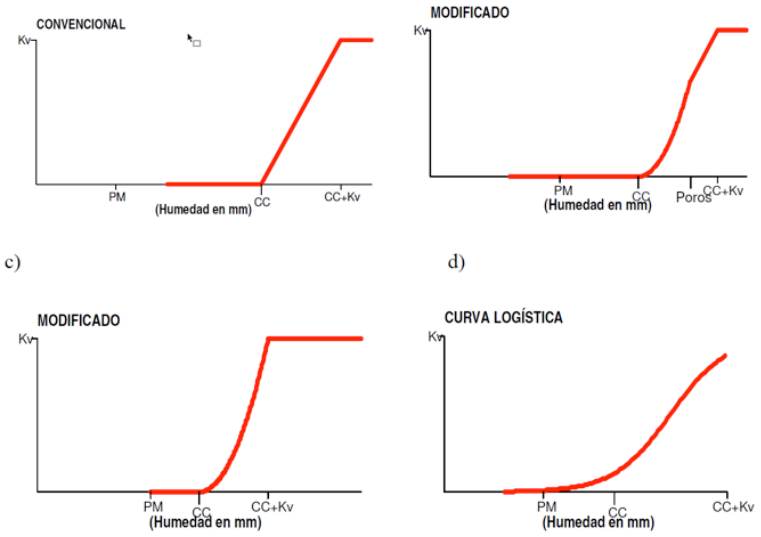


Figura 3.5.21 Representación gráfica de las opciones para determinar la parte de la humedad del suelo que se convierte en recarga en tránsito diferida en el modelo Visual-BALAN (Samper et al., 1999; 2005)

3.5.7 Código Easy -Bal

El código Easy-Bal ha sido diseñado por el Grupo de Hidrogeología del Departamento de Ingeniería del Terreno, Geológica y Geofísica (actualmente Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental) de la Universidad Politécnica de Cataluña y el Curso Internacional de Hidrología Subterránea. La primera versión es de 1999 y la actual (v10.7) es de 2013.Tiene una concepción similar al código BALAN, pero simplificando el tratamiento del suelo y de la recarga en tránsito para reducir el número de parámetros y disponer así de una herramienta de uso más sencillo para los no especialistas. Se puede trabajar tanto a nivel diario como mensual.

El programa sirve para evaluar el balance de agua por unidad de área del suelo en función de la precipitación, la evapotranspiración potencial (ETP), la temperatura y el riego. Las salidas son el déficit y la recarga del acuífero, incluyendo los retornos de riego. En la versión más reciente, el usuario puede realizar el análisis simultáneamente y obtener todos los resultados para que estén claramente estructurados y organizados en una sola hoja de Excel.

Se requiere introducir los parámetros del suelo: espesor, capacidad de campo y punto de marchitez permanente. Se parte de una situación dada de humedad inicial y el umbral de escorrentía (al que llama valor de laminación y que se da como lámina de agua) y se aplica la pluviometría diaria.

El balance de agua en el suelo considera la ETP, temperatura y en su caso aplicación de riego. La ETP se puede entrar como un dato o se calcula por el propio programa, con la opción de aplicar las fórmulas de Thornthwaite o de Hargreaves. Calcula el déficit de humedad y la recarga al acuífero. Las salidas se reúnen en tres tablas y se representan en dos gráficos lo que permite al usuario seleccionar la mejor opción en el menú o gráfico. Todos los meses se suponen de 30 días.

EasyBal se ejecuta internamente. Toda la salida se presenta en tres tablas y se representa en dos gráficos (lluvia frente a recarga). No se necesita tratamiento de datos para la entrada o para la salida. En este caso, no es necesario exportar los resultados a otro software (soporte gráfico).

3.5.8 Modelo de recarga de Tenerife

A principio de la década de 1990, el Consejo Insular de Tenerife desarrolló un modelo distribuido de hidrología superficial para la isla de Tenerife (MHSup), orientado a obtener información a distintos niveles de agregación temporal y espacial sobre precipitación, temperatura, evapotranspiración, escorrentía, infiltración, humedad del suelo y recursos da agua superficial captados y almacenados (Braojos et al., 2006).

Tiene algunas singularidades que lo diferencian de otros modelos: a) considera la lluvia indirecta u horizontal (niebla condensante), b) no hay aportación subterránea hacia los cauces, ya que el nivel freático insular está a gran profundidad, salvo en casos aislados de acuíferos colgados, c) los cauces se conviertan en líneas de infiltración de las escorrentías superficiales, dada la particular geomorfología de los barrancos insulares, d) la infiltración no se corresponde en el tiempo con la recarga al acuífero, dada la gran profundidad de la zona saturada respecto de la superficie del terreno y e) escasa escorrentía superficial y relativamente sencilla de deducir. Se busca la recarga difusa.

La evaluación de la recarga se deduce en el MHSup, desplazándola al primer término de la ecuación general al establecer el balance hídrico de la infiltración:

$$I = PT - ETR - ES - VR - EA$$

I = recarga (infiltración)
PT = precipitación total
ETR = evapotranspiración real
ES = escorrentía superficial
VR = incremento del volumen de reserva de agua en el suelo edáfico
EA = escorrentías almacenadas en presas y balsas.

Este planteamiento es una de las diferencias existentes entre los modelos hidrológicos continentales y el que concierne a esta isla: aquellos son modelos de lluvia-escorrentía mientras que el MHSup cabría calificarlo de modelo lluvia-infiltración. La escorrentía superficial se complementa con la subterránea. Entre ambas conforman la escorrentía total que aparece al final del recorrido. El esquema MHSup de Tenerife es similar al del modelo SIMPA (Figura 3.5.22), aunque se desarrolló independientemente. A grandes rasgos, el esquema de la primera fase del procedimiento, es decir hasta el almacenamiento en el suelo, es similar en ambos modelos; sólo se diferencian en la consideración en el esquema del MHSup de la lluvia horizontal. El tratamiento de las variables climáticas, su distribución en el tiempo y en el espacio –celdas– con el apoyo de estaciones virtuales o la evaluación de la evapotranspiración potencial se realizan de forma muy semejante en ambos modelos. En la segunda fase se separan los planteamientos, debido a dos circunstancias observadas en el ciclo hidrológico insular:

- inexistencia de aportaciones desde el acuífero general a los cauces.
- transferencia de agua desde los cauces al acuífero.

El agua transferida, junto con la que logra superar la capa de suelo edáfico, conforman la recarga total. Las descargas al mar, tanto la superficial desde los cauces como la subterránea desde el acuífero general, completan el recorrido del agua en la isla

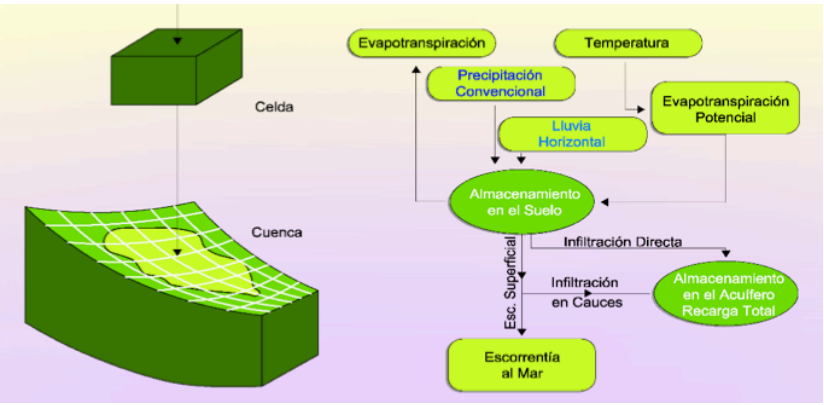


Figura 3.5.22 Esquema MHSup de Tenerife (J.J. Braojos, comunicación personal, 2019)

El modelo opera a nivel diario, aunque los datos y salidas se refieren al mes. La isla se discretiza en celdas regulares de 200 m x 200 m, numeradas consecutivamente y relacionadas entre sí en función del camino que sigue el flujo de las aguas superficiales desde la cabecera de las cuencas hasta el mar, de modo que, dentro de cada cuenca, quedan estructuradas y jerarquizadas sus vías de drenaje. En cada celda se almacena la información mensual correspondiente a las variables del clima, así como los valores de los parámetros específicos del suelo e hidráulicos.

Para simplificar la presentación, en lo que sigue no se indica la numeración de la celda ni el mes del balance, indicando con el subíndice -1 el mes precedente de la variable correspondiente.

Los parámetros y variables considerados son:

PØ = Umbral de escorrentía característico del suelo y su cobertura (mm).
IØ = Umbral de infiltración en cauces ($dam^3/km/día$), observados
PANo = Módulo óptimo de lluvia horizontal diaria desde vegetación, observado
PHRo = Módulo óptimo de lluvia horizontal diaria sobre roca, observado
Ke = Factor de afección al territorio de las nubes de estancamiento, por calibración
S = Superficie de suelo ocupada por cada celda = 0.04 km^2 (<0.04 km^2 en costa)
KE = Constante de evaporación (-), según distribución y superficie de la vegetación.
KR = Constante de absorción de agua de reserva (-), similarmente a KE
RX = Reserva máxima de agua del suelo (mm), según catografía, para 182 zonas
PERp = Permeabilidad primaria de la roca o suelo de cobertera.
PERs = Permeabilidad secundaria de la roca o suelo de cobertera, según raices
N, SE, SO = Orientación, en función de los vientos dominantes.
Z = Cota de la celda.
Zc = Cota de la celda de cresta respecto a la que se analiza
Pte = Pendiente del terreno.
B = Caracterización de celda que se localiza en el inicio de un bosque.
DV = Densidad de la vegetación que cubre el suelo del recinto analizado.
DVA = Densidad de vegetación de la especie más alta, según cartografía
DVB = Densidad de vegetación de la especie más baja, según cartografía
HVA = Altura de la especie vegetal más alta, según cartografía
HVB = Altura de la especie vegetal más baja, según cartografía
PRV = Profundidad radical de las distintas especies vegetales.
PAV =: Profundidad de aprovechamiento del agua en el subsuelo por las raíces.
Kc = Coeficiente de cultivo o de vegetación.
CDn = Capacidad máxima de derivación en la celda n (m^3/s), mediante tomaderos
Can = Capacidad de almacenamiento máxima en la celda n (L), con balsa o presa
PCm,n = Precipitación mensual del mes m en la celda n (L/m^2).
NDPCm,n = Número de días de lluvia en el mes m sobre la celda n
NDPC>5mm m,n =Número de días de lluvia con más de 5 mm
TMm,n = Temperatura media del mes m en la celda n
TXm = Temperatura máxima del mes m
TNm = Temperatura mínima del mes m
HRXm = Humedad relativa máxima del mes m
HRNm = Humedad relativa mínima del mes m
NDHRmax>96mm m,n = Número de días en los que la humedad relativa > 96%
Vvm,n = Velocidad media del viento en el mes m sobre la celda n
Vv(HR>96%)m,n = Velocidad media del viento en los días húmedos
R = Radiación solar, según las redes meteorológicas.

Se trata de un modelo convencional en el que la lluvia horizontal participa en el balance. Se deduce empíricamente a través de un submodelo de simulación, que considera la humedad relativa del aire (nº de días en que HR > 96%), velocidad del viento y las características del manto de nubes (procedencia: régimen de alisios o de inestabilidad atmosférica, posicionamiento en altura, espesor y distribución del contenido de niebla en su interior y su dinámica: nubes de desbordamiento o nubes de estancamiento) y los parámetros territoriales (localización, vertiente y altitud y cota de cresta de la zona afectada).

Con este modelo se puede aproximar la definición cuantitativa y territorial del potencial climático de Tenerife para captar agua de niebla, teniendo en cuenta los elementos biológicos (vegetación) o naturales (roca) de captación y el tipo, envergadura y densidad de la vegetación, para evaluar la cuantía y distribución territorial de la precipitación de agua de niebla en la isla y, mediante modelización con el MHSup, evaluar la recarga al multiacuífero insular

La precipitación que no se evapotranspira y que no es retenida en el suelo, se considera precipitación eficaz P_e, la cual se divide en ES = escorrentía superficial ES y R = recarga saliente del suelo R, de manera que P_e = ES + R. La variable ES apenas está afectada por la evaporación.

En primer lugar, se calcula o evalúa la escorrentía superficial ES en las diferentes cuencas y celdas. Se desagrega la precipitación del mes en aguaceros diarios P(X) = f(P, NP), en la que X hace referencia al día del aguacero.

Después se realiza el cálculo de:
1) Umbral de escorrentía y de infiltración de cada aguacero: $P_o(X) = f(P_o, X)$; $I_o(X) = f(I_o, X)$

2) Flujo de entrada de cada aguacero diario a la celda: FE(X) = FS(X-1), que es el flujo de salida del mes anterior

3) Escorrentía propia generada en la celda por cada aguacero diario: EP(X) = f(P(X), P_o (X))
4) Escorrentía circulante por la celda generada por cada aguacero diario: EC(X) = FE(X) + EP(X)

5) Infiltración en el cauce de la escorrentía generada por cada aguacero diario: IC(X) = f(I_o(X), EC(X))

6) Flujo de salida desde la celda generado para cada aguacero diario: FS(X) = EC(X) – IC(X)

A continuación, para cada celda se procede a agregar a nivel mensual los valores diarios previamente obtenidos del flujo de entrada, de manera que para la celda n-ésima y el mes m-ésimo se obtiene: $\mathrm{FET_n} = \sum_m \mathrm{FE_{n.m}}$, de la escorrentía propia $\mathrm{EPT_n} = \sum_m \mathrm{EP_{n.m}}$ y de la de salida $\mathrm{FST_n} = \sum_m \mathrm{FS_{n.m}}$

Según sea la posición de la celda dentro del esquema ramificado de la cuenca:
a) celdas de cabecera FET = 0
b) celdas internas, donde puede ocurrir que
1) no descargue sobre ellas ningún ramal o subramal: $FET = FST_{-1}$
2) que descargue sobre ellas uno o más ramales:

$$FET = FST_{-1} + \sum DR \cdot FS(X) = EC(X) - IC(X) \cdot ST = \sum FS(X)$$

Si en la celda existen infraestructuras de almacenamiento, los procesos precedentes se complementan con la inclusión en los cálculos de la capacidad de almacenamiento máximo Camax; puede suceder que el embalse ("presa") o balsa intercepten sólo las escorrentías de su propio cauce o que además reciban las escorrentías derivadas desde otros cauces.

Cuando la escorrentía es interceptada por una infraestructura de derivación, intervienen dos nuevos parámetros: capacidad máxima de derivación CD_{max} y capacidad máxima de almacenamiento CA_{max} de la balsa de destino. Además, para el cálculo de las aguas derivadas es necesario disponer de los hidrogramas de cada uno de los aguaceros considerados. Por otro lado, la casuística espacial de ubicación de una y otra infraestructura es distinta y cada una conlleva un tratamiento distinto:

- Tomadero y balsa coinciden en la misma celda
- Tomadero y balsa se ubican en la misma cuenca, pero en distintas celdas
- Tomadero y balsa se ubican en cuencas distintas
- Varios tomaderos en distintas celdas derivan hacia el mismo almacenamiento

Existen celdas sumidero en las que el agua de escorrentía, la escorrentía propia EP y la escorrentía entrante FE no tienen salida por gravedad hacia ninguna celda vecina, por coincidir con puntos bajos de la topografía. En éstas se opera de modo que EC = IC para que FS = EC – IC = 0

En las celdas finales, el flujo de salida FST es la descarga de la escorrentía al mar.

Una vez calculada la escorrentía, el modelo inicia el cálculo de la precipitación eficaz PE a partir del balance de agua en el suelo. Previamente se ha calculado la evapotranspiración potencial ETPC por celda y en el mes. La evapotranspiración que se produce es la suma de la transpiración y la evaporación ajustada a los días de lluvia del mes en cuestión.

$ETP = EV + TR$
$EV = f(K_E, ETPC, NP)$
$TR = f(K_E, K_T, ETPC)$

En las primeras versiones del modelo, la ETPC se estimaba mediante la fórmula de Thornthwaite. La aparición a partir del año 1998 de nuevas redes de control meteorológico, dotadas de estaciones totales, ha posibilitado el uso de la fórmula de Penman-Monteith, al menos para los modelos climáticos que tengan su inicio en dicha fecha.

Al establecer el balance del agua en el suelo en cada celda y mes, intervienen las siguientes variables y parámetros:

- P = Precipitación que ha ocurrido
- PAN = Precipitación de agua de niebla del mes
- EP = Escorrentía propia generada
- EC = Escorrentía circulante durante el mes m en la celda n
- ETP_{BAS} = Evapotranspiración potencial ajustada al número de días de lluvia
- Re_{max} = Reserva máxima del suelo
- Ri = Reserva de agua al inicio del mes
- Rf = Reserva de agua al final del mes

El proceso de cálculo se inicia el mes de octubre del primer año, suponiendo que la reserva inicial de agua en el suelo es nula en toda la isla: Rei = 0.

Para celdas normales, el modelo opera mes a mes, con tres alternativas según el aumento de la reserva de agua en el suelo Pe:

1. P– EP = ETP → Pe = 0
2. P– EP > ETP → Pe = P– EP – ETP– R
3. P– EP < ETP → Pe = 0

Se aplica la misma aproximación del modelo Témez.

En las celdas sumidero, el proceso es más complejo e intervienen nuevas variables y parámetros:

- FE = Flujo de entrada
- NEV = Número de días efectivos de evaporación; f(NP, EC, Po)
- NPT = Número de días del mes.
- ΔS = Excedente de agua en la celda no consumido ni por ETR ni por R el mes anterior

Una vez que se dispone en cada celda y mes de la precipitación eficaz (Pe) y de los flujos totales de entrada FET y salida FST que se producen en ella, el cálculo de la infiltración es:

$$R = Pe - EP + IC = Pe + FE - FS$$

3.5.9 Otros modelos

Son muchos los modelos de cálculo de la recarga que se han desarrollado, en general dentro de tesis doctorales o la aplicación a determinados estudios, en función de los datos disponibles o generables y de la búsqueda de simplificaciones funcionales. En general, son similares a los descritos anteriormente o abordan la resolución del flujo por el medio no saturado, directamente o con el apoyo de otros modelos como el HYDRUS o el CODE_BRIGHT (Sección 2.3.5 del Capítulo 2) o el MUST (de Laat, 1988; Lumadjeng, 1989).

En los estudios realizados en el área de El Abalario, en Doñana (Huelva), se aborda la resolución numérica de la ecuación de Richards, separando los periodos con lluvia de los sin lluvia y trabajando con la humedad del terreno, medida periódicamente mediante muestreo (De Haro et al., 2000; López y Giráldez, 1999). Para determinar la infiltración de la precipitación se emplea la fórmula de Philip:

Intensidad $i = A + S/(2\sqrt{t})$

Valor acumulado hasta el tiempo t = $I = A \cdot t + S \cdot \sqrt{t}$.

Esto lleva a una capacidad de infiltración i* = A{1 + (-1 + B) $_{-1}$}, con B = {1+ [4AI/(S_2)]}

Entonces i = min (i*, p-ep) si p – ep > 0

p = la intensidad de precipitación y

e_p = tasa de evapotranspiración potencial.

La evapotranspiración acumulada (exfiltración) es $E = S/\sqrt{t}$

con tasa de evaporación $e = S/(2\sqrt{t})$ y valor potencial $e^* = S^2/(2E)$

Entonces e = min (e*, e_p – p) si e_p – p > 0

siendo ep = $k^2 u_2 \Phi(e_{ar} - e_{a0})/(p \cdot \ln(z_r - z_0))$

k =constante de von Karman,

u_2 = velocidad del viento a 2 m de altura sobre el suelo,

e_{ar} = presión de vapor real en la atmósfera,

e_{a0} = presión de vapor en la atmósfera a saturación 0,

ρ = resistencia,

Φ = factor de estabilidad y

z = altura.

Cuando cesa la precipitación, se miden los perfiles de humedad, como escalones. Para el escalón j-ésimo es:

$$\partial\theta j/\partial t = -\Delta qj/(zj - zj\text{-}1) \text{ y } \partial zj/\partial t = -(qj - \Delta qj)/(\theta j\text{-}1 - \theta j)$$

q = descarga volumétrica del escalón j

θ = humedad del terreno

Para determinar las características del suelo de utiliza la fórmula de Brooks-Corey (Sección 2.3.5 del Capítulo 2)

3.6 Modelos suelo-planta-atmósfera

3.6.1 Introducción

Los modelos anteriormente considerados están orientados a la evaluación de la recarga. Para ello consideran de una u otra forma los procesos que tienen lugar en el suelo edáfico o en la parte superior del terreno. Otros modelos tienen una orientación agronómica y su objetivo es conocer el estado de las plantas y en su caso las necesidades de riego con una cierta periodicidad u ocasional. Otros modelos tienen objetivos más relacionados con la fisiología vegetal y o no consideran la recarga o esta es un resultado colateral.

3.6.2 Modelo WAVES

El modelo WAVES (Zhang y Dawes, 1998) está diseñado para simular el sistema suelo–vegetación–atmósfera, basándose en procesos. No es un modelo orientado a los recursos de agua ni a la recarga. Predice las interacciones dinámicas de ese sistema y los flujos de energía, agua, carbono y solutos. Para ello considera una o dos capas entre el dosel de vegetación y la capa del suelo. Se simula el control fisiológico sobre la transpiración, utilizando la resistencia del dosel, que se calcula como una función de la tasa neta de asimilación y el déficit de presión de vapor y la concentración de CO_2 en la superficie del dosel. El flujo del agua en el suelo se trata mediante la ecuación de Richards. Una particularidad del modelo es el acoplamiento del sistema suelo–vegetación–agua a través del valor del déficit de saturación de presión de vapor en el aire del dosel.

En el modelo se consideran los siguientes procesos principales (Figura 3.6.1):

1) balance de radiación en las capas entre el dosel y el suelo para estimar los flujos de calor sensible y latente
2) interceptación de la precipitación por el dosel
3) turbulencia atmosférica para determinar las resistencias al flujo del aire y capa límite para la transferencia de momento, calor y masa
4) fisiología del dosel para determinar el control de la transpiración
5) generación de escorrentía superficial, que depende de la precipitación, evaporación e infiltración
6) transporte de calor y agua en el suelo, recarga subterránea y humedad disponible
7) transporte de solutos conservativos en la vertical del suelo y consideración del efecto de la salinidad en las plantas.

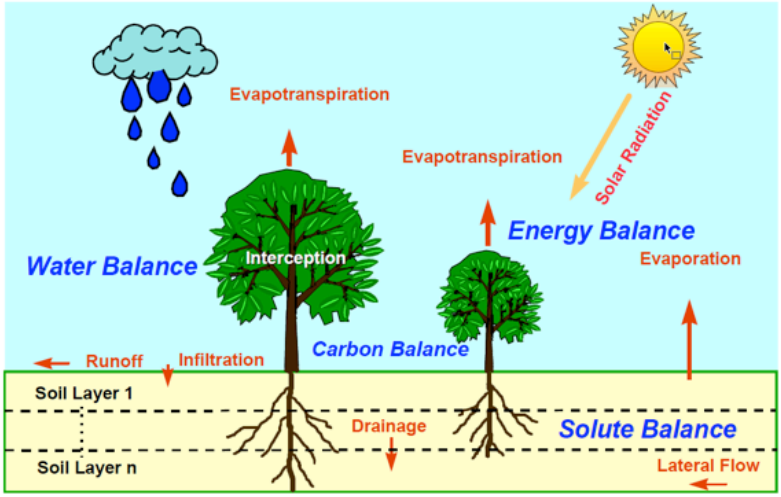


Figura 3.6.1 Diagrama conceptual que muestra los principales procesos que se modelan en el modelo WAVES

WAVES es un modelo modular que trata cada uno de los procesos por separado: 1) balance de energía, 2) balance de carbono y crecimiento de la planta, 3) balance de agua en el suelo y 4) balance de soluto.

Los procesos de transporte de solutos no se consideran en los comentarios que siguen, ya que quedan fuera de los objetivos de este Informe.

La interceptación de la lluvia por el dosel y el mantillo se considera una función lineal del índice de área foliar (LAI, leaf area index), según Running y Coughlan (1988). La interceptación máxima vale INTmax = Kr · LAI. El agua interceptada debe evaporarse antes de que se produzca evapotranspiración por la planta.

Para establecer las condiciones de contorno atmosféricas, se requiere disponer de las temperaturas máxima y mínima diarias del aire, la presión de vapor, la lluvia y la radiación solar, medidas o calculadas, y para terrenos regados el agua aplicada y su distribución temporal.

El crecimiento de las plantas es un proceso complejo, que depende de diversos factores: luz, agua y nutrientes, que se aplican en modelos de base física (Farquhar et al., 1980; Collatz et al., 1991) o estadísticos (Hunt, 1982), fiables cuando se utilizan dentro del rango experimentado, pero no si se extrapolan.

El modelo WAVES necesita diversos parámetros para describir los procesos físicos que tienen lugar en el sistema suelo–vegetación–atmósfera. Estos parámetros físicos son propiedades bien definidas y medibles: albedo, saturación de agua, conductividad hidráulica, intensidad de luz que satura, etc. Los parámetros de procesos o constantes son los que corresponden a procesos que no están bien definidos y no son directamente medibles: longitud capilar, coeficiente de mortalidad radical, coeficiente de relajación, etc. Se pueden obtener por estimación directa, estimación experta y calibración del modelo.

El modelo WAVES requiere 5 variables meteorológicas de entrada, 7 parámetros del suelo y 22 parámetros de vegetación.

Los componentes del balance de flujo de agua se muestran en la Figura 3.6.2.

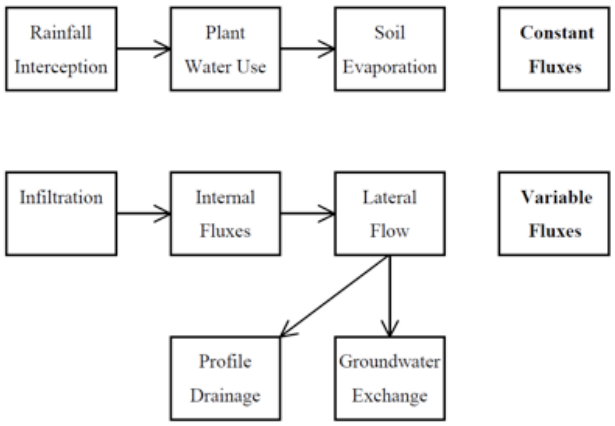


Figura 3.6.2 Componentes del flujo del balance de agua del modelo WAVES. Los flujos constantes se calculan una vez al inicio de cada intervalo de tiempo y se mantienen durante el mismo. Los flujos variables se actualizan en cada iteración del proceso de resolución del movimiento del agua, hasta que son coherentes con los contenidos de agua calculados.

En el modelo WAVES se supone que:

1) el suelo es rígido (ni se contrae ni se hincha)
2) el suelo es isotermo, está en equilibrio térmico con la atmósfera y la temperatura no afecta a las propiedades del suelo
3) el suelo no presenta histéresis entre contenido de agua y potencial hídrico y entre contenido de agua y conductividad hidráulica
4) todo el flujo del agua es por la matriz del suelo (no se consideran macroporos, tubulaciones, caminos preferentes y cortocircuitos)
5) no se considera el flujo del aire en el suelo
6) los solutos son conservativos en el agua
7) las propiedades del suelo no cambian con el tiempo o clima (el suelo no se colmata ni se compacta ni se alcaliniza)
8) la intensidad de la precipitación, evaporación y transpiración son constantes durante cada evento

El modelo WAVES utiliza un intervalo de tiempo diario, pero para eventos más cortos, el día se puede dividir en una parte con lluvia y otra sin ella. Es un modelo que resuelve la ecuación de Richards unidimensional 1–D vertical por discretización, sumando o restando los términos fuente y sumidero, que se consideran constantes en cada intervalo de tiempo. El suelo puede estar estratificado. En el propio modelo diferencias finitas se explicitan las condiciones para la convergencia numérica y estabilidad de la resolución de la ecuación de Richards.

En el techo y en la base del suelo, las condiciones de contorno pueden ser de flujo constante o de potencial hídrico constante.

En superficie del suelo se considera 1) condición de flujo constante para infiltración sin encharcamiento o evaporación limitada por la energía disponible y 2) condición de potencial constante con infiltración con encharcamiento o evaporación limitada por el agua del suelo. Cuando hay encharcamiento superficial, se puede considerar: a) toda el agua encharcada se convierte en escorrentía, b) se produce encharcamiento cuando el área se inunda o c) se fija una lámina de encharcamiento.

En la base del suelo sólo se considera flujo constante, en diversas situaciones: a) el suelo se drena a una tasa que depende de la conductividad hidráulica k y de un valor β que varía entre 0 y 1; para β = 0 no hay drenaje del suelo y se forma un nivel freático; para β = 1 el drenaje es gravitacional y se supone gradiente 1, lo que da un flujo específico igual a kv (conductividad hidráulica vertical a saturación). Para β entre 0 y 1 se tiene una condición restringida en la que el gradiente es menor que kv, lo que se supone que es debido a una mayor permeabilidad en la base del suelo, similar a la condición de acuífero colgado. Otra condición de contorno en la base del suelo es la de interacción con el agua subterránea (medio saturado), en la que se da la profundidad del nivel freático, que puede variar a lo largo del tiempo.

Una vez realizado el balance de agua, se realiza el balance de soluto y el balance de carbono, que incluye la respiración de la planta, tanto para vegetación perenne como anual, y considera el crecimiento de las raíces.

3.6.3 Modelo SiSPAT

El modelo SiSPAT (Brand et al., 1995) es un modelo unidimensional suelo–planta–atmósfera, a nivel horario, que se enfoca a los procesos de detalle en el suelo y en la agricultura. Parte de los datos de radiación incidente de onda corta, temperatura del aire, velocidad del viento y precipitación. Se consideran y resuelven los procesos acoplados de calor y transferencia de masa en el suelo, incluyendo la transferencia entre las fases líquida y vapor, en una capa de vegetación con balance de energía separados para suelo desnudo y para la parte vegetada, un esquema de resistencias para la toma de agua por las raíces y la interceptación de lluvia o riego, infiltración y escorrentía. No se cuantifica la recarga.

El modelo se plantea a escala local. Requiere conocer T (temperatura) y τ (succión) como variables dependientes y conocidas a lo largo del perfil del suelo. τ es continuo en la interfaz entre niveles (horizontes), pero no el contenido volumétrico de humedad θ. Para flujo unidimensional, con coordenada vertical z positiva hacia abajo, se parte de las ecuaciones:

a) para el potencial matricial:

$$-C_h \frac{\partial \tau}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(-D_{mh}\frac{\partial \tau}{\partial z} + D_{mT}\frac{\partial T}{\partial z} - k\right) - \frac{S}{\rho_w}$$

b) para la temperatura:

$$c_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{ch}\frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT}\frac{\partial T}{\partial z}\right)$$

k = conductividad hidráulica del suelo
S = toma de agua por las raíces de las plantas
ρ_w = densidad del agua
$C_h = (\partial\theta / \partial h)r$ = capacidad volumétrica de agua a temperatura T constante
c_T = capacidad calorífica volumétrica
D_{mh} = conductividad de humedad isoterma = $k + D_{vh}/\rho w$
D_{mT} = difusividad térmica del vapor = D_{vT}/ρ_w
D_{ch} = conductividad térmica del vapor, isoterma = $\lambda_c + \lambda D_{vT}$
D_{vh} = difusividad isoterma del vapor debida a gradientes hidráulicos
D_{vT} = difusividad del vapor de agua debida a gradientes de temperatura
λ = calor latente de evaporación
λc = conductividad térmica

La Figura 3.6.3 muestra los procesos en el compartimento atmosférico. Se considera la resistencia de los estomas de las plantas a la difusión del vapor y la toma de las raíces, dividiendo el suelo en capas, que incluyen los horizontes 1 y 2.

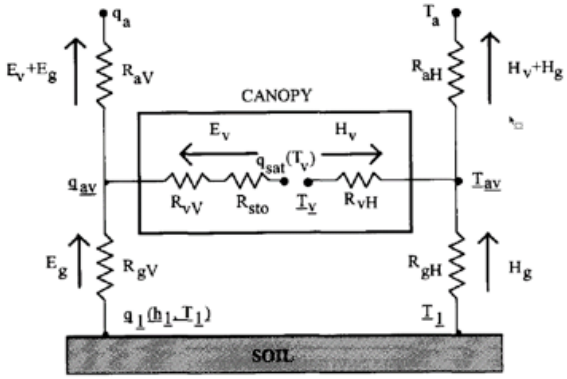


Figura 3.6.3 Procesos de flujo en el compartimento atmosférico, indicando los extremos y las resistencias

El esquema de cálculo se muestra en la Figura 3.6.4. No se considera la salida inferior de agua, que produce recarga, que es sólo una condición de contorno.

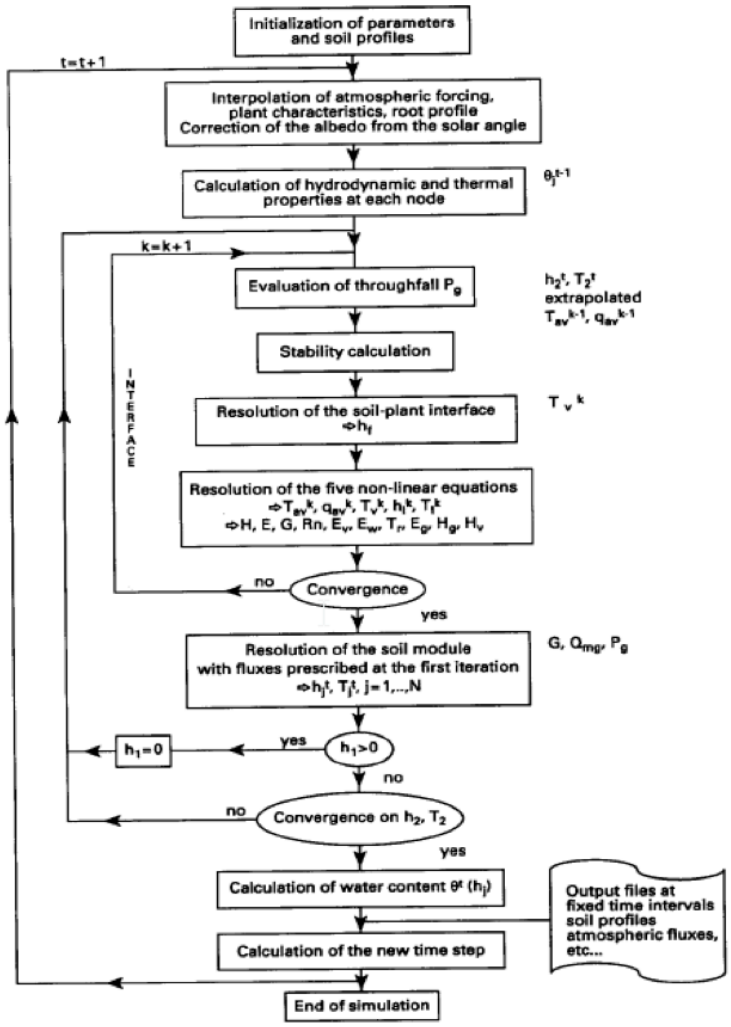


Figura 3.6.4 Organigrama del código numérico SiSPAT. En el lado derecho se relacionan las variables que se requieren o que se supone que se conocen a la entrada del encaminador correspondiente en el lado izquierdo

3 Agradecimientos

También se agradecen los detallados comentarios, aportaciones, sugerencias y correcciones de A. Sahuquillo (Universidad Politécnica de Valencia), J.V. Giráldez (Universidad de Córboba) y J. Jódar como revisor general, así como los comentarios de J.J. Braojos (especialista jubilado del Consejo Insular de Aguas de Tenerife).

A pesar del esfuerzo de revisión y aportaciones, pueden quedar algunos errores, malinterpretaciones e inexactitudes, de los que el autor es el único responsable, junto con las opiniones y consideraciones de carácter personal.

3 Referencias

Aldaya, M.M., Custodio, E., García, J., Fernández, M.F., Llamas, M.R. (eds.). 2018. Análisis académico del Plan hidrológico de la demarcación hidrográfica del Segura 2015-2021 a la luz de la ciencia de los recursos de agua. RAC/FB/ CHS, Fundación Botín, Madrid: 1- 83.

Alley, W.M. 1984. On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting and aquifer recharge in monthly water balance models. Water Resources Research. 20(8): 1137–1149.

Alley, W.M. 1985. Water balance models in one month ahead stream flow forecasting. Water Resour. Res. 21(4): 594–606..

Arnold, J. G., Allen, P. M., Bernhardt, G. 1993. A comprehensive surface-groundwater flow model. J. Hydrol. 142, 47–69.

Arora, V.K., 2002a. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. J. of Hydrology 265: 164-177.

Arora, V.K. 2002b. Modeling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models. Rev. Geophys., 40(2), doi:10.1029/2001RG000103, 2002.

Avon, L., Durbin, T.J. 1994. Evaluation of the Maxey-Eakin methods for estimating recharge to ground-water basins in Nevada. AWRA Water Resour Bull., 30(1).

Brakensiek, D. L., Rawls, W. J., Stephenson, G. R. 1984. Modifying SCS hydrologic soil groups and curve numbers for rangeland soils, ASAE Paper PNR- 84-203, St. Joseph, Mich.

Brand, I.; Dantas–Antonino, A.C., Vaulin, M., Thony, L.J., Ruelle, R. 1995. A simple soil–plant–atmosphere transfer model (SiSPAT): Development and field verification. Journal of Hydrology, 166: 213–250.

Braojos, J., Farrujia, I., Fernández J. 2006. Los recursos hídricos en Tenerife frente al cambio climático. En: Agua, Biodiversidad e Ingeniería. III Congreso de Ingeniería Civil, Territorio y Medio Ambiente. Zaragoza: 16 pp.

Budyko, M. I. 1958. The heat balance of the earth's surface, U.S. Dept. of Commerce, Washington, 1958

Budyko, M. I. 1974, Climate and life, Academic, Orlando, Fla.

Budyko, M.I., Zubenok 1961. The determination of evaporation from the lands surface. Izv. Akad, Nauk SSSR, Ser. Geogr. 6: 3–17.

Calder, I. R., Rosier, P.T.W., Prasanna, K.T., Parameswarappa, S.1997. Eucalyptus water use greater than rainfall input-a possible explanation from southern India, Hydrol. Earth Syst. Sci., 1, 249–256.

Chong, S.K., Teng, T.M. 1986. Relationship between the runoff curve number and hydrologic soil properties. Journal of Hydrology, 84(1/2): 1–7.

Choudhury, B. J. 1999, Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model, J. Hydrol., 216, 99–110.

Choudhury, B. J. and DiGirolamo, N. E.: A biophysical process based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data – I. Model description and comparison with observations, J. Hydrol., 205, 164–185, 1998.

CIHS, 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Collatz, G.J., Ball, J.T., Grivet, C., Berry, J.A., 1991. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: A model that includes a laminar boundary layer. Agric. For. Meteorol., 54, 107-136.

Coutagne, 1935. Le déficit d'écoulement et l'évaporation réelle. Mesure et interprétation dans les conditions naturelles, La Météorologie, 4, 379–401.

Custodio, E.; Llamas, M.R. (Eds.) 1976/1983. Hidrología subterránea. Ediciones Omega. Barcelona, 2 Vols. 1–2350.

Custodio, E., Manzano, M., Montes, C. 1999. Las Aguas subterráneas en Doñana: aspectos ecológicos y sociales. Agencia Andaluza del Agua. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Sevilla: 1–243. ISBN: 978–84–92807–19–2

De Haro, J.M., Giráldez, J.V., Ordóñez, R., Custodio, E., Iglesias, M., Manzano, M., López, J.J. 2000. Variación temporal de la recarga al acuífero freático del Parque Natural de Doñana, Huelva. Boletín Geológico y Minero, 111(1): 77–88.

de Laat, P.J.M. 1988. MUST, a simulation model for unsaturated flow. Intern. Inst. For Hydraulics & Environmental Eng., Report 16. Delft.

Donohue, R. J., Roderick, M.L., McVicar T.R. 2007. On the importance of including vegetation dynamics in Budyko's hydrological model, Hydrol. Earth System Science, 11, 983– 995.

Donovan, D.J., Katzer, T., Brothers, K. 2009. Review of ground-water recharge estimates in Nevada with an analysis of geologic control on the recharge process. Southern Nevada Water Authority, Las Vegas, NV

Dripps, W.R., Bradbury, K.R. 2007. A simple daily soil-water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas. Hydrogeol. J.; 15: 433-444.

Dripps, W.R., Bradbury, K.R. 2010. The spatial and temporal variability of groundwater recharge in a forested basin in northern Wisconsin. Hydrol. Process.; 24: 383-392.

Eagleson, P.S. 1986. The emergence of global scale hydrology. Water Resources Res. 22: 6S–14S.

Eakin, T.E., Maxey, G.B., Robinson, T.W., Fredericks, J.C., Loeltz, O.J. 1951. Contributions to the hydrology of eastern Nevada. Water Resources Bulletin 12, State of Nevada Office of the State Engineer-US Geological Survey, Reston, VA

Estrela, T. 1992a. Metodologías y recomendaciones para la evaluación de recursos hídricos. Centro de Estudios Hidrográficos, Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, CEDEX. Madrid: 1-52.

Estrela, T. 1992b. Modelos matemáticos para la evaluación de recursos hídricos. Centro de estudios hidrográficos del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. CEDEX. Madrid.

Evans, J.P. 2003. Improving the characteristics of streamflow modeled by regional climate models. Journal of Hydrology 284 (1-4), 211–227.

Farquhar, F.D., von Caemmerer, S., Berry, J.A. 1980. A biochemical model of photosynthetic CO2 assimilation in leaves of C3 species. Planta, 149, 78-90.

Ferrer, M., Rodríguez, J., Estrela, T. 1995. Generación automática del número de curva con sistemas de información geográfica. Ingeniería del agua, 2(4)

Ferrer i Juliá, M, 2002. Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro número de curva del modelo hidrológico del SCS: datos de perfiles de suelos y teledetección. Tesis doctoral. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Salamanca.

Filippi, C., Milville, F., Thiery, D. 1990. Evaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat Soudano-Sahélien par modélisation hydrologique globales : application a dix sites au Burkina Faso. Hydrological Sciences Journal, 35(1) 2: 29-48.

Forte Lay, J.A., Villagra, M.M. 1986. El balance hidrológico de Thornthwaite y Matter (1955) aplicado bajo diferentes unidades de tiempo. Verificación con valores observados y comparación de resultados. Actas del XI Congreso Nacional del Agua (Córdoba, Argentina). Tomo I (Aguas Superficiales); pp. 89-119.

Fortin, J. P., Royer, A. 2004. Le modèle hydrologique HYDROTEL : bases théoriques. Manuel d'utilisation. Rapport INRS-ETE. Sainte-Foy: 1-104.

Gerrits, A.M.J., Savenije, H.H.G., Veling, E.J.M., Pfister, L. 2009.Analytical derivation of the Budyko curve based on rainfall characteristics and a simple evaporation model. Water Resources Research, 45, W04403, doi:10.1029/2008WR007308.

González-Zeas, D., Sordo, A., Garrote, L., Iglesias, A. 2011. Evaluación de la escorrentía anual obtenida a partir de fórmulas climatológicas y modelos regionales de clima. http://oa.upm.es/13554/1/INVE_MEM_2011_114083.pdf

Hawkins, R.H. 1978. Runoff curve numbers with varying site moisture. J. Irrig. and Drain. Div., ASCE, 104(4): 389–398.

Hewlett, J.D., Hibbert, A.R. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In Sopper, W.E. Lull, H.W. (eds.). Forest Hydrology. Proc. Intern. Symp. Forest Hydrol., Penn. State Univ., University Park, Pennsylvania: 275–290.

Hjelmfelt, A.T. 1980. Curve number procedure as an infiltration method. Journal of the Hydrology Division, American Society Civil Engineers, HY6: 1107–1111.

Holmes, R.M. 1961. Estimation of soil moisture content using evaporation data. Proc. Hydrology Symposium nº 2 as evaporation 18496. Queens Printer, Ottawa.

Hunt, R., 1982. Plant Growth Curves: The Functional Approach to Plant Growth Analysis. University Park Press, Baltimore: 1-248.

Keese, K.E., Scanlon, B.R., Reedy, R.C. 2005. Assessing controls on diffuse groundwater recharge using unsaturated flow modeling. Water Resour. Res., 41. doi: 10.1029/2004WR003841.

Kirchner, J.W. 2018. Quantifying new water fractions and transit time distributions using ensemble hydrograph separation: theory and benchmark tests. Hydrol. Earth Syst- Sci. Disc. https://doi.org/10.5194/hess-2018-429

Lal, M. K., Mishra, S.K., Pandey, A., Pandey, R.P., Meena, P.K., Chaudhary, A., Kumar Jha, R., Kumar Shreevastava, A., Kumar, Y. 2017. Evaluation of the Soil Conservation Service curve number methodology using data from agricultural plots. Hydrogeol. J., 25:151–167.

Lobo Ferreira, J.P., Delgado Rodrigues, J. 1988. BALSEQ: a model for the estimation of water balances, including aquifer recharge, requiring scarce hydrologic data. In: I. Simmers (ed.), Estimation of Natural Groundwater Recharge. Reidel: 313-320.

López, J.J., Giráldez, J.V. 1999. Estimación de la recarga mediante un método de balance de agua en el suelo desnudo del Parque Natural del entorno de Doñana. Ingeniería del Agua. 6(1): 37–48.

Lumadjeng, H.S. 1989. A study on the effect of changes of groundwater levels on soil moisture condition and evapotranspiration. In: FRIENDS in Hydrology. IAHS Publication 187: 265-279.

Marabolí Fuenzalida, F.E. 2000. Evaluación de tres modelos precipitación-escorrentía (Budyko, Turc-Pike y Pizarro), en la cuenca del río Achibueno, VII Región, Chile. Mem. Ingeniero Forestal, Universidad de Talca, Chile: 1-118.

MASE. 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para UPC and AQUALOGY–CETAQUA. Barcelona. UPC e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272

McCuen, R.H. 1982. A guide to hydrologic analysis using SCS methods, Prentice–Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey 07632.

Michael, C., Andreassian, V., Perrin, C. 2005. Soil Conservation Service Curve Number method: how to mend a wrong soil moisture accounting procedure. Water Resources Research, 41 W 02011.

Milly, P.C.D. 1993. An analytic solution of the stochastic storage problem applicable to soil water, Water Resour. Res., 29(11): 3755–3758.

Milly, P.C.D. 1994. Climate, soil-water storage, and the average annual water balance: Water Resour. Res.; 30: 2143-2156.

Mishra, S.K., Singh, V.P. 2002. SCS-CN-based hydrologic simulation package, chapt. 13. In: V.P. Singh y D.K. Frevert (eds) Mathematical models in small watershed hydrology and applications. Water Resources, Littleton, CO: 391–464.

Mishra, S.K., Singh, V.P. 2003. Soil Conservation Service curve number (SCS-CN) methodology. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands.

Mishra. S.K., Singh, V.P. 2004. Long-term hydrological simulation based on the Soil Conservation Service curve number. Hydrol. Processes 18: 1291–1313.

Mishra, S.K., Jain, M.K., Singh, V.P. 2004. Evaluation of SCS-CN-based model incorporating antecedent moisture. Water Resour. Manag. 18(6):567–589.

Mishra, S.K., Sahu, R.K., Eldho, T.I., Jain, M.K. 2006a. A generalized relation between initial abstraction and potential maximum retention in SCSCN-based model. J River Basin Manag. 4(4):245–253.

Mishra, S.K., Sahu, R.K., Eldho, T.I., Jain, M.K. 2006b. An improved Ia–S relation incorporating antecedent moisture in SCS-CN methodology. Water Resour. Manag. 20(5):643–660.

Mockus, V. 1949. Estimation of total (and peak rates of) surface runoff for individual storms. US Department of Agriculture.

Moore, R.J. 1987. In: V.K. Collinge y C. Kirkby., Weather Radar and Flood Forecasting. Wiley. Chichester. Chap. 17.

Moussa, R., Colin, F., Dagès, C., Fabre, J. C., Lagacherie, P., Louchart, X., Rabotin, M; Vtz, M. 2010. Distributed hydrological modelling of farmed catchments (MHYDAS): assessing the impact of man-made structures on hydrological processes. LANDMOD, 3: 1–14.

NRCS. 2001. National engineering handbook, Sect. 4. Hydrology. National Resources Conservation Service. http://www.wcc.nrcs.usda.gov/water/quality/common/neh630/4content.html

Nolan, B.T., Healy, R.W., Taber, P.E., Perkins, K., Hitt, K.J., Wolock, D.M. 2007. Factors influencing ground-water recharge in the eastern United States. Journal of Hydrology, 332: 187–205.

Ordens, C.M., Post, V.E.A., Werner, A.D., Hutson, J.L. 2014. Influence of model conceptualization on one-dimensional recharge quantification: Uley South, South Australia. Hydrogeology Journal, 22: 795–805.

Ol'dekop E.M. 1911. On evaporation from de surface of river basins. Trans.Met.Obs. lur-evskogo, Univ. Tartu 4, 200 in Russian.

Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andreassian, V., Anctil, F., Loumagne, C. 2005. Which potential evaporation input for a lumped rainfall-runoff model? Part 1 – Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? Journal of Hydrology 303: 275-289.

Palmer, W.C. 1965. Meteorological drought. US Department of Commerce, Research Paper 45. Washington D.C.: 1-65.

Pérez Martín, M.A. 2005. Modelo distribuido de simulación del ciclo hidrológico y de la calidad del agua, integrado en sistemas de información geográfica, para las grandes cuencas. Aplicación al análisis de presiones e impactos de la Directiva Marco del Agua. Tesis Doctoral. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente. Universidad Politécnica de Valencia: 1-387.

Perrin, C. 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie débit au travers d'une approche comparative. PhD Thesis. INP, Grenoble, France: 1-550.

Pike, J. G. 1964. The estimation of annual runoff from meteorological data in a tropical climate, J. Hydrol., 2, 116– 123.

Pizarro, R., Torres, I. 1998. Propuesta de un modelo matemático para la caracterización global del proceso precipitación-escorrentía en zonas semiáridas. I Congreso Latinoamericano IUFRO. Corporación Nacional Forestal. Valdivia, Chile.

Ponce, V.M., Hawkins, R.H. 1996. Runoff curve number: has it reached maturity?. Journal of Hydrologic Engineering, 1(1): 11–19.

Porporato, A., E. Daly, and I. Rodríguez-Iturbe 2004, Soil water balance and ecosystem response to climate change, Am. Nat., 164(5), 625– 632.

Potter, N.J., Zhang, L., Milly, P.C.D., McMahon, T.A., Jakeman, A.J. . 2005. Effects of rainfall seasonality and soil moisture capacity on mean annual water balance for Australian catchments, Water Resour. Res., 41, W06007, doi:10.1029/2004WR003697.

Roche, P.A., Théry, D. 1984. Simulation globale de bassins hydrologiques : introduction à la modélisation et description du modèle GARDENIA. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 84 SGN 337 EAU.

Rodríguez-Iturbe, I., Porporato, A. 2004. Ecohydrology of water-controlled ecosystems, Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Rushton, K.R., Ward, C. 1979. The estimation of groundwater recharge. Journal of Hydrology, 41: 345-361.

Samper J. 1997. Evaluación de la recarga a partir de modelos de flujo en acuíferos. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/ITGE. Madrid: 153–180.

Samper J. 1998, Evaluación de la recarga por la lluvia mediante balances de agua: utilización, calibración e incertidumbres, Boletín Geológico y Minero, 109(4): 31-54.

Samper, J.; Huguet, Ll.; Arés, J.; García, M.A. 1999. Manual del usuario del programa Visual Balan V.1.0. Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, S.A. (ENRESA). Publicación Técnica número 05/99: 1-134.

Samper, J., Huguet, Ll., Ares, J., García-Vera, M.A. 2005. User's guide VisualBALAN v.2.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, A Coruña: 1-150.

Sanz Pérez, E. 1997. Estimation of basin wide recharge rates using spring flow, precipitation, and temperature data. Ground Water, 35(6): 1058-1065.

Sanz, E., Menéndez-Pidal, I., Tavara, C. 2011. Calculating the average natural recharge in large areas as a factor of their lithology and precipitation. Hydrology and Hearth System Sciences, 8: 1-38. DOI: 10.5194/HESSD-8-1-2011.

Sanz.E, Menéndez Pidal, I., Tavara, C. 2013. Calculating average natural recharge in large areas as a factor of its lithology and precipitation. Tecnología y Ciencias del Agua, IV (1): 191-198.

Schreiber P. 1904. Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flübe in Mitteleuropa. Z. Meteorol., 21 (10), 441-452.

SCS. 1954. Hydrology guide for use in watershed planning. Soil Conservation Service, US Dept. of Agriculture. Washington DC.

SCS. 1972. National engineering handbook, Sect. 4: Hydrology Soil Conservation Service, US Dept. of Agriculture. Washington DC

SCS. 1975. Urban hydrology for small watersheds. TR 55, USDA Soil Conservation Service, U.S. Dept. of Agriculture.

SCS. 1986. Urban Hydrology for Small Watersheds. USDA Soil Conservation Service, U.S. Dept. of Agriculture.

Seyhan, E. 1976. Calculation of runoff from basin physiography. Utrechse Geografische Studies 2, Utrecht.

Smith, R.E. 1997. Discussion to runoff curve number: has it reached maturity? Journal of Hydrologic Engineering, 2(3): 145–147.

Sposito, G. 2017 Understanding the Budyko equation. Water, 9, 236; doi:10.3390/w9040236.

Steenhuis, T.S., Parlange, J.–Y., Aburime, S.A. 1995. Preferential flow in structured and sandy soils: consequences for modeling and monitoring. In: L. Everett, S. Cullen and L. Wilson, Eds., Handbook of Vadose Zone Characterization and Monitoring, Chapter 5. Lewis Publishers, Ann Arbor, MI.: 61–77.

Stephens, D. B., & Umstot, T. 2018. Development and evaluation of the Maxey-Eakin recharge method. Hydrogeology Journal: 1-14.

Témez, J.R. 1977. Modelo matemático de transformación precipitación–aportación. ASINEL. Madrid.

Témez, J.R. 1978. Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales. MOPU, Dirección General de Carreteras, Madrid:1-111.

Thiéry, D. 1988a. Modélisation hydrologique semi-globale du fonctionnement hydraulique d'un système karstique exploité par pompages. 4ème Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire et en Milieu Fissuré, Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, 6, 113 -120.

Thiery, D. 1988. Analysis of long-duration piezometric records from Burkina Faso used to determine aquifer recharge. I.: I. Simmers, Estimation of Natural Groundwater Recharge. Reidel-NATO: 477-489.

Thiéry, D. 2003. Logiciel GARDENIA, version 6.0. Guide d'utilisation. BRGM/RP 52832 –FR: 1-102.

Thiéry, D. 2011. Plaquette de présentation du code de calcul du BRGM, GARDENIA version 8.1, note technique. NT Eau 2011/05: 10p.

Thornthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate, Geogr. Rev. 38(1): 55–94.

Thornthwaite, C.W., Mather, J.R. 1955. The water balance. Publ. Climatol. Lab. Climatol. Dresel Inst. Technol. 8(5): 1–104.

Thornthwaite, C.W., Mather, J.R. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance (No. 551.57 T515i). Drexel Institute of Technology, Centerton, NJ (EUA). Laboratory of Climatology.

Turc, L. 1954. Le bilan d'eau des sols. Relation entre la précipitation, l'évaporation et l'écoulement. Ann. Agron. 5, 491-569.

UNESCO. 1996. Aplicación de métodos de análisis hidrológicos a partir de conjuntos de datos regionales. RED-FRIENDS.
http://www. unesco.org.uy/phi/watersp/wat6/wat6-Proyec.html.

USDA-NRCS. 2004. Estimation of direct runoff from storm rainfall: Hydraulics and hydrology – technical references, Chapter 10. NRCS National Engineering Handbook, part 630 Hydrology. U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service. www.wcc.nrcs.usda.gov/hydro/hydro-techref-neh-630.html.

Vörösmarty, C.J., Federer, C.A., Schloss, A. 1998. Potential evaporation functions compared on US watersheds: implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. J. Hydrol. 207, 147-169.

Wang, T., Istanbullouglu, T., Leuters, J., Scott, D. 2009. On the role of groundwater and soil texture in the regional water balance: An investigation of the Nebraska Sand Hills, USA. Water Resources Research, 45 WR 45 007733.

White, D. 1988. Grid–based application of runoff curve number. Journal of Water Resources Planning and Management, 114(6): 601–612.

Willemink, J. 1988. Estimating natural recharge of ground water by moisture accounting and convolution. In: I. Simmers (ed.), Estimation of Natural Groundwater Recharge. Springer, Dordrecht: 283-299.

Wilson, J.L., Guan, H. 2004. Mountain-block hydrology and mountain front recharge. In: J.F. Hogan, F.M. Phillips, B.R. Scanlon (eds.), Groundwater Recharge in a Desert Environment: the Southwestern United States. Am. Geophys. Union, Washington, DC.

Yang, D., Sun, F., Liu, Z., Cong, Z., Lei Z. 2006. Interpreting the complementary relationship in non-humid environments based on the Budyko and Penman hypotheses. Geophys. Res. Lett., 33, L18402, doi:10.1029/2006GL027657.

Yang, H., Yang, D., Lei, Z., Sun F. 2008. New analytical derivation of the mean annual water-energy balance equation, Water Resour. Res., 44, W03410, doi:10.1029/2007WR006135.

Yates, D.N. 1997. Approaches to continental scale runoff for integrated assessment models. Journal of Hydrology 201: 289-310.

Yuan, Y., Nie, J, McCutcheon, S.C., Taguas, E.V. 2014. Initial abstraction and curve numbers for semiarid watersheds in south eastern Arizona. Hydrol. Process 28: 774–783

Zaslavsky, D., Sinai, G. 1981. Surface hydrology: I—Explanation of phenomena. J. Hydr. Eng. ASCE, 107:1-16.

Zhang, L., Dawes, W. 1998. Waves: An integrated energy and water balance model CSIRO Land and Water Technical Report 3/98. Canberra, Australia: 1–223.

Zhang, L., W.R. Dawes, Walker, G.R. 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale, Water Resour. Res., 37(3): 701–708.

Zhang, L., Hickel, K., Dawes, W.R., Chiew, F.H.S., Western, A.W., Briggs, P.R. 2004. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration, Water Resour. Res., 40, W02502, doi:10.1029/2003WR002710.

Zhang Y., Wei, H., Nearing, M.A. 2011. Effects of antecedent soil moisture on runoff modeling in small semiarid watersheds of southeastern Arizona. Hydrol. Earth Syst. Sci. 15: 3171–3179

Capítulo 4.

Modelación hidrológica de la recarga difusa a los acuíferos

Preámbulo

Se presentan y comentan los principios básicos de la modelación orientada a la recarga y al balance del agua en los acuíferos. Se consideran los aspectos de calibración y su evaluación. Se distinguen los distintos tipos de modelos de acuerdo con su contenido conceptual, el paso de tiempo que utilizan y la necesidad de parámetros. Se consideran los modelos de uso más común. Se pone énfasis en los más utilizados en España.

Resumen

En este Capítulo 4 se comentan y analizan los diferentes modelos para la evaluación de los recursos de agua de las cuencas fluviales y de los acuíferos, con énfasis en la recarga natural, utilizando los métodos y modelos que se comentan y presentan en el Capítulo 3, los que están basados en los procesos que se incluyen en el Capítulo 2. Los modelos disponibles cubren un amplio espectro de posibilidades. Los más relevantes son los conceptuales de base física, aunque determinados procesos pueden ser considerados mediante parámetros sin base física bien establecida. La consideración de la realidad del territorio y de los acuíferos es complicada por su heterogeneidad. Por eso se requiere discretizar el medio en unidades menores, en las que se puedan suponer características homogéneas, Aún en esas unidades hay que efectuar simplificaciones que llevan a que los parámetros de significado físico sean en realidad parámetros agregados, que difieren de los que se pueden medir en un lugar determinado. Unos modelos discretizan el sistema atendiendo a la identificación de subcuencas y unidades hidrológicas e hidrogeológicas, mientras que otros hacen una discretización sistemática mediante una malla de elementos, con celdas frecuentemente cuadradas o rectangulares, que permite acercarse a la consideración de funciones continuas En ambos casos, los sistemas de información geográfica SIG tienen un papel básico, ya que permiten un tratamiento territorial sistematizado y el uso de mapas para los datos, los parámetros y para los resultados y su aplicación. En la modelación de procesos variables temporalmente se requiere disponer de condiciones iniciales. Una parte importante de la modelación de los recursos de agua totales y de agua subterránea es la aplicación de condiciones de contorno adecuadas y que simulen correctamente la realidad. Este es un aspecto de especial relevancia, en especial en cuanto a las relaciones rio-acuífero. Un importante problema es el asociado a la consideración simultánea de la generación de escorrentía superficial y de escorrentía subterránea, si el modelo debe ser sencillo y con pocos parámetros. Frecuentemente se simula el comportamiento del acuífero considerándolo simplemente como un sistema unicelular con descarga lineal y como mucho un sistema de unas pocas celdas. Esta simplificación puede ser excesiva al no considerar que la descarga de un acuífero se hace de distintos modos y a diferentes cuencas superficiales, pero el acoplo eficaz y práctico de modelos de balance de agua en el suelo y de modelos de flujo en sistemas acuíferos está aún en sus inicios y no exento de dificultades prácticas. La utilización de parámetros hidrológicos e hidrogeológicos agregados o sin suficiente base física, obliga a que los modelos deban ser calibrados con observaciones reales apropiadas y también validados si la longitud del periodo temporal

de datos lo permite. Esta es una fase importante de la modelación de la recarga natural a los acuíferos y de la evaluación de los recursos de agua, en parte manual y en parte automatizable, en función de la aproximación inicial lograda y del número de parámetros que deben considerarse en la práctica. Los resultados de la calibración pueden evaluarse con métodos apropiados. Una buena calibración no garantiza que los parámetros ajustados sean físicamente correctos, en especial cuando la variable de calibración son niveles piezométricos, ya que puede existir un notable grado de correlación entre la recarga, la conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento.

Un aspecto importante a considerar es el intervalo de tiempo de la simulación y la frecuencia de datos. Numerosos modelos trabajan con datos mensuales, pero en general suelen subestimar la recarga y los recursos totales de agua, a menos de distorsionar los parámetros y así sacrificar precisión y representatividad para lograr una mejor calibración aparente. Es deseable utilizar datos diarios, si estos están disponibles o se pueden generar. Actualmente no es un problema de potencia y rapidez de cálculo, sino de representar adecuadamente los procesos hidrológicos y los cambios de almacenamiento de agua en los distintos reservorios del modelo. En modelos de cuencas grandes, hay que considerar el tiempo de transporte (transferencia) del agua por la red fluvial, si la calibración es con caudales medidos en ciertos puntos de la cuenca. Se comentan y discuten los modelos de uso más frecuente y los más utilizados en España, entre ellos los modelos SIMPA, PATRICAL y Visual-BALAN.

Nota: el contenido de este Capítulo se basa en el material publicado y en el recopilado y obtenido de los diferentes organismos consultados, además de los escritos docentes preparados por el redactor para varios cursos sobre recarga natural y en la experiencia personal en cuanto a algunos de los modelos en proyectos y estudios de casos reales. Hay numerosas adiciones procedentes de textos, estudios y artículos que se referencian oportunamente. El contenido trata de mostrar el mejor conocimiento actual, aunque en ocasiones puede haber problemas de interpretación de las fuentes. No se trata de ningún modo de una revisión completa sobre el tema, sino de contribuciones sistematizadas, con énfasis en los aspectos menos comunes y que tienen relevancia para el análisis de la evaluación de la recarga natural en España, que se considera en los Capítulos 9 y 10.
Las figuras en su mayoría han sido tomadas de las referencias, tal como están y con la calidad con que se encuentran. Algunas pueden tener resolución deficiente, rotulaciones y cifras no legibles (se trata de compensar dando indicaciones en el pie de figura) o contenidos que faltan o sobran.
Se mencionan localidades cuya situación con frecuencia no está en mapas o figuras. El lector debe ubicarlas por otros medios.
En el texto se utilizan abreviaturas, símbolos y siglas que se definen cuando se introducen, excepto las más comunes y repetitivas. Estas se reúnen y definen en el Preámbulo general. Se usa m= metro, L = litro; d = día y a = año, afectadas por los indicadores internacionales de submúltiplos y múltiplos.

4.1 Introducción

En el Capítulo 3 se exponen y desarrollan abreviadamente los métodos hidrológicos para la evaluación de la recarga difusa y el balance del agua del suelo. En este Capítulo 4 se considera la modelación hidrológica de la recarga difusa a los acuíferos, con énfasis en la utilizada en España. Aquí se entiende por modelo los procesos de cálculo para evaluar la recarga de una cuenca, acuífero o territorio determinado. Existe un continuo que va desde la consideración de lo que sucede en un lugar o en un territorio homogéneo, que son los métodos y modelos del Capítulo 3, a los que hacen referencia a una toda una cuenca o territorio complejo y con simultaneidad de distintos procesos, que son propiamente los modelos que aquí se consideran. En realidad, lo que es un método o modelo simple en su concepción puede convertirse en un modelo con agregaciones cuando se extiende su área de aplicación y se suman nuevos procesos. Así, algunos códigos se mencionan tanto en el Capítulo 3 como en este Capítulo 4, en el primer caso atendiendo a la evaluación de la recarga y en segundo a la calibración y respuesta del acuífero.

La denominación modelo no necesariamente implica complejos códigos operados mediante dispositivos de computación potentes y rápidos, sino que pueden ser simples cálculos manuales o con hoja de cálculo, si con ello se da una respuesta adecuada a las necesidades de conocimiento y de evaluación. Todo depende de la complejidad del sistema, de la precisión que se requiera, de los datos disponibles y su calidad y del valor socio-económico asociado al problema real hidrológico y de recursos de agua a abordar. Una gran sofisticación no está justificada cuando la información es insuficiente o inadecuada y/o se fundamenta en un modelo conceptual inapropiado.

En todo modelo cabe distinguir varios componentes:

a) **Variables de estado**, que representan cómo está el sistema en un determinado tiempo y lugar. Tales son la humedad del suelo o los niveles piezométricos que definen el volumen de agua almacenada en el acuífero (medio saturado),

b) **Parámetros**, que son los valores numéricos de las propiedades del sistema real, que controlan la relación entre entrada y salida del sistema. Pueden tener significado físico (teórico) o ser empíricos. Estos parámetros pueden ser fijos, si son propiedades bien definidas y experimentadas, o aproximados, cuando teniendo sentido físico su valor es incierto, o desconocido a priori al no tener sentido físico claro y se suponen o se extrapolan de otras situaciones. En estos dos últimos casos, los parámetros se ajustan (calibran) para conseguir que la simulación reproduzca lo mejor posible la respuesta real del sistema hidrológico,

c) **Condiciones de contorno** (en los límites), como la precipitación que causa un cambio o una evaporación medida o calculada externamente o un gradiente hidráulico impuesto,

d) **Condiciones iniciales**, en el caso de modelación en régimen no permanente

Estrictamente se denomina modelo a las ecuaciones que representan el comportamiento de los componentes del sistema hidrológico. Combinan las ecuaciones de la continuidad de masa y del momento (cantidad de movimiento) y se apoyan en Ley de Darcy. El programa es el código de computación cuando no es posible la resolución directa de las ecuaciones del modelo. Con frecuencia, las designaciones modelo, programa y código se usan indistintamente, aunque no son propiamente sinónimas. Las diferentes acciones y operaciones a realizar, en paralelo o secuencialmente, según los casos, se pueden expresar mediante diagramas, que en parte traducen los modelos conceptuales del funcionamiento y los procesos involucrados, que son la etapa previa al diseño de un modelo de cálculo. A la acción de aplicación de un modelo se la denomina modelación y a los resultados simulación.

Los modelos para evaluar la recarga pueden ir desde los muy simples a los complejos con múltiples parámetros. En cualquier caso, deben ser apropiados para reproducir la realidad a la escala y el detalle requerido. Los modelos más simples son aquellos en que la recarga se da simplemente como una fracción de la precipitación, directamente o tras

descontar un determinado valor umbral. Las Figuras 4.1.1 y 4.1.2 son ejemplos clásicos de algunos de los primeros intentos de evaluación. Lograr un modelo que al mismo tiempo sea simple (sencillo) y reproduzca razonablemente los procesos, es un arte que requiere experiencia, conocer lo que más influye, tener presentes los objetivos buscados y considerar la precisión a la que se requieren las respuestas o las soluciones.

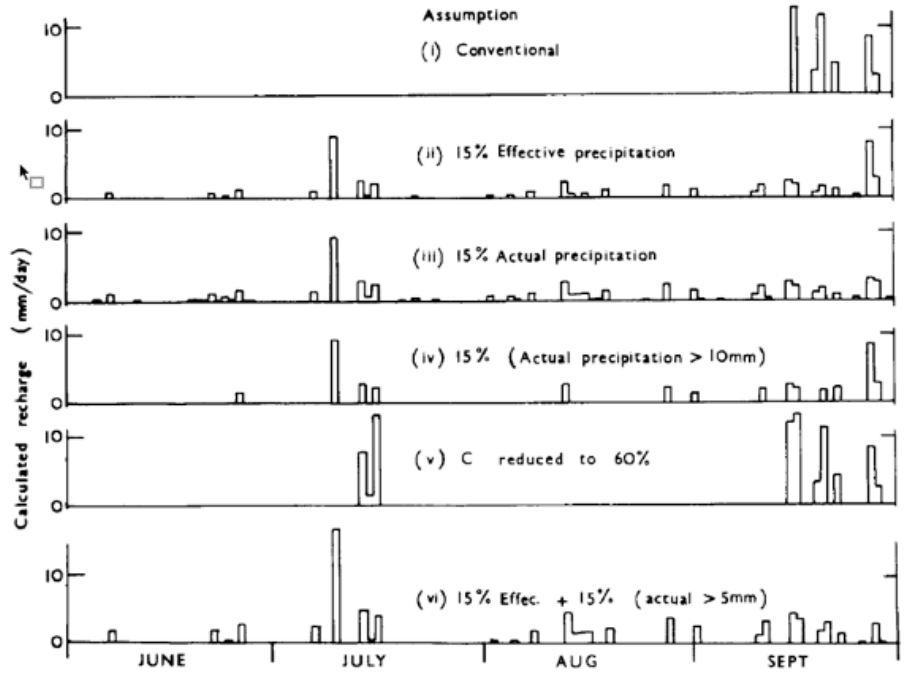


Figura 4.1.1 Distribución de la recarga calculada con diferentes supuestos muy simples. El método convencional consiste en un balance simplificado de agua en el suelo edáfico, que considera la evapotranspiración potencial. Corresponde a datos del verano de 1968 en un área litoral cerca de la desembocadura del río Humber, en el este de Inglaterra (Rushton y Ward, 1979). Según sea la hipótesis adoptada, el resultado es muy diferente, desde que se produzca recarga todos los meses a que sólo suceda en ciertos meses.

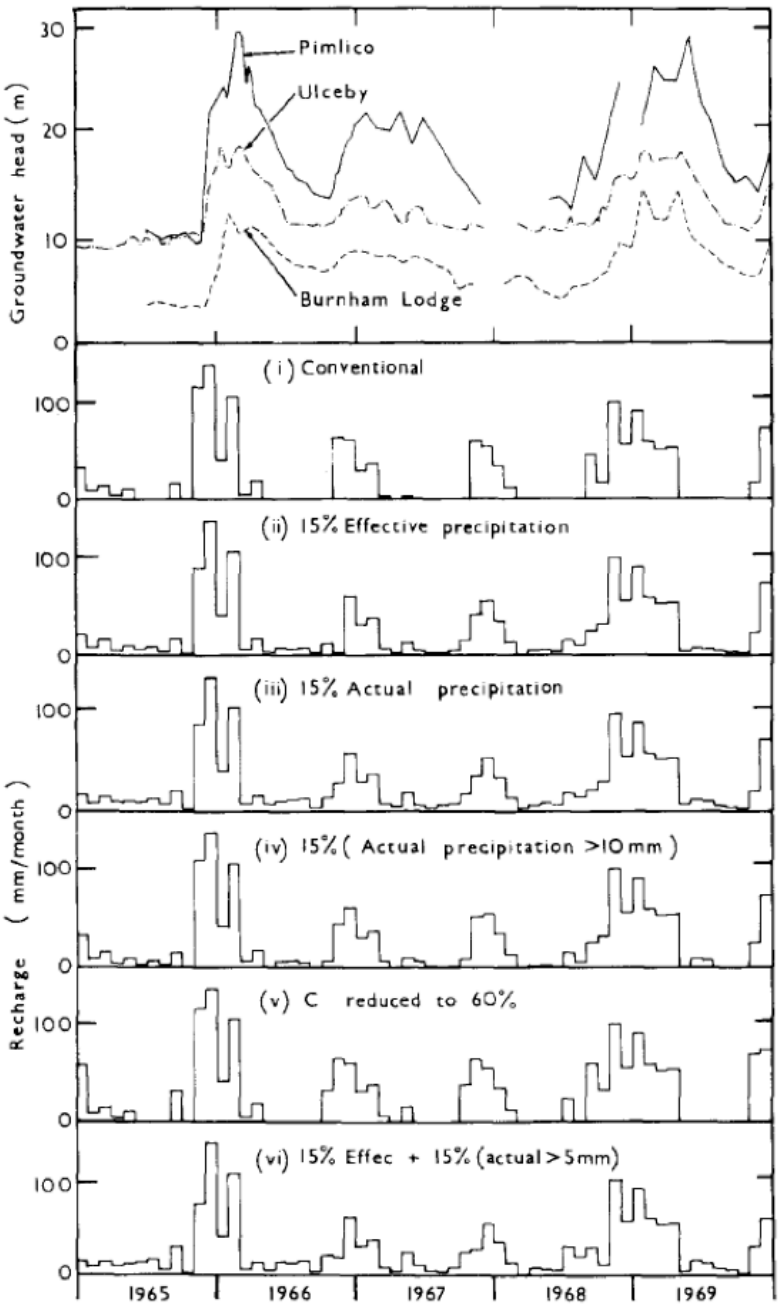


Figura 4.1.2 Comparación de la recarga mensual del periodo 1965-1969 según seis hipótesis simples de producción de la recarga con los hidrogramas de tres puntos de medida del nivel piezométrico, en un área litoral cerca de la desembocadura del río Humber, E de Inglaterra (Rushton y Ward, 1979). El método convencional consiste en un balance simplificado de agua en el suelo edáfico, que considera la evapotranspiración potencial.

En la Figura 4.1.3 se da un ejemplo de un organigrama de un modelo precipitación-escorrentía total, con separación de la superficial y la subterránea y en la Figura 4.1.4 otro organigrama con un análisis más detallado de la recarga. Otros ejemplos sintéticos de organigramas son los de las Figuras 4.1.5 y 4.1.6.

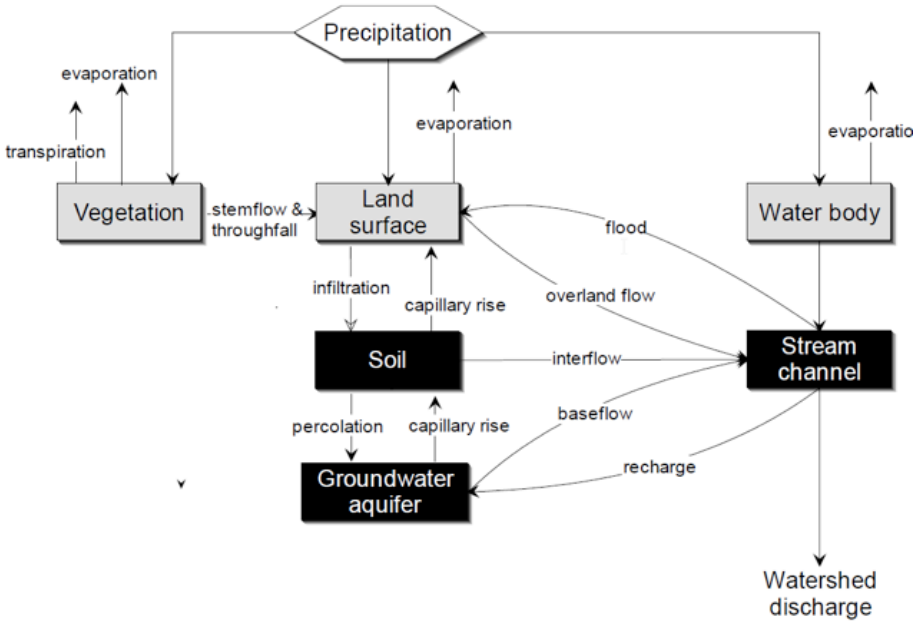


Figura 4.1.3 Ejemplo de organigrama de un modelo precipitación-escorrentía total, con separación de la escorrentía superficial y la escorrentía subterránea (Ward, 1975)

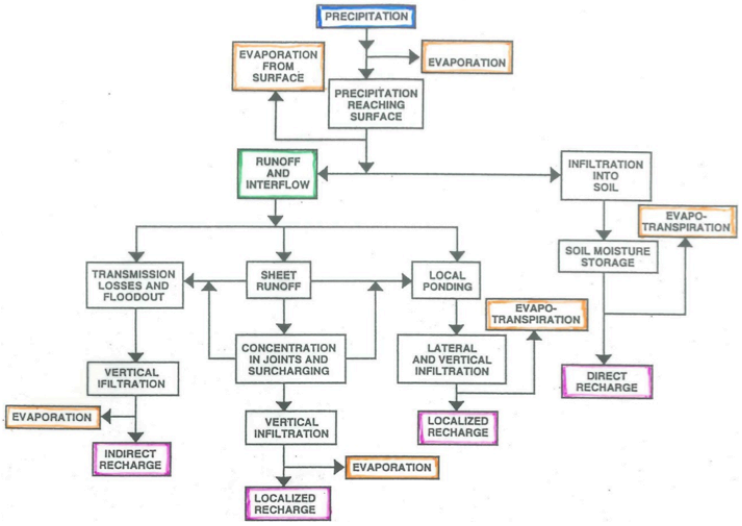


Figura 4.1.4 Ejemplo de un organigrama de un modelo precipitación-escorrentía-recarga, con cierta complejidad de componentes y separación de la escorrentía subterránea en varios términos. Las cajas de entrada de datos y salida de resultados están coloreadas: azul para precipitación; amarillo para retornos a la atmósfera; verde para escorrentía superficial directa y subsuperficial (interflow) y morado para recarga difusa (direct), recarga preferencial difusa (localized) y recarga concentrada (indirect)

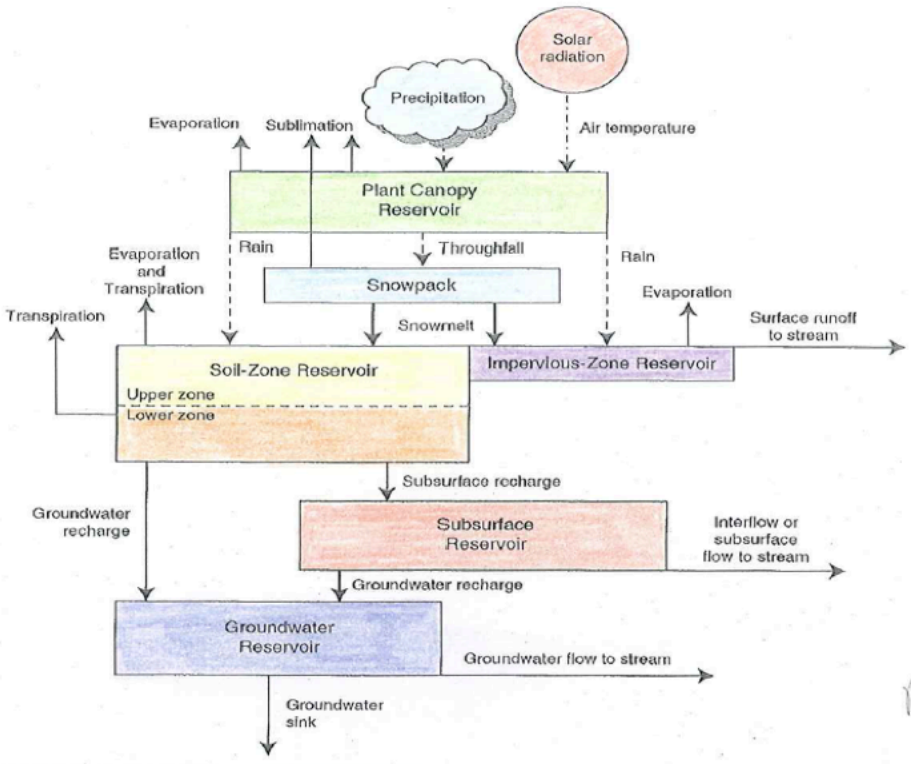


Figura 4.1.5 Organigrama de modelo de cálculo de las salidas superficiales y subterráneas que considera las capas de la vegetación, suelo edáfico, medio vadoso y acuífero freático subyacente, con consideración de la precipitación como lluvia y como nieve

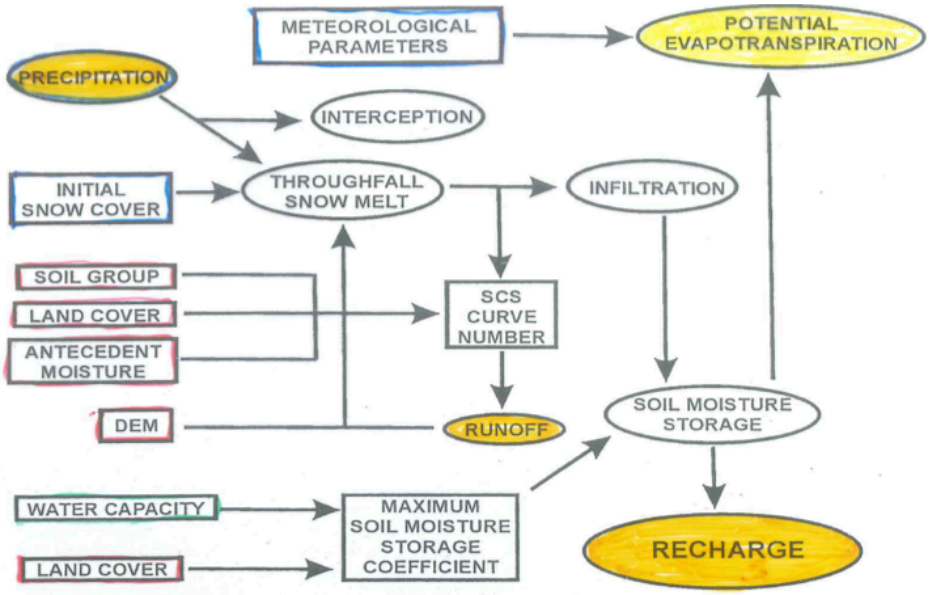


Figura 4.1.6 Organigrama de modelo de cálculo de la recarga que explicita los procesos y determina la escorrentía superficial mediante el método del número de curva NC. Considera las capas de vegetación, suelo edáfico, medio vadoso y acuífero freático subyacente, con precipitación como lluvia y como nieve

4.2 Condiciones iniciales

Las condiciones iniciales se requieren para la simulación variable en el tiempo, no para la simulación estacionaria.

Las condiciones iniciales (o en un momento dado) son fáciles de establecer en casos teóricos o sintéticos, pero raras veces se conocen en los casos reales. Entonces se suele partir de condiciones supuestas, que se asume que se asemejan a las reales, tales como humedad mínima en el suelo al final de la estación seca o igual a la capacidad de campo al final de la estación húmeda. Si esto difiere de la realidad, los resultados de la simulación están afectados por este error. El tiempo de simulación que ha de transcurrir hasta que ya se puede considerar que el efecto de errores en la condición inicial ya no significativo, se suele llamar coloquialmente tiempo de calentamiento. Con frecuencia se limita a uno o dos periodos anuales, pero puede ser notablemente más dilatado en climas áridos, en especial en acuíferos grandes. El tiempo de calentamiento hace que se reduzca el periodo de observaciones utilizable para posibles calibraciones y en cualquier caso reduce el periodo de simulación del que se pueden extraer resultados. A menor longitud del periodo de observación, mayor incertidumbre y error en los resultados (Xu y Vandewiele, 1994), lo que es especialmente cierto cuando se trata de acuíferos grandes.

Bajo un punto de vista diferente, se considera que los resultados del modelo deben compararse con los del estado natural observado. Es un concepto frecuentemente utilizado en hidrología de superficie. Se basa en que la simulación parte de variables externas naturales (pluviometría, temperatura, radiación solar, etc.). Se supone que lleva a resultados que corresponden a los que se tendrían en ausencia de intervenciones humanas, tales como la existencia de embalses, derivaciones y aportes de agua, retornos de drenajes de áreas regadas, etc. Estas intervenciones existen y modifican los caudales en las estaciones de aforo que se van a utilizar en la calibración. Para poder realizar la calibración, primero se procede a calcular los cambios que ha producido la actividad humana y con ello restituir las observaciones a las que se hubiesen tenido en régimen natural. Esto introduce errores y cierta subjetividad, que pueden ser razonables para intervalos de tiempo mensuales, pero importantes a nivel diario. De ahí la preferencia por modelos mensuales, a pesar de ser poco adecuados para el tratamiento de la recarga. Todo esto se hace para no considerar la existencia de las intervenciones humanas a lo largo del tiempo, lo que no es sencillo ni suele estar suficientemente documentado.

En lo antes comentado, no se ha tenido en cuenta la parte de las aguas subterráneas. Fue un aspecto menor en épocas pasadas, cuando la explotación de los acuíferos era poco significativa en valores relativos, pero no lo es actualmente en muchas cuencas fluviales y aún más en áreas áridas y semiáridas. La restitución de las series de aforos al estado natural es inabordable con precisión, tanto más cuanto más diferidos y amortiguados sean los efectos de la explotación del agua subterránea. Esto es un serio obstáculo para la calibración de los modelos hidrológicos, a menos que se acoplen con un modelo de aguas subterráneas y, en una gran cuenca, además con un modelo de transferencia (routing) de agua superficial.

Para evaluar la aportación subterranea a rios o al mar se debe considerar un almacenamiento subterráneo inicial por encima de los lugares de descarga. Este almacenamiento puede quedar definido por una piezometría inicial y una altitud del lugar de descarga. Estos valores deben especificarse en cualquier modelo que simule la respuesta de los acuíferos a la recarga y sus variaciones. Como en general la piezometría inicial es desconocida, se introducen valores derivados del buen conocimiento del sistema. El modelo puede por sí mismo utilizar valores pre-establecidos. Por otro lado, la altitud del lugar de descarga es frecuentemente mal conocida en detalle. Puede consistir en puntos distintos de los esperables a primera vista, como arroyos confluentes, humedales marginales, terrenos sobreelevados por la existencia de sedimentos de baja permeabilidad, etc. Puede variar de forma poco conocida a lo largo del tiempo, con desviaciones respecto al comportammiento lineal.

Las desviaciones piezométricas iniciales se van corrigiendo al avanzar temporalmente la simulación, durante lo antes definido como tiempo de calentamiento. En acuíferos grandes, el volumen de agua almacenada en el acuífero, determinada por la piezometria, aun con bombeos mucho menores que la recarga del acuífero, puede producir que los volúmenes almacenados vayan descendiendo progresivamente, durante decenios; aúnque puedan existir existir ascensos temporales en algunos periodos de mayor recarga. En esos casos, es problemático determinar cual es la situación inicial en el comienzo de la simulación. En cualquier caso se requieren periodos de observación y calentamiento mayores. En la restitución a caudales naturales también hay que considerar el efecto del bombeo en los acuíferos durante periodos largos, a veces de decenios, sobre el caudal base de los ríos. El resultado final es que puede ser que el tiempo de calentamiento sea similar o mayor que el periodo de observaciones, con lo que las simulaciones de las descargas son erróneas al principio o incluso durante el periodo de obsevación.

Loe errores derivados de la inapropiada asignación de la altitud a los lugares de descarga, requieren su reconsideración a partir de la comparación de la evolución piezométrica observada y simulada. No es raro que la descarga del sistema acuífero sea por distintos lugares, afectando a porciones distintas, que además pueden cambiar en el tiempo. Esto hace que las recesiones tras los eventos de recarga sean más rápidas de lo esperable para el sistema acuífero como un todo, pero que la evolución a largo plazo y la respuesta a una explotación creciente sea más lenta.

4.3 Ajuste de los resultados de la modelación hidrológica: calibración y validación

4.3.1 Consideraciones generales

Como los modelos hidrológicos contienen varios parámetros, a veces numerosos, en parte inciertos o de valor desconocido, los resultados de la modelación pueden diferir de lo que se ha observado, a veces notablemente. Para que los resultados simulados se asemejen lo más posible a lo que sucede en la realidad, se requiere un ajuste de los parámetros inciertos y desconocidos, en especial de aquellos a los que son más sensibles los resultados.

La calibración se hace comparando lo simulado (modelado) con las observaciones reales, y liego modificando los parámetros a fin de que disminuya la diferencia entre ellos. Rara vez el ajuste será perfecto, ya que cabe que el modelo utilizado sea inapropiado, excesivamente simple o no considere algunos procesos significativos y también que los datos disponibles sean imprecisos, mal medidos o que no representen bien lo que se simula. La calibración se hace frecuentemente de forma manual, aprendiendo sobre el comportamiento del sistema a medida que se lleva adelante, o automáticamente. En general, esta calibración se refiere a la modificación de los parámetros del modelo. Para realizar la calibración se aplican diferentes técnicas de optimización (Xu y Singh, 1998a; Ajami et al., 2004; Legates y McCabe, 1999; Garrick et al., 1978; Krause et al., 2005). En la práctica es recomendable proceder a una calibración manual, al menos inicialmente, ya que durante la misma el que realiza el ajuste aprende como responde el sistema modelado y puede ya intuir si la herramienta es apropiada o no. Pero es tedioso y por eso los afinamientos se pueden dejar para los métodos automáticos. Las herramientas recientes son potentes y permiten tratar casos complejos. Pero conviene que los resultados de la calibración, en cuanto a los parámetros, sean analizados por un experto.

Es importante que las variaciones introducidas durante el proceso de calibración respeten el rango de valores esperables de los parámetros con significado físico. Si las desviaciones a introducir son excesivas, debe procederse a cuestionar el modelo conceptual en el que se basa el modelo numérico e incluso los datos de calibración, por falta de representatividad y errores de bulto.

Cuando no se consiguen ajustes razonables, el proceso de mejora debe considerar los datos de partida, reanalizándolos, o la adecuación y representatividad de los procesos que considera el modelo. No es raro que los problemas provengan de los datos de precipitación cuando estos se han tomado de otros lugares vecinos, suponiendo un comportamiento territorial homogéneo, ya que puede haber variaciones notables en distancia pequeñas. Esto es frecuente en climas áridos y semiáridos y con lluvias de tipo convectivo o cuando el relieve es grande o influye la orientación de los rasgos del terreno. La dificultad de calibración también puede ser debida a la viabilidad espacial del terreno (Finch, 2001), que el modelo puede no considerar adecuadamente. Es posible que el territorio deba ser dividido en porciones de mayor homogeneidad y reunir los resultados parciales para generar las variables a calibrar. Un importante obstáculo para una buena calibración es la disponibilidad de datos de caudal (Perrin et al., 2007) y de niveles freáticos, así como la calidad y representatividad de esos datos.

Cabe distinguir entre calibración y validación. Calibración es el proceso de ajuste de los parámetros del modelo para que los resultados obtenidos reproduzcan las observaciones (Samper, 1997a). Cuando el periodo de observaciones es largo, se puede calibrar con una parte de las observaciones y luego simular el resto del periodo con el modelo calibrado. Si no se produce desviación o esta es aceptable, se dice que el modelo está validado y puede utilizarse para predicciones en condiciones similares y para un periodo de tiempo parecido al de observación. De otro modo debe procederse a una nueva calibración.

Un modelo calibrado y validado no tiene la garantía ni de unicidad ni de haber captado los rasgos dominantes de la realidad ni de una precisa modelación, aunque mejora la confianza en los resultados. La posibilidad real de validar un modelo ha sido objeto de serias discusiones (Willmott, 1981; Bredehoeft y Konikow, 1993; Konikow y Bredehoeft, 1992). En realidad, la validación aumenta la confianza en los resultados que se obtengan con el modelo, pero no garantizan su exactitud ni que el modelo sea conceptualmente correcto ni que la aplicación pueda extrapolarse a condiciones o tiempos distintos. El concepto de calibración va más allá de una mejora de los ajustes, ya que los resultados del modelo influyen en la toma de decisiones (Doherty, 2005; Doherthy y Simmons, 2013).

La terea de averiguar la sensibilidad del modelo es un ejercicio que se debe aplicar tanto como sea posible, para ganar confianza en los resultados (Jiménez-Martínez, 2010).

4.3.2 Cuantificación de la bondad del ajuste

Para cuantificar la bondad de un ajuste se usan diferentes criterios estadísticos (Nash y Sutcliffe, 1970; Perrin et al., 2003) que se basan en los conceptos y técnicas estadísticas clásicos (Berthoueux y Brown, 1994; Davis, 2002). En la Tabla 4.3.1 se relacionan algunos de los índices y criterios comúnmente usados para decidir sobre la bondad de un ajuste y en la Tabla 4.3.2 se da la evaluación de la bondad de las valoraciones de la Tabla 4.3.1.

Tabla 4.3.1 Valoraciones de la bondad de la simulación, con referencia a los valores medidos m (observados) y los simulados s (estimados). Todas los sumatorios Σ van de i = 1 a i = n. Los valores medios Q̄ se refieren a todo el conjunto de datos (por ejemplo n eventos de tormenta).

Valoración / Test	Fórmula	Referencias
EMA, error medio absoluto	$\frac{1}{n}\sum\lvert Q_s - Q_o\rvert$	
EMR, error medio relativo →0	$\frac{1}{n}\frac{\sum\lvert Q_s - Q_o\rvert}{\bar{Q}_o}$	
ECM, error cuadrático medio →0 (RMSE, root mean square error) [1]	$\left[\frac{1}{n}\sum(Q_m - Q_s)^2\right]^{1/2}$ RMSE / SD	
NRMSE, RMSE normalizado [2] R^2 , coeficiente de determinación →1	$\frac{\sum[(Q_m - \bar{Q}_m)(Q_s - \bar{Q}_s)]^2}{\sum(Q_m - \bar{Q}_m)^2\sum(Q_s - \bar{Q}_s)^2}$	Moriasi et al., 2007; van Liev et al., 2003; IBM, 2011
NSE, Nash–Sutcliffe efficiency coefficient [5] → 1	$1 - \frac{\sum(Q_m - \bar{Q}_s)^2}{\sum(Q_m - \bar{Q}_m)^2}$	Nash y Sutcliffe, 1970
d = índice de concordancia (de acuerdo) →1	$1 - \frac{\sum(Q_m - Q_s)^2}{\sum[\lvert Q_s - \bar{Q}_m\rvert + \lvert Q_m - \bar{Q}_m\rvert]^2}$	Willmott, 1989
n^t, veces que la variabilidad medida supera al error medio [2]	$\frac{SD}{RMSE} - 1$	Ritter y Muñoz–Carpena, 2013; Grupta et al., 1999
PBIAS, tendencia a que valor simulado sea mayor (sobrepredicción) o menor (subpredicción) que el observado (sesgo)	$\frac{\sum(Q_m - Q_s)}{\sum Q_m}$	
R, medida de la mejora [3]	$\frac{NSE_2 - NSE_1}{1 - NSE_1}$	
D, criterio de Schulz [4]	$\frac{1}{n}\frac{\sum\lvert Q_s - Q_m\rvert Q_o}{(Q_{m\,max})^2}$	
CB, error acumulado medio	1 – valor absoluto de (1 – ($\Sigma Q_s/\Sigma Q_m$))	

[1] para un conjunto de cuencas $\frac{1}{A}\sum R_M MSE_i a_i$; A = área total; ai = factor de ponderación

[2] SD = desviación estándar de las observaciones; se usa cuando hay gran variabilidad espacial

[3] 1 antes de la mejora; 2 después de la mejora

[4] $Q_{m\,max}$ = máximo valor observado

[5] tal como está, pone el énfasis en los valores mayores; cabe considerar la raíz cuadrada de la variable, en cuyo caso se muestra mejor la eficiencia del ajuste de la serie (Oudin et al., 2005a).

Tabla 4.3.2 Evaluación de la bondad o eficiencia de las valoraciones de la Tabla 4.3.1. Rango por categoría.

Prueba Valoración	Muy buena	Buena	Satisfactoria	No satisfactoria	Comentarios
R^2			0,6 aceptable		Moriasi et al., 2007
					van Liew et al., 2003
NSE	0,75–1,00	0,65–0,75	0,50–0,65	< 0,50	Moriasi et al., 2007
	1 coincidencia ; 0–1 desviaciones ; <0 muy pobre				
n_t	≥ 2,2	1,2–2,2	0,7–1,2	< 0,7	Ritter y Muñoz–Carpena, 2013
PBIAS	<± 0,10	± 0,10 – ± 0,15	± 0,15 – ± 0,25	≥ ± 0,25	Moriasi et al., 2007
					van Liew et al., 2003
r		r > 0,1 mejora importante			

También el ajuste entre los valores de escorrentía media anual observada y la simulada se compara mediante el error medio normalizado (sesgo) y el índice de ajuste.

El error medio normalizado expresa la desviación en los valores medios simulados y observados para el conjunto, dividida por la media de los valores observados. Por lo tanto, proporciona información sobre la tendencia a sobreestimar o subestimar la variable y cuantifica el error sistemático en las simulaciones (Janssen, 1995):

$$S_{esgo} = \frac{\bar{S} - \bar{O}}{\bar{O}}$$

donde $\bar{S}$ y $\bar{O}$ representan la escorrentía media simulada y observada del conjunto.

El índice de ajuste d es una medida del error relativo medio obtenido por la normalización del error cuadrático medio con respecto al error potencial: suma del valor absoluto de la diferencia entre las simulaciones y la media de las observaciones y las observaciones y la media de las observaciones. Es una medida adimensional que puede ser aplicada para comparar modelos (Willmott, 1982), cuyos valores varían entre 0 (no existe buen ajuste) y 1 (ajuste perfecto).

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(Si - Oi)^2}{\sum_{i=1}^{n}(|Si - \bar{O}| + |Oi - \bar{O}|)^2}$$

Si = escorrentía simulada en la cuenca i,
O_i = escorrentái observada en la cuenca i,
$\bar{O}$ = escorrentía media observada y
n = número de cuencas estudiadas

4.3.3 Sensibilidad

Las combinaciones óptimas de los parámetros del modelo obtenidas por calibración no necesariamente corresponden a la realidad en la cuenca y por lo tanto el modelo puede perder su sentido físico. Sin embargo, muchos de los esfuerzos que se realizan en el desarrollo de modelos precipitación-escorrentía se centran en la calibración. Tal

enfoque deja a un lado la preocupación por avanzar en la comprensión de la dinámica de los diferentes procesos físicos que actúan en la transformación de la precipitación en escorrentía a diferentes escalas espacio-temporales. Este es uno de los peligros de realizar una calibración automática, sin analizar los cambios. Se funda en la no unicidad del conjunto de parámetros calibrados (Beven et al.,2000; Beven and Freer, 2001, Solomon et al., 2010). En general, es recomendable empezar por un análisis de sensibilidad de los distintos parámetros, para después seleccionar los que tienen mayor influencia en los resultados y tras la selección realizar una calibración manual hasta acercarse a un ajuste razonable de los datos observados de la variable observada (niveles piezométricos, caudales de descarga, concentración de trazadores ambientales, etc.). La calibración puede después afinarse automáticamente para los parámetros seleccionados.

Es importante conocer el rango de variación esperable de los distintos parámetros, para que los valores calibrados queden dentro de esos rangos, o reconsiderar los criterios e información que se utilizaron en el caso de que se tengan que exceder los límites. Si se parte de un conjunto de parámetros excesivamente desviados, es frecuente que la calibración automática no se pueda cerrar o sus resultados sean aberrantes. Para que la calibración automática pueda dar resultados razonables, en general hay que limitar en número de parámetros a considerar. Se puede llegar a ajustes satisfactorios con conjuntos de parámetros erróneos, con lo que las extrapolaciones no son confiables, tanto más cuanto más se alejen del periodo y condiciones de ajuste.

Básicamente, hay dos formas de realizar el análisis de sensibilidad. La primera consiste en variar todos los parámetros, uno a uno o por grupos, y evaluar cómo cambian los resultados a consecuencia de dicha variación. De estos cambios se deduce en qué rango se pueden variar los parámetros sin alterar significativamente el ajuste entre los resultados y las observaciones. El segundo método tiene una base más estadística y consiste en caracterizar la incertidumbre de los parámetros mediante su matriz de covarianza. Este método es totalmente exhaustivo, pero tiene la limitación de que se basa en linealizar la solución y por tanto no es válido cuando las incertidumbres son altas (Carrera y Neuman, 1986). El primer método es complementario, ya que, si bien no depende de ninguna aproximación de la solución, no permite evaluar todas las posibles combinaciones de cambios en los parámetros. Por ejemplo, en el caso de un acuífero, duplicar las recargas puede ser inadmisible si no se duplican también las transmisividades (o mejor las conductividades hidráulicas), pero duplicar al mismo tiempo ambos parámetros puede conducir a resultados aparentemente válidos. En conjunto, el segundo método, conocido como el análisis lineal de errores, es superior al primero. Cabe también realizar análisis de tipo Montecarlo con técnicas de subespacio (Tonkin y Doherty, 2009). El modelo PEST (Doherty, 2005), cuyo uso se va generalizando, es para la estimación de parámetros del modelo a partir de las observaciones.

Los modelos distribuidos permiten capturar la variabilidad espacial de las variables hidrológicas y de las condiciones del terreno, pero el proceso de calibración puede llegar a ser muy complejo debido al gran número de parámetros y a la escasa información disponible para realizarla. Es posible tratar de cuantificar la incertidumbre de la recarga calculada (Diodato y Ceccarelli, 2006).

4.3.4 Proceso de calibración

Los resultados de los cálculos y evaluaciones siempre van acompañados de incertidumbre (error), como también son inciertos los datos de partida. La elaboración de esos datos aumenta la incertidumbre.

La estimación de parámetros en modelos distribuidos es una tarea compleja y costosa, que con frecuencia es inabordable. Por esta razón se prefiere utilizar modelos agregados o semi-distribuidos. Para mejorar y facilitar la estimación de parámetros en modelos distribuidos, se puede proceder a separar los parámetros efectivos de cada celda en dos componentes: las características hidrológicas y el factor de corrección. Las características hidrológicas mantienen su significación física y los factores de corrección son comunes para todas las celdas y consideran todos los errores de modelación, incluidos los efectos temporales y los de escala espacial. Esto conduce a un modelo distribuido de libre descarga denominado TETIS (Vélez et al., 2002; Francés et al., 2007), que se acopla al método de optimización automática SCE-UA para obtener un conjunto de factores de corrección óptimos para el modelo, sin que se relaje la variabilidad espacial de las características estimadas previamente. El código TETIS se ha implementado en cuencas desde menos de 1 km2 hasta casi 100,000 km2, con resoluciones espaciales de 30 a 500 m y cubriendo climas desde áridos hasta húmedo y tropicales a alpinos. Es un modelo en evolución en el IIAMA de la Universidad Politécnica de Valencia. Actualmente está en su versión 9.0 (Boletín Electrónico del IIAMA de 28/03/2018).

La aplicación de métodos bayesianos (Hernández, 2017) permite la calibración de modelos hidrológicos de una manera más robusta, al considerar los posibles errores en los datos y/o en la especificación del propio modelo hidrológico. Resultan una alternativa más eficaz y robusta que los clásicos procedimientos de calibración empleados en modelación hidrológica.

La calibración puede conducir en ciertos casos a varios modelos conceptuales coherentes con los datos disponibles. En estos casos se debe proceder a la identificación del modelo más adecuado. Para ello pueden utilizarse criterios objetivos basados en la teoría de la información (Carrera y Neuman, 1986). Si estos criterios no son capaces de dilucidar cuál es el mejor modelo entre los diferentes candidatos, hay que recomendar la realización de nuevos ensayos y la obtención de datos adicionales.

El proceso de calibración está muy relacionado con el análisis de sensibilidad. Muchos modelos ya ofrecen la posibilidad de realizar este análisis de sensibilidad, que consiste en ver como varían los resultados al variar un parámetro manteniendo el valor de los otros. Es además un paso necesario para el análisis de la incertidumbre (Cassariaga et al., 1999).

4.3.5 Cuestiones finales

Comúnmente, la estacionalidad de la precipitación y las características del terreno para retener humedad (reserva máxima de agua disponible = capacidad de campo – punto de marchitez, dados como altura de agua) tienen un gran efecto en los resultados (Rushton y Ward, 1979; Potter, et al., 2005). Los errores de la precipitación son especialmente importantes (Nandakumar y Mein, 1997; Andréassian et al., 2001).

Los errores se propagan a los resultados a través de los valores medios de la variable considerada y su desviación estándar, en el caso de una distribución normal de la variable, o del logaritmo de la misma si esta corrección anula el sesgo. Los resultados son por lo menos tan inciertos como las variables que intervienen y en general es mayor su incertidumbre.

ara la comparación conducente a la calibración se debe disponer de datos de caudales y para la recarga además de datos de niveles freáticos si los de caudal son inciertos o no corresponden sólo a la escorrentía subterránea o caudal de base. También se puede calibrar la recarga a través de la observación de la variación de la humedad del suelo, si existen datos (Figura 4.3.1).

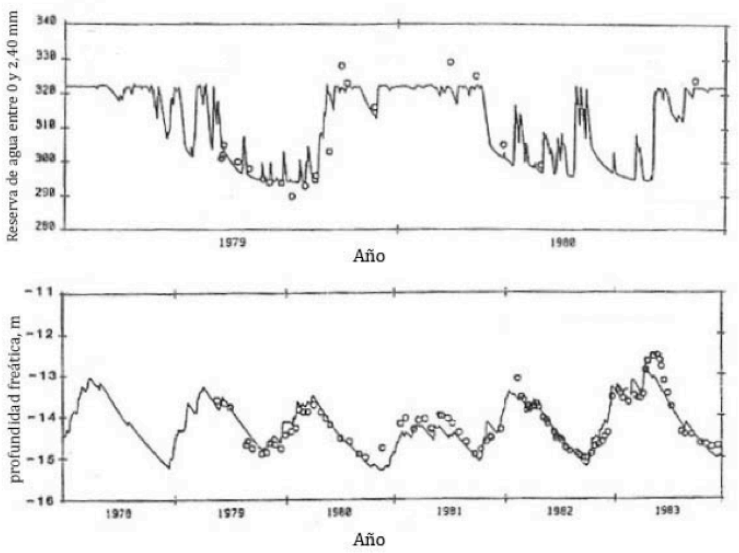


Figura 4.3.1 Calibración de la recarga con el modelo GARDENSOL (BRGM, 1986) utilizando una serie de valores medidos (puntos) de la humedad del suelo no saturado en una parcela experimental (Mezières–les–Cléry, Francia) y niveles piezométricos conseguidos con los resultados del ajuste. Es para valores medios en el periodo 1979–1983 de P = 756 mm/a, resultando ETR = 416 mm/a, ES = 74 mm/a y R = 274 mm/a. La reserva de agua se evalúa entre 0 y 2,40 m

Para la evaluación de la recarga R a través de las fluctuaciones del nivel freático, se tiene la incertidumbre adicional de que esas fluctuaciones dependen de la relación k/R o T/R, como se ha comentado anteriormente, de modo que requiere conocer k o T con precisión, lo que no es el caso común.

Se suele poner gran énfasis en la importancia de conocer bien la ETP y en elegir un método bien aceptado para conocer su variabilidad temporal. La preferencia general es la de la fórmula de Penman-Monteith, si los datos requeridos están disponibles, y la de Hargreaves cuando hay información sobre las temperaturas. La comúnmente usada fórmula de Thornthwaite, en función de la temperatura, es en muchas ocasiones considerada como poco precisa, pero en realidad es razonable si se le aplica un factor de corrección para que los resultados acumulados coincidan con los acumulados resultantes de una fórmula de mayor confianza, allí donde haya datos para obtener series para ambas. La bondad de lo realizado depende de que la fórmula que se toma como referencia se ajuste bien a la realidad (véase la Sección 2.8.7 del Capítulo 2).

Los trabajos realizados (Calder, 1983; Fowler, 2002; Andréassian et al., 2004) muestran que si, en vez de utilizar la ETP calculada para cada día o mes en un determinado modelo hidrológico para determinar la relación precipitación-escorrentía, se utilizan los valores medios de la ETP para cada día juliano o para cada mes de una larga serie, los resultados son similares. Esto ha sido estudiado y confirmado por Oudin et al. (2005a) utilizando 4 modelos hidrológicos y los datos de más de 300 cuencas, a pesar de las diferencias entre los valores de la ETP del momento y el valor medio serial. No hay una explicación clara de este hecho, quizás porque no se ha considerado en detalle el papel de la recarga y generación de escorrentía subterránea. El resultado práctico es que la variación temporal real de la ETP no es importante, de modo que es posible utilizar valores medios. Pero el valor acumulado es importante y se ha de aplicar la fórmula que se ajuste al lugar o usar valores experimentales.

4.4 Tratamiento de los datos territoriales en la modelación hidrológica. Sistemas de Información Geográfica

El carácter territorial distribuido de muchos de los parámetros y variables hace que el tratamiento de los datos y de los resultados requiera recurrir a técnicas de ubicación espacial, como los sistemas de información geográfica y otras variantes.

Un sistema de información geográfica SIG (GIS, geographycal information system) es un sistema instalado en un computador que adquiere, almacena, opera, gestiona y visualiza datos geográficos. Se trata de una base de datos geográficos que consta de una base de datos espaciales con información de las características geográficas y de una base de datos alfanumérica que incluye los atributos que describen las referencias geográficas que se han definido previamente (Vieux, 2004).

El almacenamiento digital y la gestión de la información geográfica puede ser vectorial o matricial (raster). En los métodos vectoriales se consideran puntos, líneas y polígonos (áreas), definidos por las coordenadas y un identificador. Pueden almacenar gran cantidad de formas con poco uso de memoria. En los métodos matriciales, las categorías y atributos de cada capa de información (ríos, cuencas, acuíferos, pozos, suelo, usos del suelo, geología, etc.) se almacenan en una matriz en la que cada elemento representa una porción del terreno. Eso se hace dividiendo el área de estudio en celdas de lados conocidos (mallas de

m x n elementos iguales) y a cada elemento así definido se le asigna su correspondiente categoría y atributo. Se requiere gran capacidad de almacenamiento de datos. Galvão et al. (2018) han combinado diferentes variables para clasificar el territorio según su capacidad para abastecer a un amplio territorio urbano, entre ellas la recarga derivada del modelo Thornthwaite-Mather. La simulación de la recarga sobre un territorio extenso permite caracterizar estadísticamente su distribución (Sophocleous, 1992).

En España se ha modelado la evapotranspiración real (España, 2012) y la escorrentía (Estrela el al., 1995), como antecedentes del modelo SIMPA (Sección 4.9.2) y dentro del desarrollo del modelo PATRICAL (Ferrer et al., 2012) (Sección 4.9.3). La herramienta GIS permite comparar resultados variables espaciales procedentes de varios modelos o métodos (Hornero et al., 2016).

En los sistemas matriciales es difícil calcular las áreas, longitudes y perímetros de los elementos y lleva a visualizaciones menos definidas que en los sistemas vectoriales, en los que además se maneja con facilidad información topológica. En los sistemas vectoriales no se puede tratar con variables distribuidas espacialmente y es difícil superponer información de diferentes mapas y realizar operaciones algebraicas. Esto los hace más complejos y no resultan ni los más indicados ni los computacionalmente más económicos para modelar de procesos.

Un mapa básico, muy útil en estudios hidrológicos, es el Modelo Digital del Terreno (MDT), que contiene información detallada sobre las altitudes. El MDT más utilizado es el de red triangular irregular en dominio de SIG vectorial y matrices de puntos (matricial). Se usan las denominaciones:

1) DED = Digital Elevation Data
2) DEM = Digital Elevation Model
3) DTM = Digital Terrain Model
4) DTED = Digital Terrain Elevation Data

1) y 2) representan únicamente alturas de terreno natural; 3) y 4) representan además las alturas de elementos artificiales (presas, canales, acequias, carreteras, etc.).

En principio, los SIG no son adecuados para la modelación hidrológica ya que no se prestan fácilmente incorporar los aspectos dinámicos, al no considerar el tiempo. Eso hace que con los SIG sea difícil resolver las ecuaciones diferenciales que definen el flujo de agua y de transporte de masa. Para el uso conjunto de modelos de simulación hidrológica y SIG hay dos posibles alternativas:

1) utilizar el SIG sólo para regionalizar y agregar variables y parámetros, utilizando sus resultados como entradas al modelo hidrológico,

2) aplicar las ecuaciones del modelo a cada celda mediante funciones propias del SIG, de modo que las operaciones se planteen entre capas de información asociados a entidades geográficas. Son los modelos acoplados.

Las Figuras 4.4.1 y 4.4.2 muestran los esquemas de utilización de un GIS en dos modelos hidrológicos.

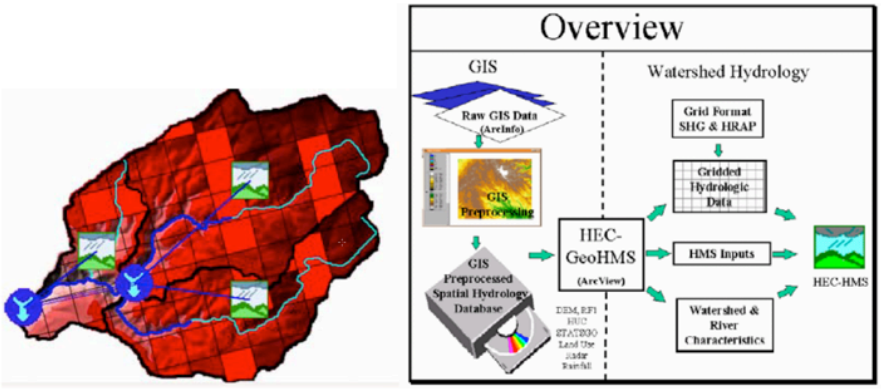


Figura 4.4.1 Utilización de un GIS tipo ArcView en el modelo hidrológico HEC-GeoHMS (Pérez Martín, 2005; tomado de USACE, 2000b).

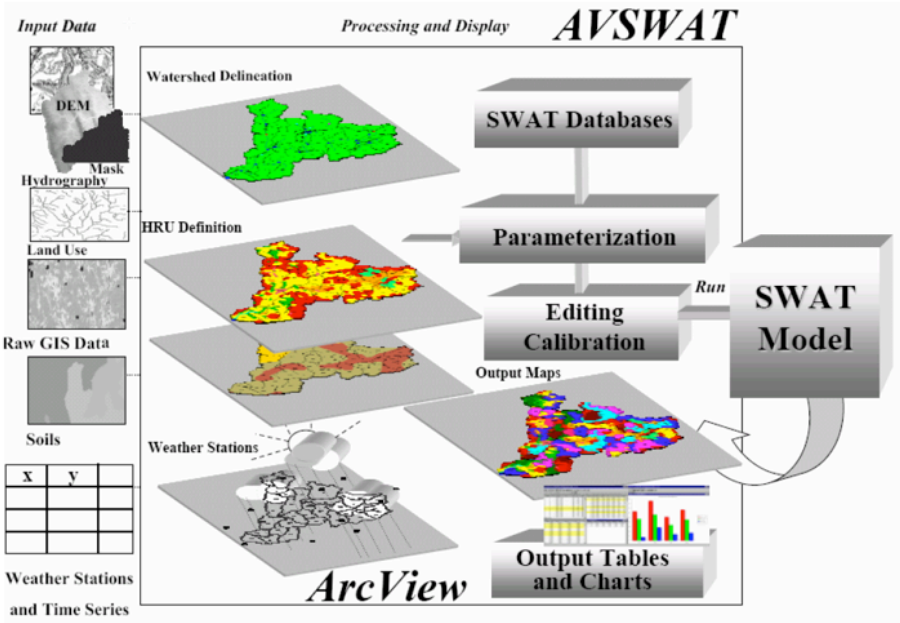


Figura 4.4.2 Utilización de un GIS (SIG ArcView) en el modelo hidrológico SWAT (tomado de Pérez Martín, 2005; Di Lucio et al., 2002)

Los SIG pueden ser de gran utilidad para la calibración de los modelos. Así, un mapa piezométrico obtenido por simulación se puede contrastar con los datos observados en los puntos de la red de observación, de modo que la inspección de un mapa de diferencias ayude a decidir cómo deben modificarse los parámetros.

En los SIG se emplean métodos y algoritmos de interpolación de datos y variables. Existen muchos algoritmos de interpolación. En Hidrología se ha empleado durante mucho tiempo el método de los polígonos de Thiessen (u otros similares) para interpolar valores meteorológicos, considerando que los valores puntuales muestreados se repetían en un área alrededor del punto de muestreo. En general, estos algoritmos se basan en la intuición de que los valores interpolados dependen en mayor medida de los puntos con

registros históricos que se encuentren más cercanos y en menor medida de los que se encuentren más alejados. La mayoría de algoritmos han sido integrados en el entorno de los SIG matriciales, para tener la posibilidad de calcular valores de cualquier variable en todas las celdas del mapa a partir de valores puntuales de esa variable en sólo algunas celdas.

La mayoría de los algoritmos de interpolación adoptan la forma:

$$Z_{ij} = \sum_{k=1}^{n} W_{ijk} \cdot M_k$$

Z_{ij} = valor interpolado en la celda i,j,
n = número de valores registrados,
M_k = valores registrados (históricos) de la variable y
W_{ijk} = peso asignado al valor registrado M_k respecto a la posición de la celda i,j.

El método del inverso de la distancia al cuadrado es interesante dada su sencillez y fiabilidad. Para calcular los valores deseados en aquellas celdas donde no se disponga de información se aplica la técnica de la media móvil a la muestra de los puntos, con la formulación general:

$$Z_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^{n} \cdot M_k}{m}$$

donde m representa el número de puntos M_k que caen dentro del tamaño de filtro previamente especificado (m x m) o dentro de un círculo de radio d.

Los métodos geoestadísticos basados en el krigeado son especialmente atractivos y de uso muy generalizado (Matheron, 1971; Samper y Carrera, 1980; Deutsch y Journel, 1998; Minor et al., 2007), por su sencillez y por dar una estimación del error de la interpolación.

Esta manera de proceder tiene algunos problemas. La función interpolada sólo se ajusta a la muestra cuando cae en un único punto dentro del filtro. En las áreas en las que exista una gran concentración de puntos, si la dispersión de los mismos es elevada, el valor de la media no se ajusta bien en ellos y este proceso no tiene en cuenta que los puntos de la muestra muy cercanos al interpolado deberían tener mayor influencia que otros que, aún dentro del filtro, están más alejados. Para evitar algunos de estos inconvenientes se emplean interpoladores de media móvil afectados por algún peso, dando preferencia a los puntos más cercanos al interpolado e incluso dando preferencia a ciertas direcciones. En los bordes del filtro, el peso debe acercarse a cero e ir dando mayores preferencias (pesos) a los valores muestreados que vayan estando más cercanos al interpolado.

En general los SIG permiten la posibilidad de elegir los pesos y los puntos a considerar en los filtros según el criterio del operador. Tienen la posibilidad de considerar entre 4 y 12 puntos de la muestra en cada filtro, aunque los valores más usuales están entre 6 y 12, especialmente si los puntos están regularmente espaciados.

4.5 Consideraciones sobre la modelación de los recursos de agua

La evaluación de los recursos de agua de una cuenca o de un acuífero o de un área determinada es un proceso complejo. Intervienen numerosos factores que interaccionan entre sí y que deben tener en cuenta la variabilidad espacial y temporal. Por esta razón, cuando hay información suficiente, esta evaluación se hace mediante modelos matemáticos, en los que es inevitable introducir simplificaciones. Se parte de la consideración del ciclo hidrológico al nivel de detalle necesario a cada situación. Se basa en modelos conceptuales de los diferentes procesos que intervienen en cada caso, en especial de los más relevantes. El tipo y detalle del modelo varía según las escalas de trabajo espacial y temporal y también los resultados (Delin et al., 2007) y el modo de comparación.

En general se busca conocer y explicar las variaciones de los caudales fluviales en el caso de que el énfasis sea en las aguas superficiales y de los caudales de los manantiales y los niveles piezométricos y reservas de agua de los acuíferos cuando el énfasis es en las aguas subterráneas. Sin embargo, la correcta modelación requiere considerar el ciclo en su conjunto, tanto más cuanto más intensas sean las relaciones entre aguas superficiales y aguas subterráneas.

Se ha de tener en cuenta el hecho de que, en numerosos casos, las cuencas superficiales no coinciden con la extensión de los acuíferos y que existen interrelaciones entre los acuíferos de un sistema acuífero, por ejemplo, por transferencias laterales o por superposición. En situaciones con notable afección humana, cabe incluir en la modelación el efecto de aportes de agua externa, distinta de la precipitación atmosférica, y el de los cursos de agua superficiales alóctonos o de las transferencias de agua subterránea, así como la importación de agua de otras cuencas, la desalinización del agua marina y el agua reincorporada al sistema como retornos de riego y la aplicación de aguas usadas regeneradas.

La recarga a los acuíferos por la precipitación es en general determinante del ciclo hidrológico subterráneo, aunque las relaciones río-acuífero pueden ser dominantes en determinados casos y en especial cuando existen extracciones de agua subterránea. Cuanto más árido es el clima, más importancia tiene la parte subterránea del ciclo hidrológico en cuanto a la ecología y sus servicios y a la disponibilidad de agua para atender a las necesidades vitales y económicas humanas.

4.6 Consideración de las aguas subterráneas en los modelos hidrológicos

La ecuación general del flujo subterráneo es la expresión del principio de conservación de masa a escala infinitesimal o más correctamente en el volumen elemental representativo. La ecuación, con las variables dadas por unidad de volumen de medio poroso, es:

$$\nabla \cdot (\underline{K} \nabla h) + w = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

K(LT^{-1}) = tensor de conductividad hidráulica,

SS(L^{-1}) = coeficiente de almacenamiento específico,

h(L) = nivel piezométrico,

∇( ) = operador gradiente y

∇·( ) = divergencia.

El primer término de la ecuación representa el balance neto de las entradas y salidas en una porción de acuífero de volumen unidad, el término w[T^{-1}] representa el aporte neto asociado a posibles fuentes o sumideros de agua y el término de la derecha representa la variación por unidad de tiempo del volumen de agua almacenada en dicha porción. En la mayoría de los casos, el flujo en los acuíferos es fundamentalmente horizontal. La ecuación del flujo en acuíferos se obtiene integrando a lo largo de la vertical la ecuación general del flujo, lo que conduce a una expresión del tipo:

$$\nabla \cdot (\underline{T} \nabla h) + q = S \frac{\partial h}{\partial t}$$

en la que la transmisividad T[L^2T^{-1}] substituye a la conductividad hidráulica, el coeficiente de almacenamiento S reemplaza al coeficiente de almacenamiento específico, el nivel h representa el nivel piezométrico promediado en la vertical en un determinado punto de coordenadas (x,y) y q[LT^{-1}] representa el término fuente/sumidero por unidad de superficie horizontal. Este término puede incluir: 1) entrada de agua a través de la superficie freática (recarga del agua de lluvia y de los retornos de riegos) para acuíferos libres, 2) goteo hacia o desde otros acuíferos subyacentes o suprayacentes, 3) salidas por extracciones (bombeos) y 4) entradas por inyección. Por tanto, el término q puede escribirse como:

$$\mathrm{q} = \mathrm{r} + \mathrm{g} - Q_B \delta(\underline{x}_B) + Q_I \delta(\underline{x}_I)$$

en la que $\delta(x_B)$ es la función delta de Dirac, que sólo es no nula en el punto $x=x_B$. Nótese que la ecuación es aplicable a todo punto $x=x_B$ interior al acuífero. Se puede integrar espacialmente en cualquier subdominio del acuífero. Integrando en el conjunto del acuífero se obtiene:

$$m_D \nabla \cdot (\underline{T} \nabla h) d\underline{x} + m_D \mathrm{r} d\underline{x} + m_D \mathrm{r} d\underline{g} - m_D Q_B \delta_D (\underline{x}_B) d\underline{x} + m_D Q_r \delta(\underline{x}_r) d = m_D S \frac{\partial h}{\partial t} \mathrm{d}\underline{x}$$

De acuerdo con el teorema de la divergencia, el primer término es igual a la integral de los flujos de entrada (Q_c) o de salida (Q_s) a través de los contornos laterales Γ del acuífero:

$$m_D \nabla \cdot (\underline{T} \nabla h) d\underline{x} = m_r (Q_e - Q_s) d\Gamma$$

En general, los contornos del acuífero se pueden agrupar por tramos y de esta forma la integral de contorno puede evaluarse como la suma de las entradas menos las salidas en cada uno de los N tramos:

$$\int_{\Gamma} (Q_e - Q_s) d\Gamma = \sum_{n=t}^{N} (Q_e^n - Q_s^n)$$

que pueden incluir las entradas por cauces, las pérdidas de lagos y embalses, los intercambios a través de los contactos con otras formaciones, las entradas procedentes de la infiltración de la escorrentía de zonas altas de la cuenca y las salidas por manantiales, descargas a ríos y salidas hacia otros acuíferos (Custodio y Llamas, 1976/1983).

El segundo término representa la tasa de recarga del conjunto del acuífero R[L^3T^{-1}]:

$$\mathrm{R} = \int_D r d\underline{x}$$

que coincide con el producto rA (A = área del acuífero) si r es espacialmente uniforme. Análogamente se puede definir el goteo total G, la extracción total B y la inyección total I. De esta forma, la ecuación puede reescribirse como:

$$\sum_n (Q_e^n - Q_s^n) + \mathrm{R} + \mathrm{G} - \mathrm{B} + \mathrm{I} = \int_D S \frac{\partial h}{\partial t} \mathrm{d}\underline{x}$$

Esta ecuación de balance admite aplicaciones muy diversas, dependiendo del intervalo de tiempo $\Delta t = t_f - t_i$ transcurrido entre el tiempo inicial y el tiempo final del balance.

Para valores pequeños de Δt, se puede suponer que los caudales de entrada y salida, así como los términos fuente/sumidero, son aproximadamente constantes en el tiempo, de forma que las integrales temporales pueden evaluarse como el producto del caudal por Δt, es decir:

$$\sum_n \int_{t_i}^{t_f} (Q_e^n - Q_s^n) dt + \int_{t_i}^{t_f} (R + G - B + I) dt = \int_D S(h_f - h_i) d\underline{x}$$

Si se analiza un episodio de recarga relativamente rápido y se toma como instante inicial el momento en el que comienzan a subir los niveles y como tiempo final el correspondiente al momento en el que los niveles son máximos, Δh se corresponde con el ascenso máximo del nivel, que puede variar de unos puntos a otros. La entrada por recarga de lluvia $R\Delta t$ predomina sobre otros términos del balance, especialmente si Δt es del orden de unos pocos días. En este caso, la ecuación se simplifica, quedando:

$$\sum_n (Q_e^n - Q_s^n) \Delta t + (R + G - B + I) \Delta t = \int_D S \Delta h d\underline{x}$$

Como tanto S como Δh pueden variar espacialmente, la integral de la derecha debe evaluarse a partir de S y sendos mapas de Δh obtenidos a partir de los hidrogramas de niveles en pozos someros. En la mayoría de los casos, suelen tomarse valores medios de S y Δh, $\bar{S}$ y $\overline{\Delta h}$, de forma que finalmente la ecuación se reduce a:

$$R\Delta t = A\bar{S}\,\overline{\Delta h}$$

en la que A = área del acuífero. Esta expresión es la que suele ser utilizada para cuantificar la recarga producida por un episodio de lluvias suficientemente intensas como para generar recarga.

La ecuación conlleva simplificaciones, cuya validez debe evaluarse y contrastarse en cada caso:

1) Se ignoran las salidas y el resto de las entradas al acuífero durante el periodo de balance. Algunas de las entradas/salidas tienen en general una magnitud mucho menor. Este puede ser el caso de las entradas/salidas procedentes de acuíferos subyacentes a través de niveles semiconfinantes (término GΔt). El efecto de los bombeos puede llegar a ser notable si el intervalo de tiempo no es suficientemente pequeño. En los casos en que se pueda disponer de estaciones de aforo en el punto de desagüe de la cuenca, se debe estimar la magnitud de la descarga subterránea a los cauces mediante la separación de las componentes del hidrograma. En condiciones ideales se puede calcular el término

$$\int_{t_i}^{t_f} Q_s^{río}(t)dt = V_s$$

que representa la salida subterránea al cauce, que es una de las posibles salidas por los contornos.

2) Se utiliza un valor medio de la porosidad eficaz (coeficiente de almacenamiento) $\bar{S}$ de los materiales del acuífero en la zona en la que oscila el nivel freático. En ocasiones en las que las oscilaciones son importantes (como por ejemplo en medios fisurados), en un mismo lugar del acuífero el coeficiente de almacenamiento puede variar en un orden de magnitud, dependiendo de la posición en la que se encuentre el nivel freático.

Para obtener información adecuada hay que considerar:

a) Características del sondeo, pozo o piezómetro y su estado de conservación. En muchas ocasiones se observan fuertes ascensos piezométricos provocados por la entrada directa del agua de lluvia al propio sondeo, ya sea por su boca o brocal o bien por el fuste. Si el sondeo no es somero, hay que analizar si las oscilaciones registradas son representativas del ascenso freático o bien reflejan otros efectos transmitidos a través de niveles profundos, tales como los producidos por posibles bombeos. En general, se suelen utilizar todos los puntos de agua disponibles, aunque no reúnan los requisitos adecuados, pero existe el riego de introducir errores importantes si no se toman precauciones.

b) Efectos barométricos y de marea.

c) Posibles oscilaciones inducidas por bombeos próximos. En zonas donde las extracciones por bombeo se destinan al regadío, suele presentarse la coincidencia en el tiempo de los periodos de lluvia con las épocas en las que cesan los bombeos y por tanto se recuperan los niveles. Por ello, los ascensos de nivel ocasionados por la recuperación del bombeo, cuya magnitud puede llegar a varios metros, no deben ser confundidos con los ascensos freáticos producidos por la recarga.

d) Características de la zona no saturada. La existencia de niveles poco permeables de cierta entidad puede ocasionar que la recarga al acuífero tarde bastante tiempo en llegar al nivel freático. El tiempo de respuesta, que es el tiempo transcurrido entre el episodio de infiltración y la manifestación de la recarga, es muy variable de unas zonas a otras, dependiendo del espesor, permeabilidad y heterogeneidad de la zona no saturada y de la existencia de fracturas y/o discontinuidades que puedan facilitar la rápida infiltración del agua de lluvia. En un mismo lugar, la magnitud de la recarga en cada episodio de lluvias depende de la intensidad y duración de las mismas.

Para valores grandes de Δt, el balance de agua en el acuífero puede plantearse entre dos fechas en las cuáles la superficie freática se encuentre en posiciones similares, de modo que la influencia del cambio de almacenamiento de agua sea nula o pequeña. Generalmente, se suele plantear el balance de agua entre dos periodos de estiaje consecutivos (Δt = 1 año), cuando se pueda admitir de forma razonable que el término de variación de almacenamiento entre esos dos momentos es despreciable (ΔS ~ 0). Suele suceder en climas húmedos, pero no es así en climas áridos y semiáridos. En este caso, si se adopta Δt = 1 año, la ecuación se transforma en la ecuación del balance de agua anual, de forma que:

$$\sum_n (V_e^n - V_s^n) + V_R + V_G - V_B + V_I = 0$$

en la que se utilizan los términos V para denotar los volúmenes anuales (generalmente en hm^3) de cada una de las componentes: V_c y V_s entradas y salidas por los contornos, V_R de recarga anual, V_B de los bombeos, V_G de goteo y V_I de la recarga artificial del acuífero. Esta ecuación puede reescribirse en la forma usual, o sea igualando la suma de las entradas a la suma de las salidas:

$$\sum_n V_e^n + V_R + V_I + V_G = V_B + \sum_n V_s^n$$

De esta forma, el volumen anual de recarga puede obtenerse a partir del resto de los términos:

$$V_R = \left(V_B + \sum_n V_s^n\right) - \left(V_G + \sum_n V_e^n\right)$$

Para valores intermedios de Δt, en ciertos casos se suele plantear el balance en el acuífero en un periodo más amplio que el de la manifestación del ascenso piezométrico máximo

(Δt), pero menor que un año. Si se dispone de datos de aforos con los que se pueda llegar a separar la componente de descarga subterránea, es posible evaluar su magnitud suponiendo una ley exponencial $Q_s = Q_0 e^{-\alpha t}$. Si se realiza el balance entre un tiempo t_0 y un tiempo t_1 en el que la descarga subterránea ha recuperado el valor existente antes del episodio de lluvias, la descarga subterránea puede obtenerse mediante:

$$\int_{t_0}^{t_1} Q_s dt = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Por tanto, suponiendo que el resto de las salidas y las extracciones son nulas y admitiendo que el tiempo transcurrido Δt es suficientemente grande como para que los niveles en el acuífero hayan recuperado su valor inicial (Δh ~ 0), el balance de agua entre t_0 y t_1 permite obtener la recarga a partir de:

$$R\Delta t = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Este método de estimación se ha utilizado frecuentemente a escala de cuenca o de un conjunto grande de cuecas (Arnold et al., 2000).

Todos los métodos anteriores de balance de agua en acuíferos introducen simplificaciones para hacer posible su aplicación. Estas simplificaciones se pueden soslayar utilizando de métodos numéricos para resolver la ecuación del flujo en acuíferos, lo que proporciona una alternativa de análisis cuantitativo en acuíferos complejos. No obstante, ello conlleva una serie de riesgos, que no siempre son adecuadamente tratados.

La consideración de la recarga a los acuíferos puede hacerse desde la formulación de modelos simples, como el de Thornthwaite T (Figura 4.6.1), en el que simplemente el excedente de agua se divide por mitades entre la escorrentía superficial y la subterránea, y variantes como la de la Figura 4.6.2, en que la recarga dada como transferencia de la humedad del suelo al acuífero se divide arbitrariamente en dos mitades, una que descarga en la cuenca y otra que sale del ámbito como flujo a las partes profundas del acuífero, que se supone que descarga a otras cuencas o al mar. Otra alternativa es el tratamiento de detalle, como hace el modelo Visual-BALAN cuando las cuencas y los acuíferos están bien delimitados, Es lo que se busca en la versión mejorada del SIMPA, actualmente en desarrollo.

Un modelo correctamente planteado debe abordar hidrogeológicamente el destino de la recarga a los acuíferos y en su caso calcularlo o modelar el flujo de agua subterránea.

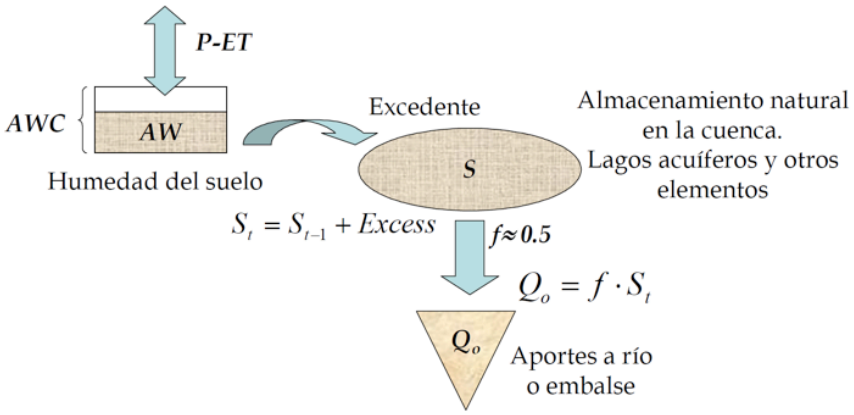


Figura 4.6.1 Distribución por mitades del excedente de agua entre la escorrentía superficial y la subterránea en el modelo Thornthwaite T (Thornthwaite y Mather, 1955). No se especifica el destino final de la mitad que no es descarga al rio o embalse, ni si esta parte se suma a la anterior en los aforos de salida de la cuenca (figura tomada de Pérez Martín, 2005)

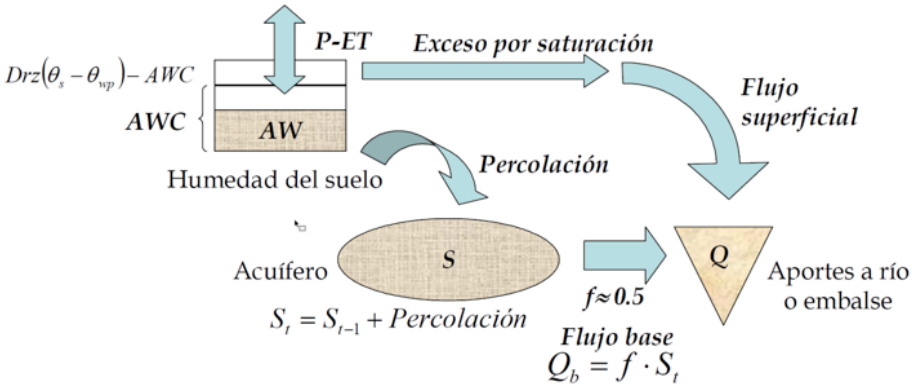


Figura 4.6.2 Modificación del modelo Thornthwaite T para la simulación diaria (Thornthwaite y Mather, 1957) que aplica el modelo SMR (Soil Moisture Routing), que incluye escorrentía superficial de respuesta rápida y que utiliza el almacenamiento del acuífero en vez del almacenamiento natural en la cuenca (Frankenberger et al., 1999). Se supone que la mitad de la recarga no se descarga dentro de la cuenca (figura tomada de Pérez Martín, 2005)

Los modelos hidrológicos normalmente consideran en detalle la generación de agua superficial y su relación con el suelo y, dependiendo de su diseño, con mayor o menor detalle tienen en cuenta la generación de agua subterránea como recarga. Esto se hace en porciones que se consideran propiamente homogéneas o representadas por parámetros **agregados** (*lumped*). En los lugares en que se requiere la información del agua superficial, como tomas, estaciones de aforo y derivaciones, los caudales no son la simple adición de los calculados en las distintas porciones en que se haya dividido el territorio, ya que hay un tiempo de transporte (transferencia, routing) desde el lugar de generación hasta el de control. Esto requiere funciones de transferencia por los cauces, además de los de generación de flujo en laderas, tanto más detalladas cuanto más corto sea el intervalo de

tiempo de cálculo. En cuencas no muy grandes, cuando el paso de tiempo es mensual, no hace falta considerar esta transferencia, ya que los tiempos de transporte son en general menores a un mes. En cuencas relativamente pequeñas, de dimensiones del orden o menores que 100 km, el trasporte por el rio no produce distorsiones importantes en los hidrogramas de caudales.

El tratamiento de las aguas subterráneas es más complejo que el de las aguas superficiales, ya que la respuesta de los caudales de descarga y de los niveles piezométricos de los acuíferos es lenta, de modo que, en acuíferos que no sean muy pequeños, la duración del efecto de variación de su almacenamiento puede superar el paso de tiempo mensual. La consideración apropiada de estos efectos requiere disponer de un modelo de aguas subterráneas, que recibe la recarga en cada porción en que se ha dividido el territorio y la transforma en descarga en manantiales y a tramos de río y además calcula las interacciones con el sistema superficial en el caso de que las aguas superficiales puedan producir recarga. Esta tarea no es sencilla y puede hacer pesado el cálculo o requerir una alta capacidad de computación. Por ello se buscan simplificaciones, que sean de fácil implementación, pero que restan precisión y a veces pueden aumentar la incertidumbre de los resultados.

Es frecuente la utilización de modelos unicelulares o de unas pocas celdas para representar razonablemente el comportamiento de un determinado acuífero. Estas celdas descargan en superficie en un determinado lugar a una cierta altitud. Se considera que el volumen de agua almacenado en un acuífero es el agua que se encuentra en cada celda por encima del punto de descarga a la red de drenaje superficial. Generalmente se supone una ley de descarga en que el caudal Q es proporcional (lineal) al volumen almacenado V

$$Q = \alpha V$$

en la que α = coeficiente de agotamiento o recesión.
Como Q = dV/dt, siendo t el tiempo, es

$$V = V_o \cdot e^{-\alpha t}.$$

A esta ley se la conoce también como de agotamiento o recesión exponencial.

Si la celda acuífera recibe una recarga total R se cumple que

$$(R - \alpha V)/(R - \alpha V_o) = e^{-\alpha t}.$$

Al estar referidos los valores de V a la altitud del punto de descarga, se correlacionan con el nivel piezométrico h, ya que para valores en altura de columna de agua es h = me·V, siendo me = porosidad llenable en caso de ascenso de nivel y me = porosidad drenable en el caso de ascenso de nivel. En la práctica se prescinde del efecto de histéresis capilar y ambos valores se toman como el mismo (porosidad eficaz o coeficiente de almacenamiento del acuífero libre).

En el caso de modelos discretizados en numerosas celdas superficiales, se procede a sumar todas las recargas producidas en las celdas sobre la parte no confinada del acuífero

y se considera que esa recarga es la que descarga el acuífero. Esto vale para acuíferos con descarga en una única cuenca fluvial. Si la descarga se hace a más de una cuenca, hay que dividir el acuífero en partes y sumar las que descargan a la cuenca fluvial o manantial que se considera. Esto requiere conocer la piezometría, teniendo en cuenta además que esas partes pueden cambiar con el tiempo y con la explotación del acuífero.

Desde el punto de vista de las condiciones iniciales en el acuífero, se requiere conocer la piezometría inicial con respecto a la altitud del lugar de descarga con cierta aproximación. Si el volumen inicial es cero, o mucho menor o mucho mayor que el real, y el acuífero tiene un alto tiempo de renovación τ, los cálculos están afectados por la necesidad de rellenar el déficit de almacenamiento o vaciar el exceso inicial. El tiempo de renovación τ (volumen / recarga total) puede ser de decenios. Durante esta fase de calentamiento del modelo, la simulación del flujo subterráneo es errónea, como ya se ha comentado anteriormente. En un acuífero con τ grande, toda la simulación puede ser errónea. Esta situación podría detectarse fácilmente si en este período inicial de la simulación los volúmenes desaguados en períodos de estiaje fuesen inferiores a los aforados. Una manera alternativa de proceder consiste en estimar los volúmenes iniciales a partir del caudal subterráneo en el mes anterior al comienzo de la simulación, teniendo en cuenta el valor del parámetro α. Para ello hay que separar la componente subterránea del caudal, lo que puede ser factible si dicho caudal corresponde a los meses de estiaje (véase la Sección 2.6.4 del Capítulo 2).

Algunas de las limitaciones comentadas se pueden soslayar si el balance de agua en el acuífero se realiza mediante la construcción de un modelo numérico de simulación del flujo en el acuífero. La construcción de un modelo numérico razonablemente válido requiere en general disponer de: 1) una detallada caracterización geológica y geofísica del acuífero, 2) una piezometría espacial suficientemente densa, con hidrogramas de niveles completos, 3) una buena base de parámetros hidrogeológicos (transmisividad o conductividad hidráulica y coeficiente de almacenamiento), 4) una adecuada caracterización hidroquímica e isotópica ambiental, 5) la correcta identificación de la geometría, el tipo y las condiciones de los contornos del acuífero y 6) la identificación de los mecanismos de recarga y una evaluación preliminar de su posible magnitud. En estas condiciones, es posible deducir la magnitud de la recarga a partir de la calibración del modelo de flujo, considerando la recarga como uno de los parámetros de la calibración. Dicha calibración puede realizarse por tanteos, lo cual suele limitar considerablemente el número de pruebas que razonablemente se pueden realizar, o bien utilizar modelos de calibración automática que permiten realizar más pruebas en menos tiempo (Gupta et al., 1999). Algunos métodos de calibración automática de modelos de acuíferos han sido desarrollados en universidades españolas (Carrera y Neuman, 1986; Medina y Carrera, 1996; Francés et al., 2007; Samper y Pisani, 2009) (véase el Subcapítulo 4.3). Mediante la calibración de un modelo de flujo, en la mayoría de los casos es relativamente sencillo estimar con bastante fiabilidad la recarga media anual en zonas extensas.

Se puede plantear la estimación de la recarga R a partir de la modelación numérica. Se trata de encontrar el valor óptimo de la recarga R*, entendiendo como tal el valor que minimiza una función objetivo J_h, que mide la diferencia entre los niveles calculados h^i_{cal} y medidos h^i_{med} en una seria de puntos.

$$J_h = \sum_i \left(h^i_{cal} - h^i_{med}\right)^2 \cdot w^i_h$$ donde w^i_h son coeficientes de ponderación.

Para evitar que al minimizar Jh el valor óptimo de la recarga pueda tomar valores poco razonables, se suele añadir un segundo término de plausibilidad J_R, que mide la diferencia entre el valor estimado de la recarga R y su estimación previa R_p. De esta forma, la función objetivo a minimizar es:

$$J = J_h + J_R$$

donde

$$J_R = \sum_{j=1}^{N_R} \left(R^j - R^j_p\right)^2 \cdot w^j_h$$

El criterio de plausibilidad J_R puede incluir varios parámetros de recarga R^j, j = 1, 2,..., N_R, correspondientes a varias zonas con diferentes recargas.

La estimación de la función espacial de la recarga R(x,t) es muy inestable cuando se pretende estimar las variaciones espaciales de alta frecuencia. Es decir, no es posible deducir los valores puntuales de la recarga a partir de medidas de niveles, especialmente si estos valores presentan fuertes fluctuaciones a pequeña escala. La solución a este problema de inestabilidad y falta de unicidad de la solución se obtiene mediante algún tipo de "suavizado" de la recarga. Otras posibles alternativas consisten en trabajar con los valores medios de la recarga en determinadas zonas y con valores medios de la recarga en determinados periodos de tiempo. Esta última alternativa consiste en definir dentro del acuífero una subzona o un número reducido de subzonas en las que se pueda suponer que los mecanismos, procesos y parámetros de recarga son homogéneos. La delimitación de la geometría y extensión de estas subzonas se debe realizar a partir del estudio de los datos hidroclimatológicos, de cultivos y cobertura vegetal, de tipos de suelos, del relieve de la zona y de los datos piezométricos. En cada una de estas subzonas, cuya geometría puede ser retocada durante el proceso de calibración del modelo de flujo, se supone que la recarga es homogénea. En estas condiciones, el problema matemático de la estimación de los parámetros de recarga tiende a estar matemáticamente "mejor planteado", de forma que se reducen los problemas de inestabilidad y de falta de unicidad de la solución.

La existencia de una potente zona no saturada puede hacer que la recarga al acuífero se produzca de una forma casi continua y constante en el tiempo, mientras que la recarga en tránsito es discontinua. En este caso, es posible determinar el valor de la tasa de recarga R considerando condiciones de flujo es:

$$T\nabla \cdot (\nabla h) + R = 0$$

En esta ecuación, los niveles en el acuífero dependen de T/R, de modo que no se puede separar T de R. De hecho, los niveles h en régimen estacionario en un acuífero confinado,

homogéneo y comprendido entre dos ríos paralelos vienen dados por (Custodio y Llamas, 1976/1983, p 851):

$$h - H = \frac{R}{T}\left(Lx - \frac{x^2}{2}\right)$$

H = nivel en los ríos,
x = distancia al río y
L = semi-separación entre los ríos o canales, supuestos paralelos.

La diferencia de nivel entre el punto más elevado (h_0) y el nivel del río es:

$$\Delta h = h_0 - H = \frac{RL^2}{8T}$$

que depende de T/R.

Por tanto, para poder estimar adecuadamente la recarga es necesario conocer bien el valor de la transmisividad hidráulica del acuífero. Si dicho valor de la transmisividad es incierto error ε_T de varianza $\sigma^2_{\varepsilon T}$) , la incertidumbre en el valor de R es:

$$\sigma_R = \frac{8\Delta h}{L^2}\sigma_T$$

y la varianza del error relativo de la recarga S_r viene dada por:

$$S_r = \frac{\sigma_R}{R} = S_T = \frac{\sigma_T}{T}$$

La cuantificación de la variación temporal de la recarga a partir de modelos numéricos de flujo plantea además otros problemas adicionales a los en régimen estacionario. Se trata de establecer los patrones de variación temporal de la recarga R(t). El análisis de los hidrogramas de niveles, con todos los problemas que conlleva dicho análisis, permite obtener una primera idea de los momentos en los que se produce recarga y la magnitud relativa de la recarga en distintos periodos. La deducción de los valores de R para cada uno de los episodios de lluvia no es trivial y encierra una notable componente subjetiva.

La variación temporal de la recarga puede deducirse a partir de los balances de humedad en el suelo, que es lo que se obtiene de los modelos que se comentan en el Subcapítulo 3.5 y que se obtiene en los modelos que se consideran en las Secciones siguientes. A partir del balance de agua en el suelo y mediante algún tipo de función de transferencia, se puede transformar la recarga en tránsito en recarga. Esta función de transferencia se puede obtener: 1) a partir de análisis estadísticos, 2) mediante la solución de la ecuación del flujo no saturado a lo largo de la vertical o 3) de forma simplificada mediante un balance global en la zona vadosa. La utilización de modelos simplificados de balance en el suelo y en la zona no saturada permite obtener, de forma directa, sencilla y sin grandes exigencias de cálculo, una estimación previa de la evolución temporal de la recarga. Esta estimación previa puede ser utilizada como función de entrada en un modelo numérico del flujo en el acuífero.

El esquema iterativo para la estimación de la recarga mediante la conjunción de modelos de balance en el suelo con modelos numéricos de flujo en el acuífero consiste en suponer que la recarga en una determinada zona del modelo R(t) es una función del tiempo, que puede expresarse como $R(t) = r \cdot f_R(t)$, donde r es un factor de escala o parámetro y $f_R(t)$ es una función del tiempo. Partiendo de unas ciertas hipótesis sobre los mecanismos de recarga y para unos ciertos parámetros del programa de balance, se deduce una primera estimación de la magnitud y evolución temporal de la recarga $R_p(t) = r_p \cdot f_R(t)$. Mediante la calibración del modelo de flujo del acuífero (resolución del problema inverso), se obtiene un valor óptimo r* del parámetro r, que puede diferir del valor de la estimación previa r_p. Si la evolución temporal de los niveles calculados se ajusta a la de los medidos, se puede concluir que los mecanismos de recarga utilizados por el programa de balance son plausibles. En caso contrario se procede a modificar convenientemente los datos e hipótesis del balance. El proceso se repite de forma secuencial hasta que la evolución temporal de los niveles calculados por el programa de flujo sea coherente con la observada.

Actualmente no se conoce en qué condiciones es posible llegar a obtener la variabilidad temporal de la recarga en situaciones reales mediante la calibración transitoria de modelos de aguas subterráneas. Esto requiere grandes conjuntos de datos y además tener en cuenta parámetros de almacenamiento. En estudios realizados en Australia del Sur, Knowling y Werner (2017) concluyen que una estimación razonable de la recarga mensual con error de la raíz del cuadrado de la recarga (RMSE) < 0,3 (véase el Subcapítulo 4.3), requiere una gran cantidad de datos transitorios del nivel del agua y que se conozca la distribución espacial de la conductividad hidráulica k. Sin embargo, la estimación conjunta de k y del coeficiente de almacenamiento S_y impide una razonable inferencia de los valores de la recarga y de los parámetros hidráulicos.

Con frecuencia se ha tratado de deducir la recarga como parámetro o función paramétrica a calibrar en modelos de flujo (Samper, 1997b). Pero, además del gran coste computacional de llegar a establecer una variabilidad espacial suficiente, se requiere que los parámetros hidráulicos del acuífero sean bien conocidos y los niveles correctamente medidos y con series largas. Esto raramente sucede. Por esto es necesario calcular la recarga, aplicarla al modelo de flujo, calibrar y repetir el proceso tras realizar los ajustes. Esto se puede tratar de hacer automáticamente, acoplando ambos modelos cuando las discretizaciones espaciales coinciden. A gran escala se requiere un detallado conocimiento hidrogeológico y establecer modelos conceptuales.

Apenas hay modelos de acoplamiento agua superficial–agua subterránea a gran escala, aunque los hay a escala de detalle. Estos modelos serán cada vez más comunes, tras la aparición de nuevas técnicas de acoplo de gran eficiencia. Estos acoplamientos con malla común se han realizado considerando el modelo SWAT y el LISFLOW, que se exponen en la Sección 4.8.3, y el MODFLOW. Es más difícil de hacer cuando el modelo de agua subterránea es de malla irregular de elementos finitos, como el TRANSIN (Medina el al., 1996; 2000) y su versión Visual-TRANSIN (UPC, 2003) o el FEFLOW (Diersch, 2005), además de otras combinaciones de métodos de balance del agua en el suelo y modelo hidrogeológico (Stanton et al, 2013). El acoplo se facilita aplicando técnicas GIS (Batelaan

y De Smelt, 2007; Wang et al., 2013; Nitcheva, 2018). En el caso de cuencas de extensión grande, hay que tener en cuenta el transporte (routing) del agua por el sistema fluvial hasta la estación de control de caudales (Camporese et al., 2010).

La estimación de la variación temporal de la recarga a partir de modelos de agua subterránea a gran escala y con muchos parámetros es actualmente un tema de investigación. Supone considerar cuánto influyen los parámetros hidráulicos y en especial la conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento a largo plazo y cómo constreñirlos, el número de objetivos de calibración de los niveles y la resolución temporal a la que se quiere estimar la recarga (Knowling y Werner, 2017). No es posible la estimación conjunta de la recarga, de la conductividad eléctrica y del coeficiente de almacenamiento, ya que la recarga depende del cociente de los otros dos parámetros, como ya se ha comentado anteriormente.

La estimación de la evolución temporal de la recarga y de su variación espacial presenta mayores dificultades. Dicha variabilidad espacial puede obtenerse a partir de balances de agua en el suelo. La utilización de los resultados del balance de humedad en el suelo como dato de entrada a un modelo numérico es un enfoque mediante el que se unen dos métodos complementarios, uno desde arriba y otro que se plantea desde abajo. Este enfoque conjunto (método de balance + modelo numérico), cuya aplicabilidad en acuíferos y a escalas mayores está todavía por investigar en detalle, ofrece interesantes ventajas por cuanto: 1) aprovecha las ventajas de ambos métodos, 2) garantiza la coherencia entre los resultados del balance de agua en el suelo, que generalmente proporcionan el valor de la recarga en tránsito, y las fluctuaciones del nivel freático, que reflejan la recarga real, y 3) proporciona una herramienta de gestión o de predicción de la evolución futura del acuífero una vez calibrados los modelos de balance en el suelo y de flujo en el acuífero.

4.7 Modelación del proceso lluvia-escorrentía-recarga.

La comprensión de la dinámica de los diferentes procesos físicos que actúan en la transformación de la precipitación en escorrentía en una cuenca ha sido y es uno de los grandes retos de la hidrología, dada la gran variedad de escalas espaciales y temporales que intervienen y las grandes diferencias territoriales y climáticas de un lugar a otro.

Durante el siglo XX se desarrollaron los principios hidrológicos a partir de experimentos a escala de laboratorio o en parcelas. A escalas mayores, el análisis de los procesos que ocurren en una cuenca se ha basado principalmente en aproximaciones y relaciones empíricas, como se comenta en los Subcapítulos 3.3 y 3.4. En este contexto, los modelos precipitación-escorrentía presentan diferentes problemas (Gupta, 2007):

- Cómo extrapolar las mediciones puntuales realizadas en unas pocas estaciones a escalas mayores para obtener la información de entrada que requieren los modelos precipitación–escorrentía.
- Cómo definir los parámetros y las ecuaciones físicas de los modelos precipitación-escorrentía a utilizar a las escalas espacio-temporales adecuadas.

- Cómo calibrar los caudales simulados por un modelo lluvia-escorrentía respecto a los caudales observados

Su comportamiento relativo ha sido objeto de ejercicios de intercomparación (Duan et al., 1992).

Una mayor complejidad que se traduzca en un aumento de parámetros de libre elección de los modelos precipitación-escorrentía no tiene por qué aumentar la bondad de los resultados (Perrin et al., 2001). Es el principio de parsimonia.

La Figura 4.7.1 muestra el esquema conceptual de un modelo de humedad de reducido número de parámetros.

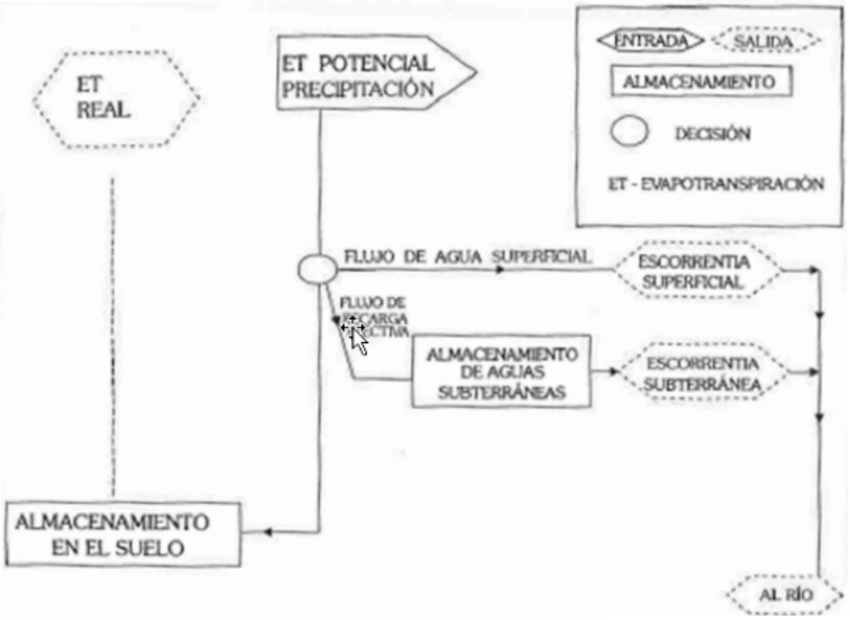


Figura 4.7.1 Esquema conceptual de un modelo de humedad de reducido número de parámetros (Estrela, 1992b)

Son muy diversos los modelos hidrológicos utilizados para evaluar recursos de agua a partir de la precipitación atmosférica, que es la fuente esencial de los mismos, bien sea líquida (lluvia, lluvia horizontal o condensación de niebla, rocío) o bien sólida (nieve) tras su posterior fusión (Beven, 2001).

Se pueden dar diversas clasificaciones conceptuales de los diferentes tipos de modelos. De acuerdo con el detalle con que se considera el espacio y sus variaciones, los modelos pueden ser **agregados** (*lumped*), con pocos parámetros que integran propiedades espacialmente variables, semidistribuidos o **subagregados** por subcuencas menores o partes de acuíferos y distribuidos. La Figura 4.7.2 esquematiza un modelo subagregado y la Figura 4.7.3 muestra un modelo **distribuido.**

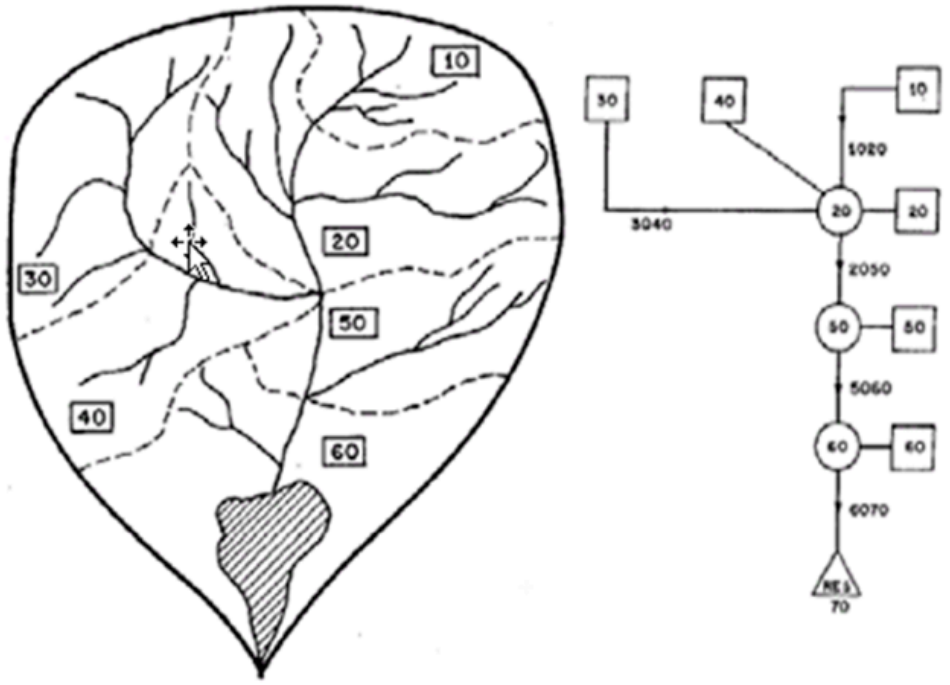


Figura 4.7.2 Esquema de un modelo subagregado en planta y en organigrama. Los triángulos corresponden a embalses, los cuadrados a la escorrentía de la subcuenca, el círculo al lugar de control de caudales y las rectas con flecha a la transferencia por cauce fluvial (USACE, 1998).

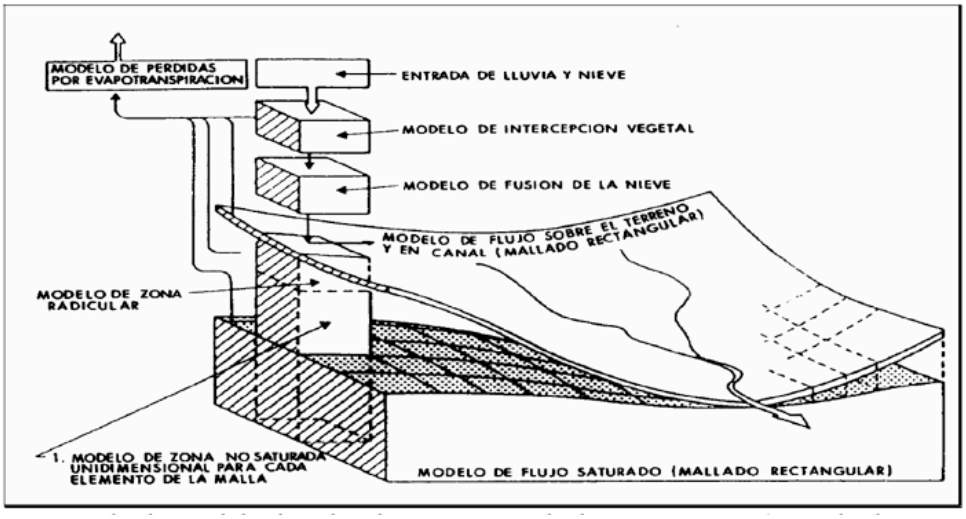


Figura 4.7.3 Ejemplo de modelo distribuido basado en el Sistema Hidrológico Europeo SHE (Ruiz García, 1998, adaptado de DHI, 1985)

Los modelos agregados atribuyen los parámetros de los procesos a un determinado territorio, que en general es heterogéneo. Por lo tanto, con la adaptación se pierde el sentido físico de los parámetros que lo tienen, pero a cambio de sólo utilizar una reducida información básica de unas pocas partes de todo el territorio en consideración. Los modelos distribuidos dividen (discretizan) el territorio en un cierto número de espacios, que se suponen homogéneos, de modo que en principio pueden tratarse como representados por un conjunto de parámetros que se suponen bien conocidos, por lo menos los de

más claro significado físico. Esta discretización puede ser por subcuencas de la cuenca principal y estas subcuencas pueden también ser divididas de igual manera. En el caso de acuíferos, la discretización puede ser por unidades hidrológicas y características del suelo y fisiográficas. La discretización puede también hacerse mediante numerosas celdas en mallas regulares o irregulares, tratando de aproximarse a un medio continuo.

Dentro de las principales limitaciones de los modelos agregados, se encuentra la escasa eficacia para modelar escenarios complejos de generación de escorrentía y de recarga. Sólo son aplicables en cuencas pequeñas y en condiciones climatológicas muy específicas. Son incapaces de simular campos intermitentes de precipitación y de modelar diferentes tipos de suelo dentro de la cuenca.

Los modelos distribuidos permiten capturar la variabilidad espacial de las variables hidrológicas y de las condiciones del terreno, pero el proceso de calibración puede llegar a ser muy complejo, debido al gran número de parámetros y a la generalmente escasa información disponible para realizarla.

Según como se establecen las relaciones entre variables, los modelos pueden ser **empíricos** o de **caja negra**, basados en la simple relación cuantitativa entre observaciones de causa-efecto y **conceptuales** o de **base física**, en los que se describen los diferentes procesos que intervienen (por lo menos los principales) mediante leyes y relaciones teóricas o empíricas (Xu y Singh, 1998a; Vélez Upegui, 2001). Los modelos conceptuales de base física suelen ser deterministas, de modo que, para un conjunto de datos de entrada, llevan a un único conjunto de resultados numéricos. No obstante, existen modelos, muchos de ellos de agua subterránea, en que los datos y variables de entrada y los parámetros tienen una variabilidad dada por valores estadísticos, de modo que los resultados van también acompañados de la distribución estadística de sus valores. En estos **modelos estocásticos** (estadísticos), las relaciones son el resultado de ajustes con un cierto margen de error y las variables y parámetros están definidos con un margen de incertidumbre (Estela, 1992b). Algunos de los modelos estocásticos en uso son los autorregresivos ordinarios y de media móvil y los de correlación múltiple. Tales son los modelos ARMAX (Box y Jenkins, 1976). Con ellos se busca reducir el número de parámetros, el cual suele ser muy grande en el caso de los modelos determinísticos en situaciones reales.

Los modelos empíricos poseen una estructura puramente estadística y/o matemática y no ayudan al entendimiento físico de los procesos que ocurren en la cuenca. Simplemente, se determina una relación causa-efecto, sin considerar las leyes físicas que los pueden ligar, suponiendo de manera explícita que correlación implica causalidad. Los **modelos empíricos hidrológicos**, muchos de ellos de carácter regional, vienen desde los inicios de la hidrología cuantitativa. Dan una aproximación preliminar sencilla de los recursos de agua, aunque estacionaria y con posibles notables desviaciones de un año a otro. Tales son los modelos y fórmulas de Coutagne (1935), Turc (1963), Budyko y Zubenok (1961) y Seyhan (1976), considerados en la Sección 3.3.2 del Capítulo 3, aunque comparten una base conceptual. En España tuvo especial predicación la fórmula de Becerril para el cálculo del caudal natural de una cuenca en un punto determinado (Robledo Sánchez, 2014), en especial para diseños hidroeléctricos, pero no es de interés para este Informe.

Los modelos conceptuales se basan en una representación conceptual del funcionamiento de la cuenca o del acuífero, considerando los procesos físicos de forma muy simplificada. La mayoría de los modelos conceptuales representan la estructura de la cuenca o del acuífero como un conjunto de tanques o embalses o reservorios (cajas) interconectados y sus ecuaciones deben satisfacer el balance de agua. Debido a que los parámetros del modelo no tienen el mismo significado físico a todas las escalas, es importante analizar si el esquema conceptual es adecuado para representar a los procesos en la cuenca a la escala espacio-temporal de interés. En hidrogeología, también se denominan modelos conceptuales a los que tratan de identificar la existencia, flujo, recarga y descarga del agua subterránea, aplicando el conjunto de la información disponible, que incluye la geológica, geofísica, de niveles piezométricos, de ensayos hidráulicos, hidrogeoquímica e isotópica ambiental, de trazado ocasional o artificial y la de satélite.

Los modelos de base física o teóricos representan la física del flujo del agua desde su llegada a la superficie del suelo hasta su salida de la cuenca. Poseen fundamentos físicos y teóricos muy fuertes y pueden contribuir al entendimiento de los procesos hidrológicos que ocurren a diversas escalas. Parten de las leyes y funciones que gobiernan cada proceso, tales como la Ley de Darcy, la fórmula de Richards para el medio no saturado y la Ley de Fick para la difusión-dispersión, además de la de continuidad o conservación de masa, y, para el flujo de fluidos en superficie, la ecuación de Saint Venant. En ciertos casos es preciso recurrir a simplificaciones para lograr resolver el conjunto de ecuaciones. Como se suele requerir mucha información, en general su aplicación se limita a casos de detalle de experiencias de laboratorio o de pequeñas cuencas y áreas de recarga muy bien instrumentadas. Un caso especial de los modelos de base física son los de circulación atmosférica, en los que los parámetros se suponen conocidos con precisión, con lo que no se realiza la calibración. En este caso, las diferencias con la realidad se atribuyen preferentemente a la inadecuada consideración de los procesos o a la omisión de algunos que son significativos. Estos modelos teóricos parten de la ecuación de balance de agua, en que los componentes del ciclo están en función de la humedad del suelo (Figura 4.7.4).

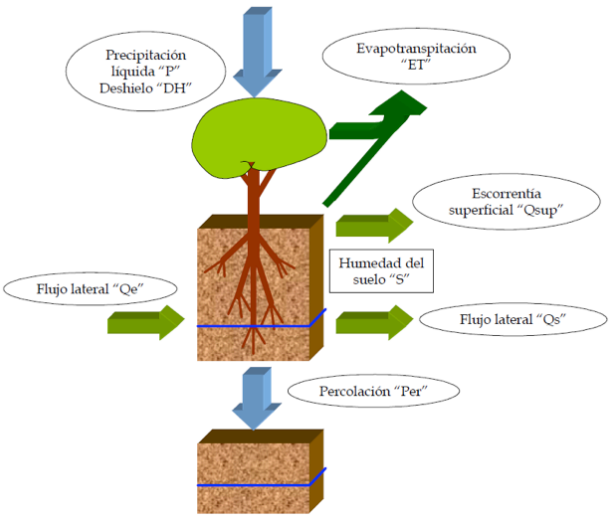


Figura 4.7.4 Esquema simplificado del balance de agua en el suelo (Pérez Martín, 2005)

Los modelos son estacionarios cuando los procesos no dependen del tiempo (como propiedad o por ser la media de un largo periodo o por ser la situación asintótica a la que se tiende tras una modificación) y son dinámicos (también llamados en régimen transitorio o variable y cinemáticos cuando sólo intervienen dimensiones de longitud y tiempo) cuando existe una variabilidad temporal. La variable temporal puede considerarse como continua o más comúnmente como discreta, con intervalos de tiempo fijos o variables.

La precipitación es muy cambiante en el tiempo y con frecuencia se presenta como eventos de lluvia y eventos de fusión de nieve, los que dan origen a eventos de incremento del caudal fluvial y en ciertos manantiales a eventos de descarga. Su consideración en detalle supone disponer de datos frecuentes y usar intervalos de tiempo cortos. Para simplificar la modelación de eventos, se puede prescindir de los cambios a largo plazo en el sistema, como por ejemplo de las reservas o de la transmisividad del acuífero o del estado de un cauce. Para largas simulaciones a largo plazo, la óptica es diferente, los eventos se integran y el balance se hace de forma más o menos continua.

Lo que se desarrolla a continuación se refiere a la modelación de los volúmenes y flujos (caudales) de agua. También se puede modelar el transporte de masa en el ciclo hidrológico bajo distintos aspectos de interés, tanto científico como aplicado, como la modelación de los cambios de salinidad o de contenido en nitrato o de determinados contaminantes naturales o antrópicos (polución). Cuando se dispone de información suficiente, su consideración puede y suele aportar una mejora al conocimiento cuantitativo del ciclo del agua. Este aspecto de transporte de masa (calidad del agua) no es objeto de este Informe, que se limita al agua y a la recarga.

El balance de volúmenes de agua para un cierto intervalo de tiempo, entre la superficie del terreno y la profundidad a la que ya no hay evapotranspiración (base del suelo edáfico o profundidad radical o el equivalente para terreno rocoso o sin vegetación) es:

$$S = S_{-1} + (P + DH) - ETR - Per - Q + (Q_e - Q_s)$$

S = contenido de humedad en el suelo
S_{-1} = contenido de humedad en el suelo en el intervalo de tiempo anterior
P + DH = precipitación líquida (P, lluvia) + deshielo (DH)
ETR = evapotranspiración real
Per = percolación o recarga en tránsito desde la base del suelo
Q = volumen de escorrentía superficial
$Q_e - Q_s$ = volumen de agua lateral entrante (e) menos la saliente (s) del suelo

Se produce escorrentía superficial sobre el terreno (flujo hortoniano) cuando la intensidad de la lluvia supera la capacidad de infiltración (Horton, 1939; 1940) y cuando el agua caída no se puede infiltrar por estar en ese momento el suelo saturado hasta la superficie.

El flujo de escorrentía superficial depende de la intensidad de lluvia, de la topografía y de las características hidráulicas del terreno. El flujo hortoniano puede ser el principal componente de la escorrentía superficial en ciertas zonas áridas y semiáridas. Ambos procesos pueden aparecer en distintos momentos y lugares y su distribución y extensión cambia con el tiempo a lo largo de un evento de precipitación (Hewlett y Hibbret, 1967).

Los modelos conceptuales de **balance de la humedad** del suelo tratan de reproducir lo que sucede en el suelo tras una lluvia. En estos modelos, el agua se mueve entre distintos repositorios o depósitos y se almacena en los mismos. Como se expone en el Capítulo 3, unos modelos son sencillos, con unos pocos parámetros, entre los cuales están los del número de curva NC para la escorrentía superficial en respuesta a la precipitación y el de Thornthwaite (Thornthwaite y Mather, 1955) para el balance del agua en el suelo. Estos modelos están en el origen del modelo subagregado de gran número de parámetros conocido comúnmente como modelo Stanford (SWM-IV, Crawford y Lindsey, 1966) y que ha sido la inspiración para otros modelos posteriores. En la Tabla 4.7.1 se sintetizan algunos datos de algunos de los modelos hidrológicos de base física disponibles.

Tabla 4.7.1 Datos de algunos de los modelos hidrológicos disponibles de base física (teóricos). Extraído de Pérez Martín (2005).

Designación	Designación	Características	Referencias
Thornthwaite	Thornthwaite, T	Ver Sección 3.5.2 2 parámetros	Thornthwaite y Mather, 1955
Témez	Modelo Témez	Deriva del Thornthwaite Similar al método del NC Da origen al modelo SIMPA. Ver Sección 3.5.4 Pocos parámetros	Témez 1977
Témez-grado-día	TGD	Témez + módulo de nieve	Jódar et al., 2017
NC	Número de curva	Para escorrentía Superficie de tormenta Ver Sección 3.4.2 1 parámetro	SCS, 1954
PALMER		2 capas de suelo	Palmer, 1965
abc	abc	Permite escorrentía antes de que el suelo se sature	Fiering, 1967
abcd	abcd	Similar all ABC, 4 parámetros	Thomas, 1981
abcd-snow	ABCD–nieve	ABCD + módulo de nieve	Vogel, 1994
WAVE	Water and Agrochemicals in Soils, Crops and Vadose Environment	5 módulos interconectados (vegetación, ciclo hidrológico, ciclo energético, ciclo del N y balance de sales (plaguicidas)	Vanclooster et al., 1995

No todos los modelos se comportan igual ni tienen la misma precisión. Algunos de ellos pueden dar resultados desviados e incluso aberrantes en determinadas condiciones. Además de probar los modelos mediante la simulación de situaciones teóricas a partir de soluciones bien conocidas, se hacen ejercicios de intercomparación mediante la aplicación a uno o varios casos bien documentados.

Los métodos de cálculo, cuyo esquema simplificado es el de la Figura 4.7.5, se aplican en una porción de la cuenca (Figura 4.7.6) y se repiten en cada porción de la discretización realizada. Agregando resultados, se puede evaluar el caudal que pasa por un punto del cauce del río, por ejemplo, donde hay una estación de aforos (Figura 4.7.7), aunque para

intervalos de tiempo cortos y cuencas grandes hay que corregir los datos de acuerdo con el tiempo de transferencia de la escorrentía superficial y simular el retraso de la escorrentía subterráneas en función de los tiempos de permanencia del agua subterránea en los acuíferos.

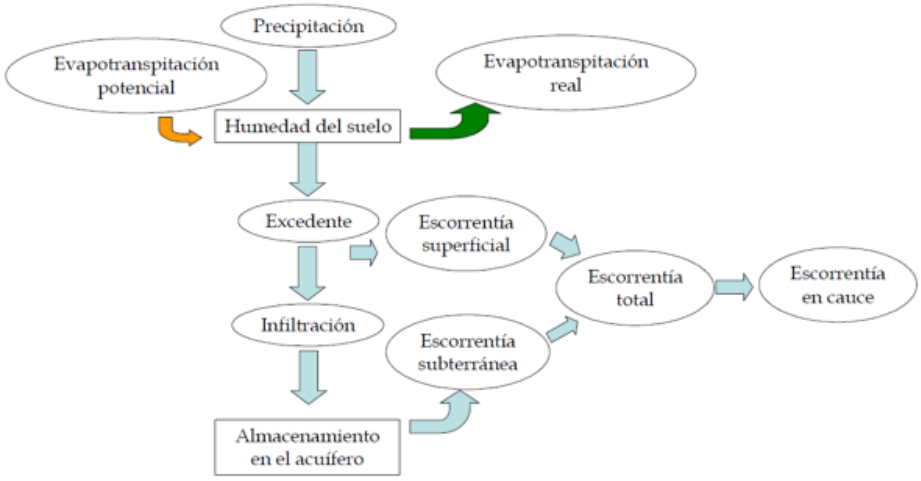


Figura 4.7.5 Modelo conceptual de reducido número de parámetros (Estrela, 1992b)

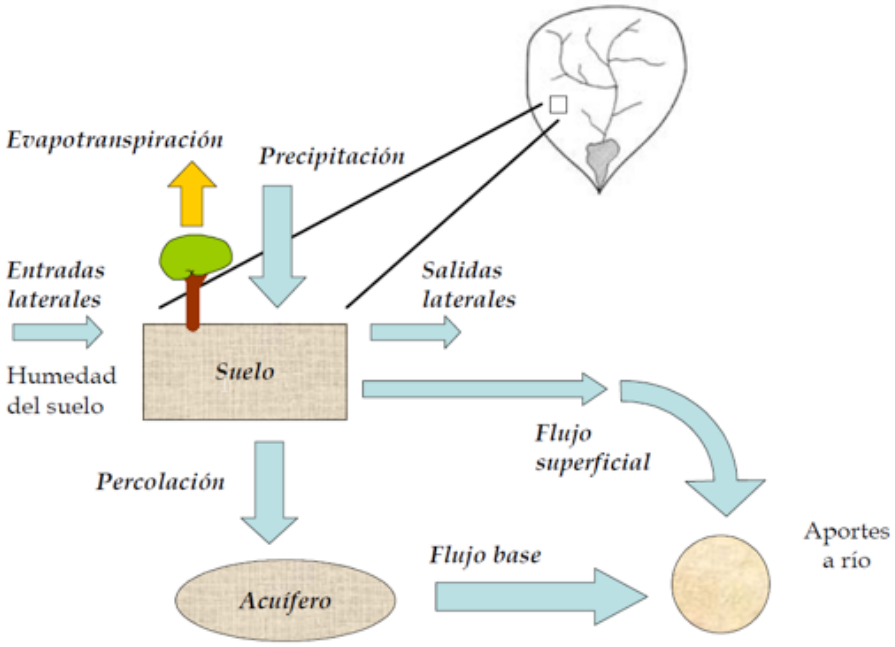


Figura 4.7.6 Esquema del funcionamiento de un modelo semidistribuido por subcuencas. Modelo SMR (Pérez Martín, 2005, modificado de Frankengerger et al., 1999)

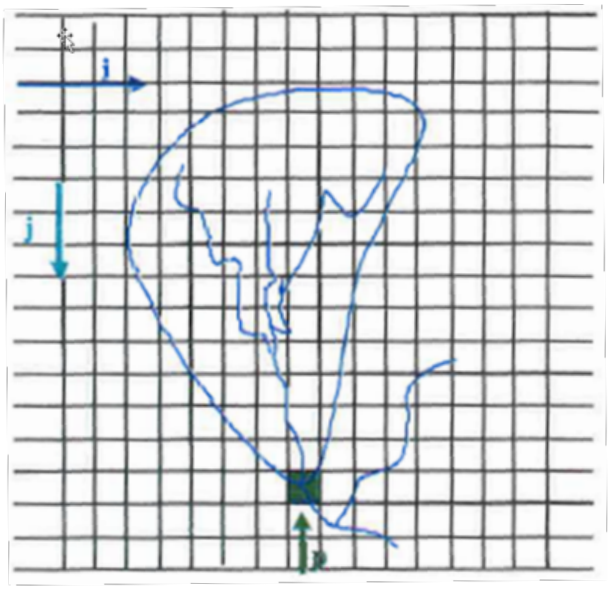


Figura 4.7.7 Cálculo de los caudales totales en un punto de control a partir de las aportaciones en cada una de las celdas que forman su cuenca de drenaje. El caudal en el lugar de control es $Q = \Sigma A \cdot S$, siendo A la aportación de cada subcuenca de superficie S. El sumatorio se extiende a todas las subcuencas. Se supone que se trabaja en unidades coherentes

La Figura 4.7.8 es un esquema del funcionamiento de un modelo distribuido en celdas, con integración de los flujos de aguas superficiales en un curso fluvial principal.

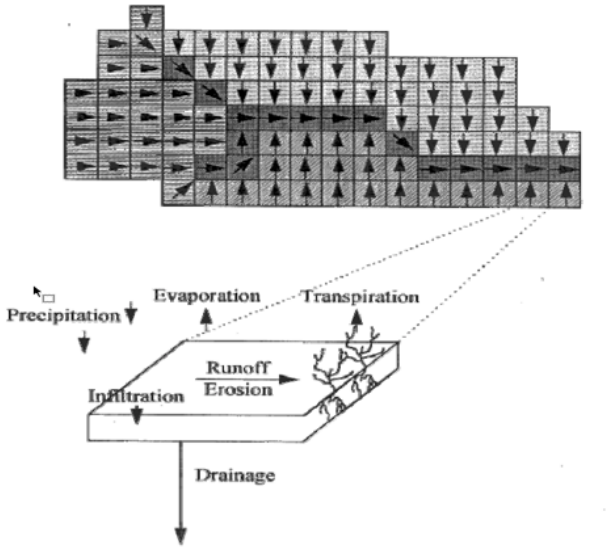


Figura 4.7.8 Esquema general de funcionamiento de un modelo distribuido en celdas con integración de los flujos de aguas superficiales en un curso fluvial principal, que corresponde a las celdas de color gris más intenso (Pérez Martín, 2005)

La parte hidrológica relativa a la infiltración y a la recarga es esencialmente unidimensional vertical y se suele mencionar como modelo de capas (layers). Por encima del terreno puede haber de 1 a tres capas, una entre el suelo y la base del dosel, otra en la parte inferior del dosel y otra en la superior. En el suelo, donde se produce la evapotranspiración, se suele considerar una capa, pero pueden ser más si se quiere incorporar la estratificación y

especialmente la existencia de niveles poco permeables, si hay datos para su tratamiento. Por debajo del suelo se puede pasar directamente al nivel saturado (acuífero freático) si es poco profundo o hacerlo a través de un cierto espesor de medio no saturado bajo el suelo edáfico. El medio saturado puede ser una única capa o más de una si conviene diferenciar acuíferos o considerar acuitardos (Figura 4.7.9). La Figura 4.7.10 es una representación esquemática de una situación de complejidad media, en la que el agua extraída para regadío genera recarga al acuífero como retornos de riego.

Según el intervalo de tiempo considerado en el modelo, se pueden considerar dos grandes grupos principales: los mensuales y los diarios. Los modelos horarios o con intervalo más corto no son generalmente para evaluar la recarga sino para crecidas de ríos y estudios de inundaciones, aunque pueden tener interés a los efectos de este Informe en lugares áridos, donde la recarga por avenidas torrenciales breves puede ser importante y a veces dominante en cuanto a la recarga a los acuíferos.

Actualmente no suele ser la cantidad ni la disponibilidad de datos lo que hace que se prefiera un modelo de paso de tiempo mensual a uno diario, aunque para información antigua puede ser necesario realizar una desagregación de mensual a diaria de los datos meteorológicos. Muchos modelos orientados a los recursos de agua superficial utilizan un paso de tiempo mensual, para no tener que introducir transferencia de agua (routing) desde los diferentes lugares de la cuenca (en general cuencas pequeñas y medianas) y analizar los resultados integrados para los que el error temporal se supone pequeño. Pero cuando el objetivo son los recursos de agua subterránea y la recarga, debe utilizarse un paso de tiempo diario para tener en cuenta la corta duración de los eventos de lluvia. Esto es más importante cuanto más árido es el clima. Únicamente en climas húmedos, en que casi siempre el suelo tiene humedad suficiente para no limitar la evapotranspiración, el paso de tiempo mensual puede ser aceptable. Algo similar se puede decir de los terrenos en regadío.

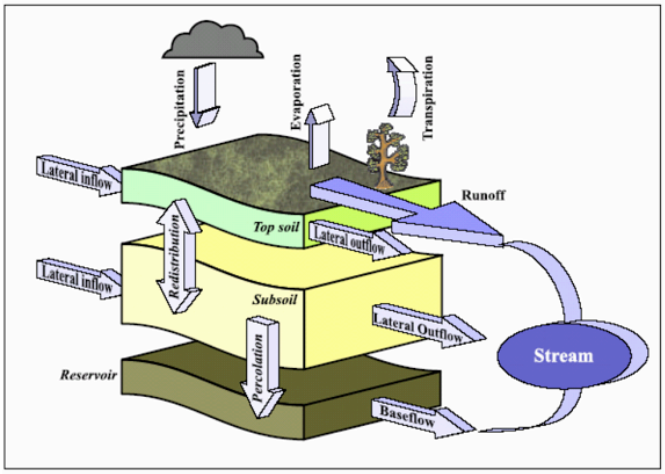


Figura 4.7.9 Modelo SMDR, que considera una capa atmosférica, otra de suelo y dos acuíferas: la superior que descarga en la cuenca y la inferior que descarga fuera de la cuenca, cada una discretizada en celdas (Pérez Martín, 2005; tomado de CU, 2003)

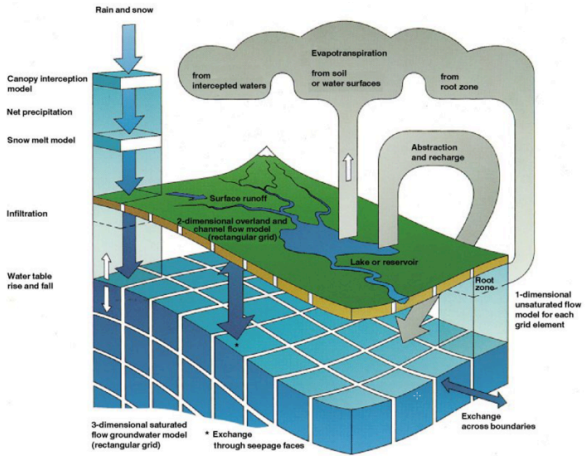


Figura 4.7.10 Representación esquemática de una situación de complejidad media en la que el agua extraída para regadío genera recarga al acuífero como retornos de riego. Modelo MIKE-SHE (Pérez Martín, 2005, tomado de DHL, 2004)

El agua de recarga a los acuíferos fluye por los mismos y acaba por descargar en manantiales que dan origen a cursos de agua, incrementan de forma difusa el caudal de los ríos, alimentan a humedales y lagos donde en parte o totalmente se evapora si el nivel freático queda a pequeña profundidad bajo la superficie del terreno o se transfiere a otros acuíferos en la misma vertical o laterales.

Los procesos se describen mediante funciones matemáticas y se relacionan según diagramas de flujo, con almacenamientos (reservorios o depósitos) intermedios. Cada modelo tiene sus propias particularidades. La Figura 4.7.11 es un ejemplo con las funciones y los parámetros que caracterizan al comportamiento de los depósitos, es decir valores máximos, mínimos y/o de rebose. La Figura 4.7.12 es un esquema en que el suelo ha sido dividido en subcapas, como lo hace el modelo SWAT. En la Figura 4.7.13 se muestra el esquema de un modelo hidrológico con doble almacenamiento en el suelo, que da origen a dos formas de caudal de base, y con tratamiento de la transferencia de agua en el cauce.

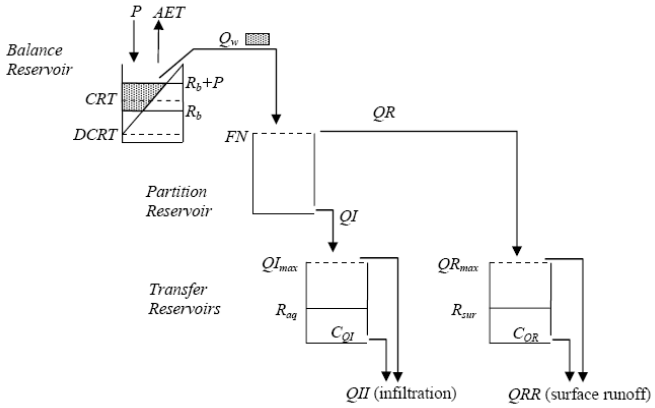


Figura 4.7.11 Modelo de depósitos interconectados, con esquema de partición de agua por celda, en el modelo MODSUR utilizado en las cuencas del área N de los Pirineos. Los parámetros más importantes del balance en este modelo son: P = Precipitación, AET = Evapotranspiración real, Rb = Nivel de agua en el suelo, CRT = Valor medio del almacenamiento de agua en el suelo, =DCRT = Punto de marchitez, FN = Máxima infiltración, QI = Caudal de recarga efectiva, QR = Caudal de escorrentía.

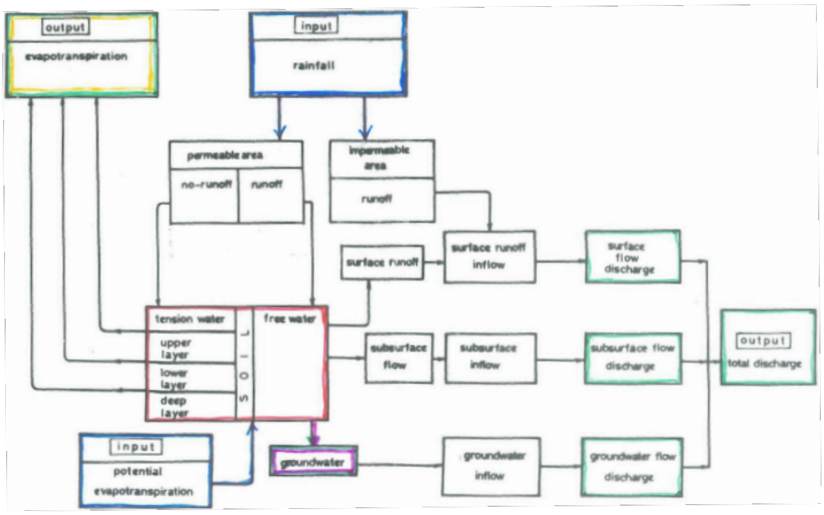


Figura 4.7.12 Modelación del suelo mediante tres subcapas

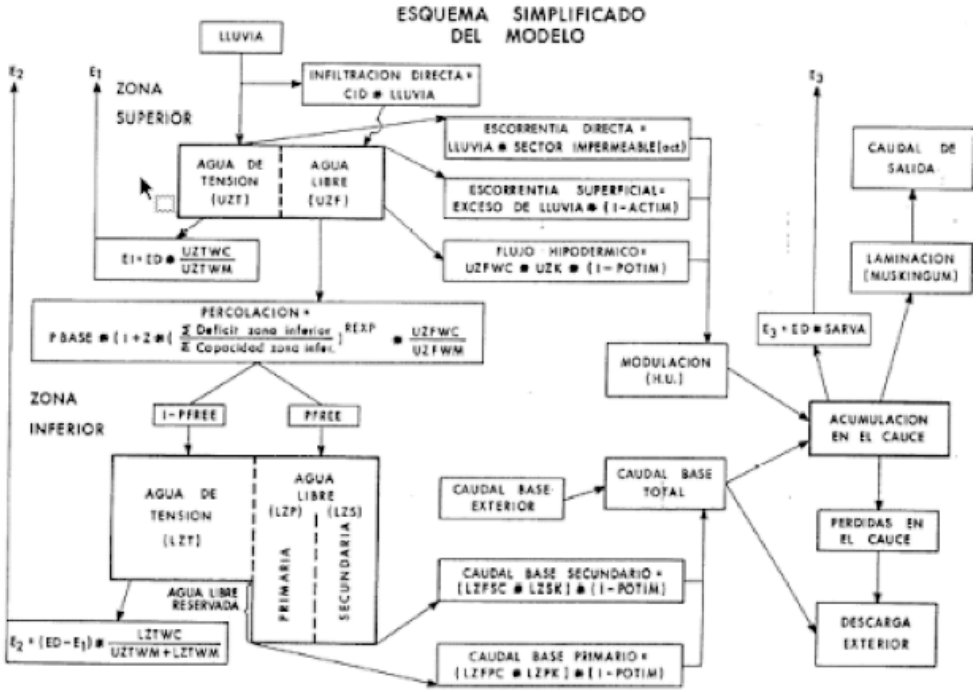


Figura 4.7.13 Esquema de un modelo hidrológico con doble almacenamiento en el suelo, que da origen a dos formas de caudal de base, con tratamiento de la transferencia de agua en el cauce

4.8 Modelos del proceso lluvia-escorrentía y lluvia recarga

4.8.1 Comentarios generales

Se han propuesto muchos modelos para representar la transformación de la precipitación en el caudal a la salida de una cuenca. Cuando el intervalo de tiempo es largo, estos modelos se suelen denominar modelos de balance de agua, en los que generalmente se supone que el tiempo de respuesta de la cuenca es pequeño comparado con el intervalo de tiempo de trabajo (Mouelhi et al., 2006).

El uso principal y tradicional de los modelos mensuales de balance de agua ha sido investigar la importancia de diferentes variables hidrológicas en diversas cuencas. En ingeniería e hidrología, los modelos mensuales de balance de agua se han aplicado generalmente en tres campos: reconstrucción de la hidrología de las cuencas, evaluación de impactos de cambio climático y evaluación de los patrones estacionales y geográficos de suministro y demanda de riego.

Xu y Singh (1998a) presentaron una revisión del estado del arte de los modelos mensuales de balance de agua en la investigación en recursos de agua. Concluyeron que, de los diferentes modelos revisados, los que utilizan como datos de entrada la precipitación y la evaporación potencial proporcionan resultados más confiables para la estimación de caudales mensuales y de otras componentes del balance de agua, como la evaporación (evapotranspiración) real, el contenido de humedad en el suelo y el flujo de base. El uso de información diaria como datos de entrada puede mejorar la estimación de algunos procesos, como la interceptación, la infiltración, la evapotranspiración y la recarga.

Los modelos que se consideran a continuación son algunos de los de uso más frecuente, sin que ello responda a una selección objetiva, una preferencia personal o la repuesta a un inventario detallado de los están disponibles o se han utilizado. Se trata de comentarios y consideraciones extraídas de la bibliografía, no necesariamente actualizada, bajo la óptica de una limitada experiencia personal.

No se incluyen los modelos cuyo objetivo principal es distinto de la evaluación de los recursos de agua y en concreto la recarga, como el transporte de masa, la contaminación, el regadío y la gestión de humedales. Se pone énfasis en aquellos modelos que son más adecuados para el conocimiento y evaluación de la recarga difusa. En las Secciones siguientes se exponen con mayor detalle los modelos de recarga difusa más en uso y en la Sección 4.9 aquellos desarrollados y aplicados en España.

4.8.2 Modelos con escala temporal mensual

Si se compara un hidrograma obtenido con caudales diarios con el obtenido con caudales mensuales, se observa que el hidrograma mensual generalmente no muestra los efectos irregulares de algunos factores naturales de incertidumbre que aparecen en una escala temporal diaria; tales efectos son comúnmente suavizados al pasar de una escala diaria a una escala mensual (Xiong y Guo, 1999). En diferentes estudios se ha encontrado que los modelos de precipitación-escorrentía a escala mensual requieren menor cantidad de parámetros para explicar los fenómenos hidrológicos que los modelos con resolución temporal diaria u horaria (Xu y Singh, 1998a; Xiong y Guo, 1999; Mouelhi et al., 2006). Por su inherente parsimonia, los modelos mensuales de balance de agua se prestan para la regionalización y por ende pueden ser utilizados en cuencas sin información, cuando el objetivo preferente con los recursos de agua subterránea.

Debido a su menor nivel de complejidad, los modelos mensuales ponen el énfasis en las características más importantes de la transformación de la precipitación en escorrentía. Como son simples, son de uso fácil. La interrelación entre precipitación, evapotranspiración

y escorrentía a escala mensual puede ser muy intensa debido a los efectos mutuos y continua retroalimentación de todos los tipos de flujo de agua en el sistema suelo-planta-atmósfera (Xiong y Guo, 1999). La escorrentía mensual está estrechamente relacionada al contenido de agua en el suelo. Según Milly y Dunne (1994), si se incrementa de la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo, la evaporación de las superficies continentales aumenta y la escorrentía disminuye, porque una alta capacidad de almacenamiento mejora la capacidad del suelo para retener agua de períodos de exceso, para su posterior evaporación durante períodos de escasez. De esta forma, si la capacidad de retención de agua en el suelo es grande, la precipitación puede ser almacenada y más tarde liberada por evaporación, y si es pequeña, puede producirse mucha escorrentía y el suelo ser inadecuado para suministrar agua para la evaporación e incluso secarse.

Se dispone de modelos hidrológicos que permiten estimar los valores de escorrentía total en grandes extensiones de territorio a partir de la precipitación y la temperatura. Entre ellos están el modelo de Yates (1997), el WBM (Water Balance Model, Vörösmarty et al., 1998) y el WaterGAP (Water Global Assessment and Prognosis, Döll et al. 1999), además de SIMPA (Sistema Integrado de Modelización Precipitación Aportación, Estrela Monreal et al., 1998) y PATRICAL (Pérez Martín, 2005) utilizados en España, que se comentan más adelante. Para la gestión de los recursos de agua, a falta de datos directos de la escorrentía total, se pueden utilizar las series de escorrentía media anual calculadas a partir de fórmulas climatológicas basadas en el índice de aridez.

En la Tabla 4.8.2 se relacionan y comentan algunos de los modelos más usados en hidrología superficial, prescindiendo de aquellos cuya finalidad principal sea el transporte de masa o la erosión. En Pérez Martín (2005) se comentan algunos de estos últimos. El US Bureau of Reclamation viene inventariando los modelos más relevantes utilizados en los Estados Unidos (BR, 1991), en la página web de Texas A&M. Otros inventarios son los de Xu y Singh (1996) y Singh y Woolhiser (2002).

Tabla 4.8.2 Algunos modelos hidrológicos distribuidos. Extraído de Pérez Martín (2005). GRASS = Geographic Resources Analysis Support System. USA–CERL (US Army Construction Engineering Research Laboratory)

Siglas	Modelo	Descripción y comentarios	Referencias
SWAT	Soil Water Assessment Tool	Diario. Subagregado. NC o Green–Ampt. Onda cinemática de flujo en ladera. Muskingum para transferencia de agua. Incluye agua, transporte de masa, erosión de suelos, Visual Basic, GIS GRASS y GIS ArcView	Arnold et al., 1993 ; Neitsch et al., 2002 ; Di Lucio et al., 2002
SIMPA	Sistema Integrado Precipitación Aportación	Continuo, mensual, SIG–GRASS, 1 km x 1 km	Estrela y Quintas,1996; 1996b; Ruiz García, 1998
PATRICAL			Pérez Martín, 2005
HBV		Distribuido en subcuencas	Bergström, 1995
MODHYDROLOG		5 almacenamientos. Diario	Chiew y McMahon, 1994
IHACRES	Identification of Unit Hydrographs and Components of Flow from Rainfalls, Evaporation and Stream flow data	Conceptual Múltiples tramos conectados	Littlewood et al., 1994; 1997
SMR	Soil Moisture Routing	Modelo Thornthwaite diario. SIG GRASS	Frankenberger et al., 1999
SMDR	Soil Mixture Distributed and Routing model	Diario. Mejora el SMR. No considera movimiento por capilaridad. Resuelve la fórmula de Richards. ETP de Hargreaves Para clima húmedo, buena cobertura vegetal, pendiente suave y alta capacidad de infiltración. GIS–GRASS	CU, 2003
TOPMODEL	Topography Based Runoff Prediction Model	Áreas contribuyentes variables Pendiente del agua = terreno Usa Green y Ampt Considera transporte de agua FORTRAN 77, modelo digital del terreno SIG–GRASS	Beven y Kirkby,1979; Beven, 1995
SHE	Sistema	Danish Institute of Hydrology	Abbot y
	Hidrológico Europeo		Barthurst, 1987; Bathurst et al., 1995
MIKE–SHE	Generalized River Modeling Package–IHE	Integra MIKE11 y SHE Saint–Venant 2D simplificado o Strickler–Manning. Resuelve ecuación de Richards	Rafsgaard y Stom, 1995
GSSHA	Gridded Surface Hydrologic Analysis	Flujo hortoniano, flujo subterráneo, cauces, lagos y humedales. Usable dentro del WMS. Malla adaptable	Downer y Ogden, 2002
WMS	Watershed Modelling System	Análisis hidrológico de cuencas hidrográficas. Conjunto de módulos de simulación subagregados o distribuidos	USACE, 1998; 2000a; 2000b

Algunos modelos hidrológicos son de uso común por su sencillez, buenos resultados, mejoras progresivas y larga experiencia acumulada. Con frecuencia son el soporte o están integrados en modelos de cálculo de recursos de agua en cuencas y acuíferos. Unos tienen más predicamento que otros, según el país o la institución. Aquí se comentan preferentemente los de uso más común en el entorno español. La Figura 4.8.1 muestra el diagrama de flujo del modelo IHACRES.

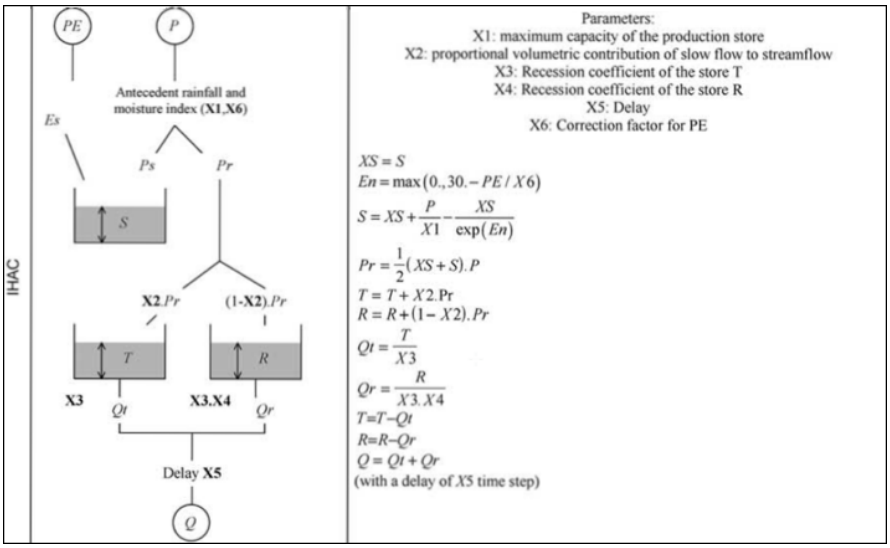


Figura 4.8.1 Diagrama de flujo del modelo IHACRES, de 6 parámetros, según lo interpretan Oudin et al. (2005a)

4.8.3 Modelos de uso frecuente

Modelo Stanford

El **modelo Stanford** (SWM, Stanford Watershed Model), de la Universidad de Stanford (Crawford y Linsley, 1963), es uno de los primeros modelos hidrológicos orientados a los recursos de agua, con énfasis en el agua superficial. Evolucionó a la versión IV (Crawford y Linsley, 1966). Es un modelo de depósitos (Figura 4.8.2). Tiene hasta 18 parámetros que hay que calibrar con datos horarios o diarios. La evolución posterior dio lugar en la década de 1970 al modelo agregado HSP (Hydrocomp Simulation Program) y al HSPF (Hydrological Simulation Program-Fortran; Bicknell et al., 2001) y un gran número de programas cada vez más refinados, como el BASINS (Donigian e Imhoff, 2002), en parte destinados a tratar los aspectos de contaminación de los acuíferos.

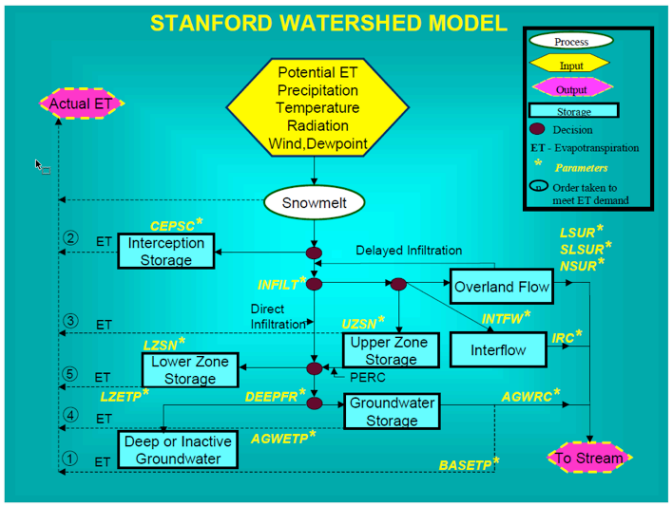


Figura 4.8.2 Diagrama de flujo del modelo Stanford IV. En amarillo se indican las distintas subrutinas (Donigian e Imhoff, 2006)

Modelo Sacramento

El programa SSMA o SAC-SMA (Sacramento Soil Moisture Accounting Model) habitualmente conocido como **Modelo Sacramento**, es un modelo matemático conceptual de simulación continua del ciclo hidrológico en cuencas fluviales. Parte de las actividades conjuntas del Departamento de Recursos Hidráulicos de California y del Servicio Meteorológico Nacional de los Estados Unidos. Actualmente está mantenido por el Cooperative Research Center for Catchment Hydrology.

Utiliza un paso de tiempo de 1 día, con datos diarios. El modelo consiste en cinco capas (Figura 4.8.3) y usa 28 parámetros. que son sensibles al Δt empleado.

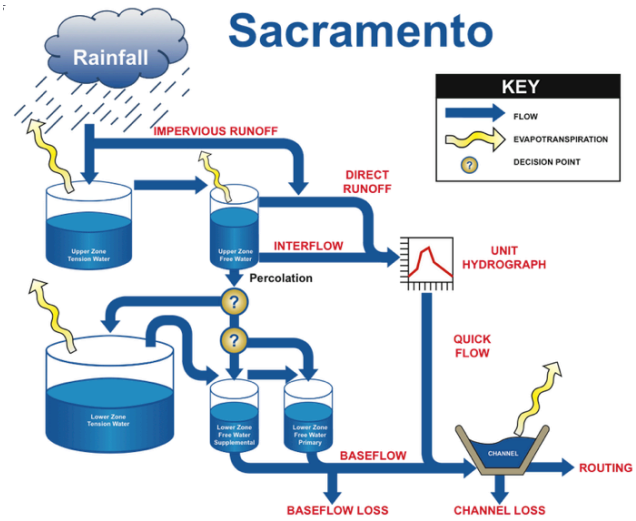


Figura 4.8.3. Esquematización del modelo Sacramento

El modelo Sacramento permite que en las zonas de nivel freático somero se produzca evapotranspiración, que se descargue agua a otras zonas o a la red fluvial, limita el almacenamiento en la capa inferior y permite varias leyes de descarga. Para considerar la existencia de nieve, puede utilizarse con el modelo Snow-17 del modelo NWSRFS (National Weather Service River Forecast System). Una variante del modelo Sacramento ha sido utilizada en el Plan Hidrológico de la Agència Catalana de l'Aigua (Arrabal et al., 2008). Aunque no esta claro si se calibran los parámetros a partir de un hidrograma largo, parece que se reproducen razonablemente las aportaciones totales medias, pero de los gráficos comparativos no parece que se consiga reproducir bien la componente subterránea.

Conceptualmente, el modelo Sacramento utiliza un esquema similar al del modelo Stanford, pero incorpora algoritmos deterministas con sentido físico para todos los procesos hidrológicos y evita el uso de las relaciones más pragmáticas, pero menos realistas que se adoptaron en formulaciones anteriores (modelos de caja negra). El modelo que resulta es de más fácil calibración, al reducir considerablemente el número de parámetros a ajustar, a pesar del mayor número de ellos.

Entre las hipótesis básicas del modelo están:

- Sólo simula el proceso de transformación precipitación-escorrentía a nivel diario y en una subcuenca homogénea
- Se puede simular la acumulación y la fusión de precipitación sólida
- Los datos de entrada son series de caudales importados, de caudales observados (para la calibración), de evaporación, de precipitación y de temperatura.

El modelo reproduce el comportamiento de los diferentes elementos del ciclo hidrológico (Figuras 4.8.4 y 4.8.5) mediante el cálculo de los procesos de transferencia entre los depósitos que representan al terreno.

Entre los diferentes objetivos está la determinación de la recarga difusa por la precipitación en las diferentes subcuencas, asimilándola a la descarga a los cursos fluviales asociados. Esta descarga corresponde a la cuantificación del flujo base que se deriva de los hidrogramas simulados. El propio programa realiza una serie de comprobaciones para determinar el buen funcionamiento de la separación de componentes del hidrograma modelado, mediante contraste con otros métodos de desagregación y para comprobar los resultados obtenidos con otros métodos de evaluación de la recarga.

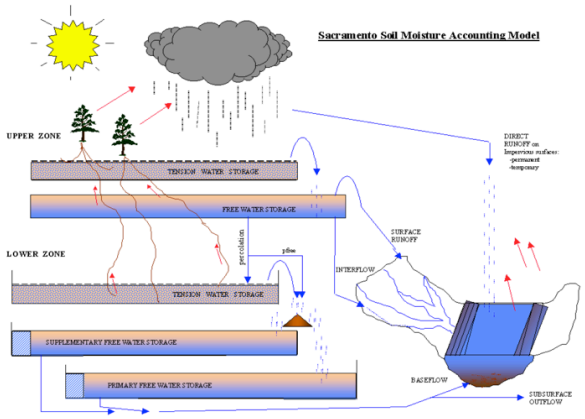


Figura 4.8.4 Esquema simplificado de disposición y parámetros del modelo Sacramento.

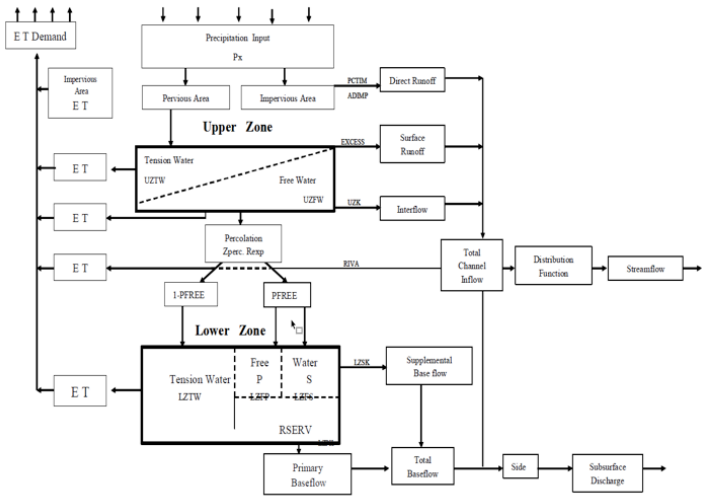


Figura 4.8.5 Esquema de funcionamiento y parámetros del modelo Sacramento.

El modelo Sacramento descompone las cuencas en porciones, según que los terrenos dominantes sean:

1. Impermeables directamente conectados a la red hidrográfica y que sólo producen escorrentía directa o evaporación

2. Permeables, incluyendo terrenos temporalmente impermeables con suelo desarrollado, que además de producir escorrentía pueden infiltrar agua. Se dividen verticalmente en: 1) zona superior, que representa el comportamiento regulador del suelo y está formada por dos compartimentos: UZT con agua en tensión, que únicamente puede evaporar agua a la atmósfera y UZF con agua libre que se puede infiltrar al depósito inferior o producir escorrentía directa o hipodérmica y 2) zona inferior, que simula el comportamiento de los acuíferos y que a su vez está formada por tres depósitos: LZFS, secundario que responde rápidamente a la precipitación en forma de flujo de base, LZFP, primario de respuesta más lenta y que representa el drenaje del acuífero a largo plazo como flujo de base y LZT, con agua en tensión que se puede evaporar en sequías prolongadas

Los intercambios entre depósitos parcialmente llenos dependen de las fracciones de llenado y por lo tanto de sus demandas de agua. Se rigen por leyes de desagüe exponencial y, cuando alcanzan su capacidad máxima, vierten a otros depósitos, en función de la demanda de los compartimentos receptores. Comienzan por los terrenos impermeables superiores, que producen escorrentía directa desde los primeros instantes. Esta escorrentía directa se reparte en días sucesivos mediante un hidrograma unitario, que define el usuario previamente. Los excedentes producen los flujos de base e hipodérmico, que, añadidos a la escorrentía directa, proporcionan la escorrentía total.

En cada intervalo de tiempo se realiza un balance hídrico en cada depósito, hasta completar el balance de todo el sistema. Los balances hídricos comienzan por los terrenos impermeables superiores que producen escorrentía directa desde el inicio y se reparte en días sucesivos mediante un hidrograma unitario, que define el usuario. La precipitación restante entra en los terrenos permeables y alimenta en parte al depósito de agua en tensión (medio no saturado), donde se consumen los recursos disponibles en función de la evapotranspiración potencial. Una vez satisfecha esta demanda, la precipitación restante alimenta al depósito de agua libre superior, que produce escurrimiento directo a las zonas temporalmente impermeables y flujo hipodérmico en las estrictamente permeables.

La cantidad de agua que pasa a los depósitos inferiores es proporcional a la relación entre el volumen de agua almacenada a la zona superior y la capacidad máxima de esta zona. La ley que regula el intercambio es la ley de Horton, que tiene en cuenta el déficit de humedad que origina demanda en los depósitos inferiores. La percolación es máxima en el instante inicial, tiene un valor límite y pierde capacidad con el tiempo, siguiendo una curva exponencial (Maillet, 1905; Fenicia et al., 2006).

Los recursos que pasan a la zona inferior se reparten entre el depósito de agua en tensión y los dos depósitos libres (primario y secundario). El depósito en tensión sólo puede evaporar agua en función de su capacidad, del agua almacenada en los depósitos en tensión y del déficit de evapotranspiración en el intervalo de cálculo, una vez que se han descontado las pérdidas a la zona superior.

Los depósitos de agua libre de la zona inferior funcionan de manera separada, cada uno con un conjunto independiente de parámetros, que reflejan sus propiedades de drenaje lento y rápido. Ambos depósitos superponen sus efectos para formar el flujo de base, que se suma al hipodérmico y a la escorrentía directa para dar el escurrimiento total.

Para tener en cuenta los cambios que se producen en los hidrogramas de caudales a lo largo de los cauces, el modelo permite aplicar un esquema simplificado de laminación tipo Muskingum al hidrograma generado.

Para utilizar el modelo Sacramento en casos prácticos, hace falta obtener por calibración el valor de los 28 parámetros generales más los otros 8 de la formulación en casos particulares. Para ello se parte de las series diarias de precipitación y de evapotranspiración que dan lugar al hidrograma observado en una estación de aforo. Para una buena calibración se necesitan series que incluyan el mayor número posible de eventos hidrológicos diferentes (sequía prolongada, lluvia importante tras un periodo seco, frecuencia de lluvias importantes, etc.). El modelo Sacramento tiene 18 parámetros que hay que calibrar. Para ello, se parte de un hidrograma extenso de una estación de aforos y las series de precipitación y evapotranspiración de la zona. Aparentemente tiene la ventaja sobre SIMPA y BALAN de que simula un hidrograma análogo a uno real, pero la desventaja es la falta de parsimonia al tener muchos más parámetros.

Para comparar los caudales de base simulados con el caudal de base observado en diferentes estaciones de aforo, existen diferentes algoritmos de cálculo, que realizan la separación de componentes del hidrograma. La mayor parte de ellos calculan o intentan determinar de forma automática periodos de recesión continuada, que se basan en la relación empírica de Linsley (Linsley, 1967; Linsley et al., 1982): N = A 0,2, en la que N = días después del pico en que la recesión se debe a la escorrentía superficial y A = superficie en millas cuadradas. Hewlett y Hibbert (1967) desarrollaron un programa para separar los caudales punta de los caudales habituales y Sloto y Crouse (1996) un método para buscar el caudal mínimo en un intervalo de 2N días. El método designado stream flow partitioning (Shirmohammadi et al., 1984) requiere, además de los datos de caudal en la estación de aforo, los de lluvia para al periodo analizado.

El algoritmo de cálculo PART (USGS, 2016) para descomponer el hidrograma, es muy similar los anteriormente mencionados y se basa en el caudal circulante por una estación de aforos y una interpolación lineal para estimar la descarga de agua subterránea. Según Rutledge (1998), las mayores diferencias radican en la asignación de los días en que el caudal base es igual al caudal total circulante. Véase la Sección 2.6.4 del Capítulo 2.

Sistema Hidrológico Europeo

En el **modelo SHE**, Sistema Hidrológico Europeo (Abbot y Barthurst, 1987; Bathurst, et al., 1985), del British Institute of Hydrology – Danish Institute of Hydrology – SOGREAH, las ecuaciones diferenciales de flujo y de conservación de agua del total del ciclo hidrológico se resuelven en un mallado horizontal. Se considera interceptación, evapotranspiración, flujo en cauces y flujo sobre el terreno. Este modelo ha evolucionado hacia el modelo **MIKE-SHE** (Refsgaard y Storm, 1995) (Figura 4.8.6).

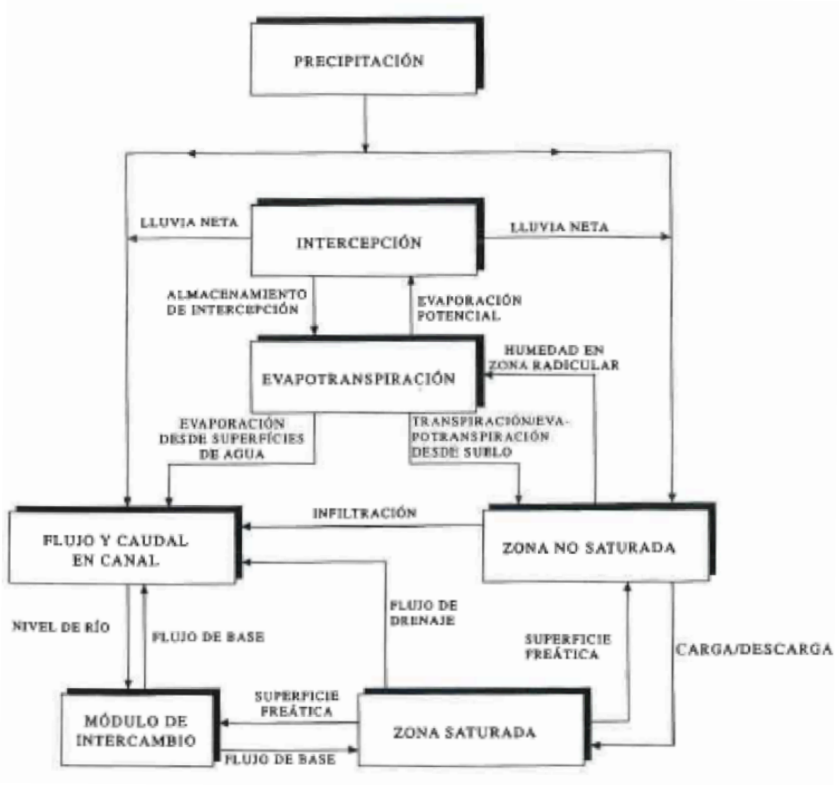


Figura 4.8.6 Esquema del funcionamiento del modelo MIKE-SHE (Ruiz García, 1998, adaptada de DHI, 1985)

Modelo SWAT

El modelo SWAT (Arnold et al., 1998; 2000; Arnold y Fohrer, 2005) es de uso generalizado, por sus notables posibilidades y capacidades, amplio espectro de aplicaciones y buena comercialización. Simula la componente subterránea del ciclo hidrológico, aunque no es el objetivo principal. Se originó en el Agricultural Research Service (ARS) del US Department of Agriculture (USDA). Se busca la calibración del caudal fluvial, trata los procesos hidrológicos relacionados y considera el efecto hidrológico del cambio climático. Incluye los análisis de sensibilidad y las técnicas de calibración, como se detalla en su manual SWAT 2005 (Neitsch et al., 2005a; 2005b). Es frecuentemente utilizado en los Estados Unidos (Srinivassan, 1998a; 1998b). En España ya hay un cierto número de aplicaciones en la bibliografía (e.g. López-Vicente et al., 2014, Palazón y Navas, 2016; Senent-Aparicio et al., 2017) y actualmente se está utilizando en el proyecto Piragua (EFA210/16/PIRAGUA) para la estimación de los recursos hídricos disponibles en el Pirineo y el impacto que el cambio climático generará en estos recursos (https://www.opcc-ctp.org/es/piragua).

El modelo SWAT tiene base física. Trabaja a nivel de cuenca y a escala de tiempo diaria. Puede considerar largos periodos de tiempo. Se simula el efecto de la gestión sobre el agua, el sedimento y la aportación de productos químicos por la agricultura. Los principales componentes del modelo incluyen el tiempo atmosférico, la hidrología, la temperatura del suelo, el crecimiento de las plantas, los nutrientes, los plaguicidas y el manejo del territorio. Una determinada cuenca se divide en subcuencas y estas en unidades de respuesta hidrológica (URH), en las que se supone que las condiciones son homogéneas. Las URH pueden coincidir con subcuencas (Gassman et al., 2007).

La entrada de datos climáticos en el SWAT incluye la precipitación diaria, las temperaturas máxima y mínima, la radiación solar, la humedad relativa y la velocidad del viento. La infiltración se puede calcular por el método del número de curva y también mediante la fórmula de Green y Ampt, en cuyo caso hace falta la precipitación en varios momentos del día. La temperatura media diaria del aire sirve para determinar si la precipitación es como nieve y con las temperaturas máxima y mínima diarias se calculan las temperaturas diarias del suelo y el agua.

En cada URH se realiza el balance de agua, incluyendo la interceptación de la precipitación del dosel arbóreo, el reparto de la precipitación, del agua de fusión de nieve y del agua de riego entre escorrentía superficial e infiltración, la redistribución del agua en el perfil del suelo, la evapotranspiración, el flujo subsuperficial lateral desde el perfil del suelo y el flujo de retorno de los acuíferos someros. La estimación del área cubierta por la nieve, la temperatura de la nieve y del agua de fusión se basa en el método de Fontaine et al. (2002). Se puede tener en cuenta el efecto de altitud en la precipitación y fusión de nieve, considerando 10 bandas altitudinales.

El balance del agua en el suelo que se aplica en cada momento y en cada URH es:

$S = S_{-1} + \Sigma(P - Q - ETR - w - D)$
en el que Σ abarca a todas las URH y

S= almacenamiento de agua en el suelo en el intervalo de tiempo considerado

S_{-1}= almacenamiento de agua en el suelo en el intervalo de tiempo anterior

P = precipitación diaria

Q = escorrentía superficial

ETR = evapotranspiración real

w = agua que escapa del suelo lateralmente o flujo subsuperficial (*seepage*)

D = escorrentía subterránea total = descarga total

Se consideran varias capas de terreno, que de arriba abajo son:

1.- zona del agua superficial, en la superficie, que recibe la precipitación P y escurre Q

2.- zona de agua del suelo, que se divide en n capas, la primera que recibe la infiltración y la última lindando con la zona vadosa debajo y de cuyo conjunto sale la ETR de las raíces del suelo y el agua que escapa del suelo lateralmente, por subcapas: cada subcapa transfiere a la inferior un flujo de percolación mediante la consideración del almacenamiento de agua en cada subcapa y una técnica de transferencia (*routing*) de almacenamiento

3.- zona vadosa que recibe la percolación de la subcapa n del suelo y transmite la recarga R al acuífero debajo

4.- zona del agua subterránea, dividida en dos capas. La capa superior que recibe la recarga de la zona vadosa, produce escorrentía subterránea D1 dentro de la cuenca y puede producir evaporación y evapotranspiración a través de raíces profundas, que se suman a la ETR. La capa inferior descarga el resto del agua D2, que se supone que sale de la cuenca.

En la Figura 4.8.7 se muestran las diferentes posibilidades de condiciones de contorno que se pueden aplicar.

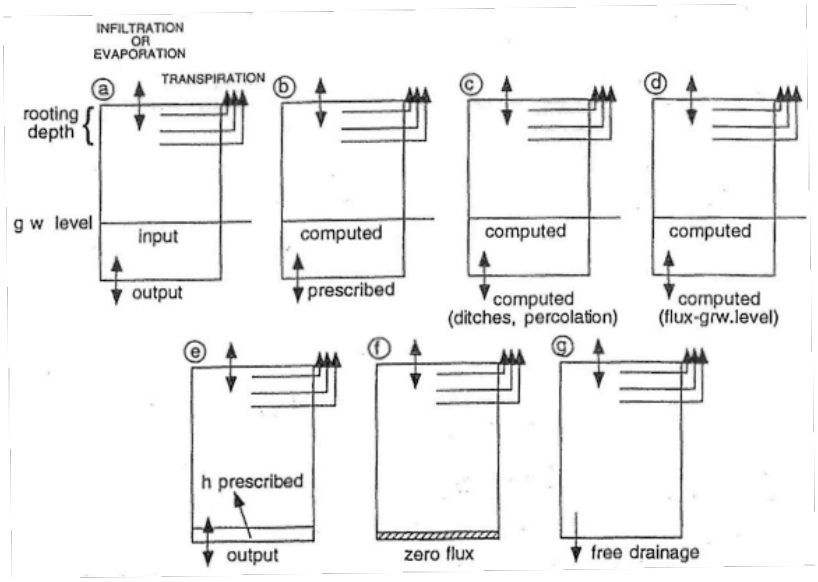


Figura 4.8.7 Diferentes posibilidades de condiciones de contorno que se pueden aplicar en el modelo SWAP (distinto del SWAT) (Wesseling y van den Broek-1988 en Simmers, 1997). a) nivel del agua subterránea dada y flujo inferior calculado; b) flujo inferior prescrito; c) se calcula el drenaje superficial, la recarga y la salida a estructuras; d) flujo inferior prescrito en función de la profundidad del nivel freático; e) tensión en el fondo fijada; f) flujo cero en el fondo de la zona no saturada; y g) drenaje libre

Para estimar la escorrentía superficial de cada URH, el modelo SWAT tiene tres opciones diarias, o más frecuentes, que resultan de una combinación del método del número de curva NC y el método de Green y Ampt.

Se considera el posible flujo de cortocircuito (bypass) en suelos con agrietamiento mediante el método de Arnold et al., (2005). Es posible simular acuíferos freáticos colgados estacionales, cuando se producen.

La evapotranspiración potencial se puede calcular mediante los métodos de Penman-Monteith, Priestley-Taylor y Hargreaves, o bien darse como un dato de entrada.

Los flujos de cada URH se agregan en la subcuenca correspondiente y luego se transfieren por el sistema de cauces utilizando variantes de la aproximación de la onda cinemática, como el método del almacenamiento de tasa variable (Williams, 1969) o el de Muskingum (Nietsch et al., 2005b).

Se puede realizar un análisis de sensibilidad, de calibración y de incertidumbre, según los modos de van Griensven y Meixner (2006), van Griensven et al., (2006) y van Griensven (2006).

Para la entrada de datos topográficos, de uso del territorio y otros digitales, se aplican Sistemas de Información Geográfica (SIG), partiendo del SWAT / GRASS de tipo matricial (raster). Otros SIG utilizados son IOSWAT, basado en TOPAZ (Topographic Parametrization Tool) y ArcView.

SWAT permite estimar los parámetros y los rangos y bandas de confidencia de las simulaciones y dispone de un algoritmo que reduce la incertidumbre (Krishnan et al., 2018).

La notable experiencia acumulada muestra que en general SWAT simula correctamente y proporciona predicciones satisfactorias del balance de agua (Izady et al., 2015). Sin embargo, en pequeñas cuencas con pastoreo, SWAT tiende a sobreestimar el agua del suelo en condiciones secas y a subestimarla en condiciones de suelo húmedo (Mapfumo et al., 2004).

Actualmente es posible integrar (acoplar) SWAT y MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988; Harbaugh, 2005) en un modelo de simulación (Kim et al., 2008; Bailey et al., 2016; Bailey y Guevara, 2016; Bailey et al., 2017), si se utiliza la misma discretización para ambos. La recarga estimada con SWAT (por la precipitación, por retornos de riego) se puede utilizar como entrada de un modelo de simulación del flujo en el acuífero y ver si los resultados son coherentes o no con las observaciones, para después realizar los ajustes sucesivos necesarios. Se ha hecho para estudiar los efectos de riego con aguas subterráneas en los caudales fluviales y la ecología Hanson et al., 2014), mediante las herramientas SWATMOD (Sophocleous, 1999; Sophocleous y Perkins, 2000; Kim et al., 2008).

El acoplamiento sigue los siguientes pasos:

1.- Ejecutar y calibrar SWAT con los datos disponibles
2.- Obtener la recarga difusa y desde los ríos simulada en cada URH
3.- Reconvertir las recargas en cada URH para que sea la recarga a la capa superior de cada celda del modelo MODFLOW
4.- Ajustar las recargas ajustadas con MODFLOW al SWAT, como datos observados
5.- Repetir la secuencia hasta que los resultados sean satisfactorios.

Según la experiencia existente, debería bastar 2 a 3 iteraciones adicionales para lograr un ajuste satisfactorio y llegar a resultados de recarga comparables con los resultados de otros métodos de estimación. Se puede aplicar un peso cada parámetro a los que el modelo es sensible. En el proceso de ajuste, los pesos de cada variable se modifican, dando cada vez más peso relativo a las sucesivas recargas calculadas.

Modelo Global Reservoir

El **modelo GR2M** (Global Reservoir) se generó en la Unión Europea, en el Joint Research Center (JRC) de Ispra (Wriedt y Bouraoui, 2009), para abordar balances de agua en todo su territorio. Se aplica a cuencas y subcuencas. Es un modelo agregado de 2 parámetros y de paso mensual. Los datos requeridos para estimar los caudales mensuales a la salida de la cuenca son la precipitación y la evaporación potencial. Este modelo está formado por un submodelo (reservorio) de producción de escorrentía y un submodelo de tránsito que considera el efecto regulador de la cuenca (Figura 4.8.8).

En la versión del modelo que propusieron Mouelhi et al. (2006), dentro del balance de agua se considera un componente de recarga que resulta de los flujos que atraviesan la columna de suelo del volumen de control. Se evaluaron los resultados de la aplicación del modelo en un gran número de cuencas con superficies de 1 a 50,000 km2 y en condiciones climáticas diversas, desde ambientes semiáridos hasta húmedos tropicales, obteniendo buenos resultados. La parsimonia del modelo GR2M lo hace atractivo para estudios de regionalización y para la estimación de caudales en regiones con información escasa. Durante el desarrollo del modelo, no se abordó la relación entre sus parámetros y las características de la cuenca, pero es sensible a los mismos (Paturel et al., 1995).

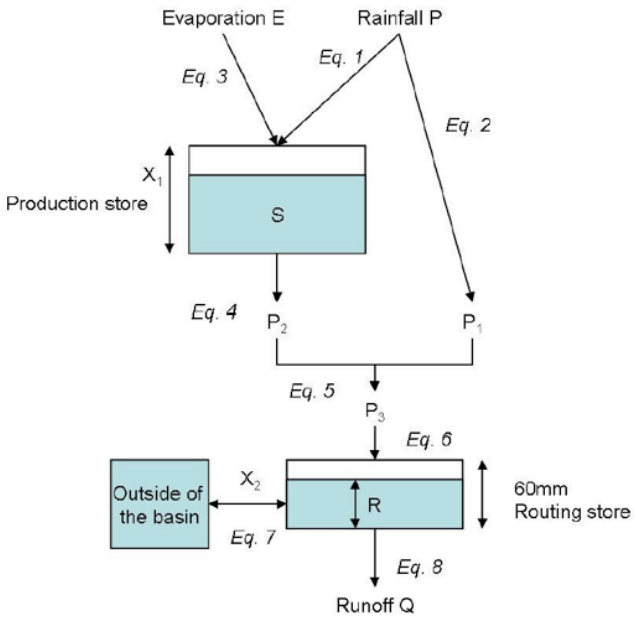


Figura 4.8.8 Esquema del modelo GR2M (tomado de Mouelhi et al., 2006)

El balance de agua en el suelo del modelo GR2M se basa en el modelo de Pistocchi et al. (2008), que usa relaciones fenomenológicas sencillas que describen la escorrentía directa, la ETR y la percolación profunda (a la que se denomina impropiamente infiltración), a escala mensual. Se siguen los siguientes pasos en cada intervalo de tiempo:

1.- $ES = (1-\gamma)\varphi\, P + \gamma \frac{P-0{,}2S}{P+0{,}8S}$

2.- $ETR = P\left[\alpha + \left(\frac{P}{ETP}\right)^{\beta}\right]^{-1/\beta}$

3.- $R = P - ETR - ES$

4.- $EX = ES + [F|F \geq 0]$

5.- $Q_s = ES$

6.- $Q_B = [F|F \geq 0]$

S = capacidad de almacenamiento de agua: 400 mm para suelos groseros y 250 mm para otros casos,
γ = coeficiente de retención = 0,75,
φ = coeficiente de escorrentía: 0,47 para suelos groseros, 0,59 en otros casos,
ETR = evapotranspiración real,
α = 1,
β=1,5,
R = recarga (infiltración) neta en mm,
EX exceso de agua en mm, QS = escorrentía superficial en mm y

La variante GR3J (Edijatmo et al., 1999) usa tres parámetros de libre elección y la GR4J usa cuatro parámetros. La interpretación del diagrama de flujo del modelo GR4J se muestra en la Figura 4.8.9.

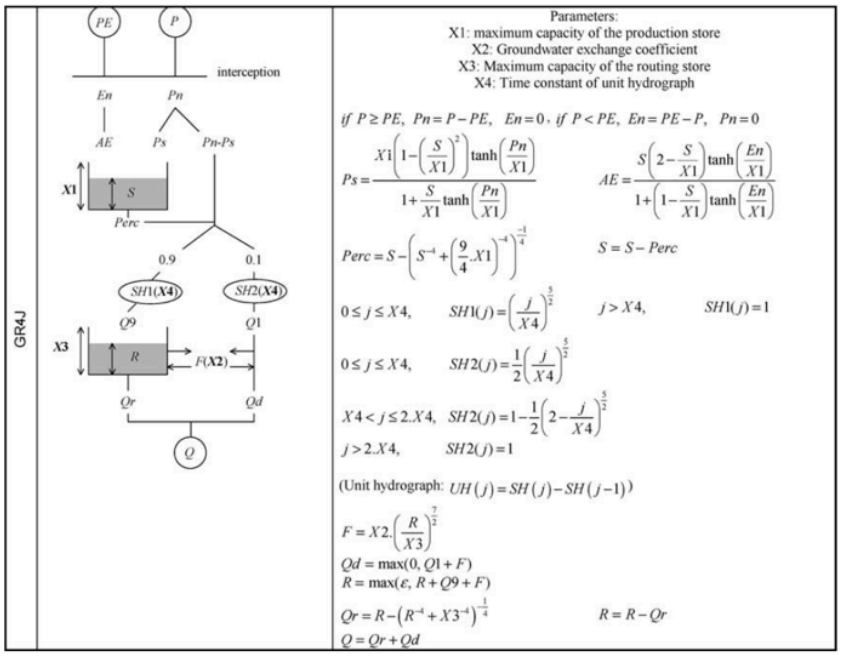


Figura 4.8.9 Esquema del modelo GR4J, tal como se interpreta por Oudin et al. (2005a)

Modelo HBV

El modelo HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalans-avdelning; Bergström, 1992; Bergström y Forsman, 1973; Götzinger y Bárdossy, 2007) utiliza 8 parámetros y 3 variables de estado. Incluye un módulo que procesa los datos de precipitación, como lluvia o nieve, basándose en la temperatura en cada paso de tiempo. La lluvia y la nieve se procesan en el reservorio de humedad del suelo, donde se avalúa la precipitación efectiva que contribuye a la escorrentía. El resto de la precipitación contribuye a la humedad en el terreno, que se puede evaporar si el contenido de agua existente es suficientemente grande. El modelo HBV es semi-distribuido, en el sentido de que puede considerar diferentes zonas de uso del suelo, con sus respectivos parámetros hidrológicos (CC, PM, etc.). Además, y sin perjuicio de lo anterior, puede incluir diferentes zonas altitudinales, para las cuales se calcula de manera automática las series de precipitación (P), temperatura (T) a partir de los gradientes verticales de P y T y las series correspondientes medidas en una estación meteorológica de referencia ubicada a una cota conocida. Para cada zona de usos de suelo definidas en cada zona altitudinal, se resuelve el balance presentado en la figura 4.8.10. HBV permite agregar los caudales de descarga con varios submodelos, integrando por zonas altitudinales, de usos de suelo, etc., lo que le da a HBV flexibilidad a la hora de considerar diferentes modelos conceptuales de funcionamiento en la modelación. La principal salida del modelo es la escorrentía total en el punto de descarga de la cuenca. Consiste en tres componentes: escorrentía directa, flujo subsuperficial y flujo de base (Figuras 4.8.10 y 4.8.11).

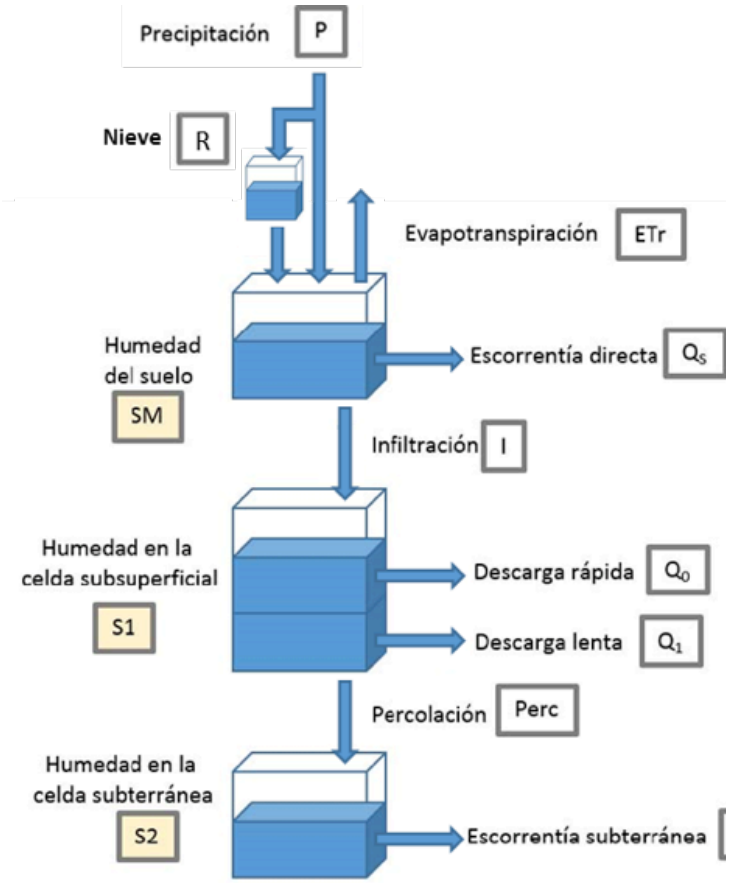


Figura 4.8.10 Esquema de flujos y almacenamientos del modelo HBV, incluyendo la nieve

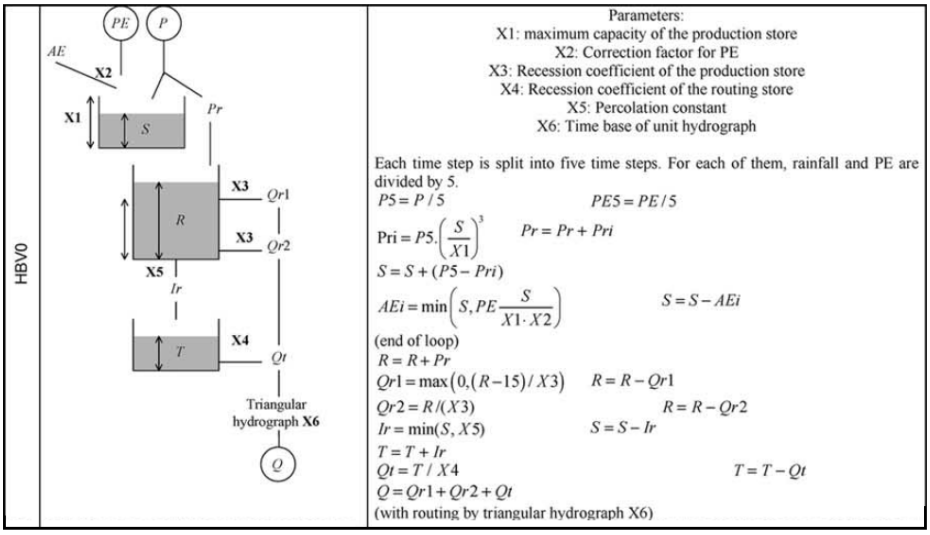


Figura 4.8.11 Esquema de flujos modelo HBV0 de 6 parámetros, según la interpretan Oudin et al. (2005a)

El modelo HBV no es sensible a mejoras en la ETP y poco a la consideración de la interceptación y fusión de nieve, con lo que se puede evitar parametrizar esos fenómenos (Oudin et al., 2005b).

Modelo LISFLOW

En la Unión Europea se han desarrollado modelos distribuidos para ser aplicados a un amplio territorio, que integran agua subterránea y agua superficial (Van der Knijff et al., 2010; Trichakis et al., 2017). Buscan la predicción de crecidas y la identificación de la recarga/descarga para gestión de los recursos de agua a gran escala. Todos estos modelos se aplican a todo el continente europeo, con un mallado de celdas de 5 km x 5 km. Se centran en la hidrología del suelo y la nieve y en la transferencia a lo largo de ríos. En parte se inspiran en el modelo HBV. El modelo LISFLOOD es actualmente el mejor implementado y se orienta al estudio y predicción de crecidas (De Roo et al., 2000; Feyen et al., 2007; Van der Knijff y De Roo, 2008), con aplicaciones en España, como en la Cuenca del Ebro.

La versión LISFLOW es para recursos de agua. Se acopla a un modelo MODFLOW–2D para mejorar la simulación del agua subterránea y para considerar intercambios de agua entre celdas adyacentes y entre los acuíferos y los ríos. En este momento del desarrollo del modelo (2018), el agua subterránea no está aún representada adecuadamente.

El modelo LISFLOW es distribuido en malla, con paso de tiempo diario. Comprende varios submodelos: a) balance agua en un suelo de 2 capas, b) simulación del flujo de agua superficial y agua subterránea utilizando dos reservorios lineales interconectados en paralelo (varios submodelos), c) transferencia (routing) de agua de escorrentía al cauce más próximo y d) transferencia a lo largo del cauce. Se consideran los siguientes procesos: fusión de nieve, infiltración, interceptación de la lluvia, goteo foliar, evaporación, toma de agua por la vegetación, escorrentía superficial, flujos preferentes que cortocircuitan la

capa del suelo, intercambio de humedad del suelo entre las dos capas, drenaje al agua subterránea, flujo subsuperficial y subterráneo y flujo por cauces fluviales. El esquema de funcionamiento se muestra en la Figura 4.8.12, en la versión en que la descarga

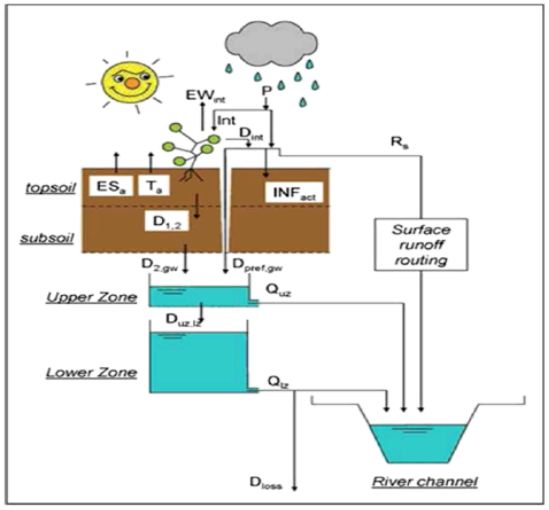


Figura 4.8.12 Esquema del funcionamiento del modelo LISFLOW (Trichakis et al., 2017) en la versión previa a la que actualmente está implementada. En la versión actual Dloss ha sido eliminada y se ha añadido un intercambio de agua subterránea entre el depósito del reservorio de la zona inferior (lower zone) y otros acuíferos

Se utilizan como variables la precipitación, temperatura, velocidad del viento, ETP y tasas de evaporación de superficies de agua libre y de suelo desnudo.

Para el acoplo de LISFLOW y MODFLOW, ambos modelos utilizan la misma discretización espacial. El trabajo se hace iterativamente en cada paso de tiempo, primero la parte superficial y luego la parte subterránea; el resultado obtenido se devuelve al modelo superficial antes de pasar al siguiente paso de tiempo. La transferencia de agua desde la zona superior a la inferior es la entrada al MODFLOW en cada iteración.

Para considerar el intercambio río–acuífero, se aplica la Ley de Darcy a partir de información en cada celda que tiene un contorno de río: a) altitud del agua en el río, b) elevación del lecho del río y c) conductancia de la capa de transferencia (goteo). El modelo no interrumpe el flujo en el acuífero y permite la descarga en el mar. Todavía no considera adecuadamente la descarga del acuífero en manantiales en celdas que no son adyacentes a las del acuífero, ya que por ahora no se simulan los intercambios entre celdas no adyacentes.

El modelo no considera las áreas del territorio europeo que, de acuerdo con el mapa hidrogeológico de Europa, están calificadas como de agua subterránea local limitada o esencialmente sin agua subterránea.

Para simplificar las simulaciones, se considera una porosidad de 0,30 para todo el territorio europeo y sólo 4 clases para la conductividad hidráulica, que se aplica como un parámetro agregado en cada celda, según las formaciones dominantes.

Otros modelos

Históricamente, uno de los primeros modelos hidrológicos es el conceptual agregado de Palmer (1965), de pocos parámetros, para determinar la humedad del suelo. Está orientado a edafología y agronomía. Se genera escorrentía cuando las dos capas superiores del suelo están totalmente saturadas.

El modelo simplificado de 4 parámetros y paso mensual **abcd** (Thomas, 1981), utiliza cuatro parámetros designados a, b, c y d. Está inspirado en el Thornthwaite T, pero se puede generar excedente de agua sin necesidad de que el medio esté totalmente saturado. Puede incluir la nieve. Se calcula el agua disponible en cada unidad $W = P + S_{-1}$ (Figura 4.8.13):

P = precipitación en el mes
S_{-1} = humedad del suelo en el mes anterior

La probabilidad Y de evapotranspiración potencial ETP es función de W y vale

$$Y = \frac{W+b}{2a}\left[\left(\frac{W+b}{2a}\right)^2 - \frac{bW}{a}\right]^{1/2}$$

Humedad del mes	$S = ETP\ e^{-ETP/b}$
Evapotranspiración real	$ETR = Y - S$
Agua almacenada en el acuífero	$G = \frac{C\,(W-Y)+G_{-1}}{1+d}$
Caudal en el río	$Q = (1 - C)\,(W - Y) + d \cdot G$

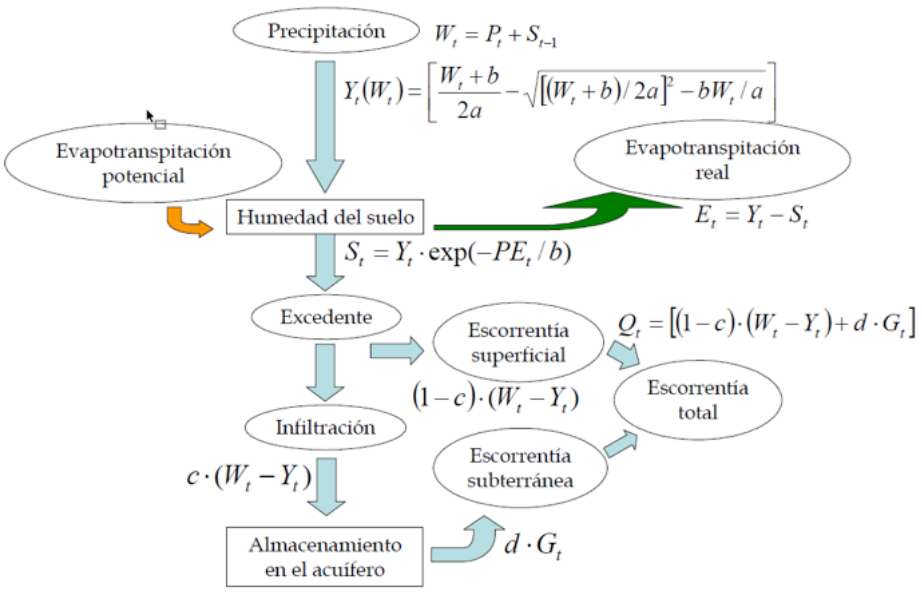


Figura 4.8.13 Modelo de balance del agua abcd (Pérez Martín, 2005; Thomas, 1981)

El **modelo HEC-1** (Hydrologic Engineering Center, del US Army Corps of Engineers; USACE, 1998) utiliza el método del número de curva NC. Es un modelo conceptual subagregado, orientado a eventos de lluvia. Además del método del NC, las versiones recientes incorporan además el método de Holtan (Holtan, 1961; Holtan et al., 1975) para determinar la infiltración en suelos y también la fórmula de Green y Ampt.

El modelo HEC–HMS (HEC–Hydrologic Modeling System) ha sido realizado por el HEC (Hydrologic Engineering Carter), para el US Army Corps of Engineers (Scharffenberg y Fleming, 2008). Es una continuación del modelo HEC–1, ampliada para incorporar un modelo de escorrentía distribuida a partir de datos distribuidos de precipitación (por ejemplo, de radar meteorológico). Simula la precipitación–escorrentía que corresponde a un evento de precipitación observado o hipotético, con transporte (routing). Realiza el balance continuo de humedad del suelo y la calibración automática de ciertos parámetros a partir de las observaciones de las condiciones hidrometeorológicas. Considera todo el tiempo (modelo temporalmente continuo) y no solo los eventos de precipitación. Es de parámetros agregados (lumped), en parte conceptual y en parte empírico, con resultados determinísticos. Parte de los parámetros son medidos y parte resultan de la calibración.

La escorrentía de la cuenca considera a) volumen de escorrentía; b) escorrentía directa (incluyendo escorrentía superficial –overland– e hipodérmica –interflow–); c) flujo de base y d) flujo en el cauce *(channel)* fluvial.

El manual del modelo describe cómo determinar la distribución espacial de la precipitación medida en estaciones pluviométricas o mediante radar meteorológico o cómo generar lluvias hipotéticas con una base estadística. En general, las lluvias de tormenta se tratan a nivel horario. Para el cálculo de lo que el manual llama "pérdidas", se consideran diferentes métodos: 1) inicial y tasa constante, 2) déficit y tasa continua, 3) NC (Número de Curva) y 4) Green y Ampt.

La cuenca se representa mediante una serie de capas del almacenamiento (Figura 4.8.14). La relación ETR/ETP es la de la Figura 4.8.15. El acuífero (medio saturado) se separa en dos almacenamientos, el superior que descarga en la cuenca y el inferior que descarga fuera de la misma.

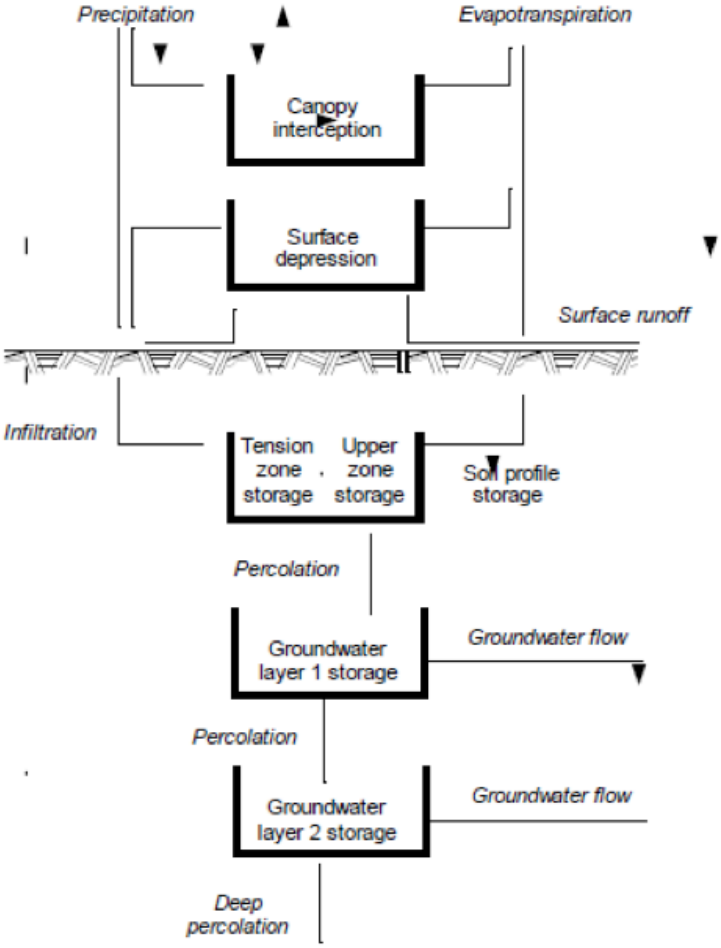


Figura 4.8.14 Depósitos del algoritmo de contabilidad continua de la humedad del suelo del modelo HEC–HMS (Bennett, 1998)

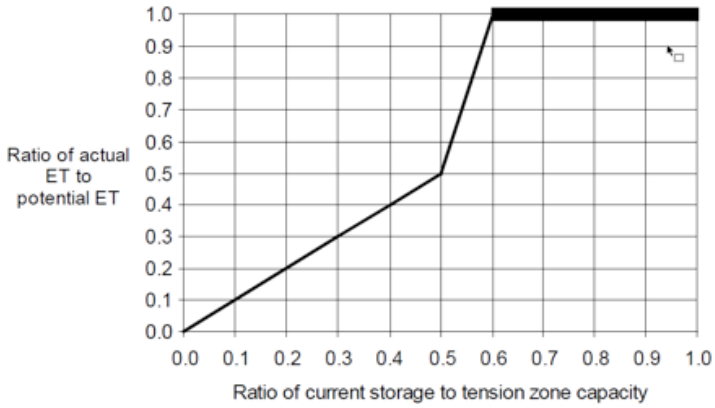


Figura 4.8.15 Relación entre ETR y ETP en función de la tensión en el suelo que se aplica en el modelo HEC–HMS (Bennett, 1998)

Se considera que la cantidad de agua de infiltración desde la superficie al suelo en un intervalo de tiempo es función del volumen de agua disponible para infiltración, del estado del suelo como fracción de su capacidad de agua y de la máxima capacidad (tasa) de recarga. Así:

$$I_P = I_{max} - \frac{\theta}{\theta_{max}} I_{max}$$

I_P = tasa de infiltración potencial
I_{max} = tasa de infiltración máxima
θ = humedad del suelo en el tiempo considerado (inicio del intervalo)
θ_{max} = humedad máxima del suelo (capacidad de campo)

La tasa de infiltración real es I_r = min (I_I, θ_d)

θ_d = volumen de agua disponible para infiltración

Si θ_d > Ir, el exceso de agua se suma al almacenamiento superficial de interceptación

La tasa de percolación (movimiento descendente del agua bajo el suelo) es máxima cuando la capa que la origina está casi llena y la capa receptora casi vacía y es mínima cuando la capa que la origina está casi vacía y la receptora casi llena. Así:

$$Per_P = Per_{max} \frac{\theta_s}{\theta_{s\,max}} \left(1 - \frac{\theta_a}{\theta_{a\,max}}\right)$$

Per_P = tasa de percolación potencial
Per_{max} = tasa máxima de percolación
θ = humedad volumétrica: θ_s en el suelo; θ_a en el acuífero superior; θ_{amax} = valor máximo

y para el paso (transferencia) de agua del acuífero superior 1 al inferior 2:

$$Tp = \bar{T}_{max} \frac{\theta_2}{\theta_{2\,max}} \left(1 - \frac{\theta_2}{\theta_{2\,max}}\right)$$

T_p = tasa de transferencia de agua del acuífero 1 al 2
T_{max} = tasa máxima de transferencia de agua del acuífero 1 al 2
θ_2 = almacenamiento del acuífero 2; max = valor máximo

o en caso de que haya un único acuífero (el 2):

$$Per_p = Per_{max} \frac{\theta_s}{\theta_{s\,max}} \qquad T_p = Tp_{max} \frac{\theta_2}{\theta_{2\,max}}$$

Así pues, se trata de un modelo orientado a la hidrología de superficie, con generación y análisis de hidrogramas de cuencas que incluyen la descarga de una parte del acuífero, pero no el estado de niveles del acuífero. La recarga se transfiere directamente a la red fluvial.

El modelo **TOPMODEL** incorpora la descarga de agua subterránea a lo largo del cauce fluvial (Figura 4.8.16). La Figura 4.8 17 es el esquema de flujo. Una versión actualizada es el TOPMO, con 8 parámetros

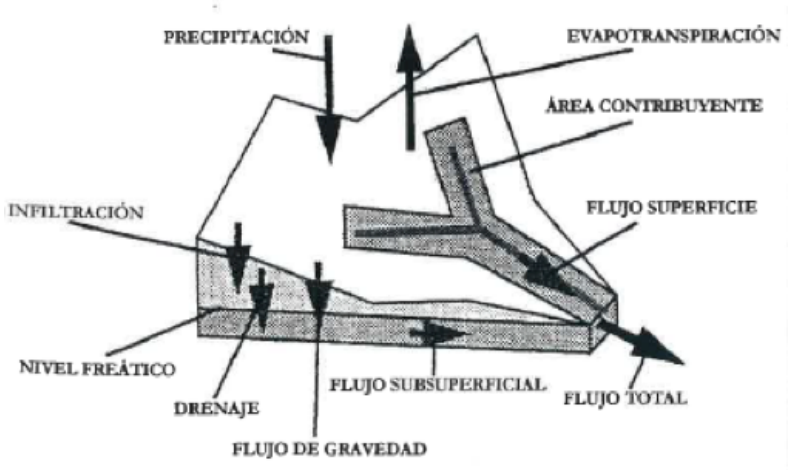


Figura 4.8.16 Diagrama de funcionamiento del modelo TOPMODEL (Ruiz García, 1998, adaptado de Wolock, 1993)

Para la gran cuenca del río Rin se ha desarrollado el **modelo RHINEFLOW**, desagregado por subcuencas, en el que el almacenamiento y fusión de nieve tienen gran relevancia en los caudales. En el modelo domina el enfoque hacia las aguas superficiales. La Figura 4.8.18 muestra el organigrama de cada subcuenca, cuyos resultados se integran después para simular el comportamiento de la cuenca principal.

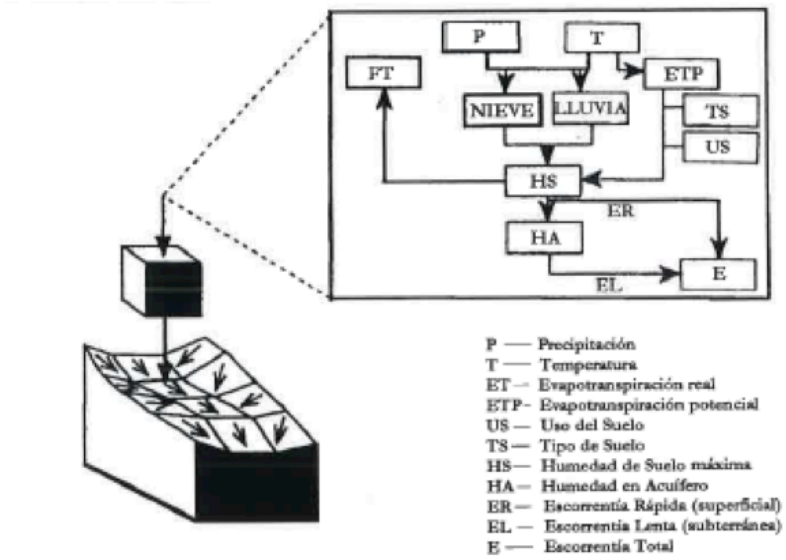


Figura 4.8.18 Diagrama de flujo del modelo RHINEFLOW (Ruiz García, 1998, adaptado de van Deursen, 1993)

Al amplio elenco de modelos hidrológicos disponibles se ha añadido desde 2003 el **ParFlow**, que simula de forma distribuida el ciclo hidrológico desde la base del acuífero hasta la parte superior del dosel de la vegetación. Se ha realizado y se continúa mejorando en la Colorado School of Mines, la Universidad de Bonn, el Lawrence National Laboratory y la Washington State University y otros organismos (Maxwell y Miller, 2003; Maxwell et al., 2011; Kollet et al., 2017).

Integra el flujo del agua subterránea con el flujo en el medio no saturado, la escorrentía directa (overland flow) y los procesos en las plantas, incluyendo la evapotranspiración y la nieve. Utiliza ecuaciones con base física, de modo que puede simular los flujos de agua y energía en sistemas reales, tanto a escala de detalle (laderas) como a nivel continental.

La resolución del flujo saturado y no saturado se hace en tres dimensiones, mediante una malla semi-estructurada ortogonal o que sigue las peculiaridades del terreno, que permite una resolución de detalle cerca de la superficie del terreno y su aplicación tanto a acuíferos libres como cautivos hasta 1 km de profundidad. Utiliza la ecuación de Richards para el medio no saturado somero y sus interacciones con las aguas superficiales. Necesita computadores con suficiente capacidad de cálculo.

La Figura 4.8.19 muestra el modo de abordar la determinación de la distribución espacio-temporal de la recarga al acuífero de la Cuenca de México y su utilización como condición de contorno en un modelo de flujo regional de agua subterránea.

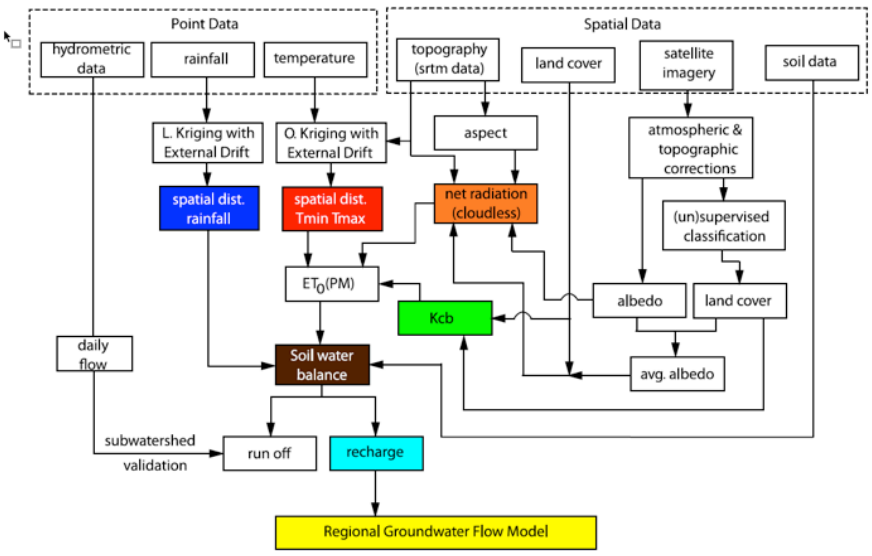


Figura 4.8.19 Modo de abordar la determinación de la distribución espacio-temporal de la recarga al acuífero de la Cuenca de México y su utilización como condición de contorno en un modelo de flujo regional de agua subterránea (Carrera-Hernández y Gaskin, 2008).

El modelo de precipitación–escorrentía SMAR (Soil Moisture Accounting and Routing) utiliza sólo lluvia, evaporación y datos piezométricos. Originariamente no considera el flujo horizontal en el acuífero, porque los resultados son inciertos si domina dicho flujo. Fazal et al. (2005) incorporaron ese flujo (Figura 4.8.20) para simular 4 cuencas de la isla de Miyakojima, en Japón, y analizaron la sensibilidad de los parámetros con vistas a la calibración (Figuras 4.8.21, 4.8.22 y 4.8.23). Se trata de un área relativamente lluviosa, en la que la recarga media es el 45% de la precipitación media, lo que permite una razonable correlación mensual entre precipitación y recarga.

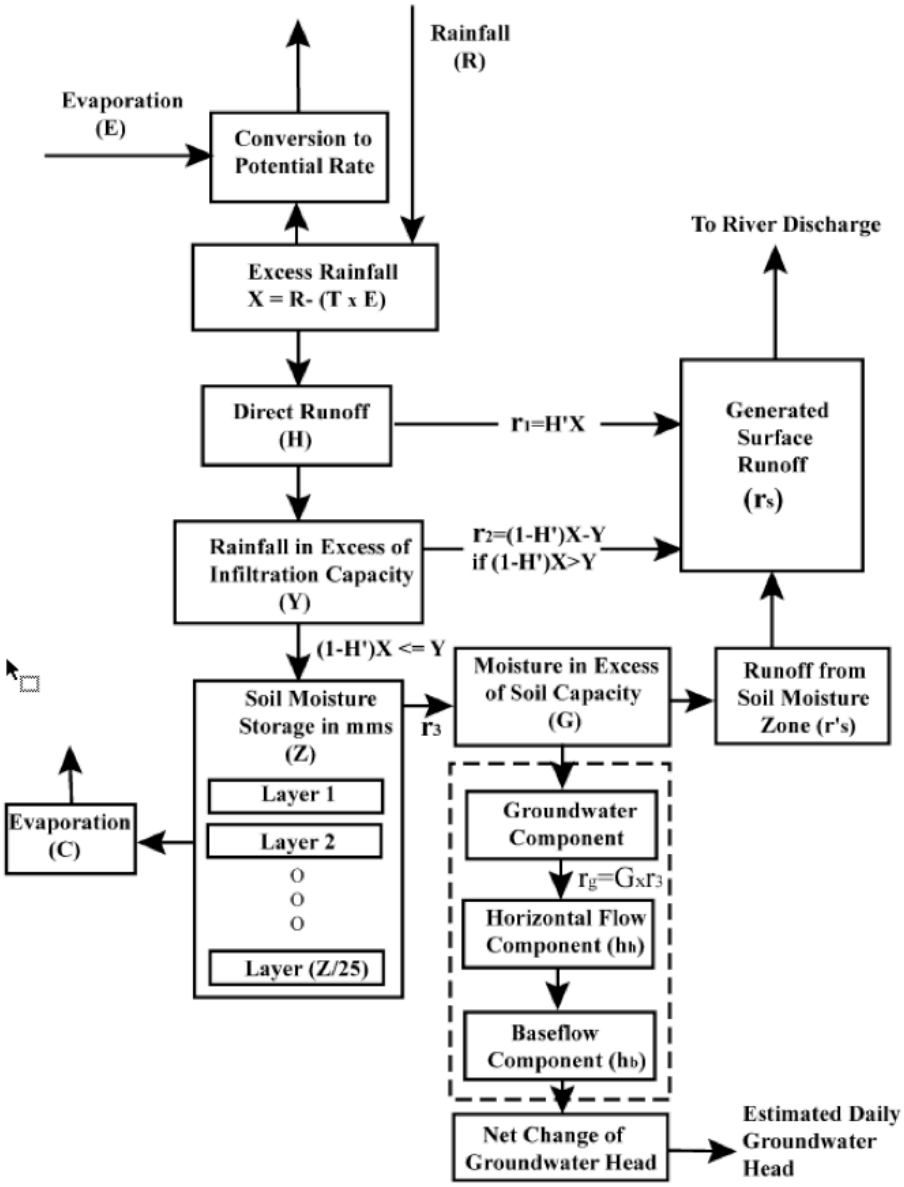


Figura 4.8.20 Diagrama esquemático de modelo de lluvia-escorrentía SMAR (Soil Moisture Accounting and Routing) tras incorporar el flujo horizontal y el caudal de base para estimación de la recarga (Fazal et al., 2005)

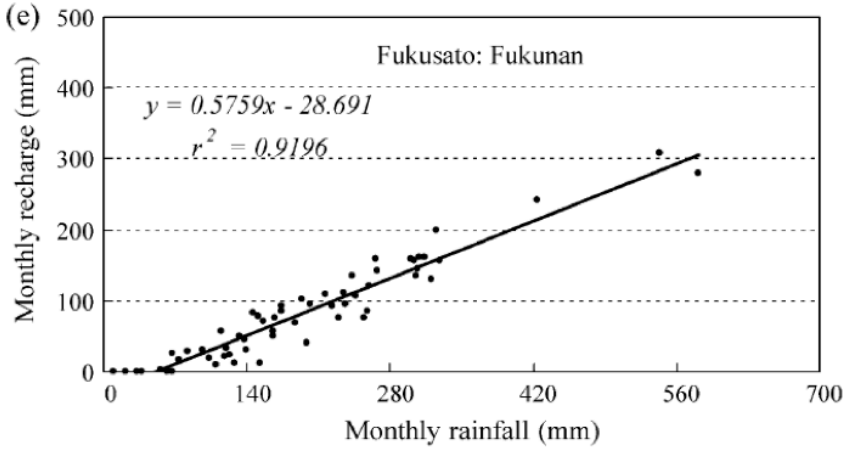


Figura 4.8.21 Relación mensual lluvia-recarga en uno de los lugares de observación de un área simulada con el modelo de precipitación–escorrentía SMAR, en Japón (Fazal et al., 2005)

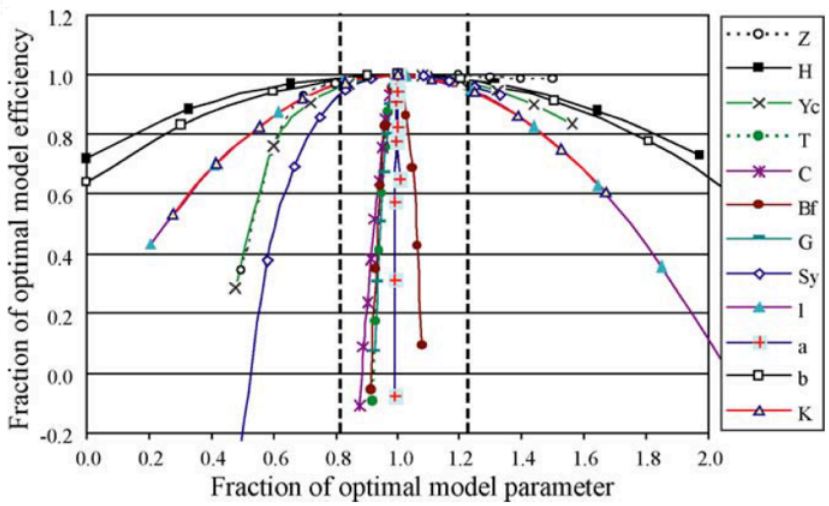


Figura 4.8.22 Sensibilidad de los parámetros calibrados del modelo de precipitación–escorrentía SMAR para la eficiencia óptima en uno de los lugares de observación en Japón (Fazal et al., 2005)

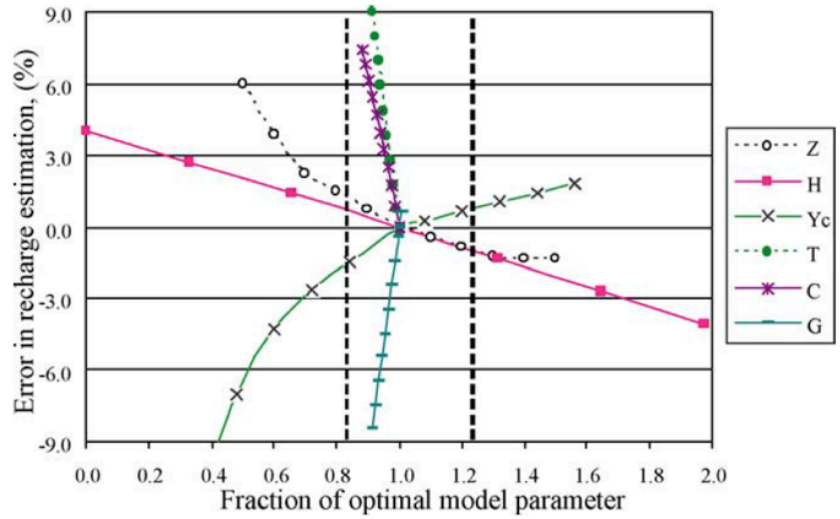


Figura 4.8.23 Sensibilidad de los parámetros calibrados con el modelo de precipitación–escorrentía SMAR al error en la estimación de la recarga en uno de los lugares de observación en Japón (Fazal et al., 2005)

En Alemania se ha desarrollado el modelo GWN-BW (Gudera y Morhard, 2015). Otros modelos son el PDM, del antiguo Institue of Hydrology de Wallingford (Moore, 2007), el de Liang et al. (2003), que usa el concepto de capacidad de infiltración variable, el de Yang y Xe (2003) y el CLM (Community Land Model) en varias versiones (Hudiburg et al., 2013).

4.9 Modelos del proceso lluvia-escorrentía, recarga y recursos de agua de uso general en España

4.9.1 Introducción

En España se han desarrollado y utilizado diferentes modelos hidrológicos de escorrentía superficial y subterránea de propia creación. Unos se han generado entre la Universidad Politécnica de Valencia, el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX y la Confederación Hidrográfica del Júcar, con mayor orientación a la hidrología de superficie, y otros en diferentes instituciones, entre las que destaca la Universidad Politécnica de Cataluña y actuaciones posteriores de la Universidade de A Coruña, con mayor énfasis en la recarga en los acuíferos.

Tienen especial relevancia los modelos SIMPA y PATRICAL, por su amplia utilización por el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX y los organismos de cuenca. El modelo SIMPA se ha utilizado para modelar los recursos de agua de toda la parte española de la Península Ibérica. Es el modelo de referencia utilizado para la planificación hidrológica de las cuencas intercomunitarias y en parte de las intracomunitarias en España, incluyendo las islas y las ciudades autónomas de Ceuta y Melilla. En la Demarcación Hidrográfica del Júcar se ha usado el modelo PATRICAL. En Cataluña se ha optado por una variante del modelo Sacramento, con un modelo asociado para tener en cuenta las modificaciones antrópicas en las cuencas (Arrabal et al., 2008). En Tenerife se ha desarrollado un modelo distribuido de simulación lluvia-infiltración insular, que tiene en cuenta las peculiaridades de una isla volcánica (Sección 3.5.8 del Capítulo 3)

4.9.2 Modelo SIMPA

Introducción

SIMPA son las siglas de Simulación Precipitación-Aportación.

El objetivo principal del SIMPA ha sido crear un sistema capaz de abordar la simulación de aportaciones de agua en grandes cuencas hidrográficas, para obtener información para la planificación de los recursos de agua. Se trata de un modelo de pocos parámetros que hay que calibrar y con significado físico fácilmente relacionable con la información fisiográfica existente a escala nacional. Puede el efecto de modificaciones antrópicas del territorio. Se ha seleccionado como método hidrológico el modelo Témez (Sección 3.5.4 del Capítulo 3).

Es un modelo distribuido conceptual, en celdas regulares, con paso de tiempo mensual. Opera en un entorno SIG con el programa GRASS (2002), como se expone en Álvarez et al. (2004). Utiliza datos mensuales de precipitación y temperatura. Se trata de un modelo

orientado hacia la hidrología de superficie, pero que considera la existencia de agua subterránea, aunque de forma simple mediante la integración de la recarga distribuida en acuíferos que se simulan como una única celda, con descarga lineal. Aunque ha estado especialmente diseñado para grandes cuencas hidrográficas, es posible utilizarlo en la modelación de cuencas pequeñas mediante una discretización espacial apropiada. La malla utilizada para la Península Ibérica es de 1000 m de lado y se está trabajando para que sea de 500 m.

El modelo SIMPA necesita 4 parámetros, que están ligados a determinados aspectos fisiográficos del territorio: 1) capacidad máxima de almacenamiento de humedad (útil) en el terreno Hmax, 2) capacidad máxima de infiltración en el suelo Imax,3) coeficiente de descarga (agotamiento) del acuífero α y 4) coeficiente de excedente C, que relaciona el déficit de humedad del suelo y el umbral de escorrentía. Estos valores se suministran celda por celda a partir de tablas y se expresan cartográficamente en forma matricial (raster). El valor del coeficiente de excedente C afecta de forma inversa a los excedentes (escorrentía superficial + escorrentía subterránea). En la práctica se utiliza un único valor de C, dada la pequeña sensibilidad de los resultados al mismo, según sus autores, de modo que el número de parámetros se reduce a tres.

Como condiciones iniciales requiere la humedad y el volumen de agua almacenado en cada celda en el tiempo t = 0.

En la versión actual no se considera interceptación de la precipitación por la vegetación, ni detención superficial, ni escorrentía hipodérmica (interflow), ni propagación (transporte, routing) del agua en laderas y en cauces. Se supone que el sistema está en estado natural y que no se producen extracciones artificiales de los acuíferos. No se simula la situación de rio perdedor, tanto con en situación de conexión hidráulica directa como colgada, ni tampoco la evapotranspiración freática, ni las posibles transferencias laterales entre acuíferos. Se supone que cada acuífero descarga a un único río, no a varios.

Las salidas del modelo son mapas con información en cada celda de:

Precipitación
Temperatura
Evapotranspiración potencial según la fórmula de Thornthwaite
Infiltración (recarga en tránsito) hacia el acuífero
Humedad
Contribución a la aportación superficial
Contribución a la aportación subterránea
Contribución a la aportación total
Volumen de agua almacenado en cada acuífero

La denominación infiltración para la generación de recarga en tránsito ni es la habitual ni la que se emplea en este informe para designar el agua que penetra en el terreno por su superficie, pero se mantiene y se muestra subrayada para no modificar en exceso la descripción original del modelo SIMPA.

Con la escala temporal de trabajo mensual se ha tratado de obviar y simplificar determinados procesos del ciclo hidrológico al considerar que así no influyen significativamente. Esta razón de que no se haya tenido en cuenta ni la interceptación, ni el flujo subsuperficial, ni la propagación del flujo de agua en ladera y en cauce. La descarga del flujo subterráneo se ha simplificado utilizando un modelo unicelular.

Los parámetros hidrológicos a aplicar en las diferentes celdas no se obtienen automáticamente por calibración, sino que han sido calculados teniendo en cuenta sus características físicas mediante un módulo de análisis paramétrico, que se basa en una amplia experiencia territorial. Este módulo de análisis paramétrico se afina y retoca a medida que se analizan cuencas bien conocidas y con buenas series de datos, en las que se centra la calibración.

En cada celda regular cuadrada, del orden de cientos de metros de tamaño, se aplican las ecuaciones de balance de agua a escala mensual. Estos balances se insertan en un Sistema de Apoyo a la Decisión, que es la esencia del SIMPA. El sistema permite generar, ordenar y analizar los datos, preparar las capas de información que necesita el modelo hidrológico, analizar los resultados obtenidos y confeccionar los mapas de parámetros que son necesarios para la calibración mediante el módulo de análisis paramétrico.

Todas las operaciones se realizan dentro del mismo SIG, sin necesidad de recurrir ni a programas ni a conexiones externas (Figura 4.9.1). Las Figuras 4.9.2 y 4.9.3 muestran el diagrama de flujo del modelo distribuido SIMPA.

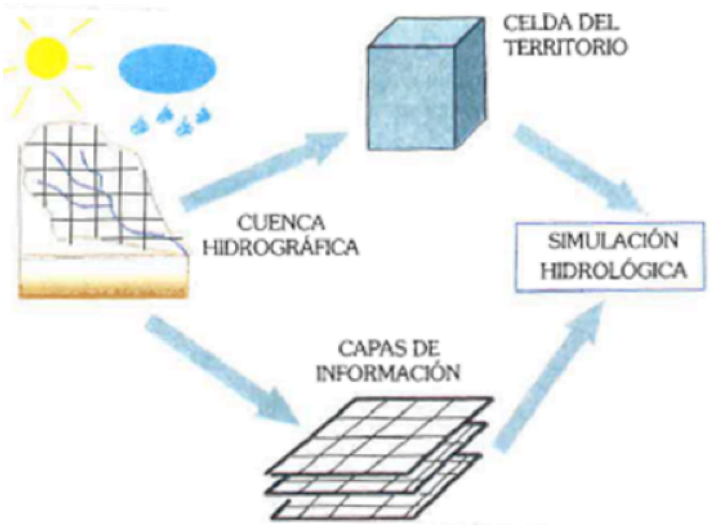


Figura 4.9.1 Esquema de funcionamiento de un sistema distribuido mensual (Ruiz García, 1998)

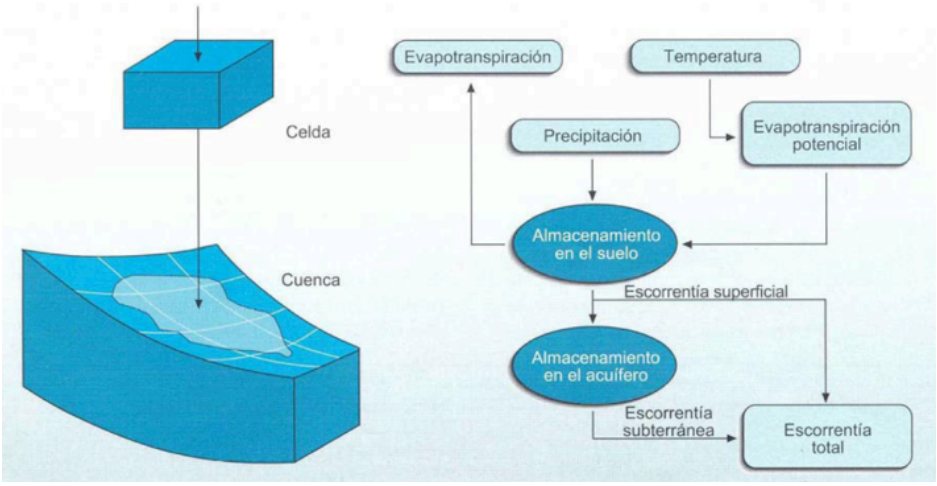


Figura 4.9.2 Diagrama de flujo del modelo distribuido SIMPA (Estrela Monreal et al., 1999)

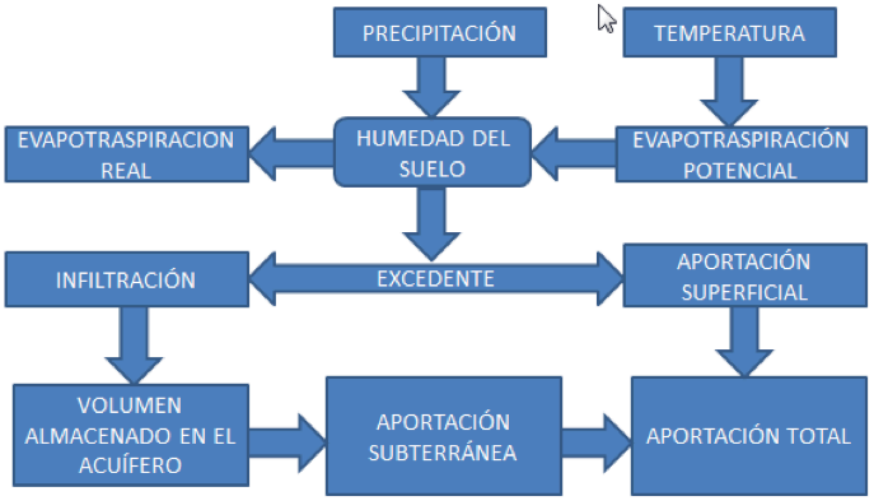


Figura 4.9.3 Diagrama de flujo del modelo distribuido SIMPA

Características generales

En cada celda se realiza el balance de humedad y de conservación de agua entre los flujos entrantes y salientes, considerando una serie de almacenamientos intermedios de humedad en el suelo y en el acuífero (Figura 4.9.4). Para ello, el código calcula en cada celda la escorrentía total y después integra esos valores para las cuencas que descargan agua a los puntos de control (Figura 4.9.5). Estos puntos de control son celdas en las que se agregan las escorrentías (como lámina de agua) de su cuenca vertiente para generar caudales, con el fin de calibrar el modelo con los datos de las estaciones de aforo.

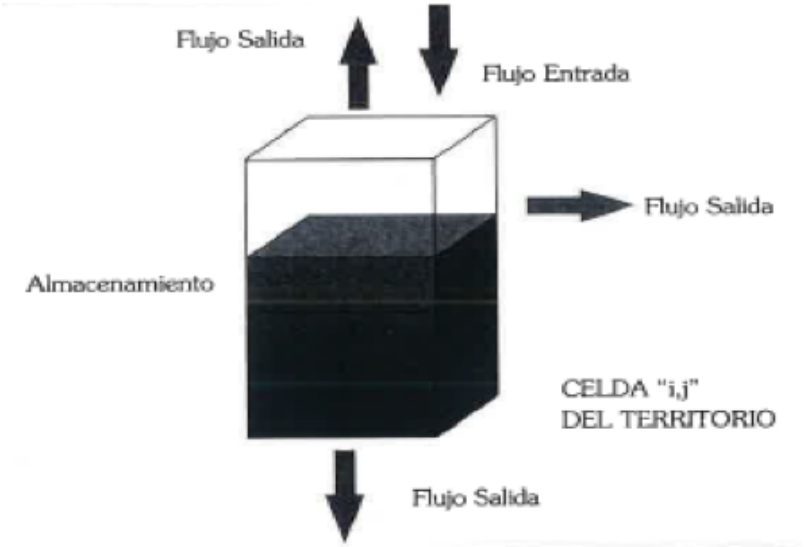


Figura 4.9.4 Entrada y salida de flujo en una celda del territorio modelado en el modelo de flujo distribuido de la Figura 4.8.5 (Ruiz García, 1998)

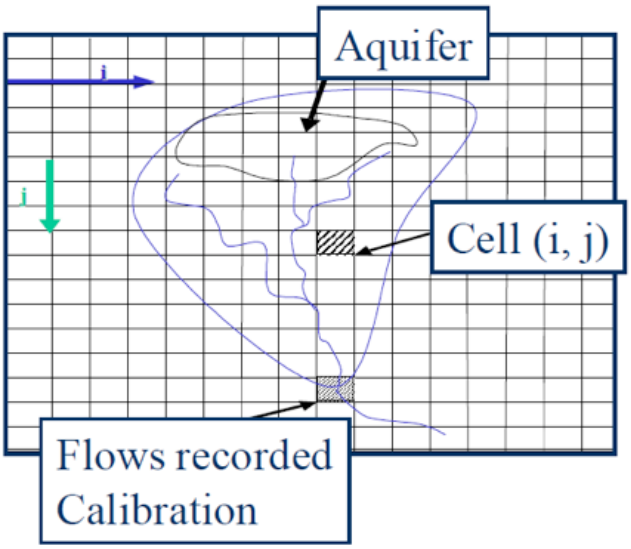


Figura 4.9.5 Modelo hidrológico distribuido con discretización espacial en celdas (Ruiz García, 1998)

En cada una de las celdas de la cuenca, el terreno se ha dividido en dos zonas (Figura 4.9.6):

- **zona superior**, no saturada.
Su contenido de agua es asimilable a la humedad del suelo.
- **zona inferior** o **acuífero**, saturada de agua y que funciona como un almacenamiento subterráneo con descarga a la red de drenaje superficial.

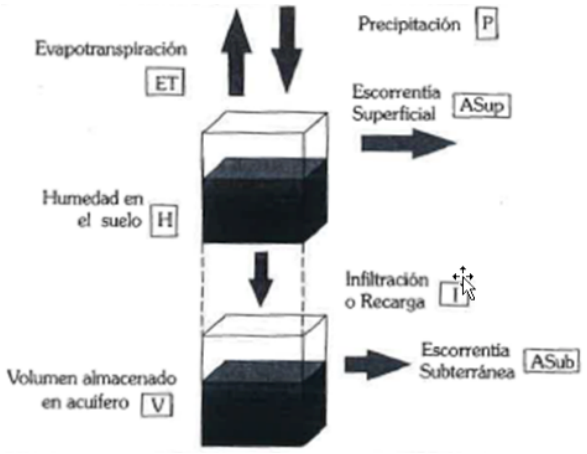


Figura 4.9.6 Esquema de flujo y de almacenamientos en el modelo hidrológico SIMPA (Ruíz García, 1998)

En la Figura 4.9.7 se muestra el balance de humedad que realiza SIMPA en cada celda de la cuenca durante un determinado mes. El flujo entrante de la precipitación P se reparte entre una serie de flujos salientes y de flujos y almacenamientos intermedios en cada celda:

- **Flujos de salida:** evapotranspiración real ETR, simulada o estimada mediante el balance de humedad del modelo, aportación superficial A^s y aportación de origen subterráneo A^b.
- **Flujos intermedio**s: infiltración I del agua que pasa de la parte superior del suelo a la zona inferior o acuífero. Se considera que el tiempo de paso de este flujo por el suelo es inferior al mes durante el que realiza la simulación, por lo que se identifica con la recarga al acuífero durante dicho mes R.
- **Almacenamiento intermedi**o: humedad en el suelo H y volumen almacenado en el acuífero V.

Siguiendo las denominaciones introducidas por Témez (1977; 1997), se llama excedente al agua que escurre directamente más la que sale del suelo y desciende hacia el acuífero (recarga en tránsito).

El diagrama de flujo general del modelo SIMPA se muestra en la Figura 4.7.7.

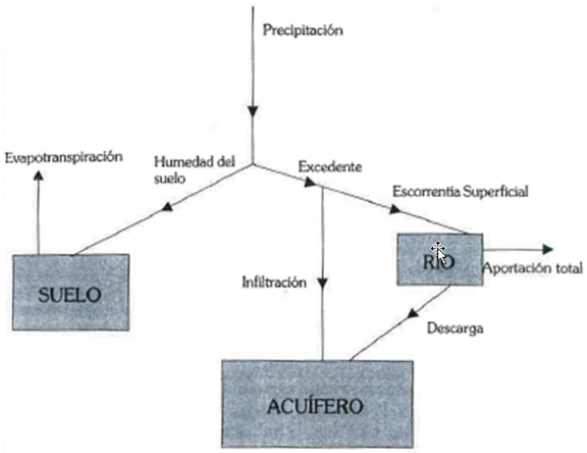


Figura 4.9.7 Diagrama de flujo del modelo Témez en el que se basa el modelo SIMPA (Ruiz García, 1998)

Modo de cálculo y ecuaciones de estado

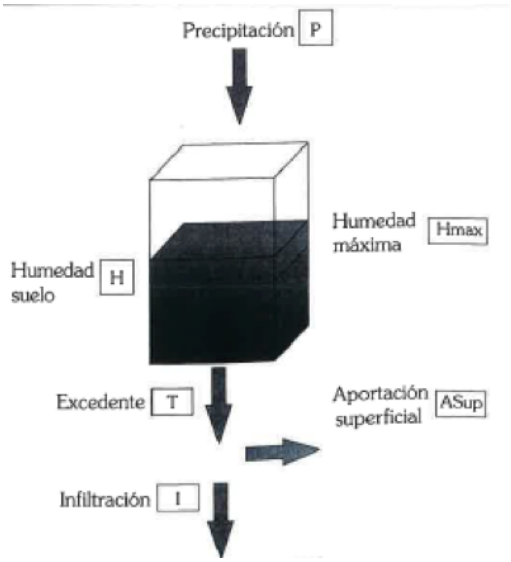


Figura 4.9.8 Almacenamientos y transformación de la precipitación P en una celda en excedente T (Ruiz García, 1999)

Según muestra la Figura 4.9.8, el agua que se precipita sobre cada celda P se distribuye según:

- Excedente T, que a su vez se descompone en flujo de infiltración I y flujo de escorrentía superficial (A^S).
- Evapotranspiración real ETR de una parte o de toda la humedad almacenada en la zona superior del suelo H.
- Humedad que se almacena en la zona superior del suelo H, cuyo límite es la capacidad máxima de almacenamiento hídrico del suelo H^S

A^S evacúa a través del cauce dentro del período de simulación, mientras que el agua infiltrada (recargada) I se incorpora al acuífero V_{ijt}. Una parte de esta agua almacenada en la zona inferior (acuífero) descarga en el intervalo de tiempo (mes) presente A^b y otra permanece en el almacenamiento subterráneo para salir hacia la superficie o hacia el mar en los meses posteriores. Esto puede suponer adoptar valores del parámetro de recesión mayores que los reales del acuífero (mnor tiempo de respuesta).

Se considera que una fracción del agua que precipita sobre cada celda P se almacena en la zona superior del suelo H y que la restante, llamada excedente T, se distribuye entre la aportación de origen superficial A^S y la infiltración hacia el acuífero (Figura 4.7.6). Todas las variables se miden en altura de lámina de agua (caudal por unidad de superficie de la celda).

Cada celda de una malla regular se la identifica por su fila y columna. Estrictamente se la debería designar como ij, pero por simplicidad y más fácil lectura, en las ecuaciones posteriores se suprime esa designación, en el bien entendido que en cada caso se considera una celda determinada. También se supone que en cada caso se hace referencia a un determinado intervalo de tiempo (mes), lo que permite prescindir de la indicación de

tiempo t y la referencia al tiempo anterior se indica mediante -1 como subíndice.

Los símbolos de las variables y parámetros utilizados coinciden en buena parte con los que se utilizan en la presentación de los métodos del número de curva NC y Témez (Secciones 3.4.2 y 3.5.4 del Capítulo 3).

1) Si $P \leq I_o$ es $T = 0$

2) Si $P > I_o$ es $$T = \frac{(P - I_0)^2}{P + \delta - 2 \cdot I_0}$$

donde $$\delta = H^{max} \cdot H_{-1} + ETP \; ; \; I_0 = C \cdot (H^{max} - H_{-1})$$

siendo

- P = precipitación sobre cada celda durante el mes.
- T = excedente en cada celda durante el mes.
- I_o = precipitación umbral = detención
- H^{max} = parámetro que expresa la capacidad máxima de almacenamiento hídrico en el suelo en cada celda.
- H_{-1} = humedad en la zona superior del suelo en cada celda en el mes anterior.
- ETP = evapotranspiración en la celda durante el mes. Se calcula para cada mes de simulación y depende de una serie de factores edáficos y climáticos relacionados con las propiedades de cada celda y con los criterios y ecuaciones de evaluación. Se considera que ETP es la evapotranspiración potencial, ya que se supone que, mientras haya agua en el almacenamiento del suelo de la celda, esta puede ser extraída por la vegetación a nivel potencial.
- C = coeficiente de excedente. Aunque C puede variar entre 0,2 y 0,5, se considera C = 0,2 dada la poca influencia que tiene su variación en los resultados finales de la simulación, según los autores del modelo. Véase la Sección 3.5.4 del Capítulo 3. El parámetro H^{max} y el parámetro C pueden estar en ocasiones fuertemente correlacionados (Estrela, 1993). El hecho de hacer C = 0,2 reduce el número de parámetros del modelo SIMPA de 4 a 3.

Si la precipitación caída sobre una celda durante el mes P es menor que el umbral Io, no se produce excedente T, y por tanto el agua precipitada en ese mes se almacena en el suelo como humedad H susceptible de evapotranspiración.

Si la precipitación durante un mes en una celda supera el umbral Io, se produce un excedente T. Cuanto menor sea la humedad antecedente en una celda del suelo, mayor será el umbral, es decir, más capacidad tendrá el suelo de esa celda para absorber agua y no producir excedentes.

La curva que representa los excedentes (Figura 4.9.9) no es lineal para lluvias pequeñas que superen el valor umbral Io y tiende hacia una línea recta para lluvias grandes, de modo

modo que, a partir de una determinada precipitación, el valor del excedente $D = H^{max} - H$ se mantiene prácticamente constante para cualquier lluvia. En este caso, la diferencia entre la precipitación y el excedente es la evapotranspiración potencial de ese mes ETP, ya que en esa celda el suelo se satura de humedad y no admite más agua. $D = H^{max} - H_{-1} + ETR$. Como el valor del umbral de precipitación Io depende en cada mes del contenido de humedad antecedente (H_{-1}), $I_0 = C \cdot (H^{max} - H_{-1})$, cuanto mayor sea esta humedad, menor será el valor umbral, de modo que se incrementa la posibilidad de que una misma cantidad de lluvia produzca excedente. En el caso límite de que la celda esté saturada ($H = H^{max}$), cualquier cantidad de lluvia, por poca que sea, produce excedente.

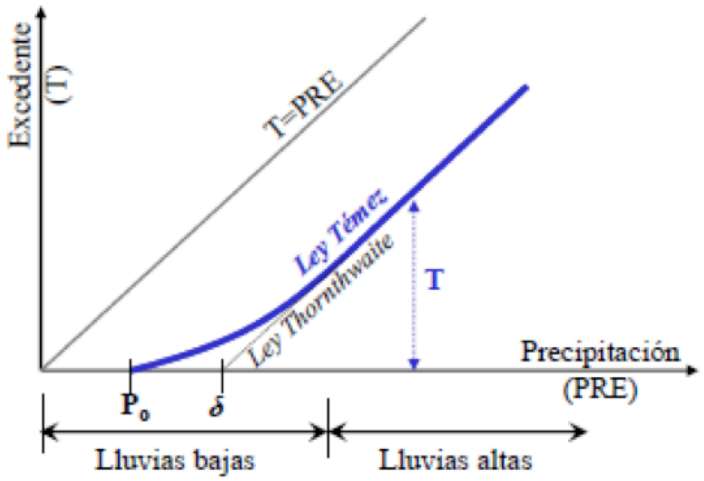


Figura 4.9.9 Representación de la ecuación que expresa el excedente de agua en cada celda del suelo (Ruiz García, 1998)

Los valores Io y D varían generalmente cada mes en cada celda, ya que dependen de los contenidos de humedad y de la capacidad máxima de almacenamiento de agua H^{max} de cada celda. Así, puede ocurrir que, en una misma cuenca y durante el mismo mes, existan celdas que escurran por tener muy poca humedad antecedente o pequeños valores de H^{max} que hagan que las precipitaciones caídas no superen su umbral Io junto con otras que aporten escorrentía; esta es una de las razones que hacen que los modelos distribuidos funcionen mejor que los agregados bajo determinadas circunstancias.

Las funciones que evalúan el excedente se basan en dos mapas de parámetros, H^{max} y I^{max}. En general, sus valores son diferentes en cada celda y dependen de las características fisiográficas de la cuenca en cada una de las celdas que la componen

Cálculo de la humedad del suelo y de la evapotranspiración

Una vez se ha estimado el excedente T, la humedad en el suelo en cada celda al final del mes es:

$H = \max (0 , H_{-1} + P - T - ETP)$

Por lo tanto, la evapotranspiración ETR se realiza a una tasa ETP si existe suficiente agua en el suelo. Si no la hubiera, la humedad al final del período es cero y la evapotranspiración será precisamente igual a la humedad que había al inicio, más el balance de humedad P – T. Así, se puede evapotranspirar toda el agua disponible en la zona superior del suelo, con el límite superior de la evapotranspiración potencial (Figura 4.9.10).

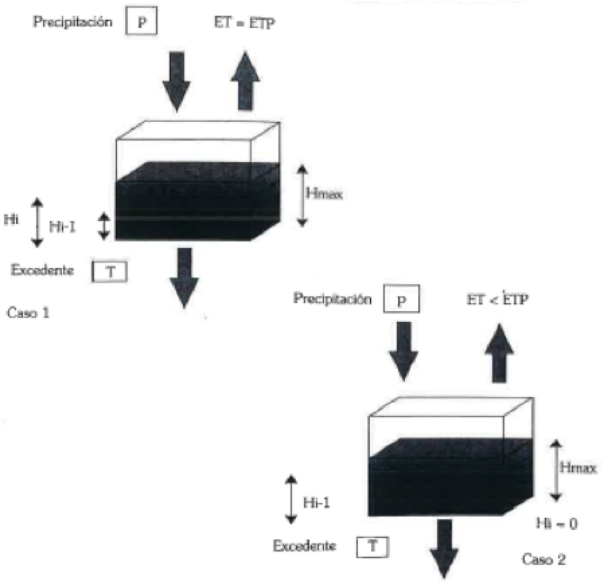


Figura 4.9.10 Distribución de la humedad en la zona superior del suelo y la evapotranspiración en cada celda de la cuenca (Ruiz García, 1998)

Cálculo de la infiltración y la escorrentía superficial

La infiltración I (recarga) en cada celda durante el mes está formada por la fracción de agua que, habiendo penetrado en el suelo, acaba llegando al acuífero. Coincide con la fracción del excedente T que no escurre superficialmente.

El modelo adopta una ley de infiltración al acuífero que es función del excedente y de un parámetro de infiltración máxima I^{max}, que expresa la máxima infiltración que se podría producir en el intervalo de tiempo en cada celda. La ley se refleja en la Figura 4.9.11 y tiene por expresión matemática (Témez, 1977):

$$I_i = I^{max} \cdot \frac{T}{T + I^{max}}$$

Así, la infiltración aumenta con el excedente T y para valores altos del mismo tiende a ser asintótica hacia el límite I^{max}

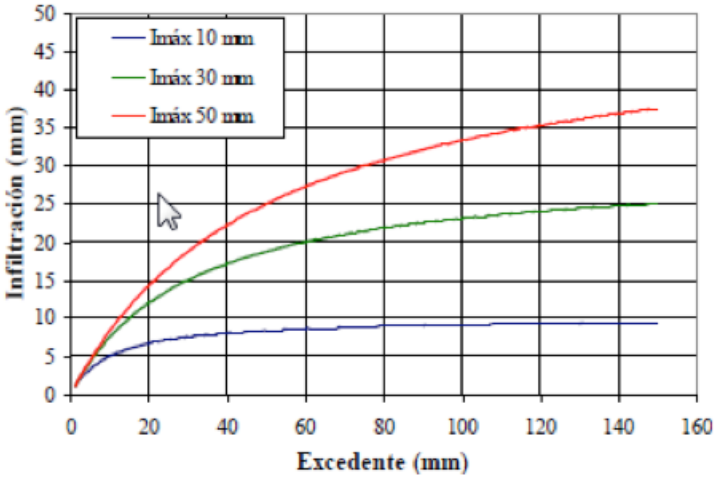


Figura 4.9.11 Representación de la ecuación que expresa la infiltración en cada celda del suelo

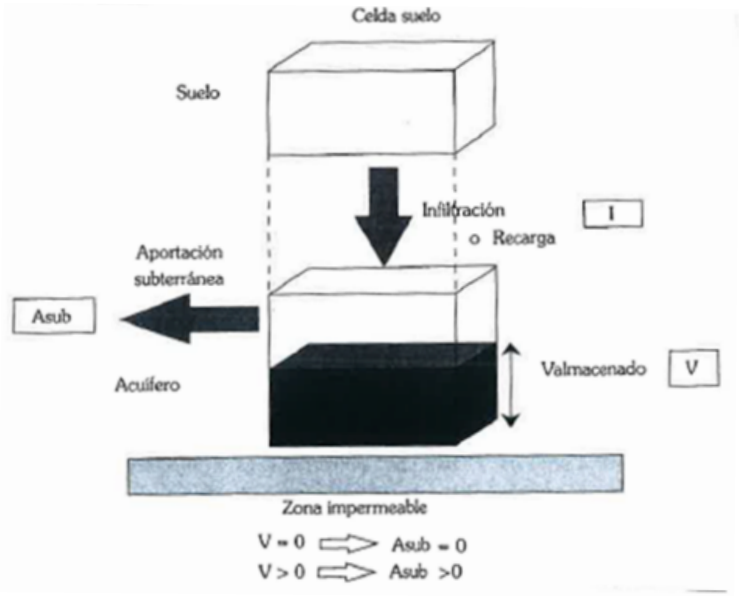


Figura 4.9.12 Drenaje desde la zona inferior del suelo de una celda en función del volumen de agua subterránea almacenada (Ruiz García, 1998)

Se ha considerado que la infiltración I se convierte en el mismo intervalo de tiempo en recarga al acuífero, ya que se supone que el tiempo de paso por la zona no saturada es inferior al intervalo de tiempo de simulación, mientras que el resto del excedente se drena al cauce. Esto no tiene por qué cumplirse con niveles freáticos profundos y/o clima árido, en especial si hay intercalaciones horizontales muy poco permeables.

Se supone que la infiltración sólo se produce, a efectos prácticos, en aquellas celdas del territorio en donde se han definido acuíferos. En el resto de las celdas la infiltración (recarga) es nula y todo el excedente se transforma en escorrentía superficial. En el primer caso, la fracción infiltrada del excedente se suma al volumen V de agua contenida en la celda correspondiente del acuífero.

Una parte del excedente T producido en cada celda durante el mes se transforma en infiltración. La fracción restante de excedente es la aportación de origen superficial:

$$A^S = T - I$$

Cálculo de la aportación subterránea

La aportación de origen subterráneo de la celda a la escorrentía de la cuenca durante un mes A^S es el drenaje del agua almacenada V en cada celda del acuífero. Un acuífero real puede tener su lugar de drenaje superficial alejado de su superficie permeable que aflora. En este caso, se considera que el acuífero está formado por esta superficie. Por tanto, los acuíferos considerados en el modelo pueden diferir de los reales. Esta aproximación se ha considerado aceptable para la simulación de los flujos de origen subterráneo con descarga a la red fluvial por encima del umbral de salida.

El comportamiento del acuífero se simula mediante un modelo unicelular. La descarga del acuífero Q al río o manantial se modela como una función lineal del volumen almacenado V, lo que se expresa como $Q = \alpha V$, en la que α es el coeficiente de agotamiento (de drenaje o de recesión). En las celdas en las que exista volumen almacenado en el acuífero por encima de la altitud de descarga, se produce un escurrimiento según (Figura 4.9. 12):

- $V = 0 \rightarrow A^f = 0$
- $V > 0 \rightarrow A^s > 0$

La posible fusión de nieve es fácil de incorporar (Figura 4.9.13).

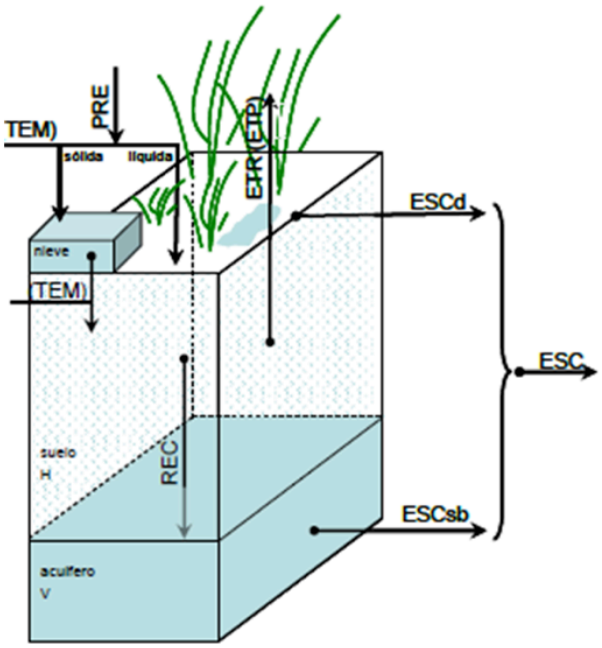


Figura 4.9.13 Esquema general de la consideración de las aguas subterráneas mediante un acuífero de funcionamiento unicelular, considerando aportación como lluvia y como fusión de nieve. En la figura, PRE = precipitación, TEM = temperatura, ETP = evapotranspiración potencial, H = humedad del suelo, ETR = evapotranspiración real, ESCd = escorrentía directa, REC = recarga, V = volumen del acuífero, ESCsb = escorrentía subterránea y ESC = escorrentía total

Si un acuífero drena a dos cuencas distintas, hay que repartir la descarga entre las cuencas afectadas (Figura 4.9.14), con un coeficiente de agotamiento distinto para cada cuenca y la correspondiente área que drena.

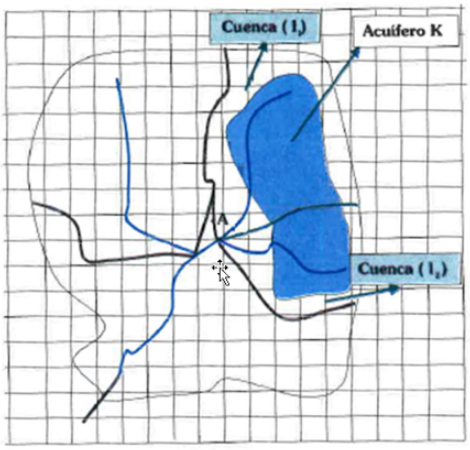


Figura 4.9.14 Modelación semi-distribuida del flujo de agua subterránea de un cierto acuífero compartido entre dos cuencas 1 y 2 y su drenaje al punto de control A (Ruíz García, 1998)

Se ha supuesto que en el modelo unicelular adoptado de descarga del acuífero, siempre existe conexión río–acuífero. Existe drenaje mientras haya volumen V almacenado en alguna celda del acuífero. El modelo se puede utilizar para simular las salidas desde manantiales o para evaluar las descargas de agua subterránea hacia el mar en acuíferos costeros.

El modelo SIMPA no considera la infiltración de agua desde un río hacia el acuífero (río perdedor). Esto no es una sería limitación en cuencas en régimen natural, salvo en cabecera, ciertos tramos con acuíferos muy transmisores o áreas áridas, pero sí que lo es en situaciones de extracción de agua subterránea que provoquen que el nivel de agua en los acuíferos quede por debajo del nivel del río. Tampoco se considera la posible evapotranspiración desde el acuífero.

Se puede tratar la desconexión del acuífero y situaciones de alteración del régimen natural derivados de extracciones en el acuífero, pero se requiere introducir información adicional.

Todas las ecuaciones de transferencia se han planteado en cada una de las celdas, de modo que es posible calcular mapas matriciales en los que en cada celda se reflejen los valores del excedente, la infiltración, la humedad del suelo, la evapotranspiración y la aportación superficial.

Cada acuífero a tiene cada mes un volumen total de agua almacenada Va en la cuenca que se considera. El caudal desaguado ese mes en el punto de descarga de la unidad hidrogeológica de esa cuenca es proporcional a este volumen, con una constante propia de ese acuífero α_a. Así,

$$Q_{a,c} = \alpha_a \cdot \sum_{a,c} V_a$$

V_a = volumen de agua en la celda del acuífero a durante un mes.
$Q_{a,c}$ = caudal de transferencia del acuífero de una determinada cuenca c al río durante el mes.

$V_t^{a,c} = \sum_{a,c} V_a$ = volumen total de agua del acuífero en la cuenca c en el mes.

Para cada cuenca c, la simulación del régimen subterráneo debe cumplir también el balance de agua:

$(\text{Entradas} - \text{Salidas})_c = dV/dt$

de modo que aplicado a las celdas del acuífero del modelo hidrológico resulta:

$$\sum_{a,c} I - A^{a,c} = \frac{dV^{a,c}}{dt}$$

I = entradas (recarga) de agua en la celda del acuífero de la cuenca c en el mes

$A_t^{a,c} = \sum_{a,c} A^{a,c}$ = salida de agua del acuífero en la cuenca c durante el mes.

De las ecuaciones planteadas se obtiene la ley para los volúmenes de agua existentes cada mes y en cada acuífero de cada cuenca c:

$$V_t^{a,c} = V_{-1}^{a,c} \cdot e^{-\alpha_a \cdot t} + \left(\sum_{a,c} I \right) \cdot (1 - e^{-\alpha_a \cdot t})$$

El volumen conjunto del agua almacenada V se incrementa cada mes en el valor de la suma de todas las recargas I producidas sobre el acuífero de la cuenca, de tal modo que, la suma de todos los $V = V^{a,c}$ de todas las celdas de cada acuífero contenido en cada cuenca c se comporta como un almacenamiento, cuyo drenaje es proporcional a la α del acuífero. Por lo tanto, la aportación subterránea del acuífero que se considera a la red de drenaje superficial de la cuenca c viene dada por:

$$A^{a,c} = V_{-1}^{a,c} - V^{a,c} + \sum_{a,c} I$$

Las ecuaciones que representan la aportación de agua subterránea se aplican a cada acuífero o conjunto de acuíferos de cada cuenca y el parámetro α de descarga se mantiene constante en cada uno de ellos. Así, el módulo de aportación subterránea recibe una entrada distribuida (infiltración o recarga) y por agregación se obtienen las aportaciones subterráneas en el punto de desagüe de cada cuenca $A^{a,c}$. El desarrollo de las acumulaciones y repartos puede encontrarse en Ruiz García (1998). La aportación en cada celda de la cuenca durante un cierto mes es la suma de la aportación superficial (escorrentía) y de la aportación de origen subterráneo. Para los cálculos se necesita la topología de la red de drenaje, es decir, qué subcuencas son las que drenan sus aguas hacia cada punto de control y qué superficie tienen. Se admite tácitamente que esas superficies no cambian a lo largo del tiempo en el régimen natural que se simula, lo que no siempre es cierto.

El modelo de flujo subterráneo que utiliza SIMPA permite abordar gran cantidad de problemas hidrológicos en régimen natural, tanto a escala regional como local, aunque pueden existir situaciones en las no se comporte de forma satisfactoria, tales como acuíferos complejos, flujos subterráneos muy localizados, aportaciones importantes desde la red de drenaje superficial, bombeos, desconexiones río–acuífero, etc. El modelo se ha diseñado con la intención principal de modelar en régimen natural, donde las situaciones expuestas no suelen presentarse.

Variables de entrada al modelo SIMPA

Se necesitan dos tipos de datos de entrada: variables meteorológicas y parámetros.

El modelo no importa directamente los datos de precipitaciones y de temperaturas de la base de datos, sino que opera sobre unos ficheros de intercambio. Estos ficheros de intercambio contienen datos de todas las estaciones, de todos los meses de una zona y de un amplio período de tiempo.

La interpolación que ha desarrollado SIMPA para obtener los mapas de las variables climáticas mensuales ha sido la de media móvil afectada por inverso de la distancia al cuadrado, con 12 puntos para obtener cada valor interpolado en cada celda. En la versión actual no se tiene en cuenta la influencia de la altitud y otras variables geográficas y fisiográficas en las variables climáticas.

Si se supone que C = 0,2, el modelo SIMPA necesita tres mapas de parámetros:

- H_{max}: mapa distribuido de capacidad máxima de almacenamiento de humedad del suelo en cada celda,
- I_{max}: mapa distribuido de capacidad máxima de infiltración del suelo en cada celda,
- α: mapa del coeficiente de descarga (agotamiento) de cada acuífero, agregado por acuífero, que puede tomar valores diferentes en los distintos acuíferos.

El valor de H_{max} se asimila con el de CC–PM (CC = capacidad de campo; PM = punto de marchitez), de manera que comienza a producirse excedente cuando la lluvia en el periodo considerado supere el valor la definido por:

$$I_a = C \cdot (CC - PM - H_{-1})$$

donde C es el coeficiente de excedente.

En las simulaciones y en el proceso de calibración se considera que H_{max} depende del tipo y uso del suelo en cada celda. Se obtiene por combinación de los mapas de usos, de texturas y de pendientes del suelo que se derivan de modelo digital de elevaciones del terreno (MDE).

Se considera que el parámetro Imax varía según el uso del suelo, dada la gran correlación entre su valor y las características edafológicas, litológicas, de profundidad de perfil, etc. Se puede derivar de mapas litoestratigráficos.

Dada la dificultad de conocer los factores que permiten determinar los valores de α a nivel regional, se ha optado por estimarlo para cada acuífero o conjunto de acuíferos a partir de los tramos de descarga de los hidrogramas de caudales registrados durante los periodos secos en los puntos de control. Para el acuífero que descarga, teóricamente α se puede estimar a partir de (Custodio y Llamas, 1976, Cap. 9):

$$\alpha = \pi^2 T/(4SL^2)$$

T = transmisividad
S = coeficiente de almacenamiento a largo plazo
L = dimensión

Suponiendo un agotamiento lineal (evolución exponencial), el tiempo para que el volumen de agua almacenado en el acuífero se reduzca a la mitad es $\tau = \ln 2/\alpha = 0{,}692/\alpha$.

Además, debe conocerse el estado inicial, por ejemplo, de niveles o de agua almacenada.

Generación de mapas de variables hidrológicas

Con los parámetros, las condiciones iniciales y las variables climáticas de entrada, el modelo SIMPA realiza la simulación del ciclo hidrológico. Las capas de información hidrológica que se generan son:

- Precipitación sobre cada celda.
- Temperatura en cada celda.
- Evapotranspiración potencial de cada celda utilizando la fórmula de Thornthwaite (Sección 2.8.6 del Capítulo 2), afectada por un coeficiente regional que tiene en cuenta la humedad atmosférica, la radiación solar, la velocidad del viento, etc., si están disponibles.
- Evapotranspiración real en cada celda.
- Infiltración (recarga) hacia el acuífero en cada celda en su área permeable.
- Humedad del suelo en cada celda.
- Volúmenes de agua en los acuíferos, a partir del volumen inicial y de la recarga.
- Contribución de cada celda a la aportación superficial.
- Contribución de cada celda al acuífero y con ella la aportación subterránea a partir del valor de el coeficiente de descarga α_1 y la recarga anual media del acuífero. Se evalúa en el punto de descarga y se distribuye uniformemente por todas las celdas de la cuenca para su visualización.
- Contribución de cada celda a la aportación total.

Calibración

La calibración se puede realizar mediante un análisis paramétrico en el que se asigna un peso a cada capa de información, un valor a cada característica de cada capa de información y un rango de variación para cada uno de los parámetros. Para la comparación, se determina un índice que refleja el estado de humedad relativa, combinando dos parámetros según valores que reflejan las diferentes características de los usos del suelo. El procedimiento se desarrolla en Ruíz García (1998). En la calibración se modifica el rango de variación y los pesos con el fin de encontrar el mejor ajuste.

Si no todas las capas fisiográficas merecen la misma fiabilidad, cabe asignar mayores pesos a aquellas que aportan una información más fiable. Si se ha conseguido calibrar adecuadamente unos puntos de control y otros no, se pueden realizar mapas de errores, para ayudar a establecer una reasignación de pesos.

Otra manera de calibrar el modelo consiste en modificar directamente los valores de los parámetros, de modo que se varían manualmente los parámetros en todas aquellas celdas en las que vayan coincidiendo determinadas características fisiográficas.

Para un modelo a escala peninsular ibérica, la calibración es un esfuerzo grande. Por eso no se realiza sino en circunstancias especiales o cuando se observan desviaciones importantes de las simulaciones respecto a lo observado, a medida que se van teniendo más datos en estaciones de aforo fluviales.

En aplicaciones del modelo SIMPA a la simulación de crecidas de los ríos del NW de España, para una mejor reproducción de las observaciones se han modificado algunos de los parámetros de entrada del modelo (Rodríguez-Blanco et al., 2012).

4.9.3 Modelo PATRICAL

El módulo de simulación PATRICAL (**P**recipitación **A**portación en **T**ramos de **R**ed **I**ntegrados con **C**alidad del **A**gua) es un modelo del ciclo hidrológico distribuido espacialmente, con simulación mensual (Pérez Martín, 2005). Realiza la simulación del ciclo hidrológico, tanto en régimen natural como en régimen alterado. La cuenca hidrográfica se discretiza en pequeñas celdas regulares.

Se considera la posibilidad de que se mantenga la evapotranspiración de la vegetación cuando hay un bajo contenido de humedad en el suelo. Cabe considerar transferencias laterales entre acuíferos, relaciones río–acuífero (incluidos los cauces perdedores) y la determinación de la evolución de la piezometría media de los acuíferos, aunque es algo no claramente especificado. También cabe incluir la evolución temporal y la distribución espacial de la recarga por retornos de agua, en especial de excedentes de riego, y las extracciones de aguas subterráneas, aunque en el diseño original no se especifica cómo se haría.

El modelo PATRICAL también simula la calidad del agua por balances de solutos. Para ello tiene en cuenta los retornos de riego superficial y los retornos urbanos superficiales. No incluye la gestión de embalses ni las modificaciones que esos embalses producen en el régimen de caudales, con lo que sólo considera una parte del ciclo hidrológico alterado. Estos aspectos no se consideran en este Informe.

Al comparar los caudales circulantes con los niveles piezométricos en régimen natural y en régimen alterado por bombeos y recargas de excedentes de riego al acuífero, se obtienen las modificaciones que se producen en la parte subterránea del ciclo hidrológico y cómo afectan estas modificaciones a los caudales superficiales. Esto permite mejorar el conocimiento de los flujos de agua que se producen en el ciclo hidrológico, reconstruir el régimen natural de aportaciones, conocer las interconexiones del subsistema subterráneo y superficial, obtener los efectos sobre los caudales circulantes en los ríos, etc. Los resultados pueden enlazarse con modelos de simulación de la gestión, como el AQUATOOL, cuando, para mayor sencillez de los modelos, no se hayan considerado estas afecciones (Figura 4.9.15). El recurso al régimen natural es para evitar introducir un estado inicial, lo mismo que hacen los otros modelos, pero ello puede introducir errores de calentamiento y sesgar los resultados.

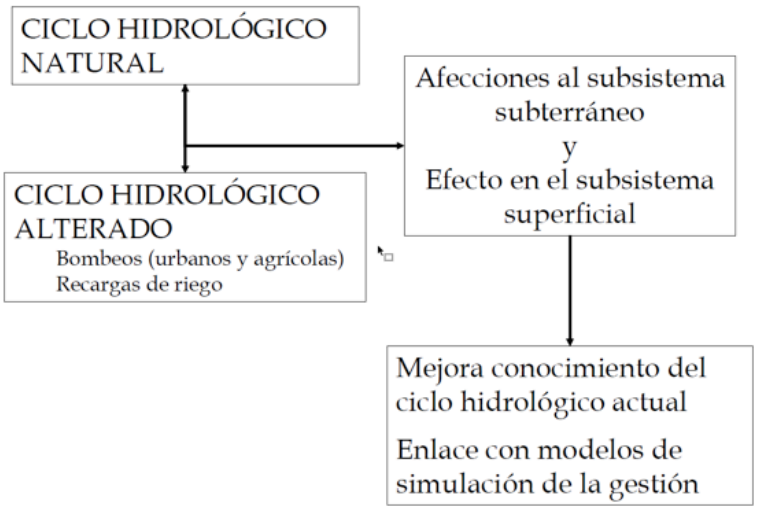


Figura 4.9.15 Régimen natural y régimen alterado en la componente subterránea y evaluación de afecciones (Pérez Martín, 2005)

PATRICAL está integrado en el Sistema de Información Geográfica (SIG) GRASS. A partir de la versión GRASS 5 (USACE, 1993; GRASS, 2002) es posible trabajar directamente con mapas matriciales (ráster). Dado que existen continuas interrelaciones entre el subsistema superficial y el subsistema subterráneo, se produce en todo momento intercambio de información entre el SIG y los submódulos de simulación de aguas subterráneas (Pérez Martín, 2005).

Una parte del análisis en estado estacionario se realiza mediante la acumulación de las presiones (acciones o excitaciones) sobre la red fluvial que se producen de forma espacial distribuida en la cuenca hidrográfica. Para ello se utiliza el mapa matricial (ráster) de la dirección en que se produce el drenaje de cada una de las celdas de la cuenca, que

se obtiene a partir del modelo digital del terreno. El comportamiento hidrogeológico se reproduce considerando acuíferos unicelulares conectados entre sí. De este modo, el modelo PATRICAL analiza de forma integrada el subsistema superficial y el subsistema subterráneo, considerando las relaciones entre ambos, las relaciones río–acuífero y las transferencias de agua que se producen entre los diferentes acuíferos.

La cuenca hidrográfica se discretiza en celdas regulares de pequeño tamaño, típicamente cuadradas de 1 km x 1 km. Puede variarse en función del tamaño de la cuenca, de la capacidad de procesamiento de los equipos informáticos y del tiempo de cálculo de la simulación, en función de las características fisiográficas propias de cada una de las celdas. Se aplica el método Témez (Sección 3.5.4 del Capítulo 3) para aprovechar la experiencia obtenida en España desde mediados de la década de 1990 con la aplicación del modelo SIMPA. Utiliza pocos parámetros.

La cuenca que se modela se divide en dos capas superpuestas (Figura 4.9.16):

1) capa superior, formada por la superficie del terreno y discretizada en celdas. Representa la superficie y la parte superior no saturada del terreno hasta donde alcanza la capacidad de extracción de agua de la vegetación (profundidad radical),

2) capa inferior saturada, formada por los acuíferos que reciben agua de las celdas de la capa superior de forma agregada. Representa los almacenamientos de agua subterránea que se producen en la cuenca, cuyas descargas van a la red de drenaje superficial y al mar. No se considera el medio vadoso.

Se consideran las transferencias laterales entre acuíferos.

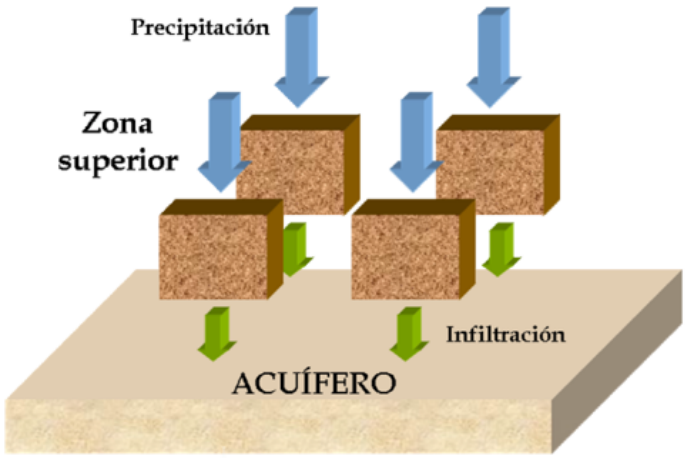


Figura 4.9.16. Modelación del ciclo en dos capas, zona superficial y zona profunda o acuífero (Pérez Martín, 2005)

Se aplica el principio de continuidad o de conservación de la masa. La Figura 4.9.17 describe las componentes del modelo.

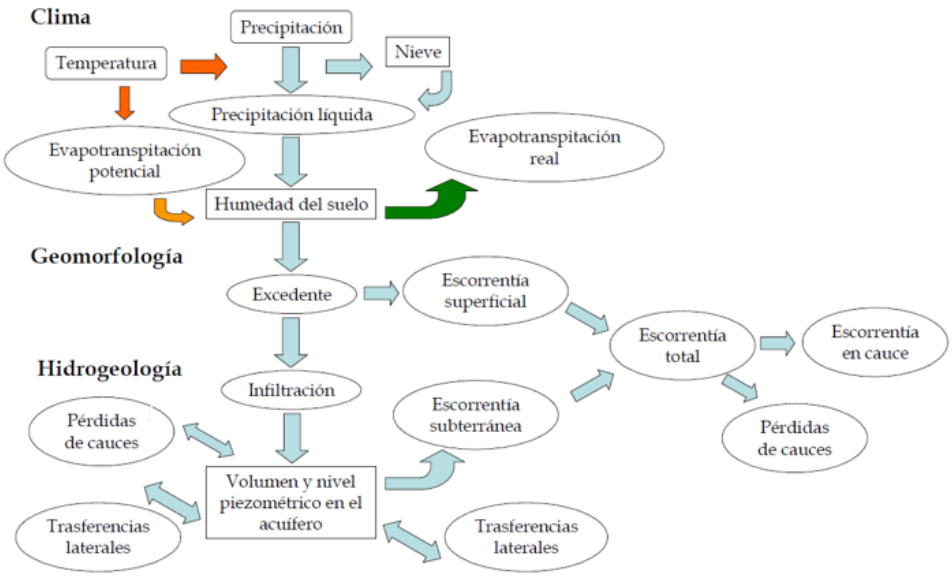


Figura 4.9.17 Esquema de flujo del modelo PATRICAL (Pérez-Martín, 2005). Los rectángulos representan almacenamientos, las elipses flujos de agua y los rectángulos con bordes suavizados son las variables de entrada al modelo.

Los datos necesarios son los valores de lluvia total mensual y la media mensual de la temperatura diaria. Con ellos se calculan por interpolación los mapas mensuales de lluvia y temperatura, de los que se derivan los mapas de evapotranspiración potencial mensual. Estos mapas son la información de partida para el modelo de simulación.

En primer lugar, se calcula la porción de precipitación líquida que cae en cada celda, manteniéndose el resto en forma de nieve sobre la superficie de terreno. En segundo lugar, con dicho valor de la lluvia y con las características fisiográficas de la cuenca en cada celda, mediante el método de Témez se calcula el flujo de excedente, la evaporación real y el volumen de humedad retenido por el terreno. El excedente se descompone en escorrentía superficial directa y en infiltración a los acuíferos, las cuales interactúan entre sí y se producen transferencias de agua en función de las diferencias piezométricas. Finalmente, los acuíferos generan la escorrentía subterránea, que se suma a la escorrentía superficial, formando la escorrentía total. Esta escorrentía total se acumula a lo largo de la red de drenaje de la cuenca y permite conocer el volumen de agua en cada tramo de la misma. Con este valor se calcula la posible re-infiltración a los acuíferos y se obtiene la escorrentía en los cauces.

Los restantes cálculos son similares a los que se realizan en el modelo SIMPA. La infiltración (recarga) sólo se produce en aquellas celdas del territorio donde se hayan definido acuíferos. En el resto de celdas, la infiltración es nula y todo el excedente se convierte en escorrentía superficial. La parte del excedente que no infiltra (recarga) al acuífero, se convierte en escorrentía superficial As y va directamente a la red fluvial.

Los resultados de la infiltración (recarga) en cada celda se agregan para cada uno de los acuíferos de la cuenca. La descarga de estos acuíferos a la red fluvial se simula mediante un modelo unicelular.

$$Q(t) = \alpha V(t)$$

El volumen V de un determinado acuífero al final de intervalo de tiempo Δt se obtiene a partir del volumen almacenado en el intervalo anterior (V–1), de la recarga producida en ese intervalo R y del coeficiente α de descarga del acuífero.

$$V = (V_{-1} - V_0) \cdot e^{-\alpha \cdot \Delta t} + \frac{R}{\alpha}\left(1 - e^{-\alpha \cdot \Delta t}\right)$$

R = recarga al acuífero = suma de la recarga en todas las celdas que recubren al acuífero.
α = coeficiente de descarga, agotamiento o recesión (tiempo$_{-1}$).
Δt = intervalo de tiempo.
V_0 = volumen umbral descarga del acuífero al río; por debajo no hay conexión río–acuífero.

Detalles complementarios encuentran el Pérez Martín (2005).

En la Tabla 4.9.1 se dan los resultados de un ensayo de comparación del modelo PATRICAL con el SWAT.

Tabla 4.9.1 Principales características comparativas de los modelos SWAT (Arnold et al., 1993) y PATRICAL (Pérez, 2005), modificado y corregido de Correa González et al. (2014)

Modelo	SWAT	PATRICAL
Formulación	Teórica	Conceptual
División de la cuenca	Subcuencas	Celdas
Variables climatológicas de entrada	T_{max}, T_{min}, P diarios	$\bar{T}$, $\bar{P}$ medias mensuales
Mapas de entrada	Geología, uso del suelo, DEM	Tipo de suelo, uso del suelo, DEM
Relleno de datos climatológicos	Si, no adicional	Si, estadísticos mensuales
Calibración	Series pequeñas y grandes	≥ 50 años
Escorrentía	NC	Témez
Origen	USA	España
Objetivo	Gestión de cuencas desde punto de vista agrícola	Lluvia–escorrentía para gestión de recursos hídricos

T = temperatura; Tmax= temperatura máxima diaria;
T_{min} = temperatura mínima diaria

P = precipitación

DEM = mapa digital de elevaciones (digital elevation map)

4.9.3 Modelos Visual-BALAN y GIS-BALAN

En la Sección 3.5.6 del Capítulo 3 se presenta el código **BALAN** como un método especialmente diseñado para el cálculo de la recarga a los acuíferos, aunque también calcula la escorrentía superficial y subsuperficial (Samper, 1998; Samper et al., 1999; 2005a; Samper y García Vera, 2004). Se ha aplicado numerosas veces en España, tanto para trabajos de investigación como de estudio y de gestión de recursos de agua.

La recarga que penetra en el acuífero modifica su hidrodinámica y por lo tanto las descargas. De forma sencilla, el modelo **Visual-BALAN** analiza el comportamiento del acuífero como un sistema unicelda o multicelda que descarga en los correspondientes tramos de río y manantiales, siguiendo funciones simples de descarga exponenciales, una vez que se conoce la altitud a la que se realiza esa descarga. Esto permite estimar como varían diariamente los niveles piezométricos, una vez que se ha producido el calentamiento del modelo, o se parte de un valor inicial real. El organigrama, incluyendo la parte de aguas subterráneas, es el de la Figura 4.9.18. La Figura 4.9.19 muestra las salidas y el procedimiento de calibración. En las Figuras 4.9.20 y 4.9.21 se muestran los resultados calibrados con niveles freáticos en dos casos.

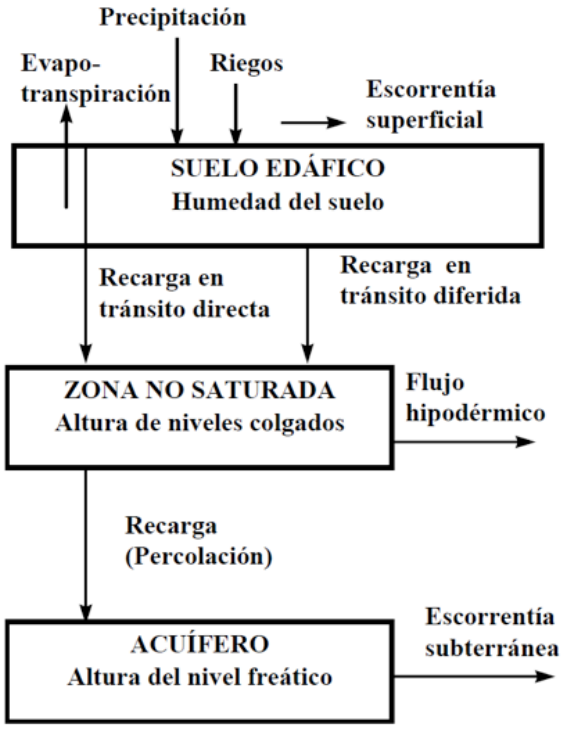


Figura 4.9.18 Organigrama del modelo Visual-BALAN (Samper et al., 1999; 2005a)

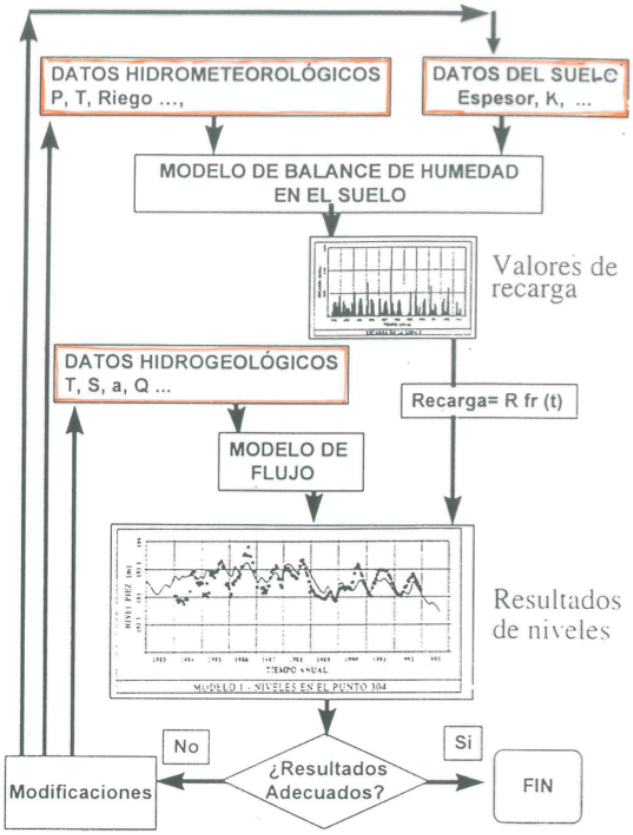


Figura 4.9.19 Salidas y procedimiento de calibración del modelo Visual-BALAN.

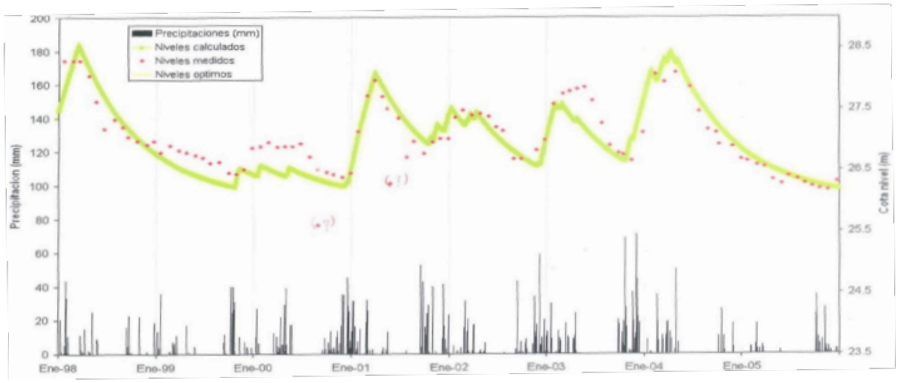


Figura 4.9.20 Resultado de la calibración con niveles piezométricos en el área de Los Sotos, en el Parque Nacional de Doñana. Parte de las discrepancias no resueltas se deben a que la estación pluviométrica está alejada unos 10 km (en esa área hay una notable variabilidad espacial de las lluvias intensas) y a que hay algunos pozos operando a distancias de unos pocos km. Barras negras = precipitación en mm. Puntos rojos = nivel piezométrico en m; línea verde = niveles calculados tras la calibración (Juárez, 2010; Juárez et al., 2012)

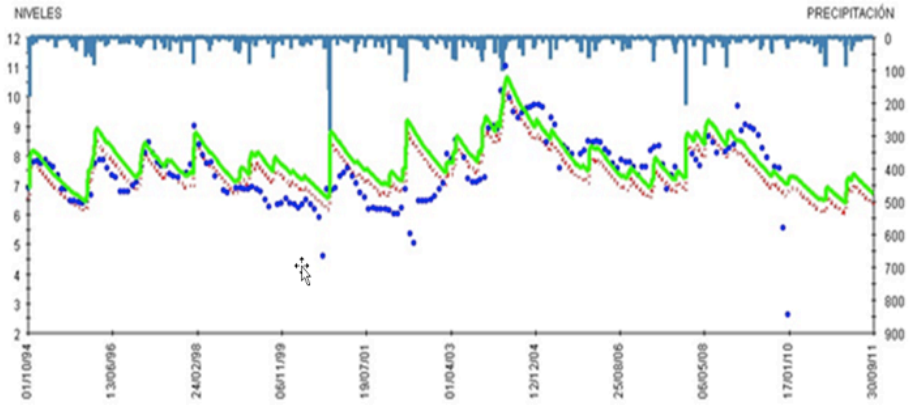


Figura 4.9.21 Resultado de la calibración en la Plana de la Galera, al pie de los Ports de Beseit (Baix Ebre). Parte de las discrepancias no resueltas se deben a que hay algunos pozos operando irregularmente a distancias de unos pocos km. Niveles piezométricos en m. Altitud de descarga = 5 m (a un barranco local y no el río Ebro). Barras azules = precipitación mensual en mm. Puntos azules = mediciones; curva verde = valores calculados; línea morada = valores resultantes tras el ajuste automático final (Espinosa Martínez, 2014; Espinosa Martínez y Custodio, 2014)

El tipo de datos requeridos son los de la Tabla 4.9.2.

Tabla 4.9.2 Clasificación de los parámetros del balance de agua en el suelo según su naturaleza, indicando los métodos para su obtención.

	Parámetros	Tipo	Obtención
Suelo	• Espesor bs • Porosidad m • Capacidad de campo CC • Punto de marchitez PM • Conductividad hidráulica	Físicos	• Medibles en campo • Valores publicados • De la granulometría • Calibración
Infiltración	• Coeficiente de infiltración • Número de curva NC	Semi–empíricos	• Valores publicados • Calibración
ETP	• Método opcional • Coeficiente de cultivo • Valor aportado	Empíricos y semiempíricos	• Tablas • Calibración
ETR	• Constante radical (CRPG) • Otros	Empíricos	• Tablas publicadas • Calibración
Flujo hipodérmico	• Coeficiente de agotamiento • Conductividad hidráulica • Porosidad	Semiempíricos y físicos	• Algunos medibles • Aforos • Calibración
Acuífero	• Coeficiente de agotamiento • Nivel de referencia • Porosidad eficaz	Cuasi-físico	• Medibles • Aforos • Piezometría • Calibración

La calibración se puede hacer manualmente. Es recomendable hacerlo así en los primeros intentos, con el apoyo de los análisis de sensibilidad a los distintos parámetros que puede proporcionar el propio código, a fin de centrar la atención en los más sensibles. Además, se puede hacer una calibración automática, que es una opción incluida en el modelo. Para llevarla a cabo eficazmente, es recomendable partir ya de un ajuste preliminar razonable, dejando libres unos pocos parámetros, los menos posibles, de acuerdo con el análisis de sensibilidad y la experiencia ganada durante la calibración manual.

Para la aplicación a una cuenca, acuífero o área determinada, se debe proceder a determinar áreas lo más homogéneas posible desde el punto de vista de los parámetros

que intervienen de forma dominante. Los resultados de la aplicación del modelo Visual-BALAN a cada porción se integran después para obtener las respuestas agregadas de la forma más conveniente o que permita realizar la calibración y en su caso validación.

Las salidas (descargas) de agua a los cauces superficiales engloban aportaciones de tres tipos:

(1) Escorrentía superficial Es, cuyo tiempo característico viene dado por el tiempo de concentración de la cuenca (normalmente igual a unas pocas horas).

(2) Flujo hipodérmico Q_h, cuyo tiempo característico viene dado por α_h^{-1} (normalmente del orden de unos pocos días).

(3) Flujo subterráneo o de base Q_s, cuyo tiempo característico viene dado por α_s^{-1}.

El programa realiza el cálculo de las salidas de agua a los cauces como la suma de los tres flujos para cada período. Para facilidad del usuario, los resultados se muestran también como valores medios mensuales y anuales, así como los valores totales de todos los componentes del balance.

En el Subcapítulo 3.5 se presenta la parte de evaluación de la recarga. A continuación, se comenta la forma de realizar el balance en el acuífero. Para ello se incluyen dos métodos, que se describen a continuación.

Método unicelular

Los niveles h son los niveles medios del acuífero (como si se tratase de un depósito) y se refieren a una recarga espacialmente homogénea. El volumen de agua V y la altura del nivel freático h en el acuífero son relativos a un valor de referencia o de base h_0, al que corresponde un volumen V_o. h_o es físicamente la altitud efectiva a la que se realiza la descarga del acuífero. El volumen almacenado por encima del valor de referencia $\Delta V = (V - V_o)$ se relaciona con la diferencia de nivel $\Delta h = (h - h_0)$ a través de la porosidad drenable S del acuífero mediante $\Delta V = S\,\Delta h$. Se supone una relación lineal entre el caudal de descarga y el volumen de agua V, con un coeficiente α de proporcionalidad (de agotamiento o recesión del acuífero), de modo que $Q = \alpha V$.

El valor de α está relacionado con la difusividad hidráulica del medio subterráneo T/S (cociente entre transmisividad y coeficiente de almacenamiento) y con el cuadrado de una longitud característica L a través de una expresión del tipo:

$$\alpha_s = a\frac{T}{SL^2}$$

a = constante adimensional que depende de la geometría del sistema río-acuífero. Su valor es próximo a 0,25. Para acuífero perfectamente conectado vale teoricamente $\pi^2/4 = 2{,}467$.

Es mayor para río parcialmente conectado o poco penetrante.

El volumen de agua almacenado en el acuífero al final del día i, V (i) es:

$$V\ (i) = V\ (i-1) + (R - Q\ )\Delta t$$

Δt = intervalo de tiempo del balance (generalmente 1 día),
R = recarga
Q = caudal de descarga.

Una vez conocido el volumen final, el programa calcula el nivel freático al final del día h(i):

$$h(i) = h_o + \frac{V\ (i) - V_o}{S}$$

De esta forma se puede obtener la evolución de los niveles piezométricos calculados, que pueden ser comparados con los niveles piezométricos medidos en pozos someros de observación de la posición del nivel freático.

Método multicelular

La representación simplificada del acuífero como unicelular se puede mejorar considerando que se compone de varias celdas geométricas, entre las cuales existe un flujo cuya magnitud se obtiene aplicando la Ley de Darcy y la ecuación de la continuidad. Esto es distinto de lo que Sahuquillo (1983; 1986) y Pulido-Velázquez et al. (2005) denominan modelos pluricelulares, que responden a la evolución transitoria de la descarga de un acuífero.

Los datos necesarios son la transmisividad del acuífero, su porosidad eficaz, el nivel de referencia, la longitud del acuífero, el número de celdas en que se subdivide el acuífero y la distancia desde el punto de observación de niveles hasta el punto de descarga, además de los niveles piezométricos iniciales correspondientes a cada una de las N celdas en que se divide el acuífero.

El programa resuelve para cada período la ecuación diferencial que rige el flujo en un acuífero unidimensional:

$$S\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right) = T\left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}\right) + R$$

R = recarga al acuífero,
h = nivel piezométrico,
T =transmisividad del acuífero y
S = porosidad eficaz (drenable).

Para calcular los niveles piezométricos en las celdas para cada período, se utiliza un esquema explícito en diferencias finitas. El acuífero se resuelve en un plano vertical según el flujo, con un límite impermeable o una divisoria en un extremo y la descarga en el otro.

Para las celdas intermedias se tiene (i crece en sentido contrario al del flujo, partiendo del lugar de descarga):

$$h_i^{k+1} = h_i^k + \frac{T\Delta t}{S\Delta x^2}\left(h_{i+1}^k + h_{i-1_{i-1}}^k - 2h_i^k\right) + \frac{R\Delta t}{S}$$

donde h_i^{k+1} es el nivel en la celda i en el tiempo (k+1)Δt y Δx es el ancho de cada celda según el flujo (se supone un ancho transversal constante y unitario).

Para la primera celda (junto al punto de descarga):

$$h_1^{k+1} = h_1^k + 2T\Delta x^2\left(h_o - h_1^k\right)\left(\frac{\Delta t}{S}\right) + T\,\Delta x^2\left(h_2^k - h_1^k\right)\left(\frac{\Delta t}{S}\right) + \Delta t\,\left(\frac{R}{S}\right)$$

Para la última celda (la más alejada, en el lugar nc = número de celdas):

$$h_{nc}^{k+1} = h_{nc}^k + T\,\Delta x^2\left(h_{nc-1}^k - h_{nc}^k\right)\left(\frac{\Delta t}{S}\right) + \left(\frac{\Delta t}{S}\right)$$

De este modo se calcula el nivel piezométrico al final de cada período en cada celda (h_i^{k+1}) a partir de los niveles del período anterior (h_i^k) y de la recarga que llega en cada intervalo de tiempo.

El caudal de salida Q es:

$$Q = \frac{2T\left(h_{i+1}^k - h_o\right)\Delta t}{\Delta x \cdot L}$$

donde L = longitud del acuífero en la dirección transversal al cauce en el que descarga el acuífero. Si $(h_i^{k+1} - h_o)$ < 0, se toma $Q_o = 0$.

El programa proporciona gráficos de comparación de los niveles calculados con los niveles medidos en la celda en la que se ubica el punto de observación de niveles y ofrece, por defecto, el nivel calculado en la celda de descarga, además de los niveles calculados en los puntos de medida.

El código **GIS-BALAN**, que parte del Visual-BALAN, está diseñado para la selección de áreas homogéneas a partir de la información territorial en SIG y el posterior procesamiento de los resultados (Samper et al., 2005b; 2007a; 2007b; Pisani et al., 2008; Álvares y Samper, 2009; Álvares et al, 2009).

GIS-BALAN es un modelo hidrológico semi-distribuido para la evaluación de los recursos hídricos. Resuelve el balance hidrológico en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero, evaluando secuencialmente las componentes. Funciona sobre una plataforma SIG y permite discretizar las subcuencas en zonas pequeñas, en las que se pueden considerar parámetros constantes. Contiene un módulo para el cálculo del transporte superficial. Se han mejorado los cálculos del balance en la zona no saturada y en el acuífero con respecto al modelo Visual-BALAN. GIS-BALAN evalúa los componentes hidrológicos en forma secuencial y realiza balances diarios de agua en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero (Samper et al., 2005b, 2007).

Para resolver el flujo en la zona no saturada, el modelo dispone de dos opciones:

1.- considerar un modelo conceptual de flujo según el cual el agua puede fluir horizontalmente y descargar hacia la atmósfera como flujo hipodérmico o percolar verticalmente hacia el acuífero. Se calcula con la Ley de Darcy. En el balance en la zona no saturada entra la recarga en tránsito y salen el flujo hipodérmico (función lineal del volumen de agua almacenado) y la percolación (conductividad hidráulica vertical saturada más una función lineal del volumen de agua almacenado, con un coeficiente de agotamiento distinto del anterior).

2.- resolver la ecuación de Richards sin considerar el flujo hipodérmico, en la dirección vertical, utilizando un esquema implícito en diferencias finitas.

GIS-BALAN aprovecha la plataforma SIG y permite discretizar el terreno en unidades más pequeñas que una subcuenca, denominadas zonas homogéneas (ZH). El balance de agua se calcula en cada ZH y la agregación de caudales para el transporte superficial se hace en cada subcuenca. Los balances se calculan de forma independiente en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero. Se supone que no hay interacción entre las zonas homogéneas.

La consideración de las ZH permite tener en cuenta las variaciones espaciales de los parámetros y de la climatología dentro de una subcuenca, que influyen tanto o más en los resultados que las variaciones de los parámetros (Ajami et al., 2004). Las componentes calculadas en cada ZH se agregan a nivel de la subcuenca para calcular la transferencia superficial agua entre las subcuencas a través del cauce (método de Muskingum-Cunge para cauces y método de Puls para grandes cuerpos de agua) y por flujo subterráneo. El flujo hipodérmico se calcula en cada ZH, se suma en la subcuenca y se añade a las salidas superficiales. Por lo tanto, se incluye en el caudal de los cauces.

En la zona saturada, los caudales y niveles se calculan mediante un modelo de flujo en diferencias finitas o de manera simplificada considerando la división de las subcuencas en celdas. Si se elige la opción del modelo de flujo, los límites de las cuencas superficiales y subterráneas pueden ser diferentes (Figura 4.9.22).

GIS-BALAN se compone básicamente de tres módulos: el preprocesador, el procesador y el post-procesador. En el procesador se efectúan los cálculos del balance hídrico y la transferencia superficial, mientras que el preprocesador y el post-procesador son los módulos que acoplan el modelo al SIG. Se parte de un Modelo Digital del Terreno (MDT). Con la información geomorfológica almacenada en el SIG se genera la información de entrada para el modelo como los límites de las subcuencas y las ZH, la red de drenaje, los parámetros geomorfológicos (pendientes, áreas, altitudes) y los tipos y usos del suelo. El SIG proporciona las características físicas de cada ZH.

Con los datos meteorológicos de distintas estaciones se obtienen series de valores medios espaciales en cada ZH, lo que permite tener en cuenta la variabilidad de la meteorología

dentro de una subcuenca. La Tabla 4.9.3 muestra la información de entrada y salida que se obtiene del preprocesador, el procesador y el postprocesador. A partir de los resultados diarios de las ZH, subcuencas y nodos de la red hidrográfica calculados en el procesador, el postprocesador obtiene series mensuales y anuales y las medias por áreas. Las muestra tanto en forma tabular como gráfica.

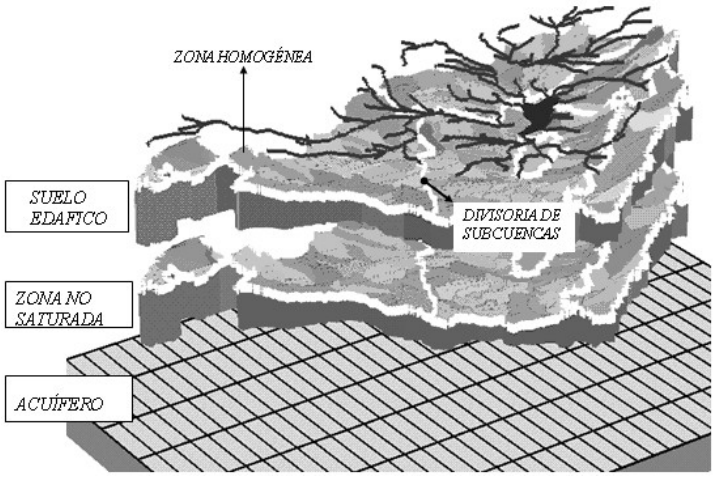


Figura 4.9.22. Capas del subsuelo, subcuencas y zonas homogéneas en GIS-BALAN

Tabla 4.9.3. Módulos componentes de GIS-BALAN y sus utilidades

	ENTRADAS	SALIDAS
PREPROCESADOR		
Preproceso del terreno	MDT y mapa de rugosidad	Red hidrográfica, tiempos de tránsito, subcuencas y parámetros físicos.
Introducción de mapas temáticos	Uso y tipo de suelo y geología	Trazado de zonas homogéneas y almacenamiento de sus características.
Series temporales georreferenciadas	Series temporales de estaciones meteorológicas, foronómicas, de niveles piezométricos y de dotaciones de riego	Series medias en las zonas homogéneas
PROCESADOR		
Interfaces de opciones		
Estimación de parámetros	Características de las zonas homogéneas y subcuencas	Parámetros de zona homogéneas y cauces
Cálculo del balance	Series temporales, parámetros, opciones	Series de resultados diarios
POSTPROCESADOR		
	Resultados diarios	Resultados mensuales, anuales, promedios y gráficos de resultados vinculados al mapa

Se ha considerado el acoplo del BALAN y el GIS-BALAN con un modelo de flujo (Samper y Pisani, 2009).

4.9.4 Modelo RENATA

El programa RENATA (REcarga NATural a los Acuíferos) se ha desarrollado por el Departamento del Ciclo Hídrico de la Diputación de Alicante/Alacant y el IGME (Padilla et al., 2012), como un método simplificado para la evaluación de la recarga para estudios locales con cuencas pequeñas. En cierto modo deriva del modelo ERAS (Murillo y Roncero, 2005; Murillo et al., 2004). Se trabaja a nivel diario o mensual. Utiliza una variante del método T de Thornthwaite-Mather (Sección 3.5.2 del Capítulo 3) en la que se considera que el excedente de agua de precipitación se almacena en el suelo de dos maneras: 1) si el agua almacenada en el periodo anterior es $S_{-1} < S_{min}$, el exceso de precipitación Ex = P – ETR se acumula en su totalidad; 2) si $S_{min} < S_{-1} <$ CC (capacidad de campo), una parte de Ex se destina a aumentar las reservas del suelo y el resto a lluvia útil Pu, haciéndose el reparto según:

$$P_u = \max(S_{-1} + P - CC, 0) + \Delta S \cdot [(SBA + \Delta S/2) / (CC - S_{min})]$$

con $SBA = \max(S_{min}, S_{-1}) - S_{min}$, $SHA = \min(S_{-1} + P, CC) - S_{min}$ y $\Delta R = \max(0, SHA - SBA)$, para un cierto intervalo de tiempo anterior (-1) y con un aumento de la reserva $\Delta S = Ex - P_u$.

P_u se define según el balance $P = ETR + P_u + \Delta S$

Cuando Smin = CC, coincide con el método convencional de Thornthwaite-Mather.

Para la repartición de P_u en escorrentía Q e infiltración I, se utiliza el método del número de curva NC.

Para determinar la ETP se dan las opciones de las fórmulas de Thornthwaite, Blaney-Criddle y Hargreaves (Sección 2.8.6 del Capítulo 2).

Los balances se hacen en cada celda de una malla regular. Los resultados de las celdas situadas sobre un determinado acuífero libre se suman, para calcular los recursos del mismo y en su caso contrastarlos con los del manantial o manantiales que los descargan, si ese es el caso, o los incrementos del caudal de base de los ríos que los recorren.

4.10 Modelos de gestión de recursos de agua

4.10.1 Introducción

Además de los modelos hidrológicos de precipitación-escorrentía-recarga descritos anteriormente, otros modelos utilizan la información obtenida, o la propia que producen, para generar simulaciones y escenarios para dar soporte a la gestión y toma de decisiones. Estos modelos están orientados al conjunto de los recursos hídricos y sus elementos, tales como embalses, canales, tomas, transvases, incorporación de retornos de riego y de aguas usadas tratadas (regeneración) y la desalinización del agua marina. El objetivo suele ser el de optimizar alguna función de interés, que no sólo puede ser los recursos de agua propiamente dichos, sino los aspectos de calidad, económicos, reguladores, de

limitaciones y preferencias administrativas y medioambientales y sociales, incluyendo el efecto de la variabilidad climática, el cambio global y el posible cambio climático.

Las aguas subterráneas son una parte importante y a veces dominante del conjunto de recursos de agua. Sin embargo, no siempre se consideran o no se hace adecuadamente, unas veces por desconocimiento y otras por ser complicado. Los embalses, depósitos y tomas, por ejemplo, son elementos territorialmente puntuales y los canales y conducciones son lineales. Pero los acuíferos ocupan un territorio más o menos extenso, son de respuesta hidrodinámica lenta, tienen las reservas de agua distribuidas espacialmente y en profundidad y su explotación puede ser dispersa, en captaciones variables y cuya distribución afecta al comportamiento del acuífero, además de efectos no lineales debidos a la variación del espesor saturado. Estos aspectos se pueden tratar correctamente mediante modelación matemática, pero son de acoplamiento difícil, tedioso y computacionalmente costoso, cuando están disponibles y bien calibrados, lo que no suele ser frecuente. Sin embargo, es posible resolver en parte estos problemas. Para comportamientos lineales se dispone de la herramienta de los autovalores para transformar la respuesta en un continuo temporal y lograr una concentración espacial una vez conocida la distribución territorial de las captaciones de agua subterránea. Está pendiente de mayor atención y desarrollo y, sobre todo, de mayor toma de conciencia de que una insuficiente consideración de los acuíferos puede distorsionar los resultados en que se sustenta la gestión y la toma de decisiones sobre los recursos de agua.

Estos modelos no buscan ni generan como producto buscado la recarga, pero esta forma parte de las variables necesarias, tanto si se generan interna o externamente.

4.10.2 El sistema AQUATOOL

AQUATOOL (Andreu et al., 1996; Solera et al., 2010) es un sistema general de soporte a la decisión (*DSS, Decision Support System*), desarrollado en el Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente (IIAMA) de la Universidad Politécnica de Valencia. Fue inicialmente concebido para la toma de decisiones en sistemas de agua complejos. Después se amplió con la incorporación de módulos para la etapa de gestión de la toma de decisiones. Se ha usado y se aplica frecuentemente en España.

La estructura del AQUATOOL separa claramente los componentes y sus funciones. Actualmente, el DSS consiste en tres unidades de control de primer nivel: un módulo de simulación de la gestión de la cuenca, un módulo de optimización de la gestión de la cuenca y un módulo de modelación del flujo, más dos módulos de evaluación del riesgo, seis módulos de análisis e información sobre los resultados y un módulo de servicios generales.

Para realizar el trabajo, el usuario puede colocar y mover en la pantalla distintos elementos:

1. Nodos sin capacidad de almacenamiento, como confluencias fluviales y entradas, derivaciones y tomas de agua,

2. Nodos con capacidad de almacenamiento, como lagos o embalses y sus correspondientes salidas por evaporación.

3. Cauces, tales como cursos naturales, canales, zanjas y conductos de transferencia de agua entre cuencas. Se consideran cinco tipos de cauces: sin pérdidas ni conexión con acuíferos, con pérdidas por infiltración que recarga a un acuífero, conectados hidráulicamente a un acuífero y que pueden ganar o perder agua según los niveles piezométricos, con flujo siempre en el mismo sentido que depende de las condiciones hidráulicas y en los que el agua puede ir en un sentido u otro en función de las condiciones hidráulicas en los extremos.

4. Entradas hidrológicas de una subcuenca entre el nodo de entrada y la próxima entrada aguas abajo.

5. Demanda consuntiva de agua, como en áreas regadas o abastecimientos urbanos o industriales, las que pueden tener asociada una capacidad de bombeo

6. Conexiones de demandas consuntivas, cada una con hasta 5 fuentes de agua

7. Demanda no consuntiva de agua de plantas hidroeléctricas

8. Acuíferos con posibilidad de un amplio espectro de posibles modelos de agua subterránea

9. Elementos de agua de retorno, usada o no usada y procedente de hasta cinco centros de demanda

10. Instalaciones de recarga artificial, como inyección de agua superficial directamente al acuífero,

11. Instalaciones adicionales de bombeo que aportan directamente agua a cauces superficiales.

Las bases de datos contienen los parámetros del acuífero, las definiciones de las excitaciones, los parámetros de control y los niveles piezométricos iniciales.

La interface AQUATOOL+ es el principal componente de AQUATOOL para diseñar DSS específicos de cuencas o de sistemas de recursos de agua. Esta aplicación es un servidor para desarrollar diagramas de trabajo, datos y resultados para la gestión. Desde esta interface se controlan varios módulos de análisis: SimGES, GesCAL, OptiGES, SimRISK y EvalHID (Figura 4.10.1).

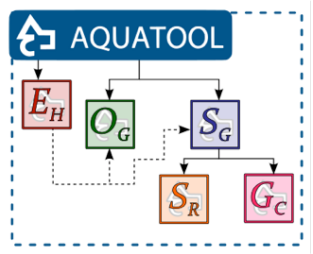


Figura 4.10.1 Organización de AQUATOOL. S_G = SimGES, GC =GesCAL, O_G = OptiGES, S_R = SimRISK y E_H = EvalHID

El módulo **SimGES** (Andreu et al., 1992) es un modelo general de simulación para cuencas fluviales o sistemas complejos de gestión de recursos de agua. Considera elementos de control y de almacenamiento, tanto superficiales como subterráneos, y elementos para la recogida, transporte, uso y consumo y recarga artificial. Admite cualquier configuración dentro de ciertos límites impuestos por la capacidad de cálculo. La simulación se hace a escala mensual y puede reproducir el caudal de agua a través del sistema a la escala que el usuario desee. En sistemas de agua superficial el flujo se calcula en continuo. Los acuíferos y las relaciones río-acuífero se simulan con modelos simples unicelulares o multicelulares o mediante el método de los autovalores para el caso de modelos de agua subterránea distribuidos que tienen en cuenta las propiedades hidrodinámicas del acuífero. También se consideran los flujos de retorno al sistema de agua superficial y la infiltración a los acuíferos y tiene en cuenta la evaporación, la infiltración desde embalses y la relación entre el agua superficial y la subterránea.

La gestión de los recursos de agua se simula mediante reglas de operación, que tratan de mantener un nivel similar de llenado en embalses mediante las curvas de zonas de embalse, las que en sí mismas son las reglas de operación. Las aporta el usuario. Se pueden definir caudales ambientales y prioridades de uso.

La simulación y gestión del sistema superficial se realiza al mismo tiempo, utilizando un algoritmo de optimización que determina los caudales a través del sistema, que tratan de satisfacer objetivos múltiples de minimización del déficit y la mejor adaptación a las curvas de volumen objetivo de los embalses y de la producción hidroeléctrica. Esta optimización se mejora mediante un proceso interactivo de solución para la red, con el fin de considerar procesos no lineales, como infiltraciones, evaporaciones y relaciones con las aguas subterráneas.

El módulo **GesCAL** se desarrolló para evaluar la calidad del agua.

El módulo **OptiGES** resuelve el problema de la asignación mensual de agua.

El módulo **SimRISK** tiene como objetivo la evaluación de los riesgos de la gestión de la cuenca a medio y largo plazo.

El módulo **EvalHID** (Paredes-Arquiola et al., 2012) es para el desarrollo de modelos lluvia-escorrentía en cuencas complejas, para evaluar los recursos de agua generados. Consiste en diversos tipos de modelos agregados, con aplicación semi-distribuida a escala de subcuenca.

Para le modelación de acuíferos se ha adoptado el método de los autovalores (Andreu, 1984; Andreu y Sahuquillo, 1987; Sahuquillo y Andreu, 1986; Sahuquillo, 1983; 1986; 2013; Pulido-Velázquez et al., 2005; 2006; 2007a; 2007b; 2012; Sahuquillo y Cassiraga, 2010; Álvarez-Villa, 2014). La ecuación explícita está incluida en el módulo SimGES:

$$c = R - I$$

c = vector que contiene los parámetros de control, que son respuestas del acuífero en situaciones tales como niveles piezométricos en lugares específicos, valores medios del nivel piezométrico en una determinada área, volumen almacenado bajo una cierta área, flujo a través de un contorno determinado, volumen total almacenado en el acuífero, etc.,

R = matriz que resulta de la definición de los parámetros de control y de la matriz de autovalores del acuífero y de la definición de los parámetros y de la matriz de autovectores,

I = vector de estado del acuífero, expresado en la base que proporcionan los autovectores del acuífero, que están dados por

$$I = I_{-1}E + F - b$$

I_{-1} = vector I al inicio del mes,
E = matriz diagonal que contiene la exponencial negativa de los autovalores en el tiempo t (por ejemplo 1 mes),
F =matriz rectangular que contiene la información pre-procesada relativa a las excitaciones (presiones) básicas (conjunto de posibles acciones unitarias sobre el acuífero tales como bombeo de una unidad en un determinado punto, una unidad de bombeo distribuida uniformemente o no en una cierta área o en varias celdas) y
b = intensidad de aplicación de las excitaciones básicas durante el mes.

Ambas ecuaciones se calculan con gran eficiencia, ya que las matrices R, E y F son datos de entrada proporcionados por el módulo SimGES.

En AQUATOOL no se realiza la calibración del modelo del acuífero, ya que el método de los autovalores no permite hacerlo eficientemente. Se opera con modelos de acuíferos ya calibrados.

Para estimar los parámetros se debe utilizar un modelo numérico de otro tipo. El usuario puede producir un archivo con los correspondientes autovalores o ir directamente a la simulación independiente del acuífero durante un cierto periodo de tiempo.

4 Agradecimientos

Se agradecen los detallados comentarios, aportaciones, sugerencias y correcciones de A. Sahuquillo (Universidad Politécnica de Valencia) y J. Jódar como revisor general, así como los comentarios de J. Samper (Universidad de A Coruña) y B. Pisani (Universidad de A Coruña), C.M. Dimas (CEH-CEDEX) y L. Barranco (CEH-CEDEX).

A pesar del esfuerzo de revisión y aportaciones, pueden quedar algunos errores, malinterpretaciones e inexactitudes, de los que el autor es el único responsable, junto con las opiniones y consideraciones de carácter personal.

4 Referencias

Abbott, M.B., Barthurst, J.C. 1987. An introduction to the European hydrological system, SHE. History and philosophy of a physically based distributed modelling system. Journal of Hydrology, 87: 47–59.

Ajami, N.K., Gupta H., Wagener, T., Sorooshian, S. 2004. Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. Journal of Hydrology 298: 112-135.

Alvares, D., Samper, J. 2009. Evaluación de los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante GISBALAN, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'09, Barcelona: 491-498. ISBN 978-84-96736-83-2.

Alvares D., Samper, J., García Vera, M.A. 2009. Evaluación del efecto del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante modelos hidrológicos, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'09, Barcelona: 499-506, ISBN 978-84-96736-83-2.

Álvarez, J., Sánchez, A., Quintas, L. 2004. SIMPA, a GRASS based tool for Hydrological Studies. Proceedings of the FOSS/GRASS Users Conference - Bangkok, Thailand: 1-14

Álvarez-Villa, J. 2014. Simulación eficiente de las relaciones río-acuífero en sistemas de uso conjunto aplicando técnicas de reducción en modelos de tiempo lineal invariante. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia.

Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Usart-Sanchez, I., Lavabre, J. 2001. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. Journal of Hydrology 250 (1-4), 206–223.

Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C. 2004. Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. Journal of Hydrology 286 (1-4), 19–35.

Andreu. J.1984. Aplicación del método de los autovalores al análisis de sistemas con uso conjunto de recursos hidráulicos superficiales y subterráneos. Tesis Doctoral, U. Politécnica de Valencia.

Andreu, J., Capilla, J. Ferrer, J. 1992. Modelo SIMGES de simulación de la gestión de recursos hídricos, incluyendo utilización conjunta. Manual del Usuario. Servicio de Publicaciones Universidad Politécnica, Valencia: 1-128.

Andreu, J. Sahuquillo, A. 1987. Efficient aquifer simulation in complex systems. ASCE, J. Water Resources Planning Management, 113(1): 110-129.

Andreu, J., Capilla, J., Sanchis, E. 1996. AQUATOOL, A generalized decision–support system for water–resources planning and operational management, Journal of Hydrology, 177: 269–291.

Arnold, J.G., Allen, P.M., Bernhardt, G. 1993. A comprehensive surface–groundwater flow model. Journal of Hydrology, 142: 47–69.

Arnold, J.G., Williams, J.R., Srinivasan, R., King, K.W., Griggs, R.H. 1995. SWAT–Soil and water assessment tool: draft user's manual, USDA–ARS, Temple, TX.

Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R., Williams, J.R. 1998. Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development. Journal of the American Water Resources Association. 34(1): 73–89.

Arnold, J.G., Muttiah, R.S., Srinivasan, R., Allen, P.M. 2000. Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the upper Mississippi river basin. Journal of Hydrology, 227(1): 21–40.

Arnold, J.G., Fohrer, N. 2005. SWAT2000: Current capabilities and research opportunities in applied watershed modeling. Hydrol. Process. 19(3): 563-572.

Arnold, J.G., Potter, K.N., King, K.W., Allen, P.M. 2005. Estimation of soil cracking and the effect on surface runoff in a Texas Blackland Prairie Watershed. Hydrol. Process. 19(3): 589-603.

Arrabal, M.A., Ibáñez, X., Manzano, A., Niñerola, Ortuño, F. 2009. Estimació de la recàrrega d'aigua subterrània a les conques de Catalunya. Agència Catalana de l'Aigua. Barcelona: 1-48.

Batelaan, O., De Smedt, F.. 2007. GIS based recharge estimation by coupling surface-subsurface water balances. Journal of Hydrology 337: 337–355.

Bathurst, J.C. 1986. Sensitivity analysis of the Systeme Hydrologique Europeen SHE for an upland catchment. J. Hydrol., 87: 103–123.

Bathurst, J.C., Wicks, J.M., O'Connell, P.E. 1995. The SHE / SHESED basin scale water flow and sediment transport modeling system. In: V.P. Singh, ed., Computer Models of Watershed Hydrology, Chapter 16. Water Resources Publ., Littleton, Colo.: 563–594.

Bailey, R.T., Wible, T.C., Arabi, M., Records, R.M., Ditty, J. 2016. Assessing regional-scale spatio-temporal patterns of groundwater–surface water interactions using a coupled SWAT-MODFLOW model. Hydrol. Process., 30: 4420–4433.

Bailey, R., Guevara, C. 2016. A user´s manual for SWAT-MODFLOW in spanish.http://swat.tamu.edu/media/115188/swat-modflow-tutorial-inspanish.pdf

Bailey, R., Rathjens, H., Bieger, K., Chaubey, J., Arnold, J. 2017. SWATMOD-Prep: Graphical user interface for preparing coupled SWAT-MODFLOW simulations. J. American Water Resources Association (JAWRA): 1–11.

Bergström, S., Forsman, A. 1973. Development of a conceptual deterministic rainfall–runoff model. Nordic Hydrology, 4: 147-170.

Bergstrom, S. 1992. The HBV model – its structure and applications. SMHI rep. RH, 4, Norrkoping, Sweden.

Bennett, T.H. 1998. Development and application of a continuous soil moisture accounting algorithm for the Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System (HEC–HMS). MS Thesis, Dept. of Civil and Environmental Engineering, University of California. Davis.

Bergstrom, S. 1995. The HBV model. In: V.P. Singh, ed., Computer Models of Watershed Hydrology, Chapter 13. Water Resources Publications, Littleton, Colo.

Bergström, S., Forsman, A. 1973. Development of a conceptual deterministic rainfall–runoff model. Nordic Hydrology, 4: 147-170.

Berthouex, P.M., Brown, L.C. 1994. Statistics for environmental engineers. Lewis Publisher: New York: 1- 335.

Beven, K.J. 2000. Uniqueness of place and non-uniqueness of models in assessing predictive uncertainty. Comput. Methods Water Resour. XIII, 1085–1091.

Beven, K.J. 2001. Rainfall–runoff modeling - The Primer. Wiley, New York: 1-360.

Beven, K.J., Kirkby, M.J. 1979. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol. Sci. Bull., 24(1): 43–69.

Beven, K.J. 1995. TOPMODEL. In: V.P. Singh (ed.), Computer Models of Watershed Hydrology. Chapter 18. Water Resources Publ., Littleton, Colo.

Beven, K., Freer, J. 2001. Equifinality, data assimilation, and data uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology, J. Hydrol., 249: 11–29.

Bicknell, B.R. et al. 2001. Hydrological Simulation Program-Fortrn (HSPF). User's manual for release 12. EPA National Exposure Research Laboratory, Athens, GA-USGS Water Resources Division, Reston, VA.

Box, G.E., Jenkins, G.M. 1976. Time series analysis: forecasting and control. Holden–Day, Oakland, Calif.

BR. 1991. Inventory of Hydrologic models. Bureau of Reclamation, U.S. Dept. of the Interior, Denver.

Brand, I.; Dantas–Antonino, A.C., Vaulin, M., Thony, L.J., Ruelle, R. 1995. A simple soil–plant–atmosphere transfer model (SiSPAT): Development and field verification. Journal of Hydrology, 166: 213–250.

Bredehoeft, J.D.; Konikow, L.F. 1993. Ground–water models: Validate or invalidate. Ground Water 31(2): 178–179.

Budyko, M.I., Zubenok, L. I. 1961. The determination of evaporation from the lands surface. Izv. Akad, Nauk SSSR, Ser. Geogr. 6: 3–17.

Calder, I.R. 1983. An objective assessment of soil-moisture deficit models. Journal of Hydrology 60, 329–355.

Camporese, M., Paniconi, C., Puri, M., Orlandini, S. 2010. Surface–subsurface flow modeling with path–based runoff routing, boundary condition–based coupling, and assimilation of multi–source observation data. Water Resources Research, 46, W02512, doi: 10.1029/2008WR007536

Carrera, J., Newman, S.P. 1986. Estimation of aquifer parameters under transient and steady-state conditions. Water Resources Research, 22(2): 199-210.

Carrera-Hernández, J.J., Gaskin, S.J. 2008. Spatio-temporal analysis of potential aquifer recharge: Application to the Basin of Mexico J. Hydrol., 353: 228– 246.

Cassiraga, E. F. 1999. Incorporación de información blanda para la cuantificación de la incertidumbre: Aplicación a la hidrogeología. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, España.

Chiew, F.H.S., McMahon, T.A. 1994. Application of the daily rainfall runoff model MODHYROLOG to twenty eight Australian catchments, J. Hydrol., 153: 383–416.

Correa González, A., Sánchez Quispe, S.T., Domínguez Sánchez, C., Pardo Loaiza, J. 2014. Comparación de los resultados de los modelos SWAT y PATRICAL en la Cuenca del Río Grande de Morelia. XXIII Congreso Nacional de Hidráulica, Puerto Vallarta (México). Asociación Mexicana de Hidráulica (AMH): 1–4.

Coutagne, A. 1935. Le déficit d'écoulment et l'évaporation réelle. Mesure et interprétation dans les conditions naturelles, La Météorologie, 4, 379–401.

Crawford, N.H., Linsley, R.K. 1963. A conceptual model of the hydrologic cycle. IAHS 63, 573–587.

Crawford, N.H., Linsley, R.K. 1966. Digital simulation in hydrology: the Stanford watershed simulation model IV. Technical Report 39. Department of Civil Engineering, Stanford University Technical Report 39. Stanford, Palo Alto, CA.

CU. 2003. The soil moisture distribution and routing model. SMDR. Soil and Water Laboratory, Biological and Environmental Engineering Department, Cornell University. Ithaca, NY 14853.

Custodio, E., Llamas, M.R. (Eds.) 1976; 1983. Hidrología subterránea. Ediciones Omega. Barcelona, 2 Vols. 1–2350.

Daniel, J.F. 1976. Estimating groundwater evapotranspiration from streamflow records. Water Resources Research, 12(3): 360-364.

Davis, JC. 2002. Statistics and data analysis in Geology. Wiley: 1-638.

Delin, G.N., Healy, R.W., Lorenz, D.L., Nimmo, J.R. 2007. Comparison of local to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. J. Hydrol.; 334: 231-249.

De Roo, A.P.J., Wesseling, C.G., Van Deursen, W.P.A. 2000. Physically based river basin modelling within a GIS: The LISFLOOD model. Hydrological Processes, 14: 1981–1992.

Di Luzio, M., Srinivasan, R., Arnold, J.G., Neitsch, S.L. 2002. Soil and water assessment tool. ArcView interface for SWAT2000. Grassland, soil and water research laboratory, Agricultural Research Service. Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station.

Diodato, N., Ceccarelli, M. 2006. Computational uncertainty analysis of groundwater recharge in catchment. Ecol. Inform.; 1: 377-389.

DHI. 1985. Introduction to the SHE. European hydrologyc system. Danish Hydraulic Institute.

DHI. 2004. MIKE–SHE flow modules. Technical Reference. Danish Hydraulic Institute.

Diersch, H.–J. 2005. FEFLOW. Finite element subsurface flow and transport simulation system. Reference manual. WASY Inst. for Water Resour. Plan. Syst. Res., Berlín.

Doherty, J. 2005. PEST: Model Independent Parameter Estimation. Fifth edition of user manual. Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia.

Doherty, J., Simmons, C. 2013. Grounwater modelling in decision support reflections on a unified conceptual framework. Hydrol. J., 21(7): 1531-1587.

Döll, P., Kaspar, F., Alcamo, J. 1999. Computation of global water availabitily and water use at the scale of large drainage basins. Mathematische Geologie 4, 111-118.

Donigian, A.S. Jr., Imhoff, J.C. 2002. From the Stanford model to BASINS: 10 years of watershed modeling.

Donigian, A.S.Jr., Imhoff, J.C. 2006. History and evolution of watershed modeling derived from the Stanford Watershed Model, Chap. 2. AQUA TERRA Consultants. http://www.aquaterra.com/resources/pubs/pdf/donigian-2006.pdf

Downer, C.W., Ogden, F.L. 2002. GSSHA user's manual, gridded surface subsurface hydrologic analysis version 1.43 for WMS 6.1 ERDC technical report, Engineering Research and Development Center, Vicksburg, MS.

Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V. 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall–runoff models. Water Resour. Res. 28 (4): 1015–1031.

Edijatno, N., Z., Yang, X., Makhlouf, Z., Michel, C. 1999. GR3J: a daily watershed model with three free parameters. Hydrological Sciences Journal 44 (2), 263–278.

España, S., Alcalá, F.J., Vallejos, A., Pulido-Bosch, A. 2012. ArcE: A GIS tool for modelling actual evapotranspiration. Comput. Geosci.; 44: 214-216.

Espinosa Martínez, S. 2014. Estimación de la recarga media anual de acuíferos: Aplicación al Baix Ebre. Tesis doctoral. Universitat Politécnica de Catalunya. Barcelona.

Espinosa Martínez, S., Custodio, E. 2014. Comparación de la recarga natural estimada con el balance de agua en el suelo y con el balance de la deposición atmosférica de cloruro en un sistema carbonatado en el área del Baix Ebre, Cataluña, España. Ingeniería del Agua; 20: 135-155

Estrela, T. 1992b. Modelos matemáticos para la evaluación de recursos hídricos. Centro de estudios hidrográficos del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. CEDEX. Madrid.

Estrela, T. 1993. Modelos matemáticos para la evaluación de recursos hídicos. CEDEX-MOTMA. Madrid.

Estrela, T., Ferrer, M., Ardiles, L. 1995. Estimation of precipitation–runoff regional laws and runoff maps in Spain using Geographical Information Systems. In: International Hydrological Programme (IHP)–Friends–Amhy. UNESCO. Thessaloniki.

Estrela, T., Quintas, L. 1996a. El sistema integrado de modelización precipitación–aportación SIMPA. Revista de Ingeniería Civil, 104: 43-52.

Estrela, T., Quintas, L, 1996b. A distributed hydrological model for water resources assessment in large basins. RIVERTECH 96. 1st International Conference on New/Emerging Concepts for Rivers. IWRA. Chicago.

Estrela Monreal, T., Cabezas Calvo-Rubio, F., Estrada Lorenzo, F. 1999. La evaluación de los recursos hídricos en el Libro Blanco del Agua en España. Ingeniería del Agua, 6(2): 125- 138.

Fazal, M.A., Imaizumi, M., Ishida, S., Kawachi, T., Tsuchihara,T. 2005. Estimating groundwater recharge using the SMAR conceptual model calibrated by genetic algorithm. Journal of Hydrology, 303: 56–78.

Fenicia, F., Savenije, H.H.G., Matgen, P., Pster, L. 2006. Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, European Geosciences Union, 10 (1):139-150.

Ferrer, J., Pérez-Martín, M.A., Jiménez, S., Estrela, T., Andreu, J. 2012. GIS-based models for water quantity and quality assessment in the Júcar River Basin, Spain, including climate change effects. Science of the Total Environment, 440: 42-59

Feyen, L., Vrugt, J.A., O'Nualláin, B., van der Knijff, J.M., de Roo, A.P.J. 2007. Parameter optimisation and uncertainty assessment for large-scale streamflow simulation with the LISFLOOD model. Journal of Hydrology, 332: 276–289

Fiering, M.B. 1967. Streamflow synthesis, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass.

Finch, J.W. 2001. Estimating change in direct groundwater recharge using a spatially distributed soil water balance model. Q. J. Eng. Geol.

Fontaine, T.A., Cruickshank, T.S., Arnold, J.G., Hotchkiss, R.H. 2002. Development of a snowfall snowmelt routine for mountainous terrain for the soil water assessment tool (SWAT). Journal of Hydrology, 262(1-4): 209-223.

Fowler, A. 2002. Assessment of the validity of using mean potential evaporation in computations of the long-term soil water balance. J. Hydrol., 256 (3/4): 248–263.

Francés F., Vélez J.I., Vélez J.J. 2007. Split parameter structure for the automatic calibration of distributed Hydrological models. Journal of Hydrology, 332: 226-240.

Frankenberger, J.G., Brooks, E.S., Walter, M.T., Steenhuis, T.S. 1999. A GIS–based variable source area hydrology model. Hydrol. Processes 13: 805–822.

Galvão, P. Hirata, R., Conicelli, B. 2018. Estimating groundwater recharge using GIS-based distributed water balance model in an environmental protection area in the city of Sete Lagoas (MG), Brazil. Environmental Earth Sciences, 77: 398-.

Garrick, M., Cunnane, C., Nash, J.E. 1978. Criterion of efficiency for rainfall runoff models. Journal of Hydrolology, 36: 375-381.

Gassman, P.W., Reyes, M.R.; Green, C.H.; Arnold, J.G. 2007. The Soil and Water Assessment Tool: Historical Development, Applications, and Future Research Directions. CARD Working Papers. Paper 477. http://lib.dr.iastate.edu/card_workingpapers/477

Götzinger, J., Bárdossy, A. 2007. Comparison of four regionalization methods for a distributed hydrological model. J. Hydrol. 333: 374–384.

GRASS. 2002. GRASS 5.0 Users' Manual. GRASS Development Team. ITC-irst, Trento, Italy. Electronic document: http://grass.itc.it/gdp/html_grass5/

Green, W.H., Ampt, G.A. 1911. Studies on soil physics, 1: The flow of air and water through soils. J. Agric. Sci. 4: 11-24.

Gudera, T., Morhard, A. 2015. High-resolution modelling of soil water balance and groundwater recharge using GWN-BW: Hydrol Wasserbewirtsch; 59: 205-216.

Gupta, V.K. 2007. Introduction to multiscale hydrologic phenomena – I. University of Colorado, Boulder: 1-132.

Gupta, H.V., Sorooshian, S., Yapo, P.O. 1999. Status of automatic calibration for hydrologic models: comparison with multilevel expert calibration. J. Hydrol. Eng., 4(2):135–143.

Halford, K.J., Gregory C. Mayer, G.C. 2000. Problems associated with estimating ground water discharge and recharge from stream-discharge records. Ground Water, 38(3): 324–474.

Hanson, R.T., Boyce, S.E., Schmid, W., Hughes, J.D. Mehl, S.W., Leake, S.A., Maddock, T.III, Niswonger, R.G. 2014. One-Water Hydrologic Flow Model (MODFLOW-OWHM), Techniques and Methods 6-A51, Reston, VA: U.S. Geological Survey.

Harbaugh, A.W. 2005. MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model—the ground-water flow process. Techniques and Methods 6–A16. U.S. Geological Survey. Washington DC.

Hargreaves, G.L., Hargreaves, G.H., Riley, J.P. 1985. Agricultural benefits for Senegal River Basin. J. Irrigation and Drainage Engr. 108(3): 225-230.

Hernández, M.R. 2017. Inferencia bayesiana conjunta de modelos hidrológicos y modelos de error generalizados, para la evaluación de las incertidumbres predictiva y de los parámetros. Grupo de Investigación de Modelación Hidrológica y Ambiental (GIMHA), IIAMA. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Valencia.

Hewlett, J.D., Hibbert, A.R. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In Sopper, W.E. Lull, H.W. (eds.). Forest Hydrology. Proc. Intern. Symp. Forest Hydrol., Penn. State Univ., University Park, Pennsylvania. Pergamon Press: 275–290.

Holtan, H.N. 1961. A concept for infiltration estimates in watershed engineering. USDA–ARS Bulletin 41–51, Washington, DC: 1-25.

Holtan, H.N., Stitner, G.J., Henson, W.H., Lopez, N.C. 1975. USDAHL–74. Revised model of watershed hydrology. Technical Bulletin 1518, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.

Hornero, J., Manzano, M., Ortega, L., Custodio, E. 2016. Integrating soil water and tracer balances, numerical modelling and GIS tools to estimate regional groundwater recharge: Application to the Alcadozo Aquifer System (SE Spain). Sci. Total Environ.; 568: 415-432.

Horton, R.E. 1939. Analysis of runoff plot experiments with varying infiltration capacities. Trans., Am. Geophys. Union, 20–IV!, 683–694.

Horton, R.E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 5: 399–417.

Hudiburg, T.W., Law, B.E., Thornton, P.E. 2013. Evaluation and improvement of the Community Land Model (CLM4) in Oregon forests. Biogeosci. 10: 453-470.

IBM. 2011. IBM SPSS Statistics for Windows, version 20.0. IBM, Armonk, NY.

Izady, A., Davary, K. Alizadeh, A., N. Ziaei, N., Akhavan, S., Alipoor, A., Joodavi, A., Brusseau, M.L. 2015. Groundwater conceptualization and modeling using distributed SWAT based recharge for the semi-arid agricultural Neishaboor plain, Iran. Hydrogeology Journal, 23: 47–68.

Janssen, P.H.M., Heuberger, P.S.C. 1995. Calibration of process-oriented models. Ecol. Modelling 83:55-66.

Jiménez-Martínez, J., Candela, L., Molinero, J., Tamoh, K., 2010. Groundwater recharge in irrigated semi-arid areas: quantitative hydrological modelling and sensitivity analysis. Hydrogeol. J. 18, 1811–1824.

Juárez. I. 2010. Aguas subterráneas en La Vera–Los Mimbrales y su relación con los arroyos y lagunas. Tesis de Maestría. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona

Juárez, I., Custodio, E., Manzano, M., Higueras, H. 2012. Relación aguas superficiales–aguas subterráneas y recarga del acuífero de Los Sotos, Doñana, España. VIII Simposio del Agua en Andalucía (SIAGA). Cádiz. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. II: 1479–1489.

Kim, N. W., Chung, I. M., Won, Y. S., Arnold, J. G. 2008. Development and application of the integrated SWAT-MODFLOW model, J. of Hydrol. 356: 1-16

Knowling, M.J, Werner, A.D. 2017. Transient recharge estimability through field-scale groundwater model calibration. Groundwater, 55(6): 827–840

Kollet, S.J., Sulis, M., Maxwell, R.M., Paniconi, C., Putti, M., Bertoldi, G., Coon, E.T., Cordano, E., Endrizzi, S., Kikinzon, E., Mouche, E., Mügler, C., Park, Y-J, Stisen, S., Sudicky, E., 2017. The Integrated Hydrologic Model Intercomparison Project, IH-MIP2: A second set of benchmark results to diagnose integrated hydrology and feedbacks. Water Resources Research, 53(1): 867-890.

Konikow, L.F.; Bredehoeft, J.D. 1992. Ground–water models cannot be validated. Adv. Water Resour., 15: 47–62.

Krause, P., Boyle, D.P., Bäse, F. 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. Adv. Geosci.; 5: 89-97.

Krishnan, N., Raj, C., Chaubey. I., Sudheer, K.P. 2018. Parameter estimation of SWAT and quantification of consequent confidence bands of model simulations. Environmental Earth Sciences: 77:470-

Legates, D.R., McCabe, G.J. 1999. Evaluating the use of 'goodness of fit' measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. Water Resour. Res., 35: 233–241.

Liang, X., Xie, Z., Huang, M. 2003. A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model. J. Geophys. Res.,108, doi:10.1029/2002JD003090.

Linsley, R.K. 1967. The relation between rainfall and runoff. J. Hydrol. 5: 297–371.

Linsley, R.K., Kholer, M.A. Paulhus, J.L.H. 1982. Hydrology for engineers: 1-508

Littlewood, I.G., Jakeman, A.J. 1994. A new method of rainfall–runoff modelling and its applications in catchment hydrology. In: P. Zannetti (ed.), Environmental Modelling, Computational Mechanics Publications, Southampton, 2: 143–171.

Littlewood, I.G., Down, K., Parker, J.R., Post, D.A. 1997. The PC version of IHACRES for catchment–scale rainfall–streamflow modelling. Version. 1.0. User Guide. Institute of Hydrology: 1-89.

López-Vicente, M., Gaspar Ferrer, L., Palazón Tabuenca, L., Quijano Gaudes, L., Beguería, S., Machín Gayarre, J., Navas Izquierdo, A. 2014. Modelización de la respuesta hidrológica y de la erosión del suelo en la Cuenca de las lagunas de Estaña (Huesca).

Maillet, E. 1905. Essai d'hydraulique souterraine et fluviale. Librairie Scientifique A. Hermann, Paris: 1-218.

Matheron, G. 1971. The theory of regionalized variables and its applications. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, France, Les Cahiers du Centre de Morphologie, Mathématique de Fontainebleau.

Mapfumo, E., Chanasyk, D.S., Willms, W.D. 2004. Simulating daily soil water under foothills fescue grazing with the soil and water assessment tool model (Alberta, Canada). Hydrol. Process. 18: 2787-2800.

Maxwell, R.M., N.L. Miller. 2003. Development of a coupled land surface and groundwater model. Journal of Hydrometeorology, 63: 233-247.

Maxwell, R.M., Lundquist, J.K., Mirocha, J.D., Smith, S.G., Woodward, C.S., Tompson, A.F.B. 2011. Development of a coupled groundwater-atmospheric model. Monthly Weather Review 139(1): 96-116.

McDonald, M.G., Harbaugh, A.W. 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model (PDF). Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6. Open-File Report 83-875.U.S. Geological Survey. Washington DC.

Medina, A., Carrera, J. 1996. Coupled estimation of flow and solute transport parameters. Water Resources Research, 32(10): 3063-3076.

Medina A., Galarza G. y Carrera J. 1996. TRANSIN II. FORTRAN code for solving the coupled low and transport inverse problem in saturated conditions. Topical Report 16, vol. IV, El Berrocal Project, EC Contract FI2W/CT91/0080: 217–424.

Medina, A., Alcolea, A., Carrera, J. y Castro, L. 2000. Modelos de flujo y transporte en la geosfera: Código TRANSIN IV. En: IV J. Investigación y Desarrollo Tecnológico de Gestión de Residuos Radiactivos de ENRESA. Publ. Tec. 9/2000:195-200.

Milly, P.C.D., Dunne K.A. 1994. Sensitivity of the global water cycle to the water holding capacity of land. Journal of Climatology, 7: 506-526.

Minor, T.B., Russell, C.E., Mizell, S.A. 2007. Development of a GIS-based model for extrapolating mesoscale groundwater recharge estimates using integrated geospatial data sets. Hydrogeology Journal, 15: 183–195.

Monteith, J.L. 1965. Evaporation and the environment. In The State and Movement of Water in Living Organisms, XIXth Symposium. Swansea, UK: Society of Experimental Biology, Cambridge University Press.

Moore, R.J., 2007. The PDM rainfall-runoff model. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 11(1): 483-499.

Moriasi, D.N., Arnold, J.G., van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. Trans. ASABE, 50(3):885–900.

Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V. 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. Journal of Hydrology, 318: 200-214.

Murillo, J.M., De la Orden, J.A., Roncero, F.J. 2004. El modelo "ERAS", una herramienta sencilla para estimar la recarga a los acuíferos que tienen una respuesta rápida. Congreso XXXIII IAH–7º ALHSUD. Groundwater Flow Understanding: From Local to Regional Scales. Zacatecas, México. http://www.igeograf.unam.mx/aih

Murillo, J.M., Roncero, F.J. 2005. Natural recharge and simulation of the management using the model ERAS. Application to Peñarubia aquifer (Alicante). Boletín Geológico y Minero, 116: 97–112.

Nandakumar, N., Mein, R.G. 1997. Uncertainty in rainfall–runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. Journal of Hydrology 192, 211–232.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles. J. Hydrol. 10:282–290.

Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Williams, J. R., King, K.W. 2002. Soil and water assessment tool. Theoretical documentation. Version 2000. Grassland, Soil and Water Research Laboratory, Agricultural Research Service. Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station.

Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Srinivasan, R., Williams, J. R. 2005a. Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation, version 2005. Temple, TX: Grassland, Soil and Water Research Laboratory, Agricultural Research Service. Texas. www.brc.tamus.edu/swat/doc.html.

Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Srinivasan, R., Williams, J.R. 2005b. Soil and water assessment tool input/output file documentation, version 2005. Temple, Texas: Grassland, Soil and Water Research Laboratory, Agricultural Research Service. Texas. www.brc.tamus.edu/swat/doc.html.

Nitcheva, O. 2018. Hydrology models approach to estimation of the groundwater recharge: case study in the Bulgarian Danube watershed. Environmental Earth Sciences: 77:464-.

Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andreassian, V., Anctil, F., Loumagne, C. 2005a. Which potential evaporation input for a lumped rainfall-runoff model? Part 1 – Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? Journal of Hydrology 303: 275-289.

Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andreassian, V., Anctil, F., Loumagne, C. 2005b. Which potential evaporation input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient potential evaporation model for rainfall-runoff modelling. Journal of Hydrology 303: 290-306.

Padilla Benítez, A., Rodríguez Trinidad, A., Delgado Pastor, J., Castillo Pérez, E. 2012. Recarga natural a los acuíferos: manual del usuario. Diputación de Alicante e Instituto Geológico y Minero de España: 1-83

Palazón, L., Navas, A. 2016. Case study: Effect of climatic characterization on river discharge in an alpine-prealpine catchment of the spanish pyrenees using the SWAT model. Water, 8(10): 471-.

Palmer, W.C. 1965. Meteorological drought. Reseach Paper 45. US Deptt. Commerce. Weather Bureau, Washington DC: 1-58.

Paredes-Arquiola, J., Solera, A., Andreu, J., Lerma, N. 2012. Manual técnico de la herramienta EVALHID para la evaluación de recursos hídricos. Grupo de Ingeniería de Recursos Hídricos, Universitat Politècnica de València.

Paturel, J.E., Servat, E., Vassiliadis, A., 1995. Sensitivity of conceptual rainfall–runoff algorithms to errors in input data—case of the GR2M model. Journal of Hydrology 168, 111–125.

Pérez Martín, M.A. 2005. Modelo distribuido de simulación del ciclo hidrológico y calidad del agua, integrado en sistemas de información geográfica, para grandes cuencas, aportación al análisis de presiones e impactos de la Directiva Marco del Agua. Tesis doctoral. U. Politécnica de Valencia: 1-387.

Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. Journal of Hydrology 242, 275–301.

Perrin, C., Michel C., Andréassian, V. 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. Journal of Hydrology, 279, 275-289.

Perrin, C.L. Oudin, V. Andreassian, C. Rojas-Serna, C. Michel, T. Mathevet, T. 2007. Impact of limited streamflow data on the efficiency and the parameters of rainfall-runoff models, Hydrol. Sci. J., 52, 131–151.

Pisani, B. 2008. Acoplamiento de modelos hidrológicos semidistribuidos y sistemas de información geográfica. Tesis Doctoral, Departamento de Tecnolgía de la Construcción, ETS Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidade da Coruña: 1-404.

Pistocchi, A., Bouraoui, F., Bittelli, M. 2008. A simplified parameterization of the monthly topsoil water budget. Water Resources Research: 44(12). W12440, doi:10.1029/2007WR006603

Pollock, D.W. 1994. User's Guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, Version 3: A particle tracking post-processing package for MODFLOW, the US: Geological Survey Finite-difference Ground-water Flow Model. US Geological Survey.

Potter, N.J., Zhang, L. Milly, P.C.D., McMahon, T.A., Jakeman, A.J. 2005. Effects of rainfall seasonality and soil moisture capacity on mean annual water balance for Australian catchments, Water Resources Research, 41, W06007, doi:10.1029/2004WR003697.

Priestly, C.H.B., Taylor, R.J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weather Rev. 100: 81-92.

Pulido-Velázquez, M. A., Sahuquillo-Herraiz, A., Ochoa-Rivera, J.C., Pulido-Velázquez, D. 2005. Modeling of stream-aquifer interaction: The embedded multireservoir model, Journal of Hydrology, 313(3–4): 166–181.

Pulido-Velazquez, M.A., Andreu, J., Sahuquillo, A., 2006. Economic optimization of conjunctive use of surface and groundwater at the basin scale. J. Water Resour. Plan. Manage. 132 (6), 454–467.

Pulido-Velazquez, D., Sahuquillo, A., Andreu, J., Pulido-Velazquez, M., 2007a. A general methodology to simulate groundwater flow of unconfined aquifers with a reduced computational cost. J. Hydrol., 338: 42–56.

Pulido-Velazquez, D., Sahuquillo, A., Andreu, J., Pulido-Velazquez, M. 2007b. An efficient conceptual model to simulate surface water body-aquifer interaction in conjunctive use management models. Water Resour. Res., 43, W07407, doi:10.1029/2006WR005064.

Pulido-Velázquez, D., Sahuquillo, A., Andreu, J., Pulido-Velázquez, M. 2007. A general methodology to simulate groundwater flow of unconfined aquifers with a reduced computational cost. Journal of Hydrology, 338: 42-56.

Pulido-Velazquez, D., Sahuquillo, A., Andreu, J. 2012. A conceptual–numerical model to simulate hydraulic head in aquifers that are hydraulically connected to surface water bodies. Hydrological Processes, 26(10): 1435–1448.

Refsgaard, J.C., Storm, B. 1995. MIKE SHE. In: V.P. Singh, ed., Computer Models of Watershed Hydrology. Chapter 23: Water Resources Publications, Littleton, Colo.

Ritter, A., Muñoz-Carpena, R. 2013. Performance evaluation of hydrological models: statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. Journal of Hydrology, 480:33–45.

Robledo Sánchez, J.C. 2014. Calculo de caudales de avenida. ETS Ingenieros de Montes, Madrid: 1-58 http://www.hidrojing.com/wp-content/uploads/2014/04/CALCULO-DE-CAUDALES-DE-AVENIDA

Rodríguez-Blanco, M. L., Taboada-Castro, M. M., Taboada-Castro, M.T. 2012. Rainfall–runoff response and event-based runoff coefficients in a humid area (northwest Spain). Hydrol Sci J 57(3):445–459.

Rorabaugh, M. 1964. Estimating changes in bank storage as ground-water contribution to streamflow. Intern. Assoc. Sci. Hydrology Pub. 63: 432-441.

Rorabaugh, M.I., Simons, W.D. 1966. Exploration of methods relating ground water to surface water; Columbia River basin-second phase. US Geological Survey Openfile Report

Ruiz García J.M. 1998. Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual-distribuido de simulación continua integrado con un sistema de información geográfica. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos. Universitat Politècnica de València. CEH-CEDEX, Madrid: 1-245.

Rushton, K.R., Ward, C. 1979. The estimation of groundwater recharge. Journal of Hydrology, 41: 345-361.

Rutledge, A.T. 1998. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground water recharge and discharge from streamflow records-update. Water-Resources Investigations Report 98-4148

Sahuquillo, A. 1981. Obtención de funciones de influencia sobre caudales de un río, de los bombeos en un acuífero rectangular homogéneo e isótropo conectado con él. IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Zaragoza. España.

Sahuquillo, A. 1983. An eigenvalue numerical technique for solving unsteady linear groundwater models continuously in time. Water Res. Res. 19 (1), 87-93.

Sahuquillo, A. 1983. Modelos pluricelulares englobados. En: Utilización Conjunta de Aguas Superficiales y Subterráneas Servicio Geológico de Obras Públicas y Universidad Politécnica de Valencia, B-4.

Sahuquillo, A, 1986. Quantitative characterization of the interaction between groundwater and surface water. Conjunctive Water Use. Proceedings of the Budapest Symposium. IAHS Publ., 156: 3-16.

Sahuquillo, A. 1986. Quantitative characterization of the interaction between groundwater and surface water. Conjunctive Water Use, IAHS Publication 156.

Sahuquillo, A. 2013. Potential and merits of the eigenvalues method to simulate the conjunctive use of groundwater and surface water. British Journal of Environment and Climate Change, 3 (3): 480–498.

Sahuquillo, A., Andreu, J. 1986. Quantitative analysis of the interaction between groundwater and surface water by the eigenvalues method. Conjunctive Water Use Proceedings. Budapest Symposium. IAHS Publ. 156.

Sahuquillo A, y Cassiraga E. 2010. El método de los autovalores. En: A. Sahuquillo E, Cassiraga, A, Solera y J, M Murillo (eds.). Modelos de Uso Conjunto de Aguas Superficiales y Subterráneas, Cap. 10. Instituto Geológico y Minero de España y Universidad Politécnica de Valencia: 1-328.

Samper, J. 1997a. Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia y por balance de agua: utilización, calibración y errores. En: La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. AIH-GE/ITGE. Madrid: 41-82.

Samper J. 1997b. Evaluación de la recarga a partir de modelos de flujo en acuíferos. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/ITGE. Madrid: 153–180.

Samper, J. 1998. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante ba¬lances de agua: utilización, calibración e incertidumbres. Boletín Geológico Minero, 109: 31–54.

Samper, J., Carrera, J., 1990. Geoestadística. Aplicaciones a la hidrología subterránea. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona:1- 484.

Samper, J.; Huguet, Ll.; Arés, J.; García, M.A. 1999. Manual del usuario del programa Visual Balan V.1.0. Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, S.A. (ENRESA). Publicación Técnica número 05/99: 1-134.

Samper, F.J., García Vera, M.A. 2004. Visual-Balan, un modelo interactivo de balance hidrológico: estado actual y desarrollos futuros. VIII Simposio de Hidrogeología, Zaragoza. Hidrogeología y Recursos Hidraúlicos XXVI: 595-604.

Samper, J., Huguet, Ll., Ares, J., García-Vera, M.A. 2005a. User's guide VisualBALAN v.2.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, A Coruña: 1-150.

Samper, J., Gracía Vera, M.A., Pisani, B., Alvares, D., Varela, A., Losada, J.A. 2005b. Modelos hidrológicos y sistemas de información geográfica para la estimación de los recursos hídricos: aplicación a varias cuencas españolas. VII Jornadas de la Zona no Saturada, A Coruña: 269-274.

Samper, J., Gracía Vera, M.A., Pisani, B., Alvares, D., Espinha Marques, J., Varela, A., Losada, J.A. 2007a. Using hydrological models and geographic information systems for water resources evaluation: GIS-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estela). In: J.P. Lobo Ferreira JP y J.M.P. Viera JMP (eds.), Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability. Proc. IV Interceltic Colloquium on Hydrogeology and Management of Water Resources, Gimaraes, Portugal. IAHS Publication; 310: 259-266.

Samper, F.J., Pisani, B., Alvares, D., García Vera M.A. 2007b. GIS-BALAN: Un modelo hidrológico semi-distribuido acoplado a un sistema de información geográfica para la estimación de los recursos hídricos. En: J.V. Giráldez y F.J. Jiménez (eds.), VIII Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'07, Córdoba: 341-346.

Samper J., Pisani, B. 2009. Evaluación de la recarga mediante el uso combinado de un modelo de balance y un modelo de flujo subterráneo, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'09, Barcelona, Vol IX: 462-469.

Scharffenberg, W.A., Fleming, M J. 2008. Hydrologic Modeling System HEC-HMS User's Manual Version 3.2., Davis, CA: US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center. Report CPD-74A

SCS. 1954. Hydrology guide for use in watershed planning. Soil Conservation Service, US Dept. of Agriculture. Washington DC.

Senent-Aparicio, J., Pérez-Sánchez, J., Carrillo-García, J., Soto, J. 2017. Using SWAT and Fuzzy TOPSIS to assess the impact of climate change in the headwaters of the Segura River Basin (SE Spain). Water, 9(2): 149-.

Seyhan, E. 1976. Calculation of runoff from basin physiography. Utrechse Geografische Studies 2, Utrecth.

Shirmohammadi, A., Knisel, W. G.; Sheridan, J. M. 1984. An approximate method for partitioning daily streamflow data. J. Hydrol., 74(3): 335-354.

Singh, V.P., Woolhiser, D.A. 2002. Mathematical modeling of watershed hydrology. Journal of Hydrologic Engineering. 7(4): 270–292.

Sloto, R.A. and Crouse, M.Y. 1996. HYSEP: A Computer program for streamflow hydrograph separation and analysis, Water Resources Investigations Report 96-4040: 1-46.

Smith, M., Koren, V., Zhang, Z., Moreda, F., Cui, Z., Cosgrove, B., Mizukami, N., Kitzmiller., D., Ding, F., Reed, S., Anderson, E., Schaake, J., Yu Zhang, K., Vazken Andréassian, V., Perrin, C., Coron, L., Valéry, A., B., Sorooshian, S., Ali Behrangi, A., Bisher Imam, B., Kuo-Lin Hsu, K-L., Ezio Todini, E., Coccia, G., Mazzetti, C., Enrique Ortiz Andrés, E., Francés, F., Orozco, I., Hartman, R., Henkel, A., Fickenscher, P., Staggs, S. 2013. The distributed model intercomparison project – Phase 2: Experiment design and summary results of the western basin experiments. J. Hydrol., 507: 300-325.

Solera, A., Paredes-Arquiola, J., Andreu, J. 2010. Componentes de un sistema de recursos hidráulicos. Modelos de Uso Conjunto de Aguas Superficiales y Subterráneas. Instituto Geológico y Minero de España 978-84-7840-852-8: 87–110.

Solomon, D.K., Genereux, D., Plummer, D.L.N., Busenberg, E. 2010. Testing mixing models of old and young groundwater in a tropical lowland rain forest with environmental tracers. Water Resour. Res. 46, W04518, 10.1029/2009WR008341.

Sophocleous, M. 1992. Groundwater recharge estimation and regionalization: The Great Bend Prairie of Central Kansas and its recharge statistics. J Hydrol; 137: 113-140.

Sophocleous, M.A., Koelliker, J.K., Govindaraju, R.S., Birdie, T., Ramireddygari, S.R., Perkins, S.P. 1999. Integrated numerical modeling for basin-wide water management: The case of the Rattlesnake Creek Basin in south-central Kansas. J. Hydrol. 214: 179-196.

Sophocleous, M., Perkins, S.P. 2000. Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas. J. Hydrol. 236 (3-4): 185-201.

Srinivasan, R., Ramanarayanan, T.S., Arnold, J.G., Bednarz, S.T. 1998a. Large area hydrologic modeling and assessment. Part II: model application. J. Am. Water Resources Association, 34(1): 91–101.

Srinivasan, R., Arnold, J.G., Jones, C.A. 1998b. Hydrologic modeling of the United States with the soil and water assessment tool. International Journal of Water Resources Development. 14(3): 315–325.

Stanton, J.S., Ryter, D.W., Peterson, S.M. 2013. Effects of linking a soil-water- balance model with a groundwater-flow model. Ground Water; 51: 613- 622.

Témez, J.R. 1977. Modelo matemático de transformación precipitación-aportación. ASINEL. Madrid.

Témez, J.R. 1997. Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales. MOPU, Dirección General de Carreteras, Madrid:1-111.

Thomas, H.A. 1981. Improved methods for national water assessment. Report Contract WR 15249270. US Water Resources Council. Washington DC.

Thornthwaite, C.V., Mather, J.R. 1955. The water balance. Publ. Lab. Climatol. Dresel Inst. Technol., 8(5): 1-104.

Thornthwaite, C.V., Mather, J.R. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotyranspiration and the water balance. Publ. Lab. Climatol. Dresel Inst. Technol., 10(3): 185-311.

Tonkin, M., Doherty, J. 2009. Calibration-constrained Monte Carlo analysis of highly parameterized models using subspace techniques. Water Resources Research 45(12), W00B10. DOI: 10.1029/2007wr006678.

Trichakis, I., Burek, P., de Roo, A., Pistocchi, A. (2017). Towards a Pan–European integrated groundwater and surface water model: development and applications. Environ. Process., 4 (Suppl. 1): 581–593.

Turc, L. 1963. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formulation simplifié et mise à jour. Ann. Agron, 12 : 13–49.

UPC. 2003. Visual Transin Code. Departament d'Enginyeria del Terreny. UPC. Barcelona.

USACE. 1993. GRASS 4.1 Reference Manual. U.S. Army Corps of Engineers, Construction Engineering Research Laboratories, Champaign, Illinois: 1-425. http://www.geog.uni-hannover.de/grass/gdp/online.html

USACE. 1998. HEC–1, Flood hydrograph package. User's manual, V4.1. Hydrologic Engineering Center. US Army Corps of Engineers, Davis.

USACE. 2000a. HEC–HMS, Hydrologic modeling system. Technical reference manual. Hydrologic Engineering Center. US Army Corps of Engineers, Davis: 1-148.

USACE. 2000b. HEC–GeoHMS, Geospatial hydrologic modeling extension. User's manual. V1.1 Hydrologic Engineering Center. US Army Corps of Engineers.

USGS. 2016. PART: A computerized method of base-flow-record estimation. US Geological Survey, Washington DC. https://creativecommons.org/publicdomain/zero/1.0/).

Vanclooster, M., Viaene, P., Diels, J., Feyen, J. 1995. A deterministic evaluation analysis applied to an integrated soil-crop model. Ecolog. Modelling, 81(1-3), 183-195.

Van Der Knijff, J., De Roo, A.P.J. 2008. LISFLOOD – Distributed Water Balance and Flood Simulation Model, Revised User Manual, Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities. EUR 22166 EN/2

Van der Knijff, J.M., Yuonis, J., De Roo, A.P.J. 2010. LISFLOW: a GIS-based distributed model for river basin scale wáter balance and flood simulation. Intern. J. Gepgraph. Inform. Sci., 24(2): 189-212.

van Deursen, W.P.A., Kwadijk, J.C.J. 1993. RHINEFLOW: an integrated GIS water balance model for the river Rhine. Application of Geographic Information Sytems in Hydrology and Water resources management, HydroGIS 1993.

van Griensven, A. 2006. Unpublished research document. USDA-ARS Grassland, Soil & Water Research Laboratory, Temple, TX. Basin and Wister Lake Basin. Hydrol. Process. 19(3): 827-838.

van Griensven, A., Meixner, T. 2006. Methods to quantify and identify the sources of uncertainty for river basin water quality models. Water Sci.Tech. 53(1): 51-59.

van Griensven, A., Meixner, T., Grunwald, S., Bishop, T., Di Luzio, M., Srinivasan, R. 2006. A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. J. Hydrol. 324(1-4): 10-23.

van Liew, M.W., Arnold, J.G., Garbrecht, J.D. 2003. Hydrologic simulation on agricultural watersheds: choosing between two models. Trans. ASAE, 46(6): 1539–1551

Vélez Upegui, J.I. 2001. Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, España.

Vélez, J., Vélez, I., Puricelli, M., Francés, F. 2002. Hydrological simulation of flood events at large basins using distributed modelling. EGS XXVII General Assembly, Nice, 21–26, abstract #5594.

Vieux, B.E. 2004. Distributed hydrologic modeling using GIS. Kluwer Academic Press, Dordrecht.

Vogel, R.M., Tsai, Y., Limbruner, J.F. 1996. The regional persistence and variability of annual streamflow in the United States. Water Resources Research, 34(12): 3445-3459.

Vörösmarty, C.J., Federer, C.A., Schloss, A. 1998. Potential evaporation functions compared on US watersheds: implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. J. Hydrol. 207, 147-169.

Wang, Z., Luo, Y., Zhu, X., Wang, R., Li, W., Zhang, M. 2013. Watershed modeling of surface water- groundwater interaction under projected climate change and water management in the Haihe River Basin, China. British Journal of Environment & Climate Change, 3(3): 421-443.

Ward, R.C. 1975. Principles of hydrology. McGraw–Hill Book Co., London.

WHI. 2000a. Visual MODFLOW user's manual. 2000 Waterloo Hydrogeologic Inc.

WHI. 2000b. MODFLOW packages reference manual. 2000. Waterloo Hydrogeologic Inc.

Williams, J.R. 1969. Flood routing with variable travel time or variable storage coefficients. Trans. ASAE 12(1): 100-103.

Willmott, C.J. 1981. On the validation of models. Physical Geography, 2: 181–194.

Willmott, C.J. 1982. Some comments on the evaluation of model perfomance. Bull. Am. Meteorol. Soc., 63: 1309-1369.

Wolock, D.M. 1993. TOPMODEL, a topography based watershed model. Proceeding Federal Interagency Workshop on Hydrologic Modeling, Demands for the '90. US GSWR.

Wriedt, G., Bouraoui, F. 2009. Towards a general water balance assessment of Europe. European Commission Joint Research Centre Institute for Environment and Sustainability EUR 23966 EN-2009: 1- 62.

Xiong, L., Guo, S. 1999. A two-parameter monthly water balance model and its application. Journal of Hydrology, 216: 111-123.

Xu, C.Y., Singh, V.P. 1996. A review on monthly water balance models for water resources investigations. Water Resources Management, 12: 31–50, 1998.

Xu, C.-Y., Singh, V.P. 1998a. A review on monthly water balance models for water resources investigations. Water Resources Management, 12: 31–50.

Xu, C.Y., Vandewiele, G.L. 1994. Sensitivity of monthly rainfall–runoff models to input errors and data length. Hydrol. Sci. J. 39(2): 157–176.

Yang, H., Xe, Z. 2003. A new method to dynamically simulate groundwater table in land surface model VIC, Porgr. Nat. Sci. 13: 819-825.

Yates, D.N., 1997. Approaches to continental scale runoff for integrated assessment models. Journal of Hydrology 201:289-310.

Anexo A4 Recarga, relación acuífero-río, modelación y autovalores. A Sahuquillo

Andrés Sahuquillo Herráiz, profesor emérito, Universidad Politécnica de Valencia

A4.1 Introducción

En muchos sistemas acuíferos y en la mayoría de los existentes en cuencas fluviales y áreas con recarga natural difusa importante, hay una estrecha conexión entre río y acuífero, de modo que una parte importante del caudal fluvial es de escorrentía subterránea. A causa del almacenamiento de agua en el acuífero, que generalmente es uno a tres órdenes de magnitud mayor que la descarga anual, el régimen de esta escorrentía subterránea tiene una amortiguación y retraso mucho mayor que el de la infiltración de la precipitación en el terreno y del de la recarga que genera. La gestión integrada de recursos superficiales y subterráneos tiene que tener en cuenta, además de la recarga de los acuíferos, el volumen almacenado en ellos y las relaciones con los ríos. Es mucho más compleja que cuando el agua superficial o el agua subterránea se utilizan por separado como fuente fundamental del recurso. Los modelos son esenciales para analizar sistemas algo complejos. Estos modelos se han aplicado tanto para simular condiciones históricas como para valorar distintas estrategias de gestión. Los análisis de las alternativas de uso conjunto tienen que incluir ríos, elementos de almacenamiento, como embalses y acuíferos, canales, elementos de transporte de agua y los intercambios de flujo entre las aguas superficiales y los acuíferos, así como los elementos de suministro de agua para los distintos usos. Los modelos de aguas superficiales y de aguas subterráneas tienen que calibrarse para poder reproducir los flujos superficiales observados y las alturas piezométricas en distintos puntos. La calibración del modelo de un acuífero tiene que considerar adecuadamente la interacción entre las aguas superficiales y las subterráneas, lo cual es más importante que reproducir otro tipo de respuestas. Las reglas de operación del sistema completo de recursos hídricos forman una componente importante de cada alternativa. Con los mismos componentes estructurales se pueden conseguir resultados muy diferentes, dependiendo de cómo se opere el sistema. Además, los caudales futuros de los ríos y la recarga futura de los acuíferos son impredecibles a medio y largo plazo. Si se considera el cambio climático y global, se deben tener en cuenta los posibles incrementos de la variabilidad de caudales, el aumento de avenidas y sequias y el uso más amplio del almacenamiento de agua, con múltiples alternativas de simulación de los sistemas de recursos hidráulicos con series temporales húmedas y secas y también distintas alternativas estructurales y de gestión.

El modelo agregado más simple capaz de reproducir de forma razonable los intercambios globales río-acuífero, es el modelo unicelular, en el cual, el intercambio río-acuífero es igual al volumen de agua almacenado por encima del lugar de la descarga (lecho del río),

multiplicado por un factor de agotamiento α. Los modelos pluricelulares englobados, distintos de los modelos de pocas celdas conectadas entre sí, están basados en algunas soluciones analíticas para geometrías simples de la ecuación de flujo por del método de los autovalores. Son algo más elaborados que otros modelos basados en la resolución numérica directa de las ecuaciones del flujo del agua subterránea y pueden considerar la localización de recargas y bombeos. Se componen de celdas virtuales que ocupan todo el dominio del acuífero, de modo que cada celda corresponde a uno de los infinitos términos de una solución analítica. Al igual que en el modelo unicelular, cada celda tiene un coeficiente de descarga distinto del de las otras celdas y cada acción externa diferente se distribuye entre las distintas celdas, con coeficientes de partición que se pueden calcular previamente. Para obtener resultados suficientemente aproximados del efecto de las acciones sobre las transferencias de agua acuífero-río o sobre los niveles de agua, se necesitan en general pocos términos, excepto para acciones puntuales muy próximas al río.

Entre otras aplicaciones, el metodo de los autovalores puede proporcionar de forma directa y expícita los intercambios de agua entre el acuífero y las aguas superficiales en su conjunto, o en un tramo cualquiera de río, de forma explícita y directa, de la forma que se resume a continuación. Estos intercambios incluyen la recarga de los los acuíferos con aguas superficiales. Los modelos clásicos de acuíferos en diferencias finitas o en elementos finitos, como MODFLOW, FEFLOW y otros, necesitan resolver secuencialmente y de forma iterativa sistemas de ecuaciones lineales grandes que proporcionan las alturas piezométricas en todas las celdas de cada acuífero modelado y a partir de estas calcular los intercambios de flujo con ríos, lagos o humedales. La solución detallada de los sistemas superficial y subterráneo es conceptualmente muy sencilla, pero puede ser computacionalmente pesada y necesitar mucho tiempo de cálculo en casos un poco complejos, incluso cuando hay que simular pocas alternativas a lo largo de algunos decenios. El método de los autovalores consigue una solución explicita del flujo subterráneo en el caso de sistemas lineales y es más adecuada para simular muchas alternativas hidrológicas o de operación de periodos largos. La solución proporciona componentes ortogonales de la ecuación de flujo, que permiten obtener explícitamente, para cada alternativa de acciones temporales, a través de una ecuación de estado simple, un vector de estado secuencial del valor de esos componentes ortogonales. Este vector $\bar{L}$ permite calcular directa y explícitamente las alturas piezométricas o flujos en cualquier punto, aunque en la práctica sólo suele interesar la evolución piezométrica de unos pocos puntos. También se puede obtener explícitamente el intercambio de agua río-acuífero en diferentes tramos de río, los volúmenes almacenados en diferentes áreas del acuífero o los flujos subterráneos entre dos zonas adyacentes. La solución completa del autoproblema implica la obtención de los autovalores y autovectores del sistema de ecuaciones diferenciales lineales de flujo que se obtienen al discretizar el espacio, por diferencias finitas o por elementos finitos. Se obtienen N autovectores de N componentes y sus correspondientes autovalores, que son todos positivos, siendo N el numero de celdas o nudos de la discretización espacial. Es la tarea que requiere más esfuerzo computacional, pero solo tiene que realizarse una vez. Es importante reseñar que los resultados tienen la misma precisión que los obtenidos con las simulaciones clásicas de diferencias finitas o elementos finitos. Cada uno de los componentes del sistema lineal se comporta como un modelo unicelular. La obtención del coeficiente de partición de cada acción elemental sobre el acuífero es explícita y directa.

El problema se puede simplificar, adicionalmente, al precalcular el efecto sobre el vector de estado de las varias acciones unitarias en las que se puede descomponer cualquier acción de recargas o extracciones en el acuífero. También se puede simplificar, adicionalmente, considerando solamente los componentes, generalmente un porcentage pequeño de ellos, que intervienen en la solución de forma significativa. Es un cocepto análogo al de simplificar una serie o función complicada mediante unas pocas componentes ortogonales, como por ejemplo series de Fourier (Sahuquillo, 1983; 1986; 2013; Andreu y Sahuquillo, 1987, Pulido-Velázquez et al., 2005; 2007; Sahuquillo y Cassiraga, 2010; Álvarez-Villa, 2014).

La ventaja principal del método de los autovalores es que resuelve la componente transitoria del flujo de forma explícita y directa, sin necesidad de iteraciones. Esto es muy importante cuando hay multiples alternativas estructurales y de operación para periodos largos de operación del sistema y distintas alternativas hidrológicas.

El método de los autovalores es para sistemas lineales, lo que implica que no debe haber cambios importantes en las propiedades hidrodinámicas de los acuíferos y en las condiciones de contorno al cambiar la piezometría por causa de las acciones exteriores. Es decir, sin descensos de nivel importantes en un acuífero no confinado en zonas amplias del acuífero o sin cambios importantes en la conexión entre las aguas superficiales y subterráneas. El método divide el flujo en dos componentes, una estacionaria y otra transitoria. La componente estacionaria tiene las condiciones de contorno de niveles impuestos, impermeables o de flujo impuesto que tenga el acuífero, pero con recarga nula. La componente transitoria considera flujos nulos en los límites impermeables y niveles cero en los de nivel impuesto, con unas condiciones iniciales que son la diferencia entre las condiciones iniciales del problema menos la solución estacionaria de recarga nula. Al ser el sistema lineal, la solución del problema es la suma de la solución estacionaria con la condiciones de contorno del problema concreto, más la solución transitoria con las condiciones iniciales del estado transitorio, a la que se han restado las condiciones iniciales de la situación estacionaria. El problema suma tiene las mismas condiciones de contorno y las mismas iniciales que el problema original (Figura A4.1).

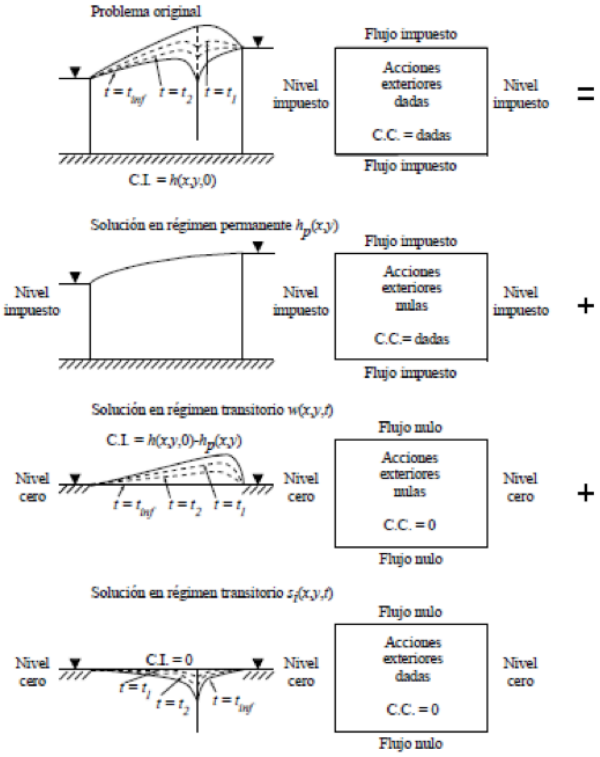


Figura A4.1 Componentes de la piezometría según las condiciones de contorno, condiciones iniciales y acciones externas (Sahuquillo y Cassiraga, 2010)

La solución de la componente estacionaria es igual para cualquier alternativa de acción exterior. La componente transitoria también se puede separar en dos, 1) condición inicial con acción exterior nula (fila tercera de la Figura A4.1) y 2) otra cualquier acción o conjunto de acciones exteriores y condición inicial nula.

El flujo de agua subterránea en un medio poroso saturado, anisótropo y heterogéneo, donde los ejes de anisotropía coinciden con las direcciones principales de análisis, puede ser descrito en dos dimensiones por la ecuación diferencial que expresa el flujo bidimensional horizontal:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(T_y \frac{\partial h}{\partial y}\right) + Q(x,y) = S(x,y)\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (1)$$

con las correspondientes condiciones de contorno e iniciales. T_x, T_y y S(x, y) son respectivamente las transmisividades y el almacenamiento en el acuífero.

La solución de la ecuación anterior, con acciones exteriores nulas Q(x,y)=0, es la que sigue, con las correspondientes condiciones de contorno del problema estacionario:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(T_y \frac{\partial h}{\partial y}\right) = 0 \quad \text{o} \quad \mathcal{L}[h] = 0 \qquad (2)$$

siendo L[ ] el operador lineal de la ecuación.

Para obtener la componente transitoria hay que resolver la ecuación

$$\mathcal{L}[A(x,y)] + \alpha\, S(x,y)A(x,y) = 0$$

con condiciones de contorno nulas. Es un problema clásico de Sturm-Louiville, con infinitas autofunciones $A_i(x,y)$ y sus correspondientes autovalores α_i, que son siempre reales y positivos. Para cualquier acción exterior, la solución del problema es un vector $\overline{L(t)}$ con infinitos componentes li de las autofunciones $A_i(x,y)$, que son ortogonales entre sí con respecto a S(x, y).

A4.2 Solución discreta por el método de los autovalores

El problema discreto equivalente a resolver es:

$$|T|\bar{H} + \bar{Q} = |SF|\frac{\overline{\partial H}}{\partial t} \qquad (3)$$

y el autoproblema:

$$|T||A| = -|SF||A||\alpha| \qquad (4)$$

donde $|T|$ y $|SF|$ son matrices de transmisividad y almacenamiento dependientes de la discretización y condiciones de contorno empleados y |α| es una matriz diagonal de los autovalores, todas de dimensiones N x N, y $\bar{Q}$ y $\bar{H}$ vectores de acciones exteriores y alturas piezométricas en cada celda, de dimensión N.

La componente estacionaria para Q(x, y) o $\bar{Q}$ nulas se tiene que calcular inicialmente, de una vez para siempre. Se puede hacer con cualquiera de los programas libres o comerciales existentes. Lo que sigue inmediatamente sólo se refiere a la componente transitoria, a la que hay que añadir la estacionaria para obtener la solución completa.

Lo que se diga sobre autofunciones y autovalores de la solución analítica se puede traducir inmediatamente a los autovectores de la solución numérica y viceversa, lo mismo que en lo referente a cualquier cálculo referente a ellas. También es importante tener presente que la solución del problema de flujo se tiene indistintamente con el vector $|\bar{H}$ de alturas piezométricas o con el vector $|\bar{L}$ de componentes ortogonales de los autovectores y, si se prescinde de la componente estacionaria, es $\bar{H} = |A|.\bar{L}$ o $\bar{L} = |A'||SF|\bar{H}$. Los autovectores son ortogonales con respecto a la matriz diagonal de almacenamiento $|A'||SF||A| = |I|$, donde $|A'|$ es la matriz traspuesta de $|A|$ e $|I|$ es la matriz identidad. La gran ventaja del método de los autovalores es que la actualización de la matriz |L| es inmediata y directa, de la forma siguiente:

$$\bar{L}_k = |E(\Delta t)|\bar{L}_{k-1} + |\Phi|\bar{Q}_k$$

|E(Δt)| es la matriz diagonal con los términos $e^{-\alpha_i \Delta t}$, Δt la discretización temporal, $\bar{L}_k$ el vector de estado de los autovectores $\bar{Q}_k$ las acciones exteriores y $|\Phi|$ el valor siguiente que puede calcularse previamente una sola vez.

$$|\Phi| = |I| - |E(\Delta t)||\alpha^{-1}|.|A'| \qquad (7)$$

Aún se puede simplificar la ecuación (7) considerando los vectores básicos de las acciones unitarias en las que se puede descomponer cualquier acción de recargas o bombeos. Siempre es posible expresar el vector $\bar{Q}_k$ en función de un nímero de vectores básicos qe, con e=1, 2,..., E. Si los vectores básicos se disponen como columnas de una matriz de N x E, $\bar{Q}_k$ se puede expresar como:

$$\bar{Q}_k = |Q^e|\overline{IN}_k \qquad (8)$$

donde $\overline{IN}_k$ es un vector con las intensidades para cada periodo k de cada vector básico y $|Q^e|$ es una matriz cuyas columnas con los vectores básicos qe, por ejemplo, una recarga unitaria distribuida en una zona, un bombeo con una distribución de intensidades determinadas sobre una serie de celdas, u otras. Cuando E es mucho menor que el número de celdas y N es grande, la ventaja es importante. Se obtendría:

$$\bar{L}_k = \big||E(\Delta t)|\big|\bar{L}_{k-1} + |\Psi|\overline{IN}_k \qquad (9)$$

donde $|\Psi| = |\Phi||Q^e$

Normalmente solo interesa conocer las alturas en unos pocos puntos, los intercambios de caudal en unos pocos tramos de río y los volúmenes en solo algunas zonas, para cada tiempo k.

Las alturas piezométricas en todos los puntos serían $\bar{H}_k|A|\bar{L}_k$. Si solo interesan los valores un unos puntos, es posible prescindir de las filas de los puntos restantes y en vez de la matiz |A| se tiene otra matriz mucho más pequeña |A^R |. Para calcular los otros parámetros de control, de flujos o volúmenes, se tendría que incluir otras filas que son combinaciones lineales de las de |A| para tener otra matriz transformada que proporcionaría los parámetros de control $\bar{C}_k$ durante cada periodo de tiempo, tal que

$$\bar{C}_k = |A^T|\bar{L}_k \qquad (10)$$

donde $|A^T|$ es la matriz, transformada como se indica en el párrafo anterior, y el vector $\bar{L}_k$ solo contiene los valores de las componentes significativas. Esto también permite omitir las columnas correspondientes de la matriz $|A^T|$, cuyo tamaño queda muy reducido, a c x l, siendo c el número de parámetros de control y l el número de componentes significativos del vector L (Andreu 1984; Sahuquillo y Andreu 1986, Pulido-Velázquez et al., 2005; Pulido-Velázquez et al., 2005; Álvarez-Villa, 2014).

Una vez calculadas las matrices $|E(\Delta t)|$ y $|\Psi$, que no incluyen más que los términos de los l autovalores significativos, es sumamente simple continuar la secuencia temporal de cálculo incluyendo la intensidad $\overline{IN}_k$ de las acciones exteriores sobre el acuífero en el siguiente periodo, siendo fácil simular múltiples alternativas con tiempos largos.

A.4.3 Estimación de las propiedades del acuífero

La componente subterránea de los caudales medidos en la red de drenaje se ha estimado a partir de técnicas manuales o digitales de separación de las componentes superficial y subterránea y la difusividad del acuífero T/S a partir de las pendientes de los hidrogramas logarítmicos de los caudales drenados o de los hidrogramas de piezómetros, además de con ensayos de bombeo en el acuífero. Rorabaugh (1964) proporcionó la solución de la descarga a un río inducida por una recarga instantánea que produce una elevación h0 en un acuífero unidimensional de dimensión L perfectamente conectado a un rio totalmente penetrante.

$$q = \frac{2Th_0}{a}\sum_{1,3,5..}^{\infty} e^{-\frac{m^2\pi^2T}{4L^2S}t} \qquad (11)$$

Los exponentes del sumatorio coinciden exactamente con los autovalores de un acuífero rectangular del mismo ancho y con la misma difusividad. A partir de un cierto tiempo, el único sumando significativo es el primero. Desde entonces, el gráfico logarítmco de caudales tiene una pendiente negativa $\frac{\pi^2 T}{4L^2 S}$, que es el menor autovalor α_1 de los de un acuífero rectangular de ancho L y con la misma difusividad, perfectamente conectado a un río totalmente penetrante. Las componentes de las alturas piezométricas son también sumatorios de términos con las mismas exponenciales decrecientes. Al cabo de un cierto tiempo, solamente es significativo su primer término. En un acuífero rectangular perfectamente conectado, los coeficientes de reparto bi para una recarga uniforme en todo el acuífero entre las distintas celdas o componentes son $\frac{8}{(2m-1)^2\pi^2}$, o sea, 0,8106, 0,0900, 0,03242, 0,0165...Para conexiones río - acuífero imperfectas o ríos poco penetrantes, el autovalor menor disminuye; pudiendo llegar a tomar valores inferiores en más de un orden de magnitud al citado de conexión perfecta. Los autovalores siguientes también disminuyen, pero aun en casos de conexión débil no llegan al 50% de disminución (Sahuquillo, 1983; Pulido-Velázquez et al., 2005). En contrapartida, en el caso de una conexión más débil, la celda con el autovalor más pequeño recibe casi el total de la recarga, o bombeo en el caso de acción repartida uniformemente, de modo que el coeficiente de reparto b1 llega a ser próximo a la unidad. En estos casos, la simulación del acuífero con una celda única puede ser aceptable.

En la solución de Rorabaugh, como en la de los autovalores, la solución de las alturas piezométricas ($h-h_s$) es una suma de exponenciales negativas. hs es el nivel del río en la solución Rorabaugh y en la solución por autovalores es la altura del nivel de la solución estacionaria para acciones exteriores nulas. En acuíferos con geometría diferente de las rectangular y propiedades hidráulicas no homogéneas y comportamiento lineal, la solución para alturas piezométricas y flujos, que también habría que superponer a la solución estacionara para recarga exterior nula, también está compuesta por sumatorios, que incluyen exponenciales negativas decrecientes $e^{-\alpha_i t}$. Son los que aparecen en los dos términos de la ecuación (5), que en el caso de acciones exteriores nulas, es decir con valores de $\bar{Q}_k$ nulos, quedan reducidas solo a sumas de exponenciales decrecientes. Si no hay nuevas acciones exteriores, al cabo de cierto tiempo, la evolución de esas componentes de alturas o caudales las hacen a todas muy pequeñas, más rápidamente cuanto mayor es

el autovalor αi, de modo que domina la componente principal del autovalor más pequeño, que disminuye más lentamente. Es la base de la propuesta de Rorabaugh para determinar la difusividad de los acuíferos, con

$$\alpha_1 = \frac{lQ(t_1) - lQ(t_2)}{t_2 - t_1} \qquad (12)$$

siendo $\alpha_1 = \frac{\pi^2 T}{4L^2 S}$, donde L es el ancho del acuífero si el río está perfectamente conectado y es completamente penetrante. Si el acuífero tiene una geometría diferente y su conexión no es perfecta, la relación entre el autovalor más pequeño y la difusividad es distinta, pero siempre de la forma $\alpha_1 = \eta \frac{T}{SL^2}$, donde η tiene un valor que puede ser menor que 1 para acuíferos mal conectados y con conexión perfecta mayor que 2 para otras geometrías (Sahuquillo y Cassiraga, 2010). En principio, puede tomarse un valor del orden de 2,5 para los acuíferos que están bien conectados.

Halford y Mayer (2000) realizaron un análisis muy detallado de 13 cuencas norteamericnas y de dos cuencas sintéticas, estimando los índices de recesión con tres métodos, el primero a partir de la recesión de caudales en ríos cuando solo tienen aportación subterránea, el segundo por la recesión de niveles en hidrogramas de piezómetros y el tercero a partir de ensayos de bombeo. Como índice de recesión, Rorabaugh y Simmons (1966) entienden la pendiente del gráfico logarítmico de la primera componente de la ecuación (11) o sea $0{,}9333 \frac{T}{SL^2}$, siendo $0{,}933 = \frac{\pi^2}{4.ln10}$. Al comparar los resultados obtenidos con los tres métodos, encontraron incongruencias importantes, en particular al analizar las recesiones de los niveles en piezómetros, que achacan fundamentalmente a la supuesta subjetividad de algunas de las determinaciones.

El autor de este Anexo opina que hay problemas principales. El primer problema es la determinación de L, la anchura equivalente del acuífero en el caso de que el acuífero no sea rectangular. El segundo es la determinación de hs, la altura a la que tienden las alturas del agua en el punto de medida, es decir en régimen estacionario. Este es el nivel del agua en el río en la solución de Rorabaugh, que es un acuífero unidimensional. En el caso de un acuífero de dos dimensiones e inclinado, no es evidente ni conocido antes de resolver la ecuación de flujo para recarga nula en el acuífero. En la descomposición de componentes en estado estacionario con recarga nula y en estado transitorio, que se propone en la figura A4.2, hs es claramente la altura de la solución estacionaria para el punto de medida y no se relaciona con ningún otro punto del río o del acuífero, a no ser los de la isopieza que pasa por ese punto. Pero la solución estacionaria no es evidente, incluso en casos aparentemente fáciles, como el de un acuífero rectangular perfectamente conectado a un río con una pendiente pequeña, que se comenta a continuación.

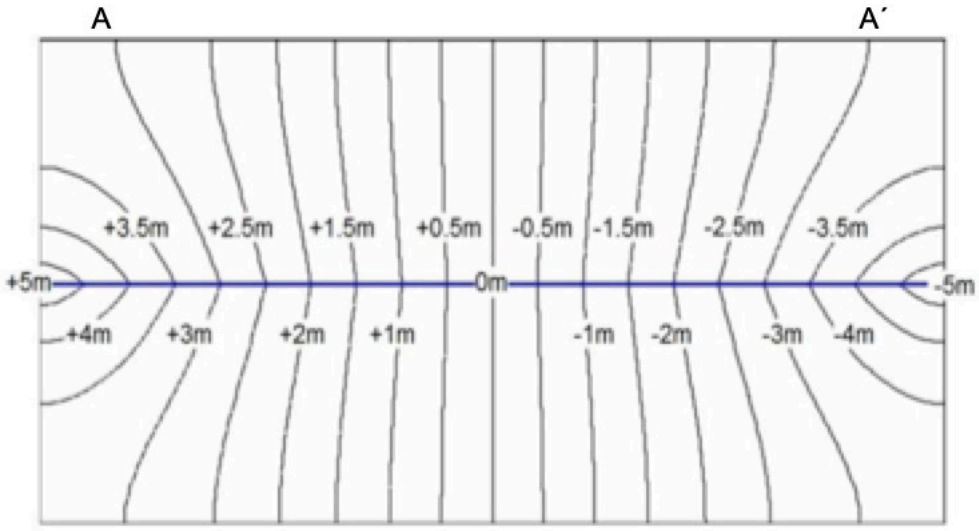


Figura A4.2 Niveles piezométricos en estado estacionario para un acuífero rectangular en pendiente, de 5 km de ancho y 10 km de largo, que está perfectamente conectado a un río totalmente penetrante, cuando no se produce ninguna recarga. Los límites superior e inferior son impermeables y los laterales de nivel constante +5 en la izquierda y -5 en la derecha

En la Figura A4.2, el nivel hs en el punto A, al borde del acuífero, sería de 3 m y no de 4 m, que es la altura del río en la línea perpendicular, y -3 m en el punto A´ situado más aguas abajo. El río sería perdedor en su mitad aguas arriba y ganador aguas abajo y el caudal a la salida del acuífero sería nulo. Si se considera T = 250 m^2/día y S = 0,1, que para un ancho L = 2500 m da $\alpha_1 = 10^{-3}$, se pueden simular fácilmente las alturas piezométricas en cualquier punto después de una recarga instantánea que produjese una elevación de 3 m en todo el acuífero. El autovalor menor α_1 sería

$$\alpha_1 = \frac{\ln[h(t_1)-h_s] - ln\,[h(t_2)-h_s]}{t_2-t_1}$$

después de un cierto tiempo. Si en A se considera h_s = 4 m en vez de los 3 m de la solución de la componente estacionaria, se obtiene α_1 = 4,15. 10^{-3} $día^{-1}$ y para h_s = -4 m, en vez de -3 m, para el punto A´ se obtiene α_1 = 0,69.10^{-3} $día^{-1}$. Por el contario, si se restan 3 m al valor medido en A y -3 m al medido en A´, se obtiene 10-3 día-1, que es el resultado que corresponde a los valores de T y S de la solución transitoria con condiciones de contorno nulas. En la parte central del acuífero rectangular, las diferencias de los niveles del estado estacionario con los niveles enfrentados del río son mucho menores.

El caudal de la componente estacionaria en el río es negativo en cualquier punto y cero en la salida. Evidentemente, la componente transitoria del caudal aforado a la salida del acuífero no está afectada por la inclinación del acuífero y la pendiente negativa del logaritmo del caudal total en cualquier punto aguas arriba en un periodo de recesión, será siempre mayor que en la salida, como sucede en el hidrograma de niveles en el punto A. También hay que considerar que si el río de la Figura A4.2, fuese poco penetrante o estuviese conectado débilmente, la componente estacionaria sería distinta. Resultarían niveles más bajos aguas arriba y niveles más elevados aguas abajo y el autovalor mínimo α1 sería menor.

Para el autovalor $\alpha 1 = 10^{-3}$ m/día en este acuífero rectangular, el tiempo crítico para que solo sea significativo el primer término del caudal es del orden de 460 días, según Rorabaugh. Con estos y con valores casi siempre menores del exponente α_1, que pueden llegar a ser más de dos órdenes de magnitud más pequeños, no se encontrarían tramos de hidrogramas con descensos continuados tan largos y la difusividad estimada con la pendiente del logaritmo de los existentes superaría la real, pero la desconexión influiría menos en la estimación de los caudales base.

A4.4 Acuíferos con varios afluentes

Para calcular la anchura L equivalente en acuíferos arborescentes, en el trabajo citado se propone estimarla con $L = Ar / 2\lambda$, donde Ar es el área del acuífero y λ la longitud de los cauces permanentes. Como la fórmula parece arbitraria, para determinar L, Daniel (1993) simuló con MODFLOW dos acuíferos sintéticos, con la misma geometría de 9,4 km^2 y propiedades hidrodinámicas T=100 m^2/día y S=0.1, uno con el nivel del agua cero en los cauces y el otro con la inclinación de la Figura A4.3.

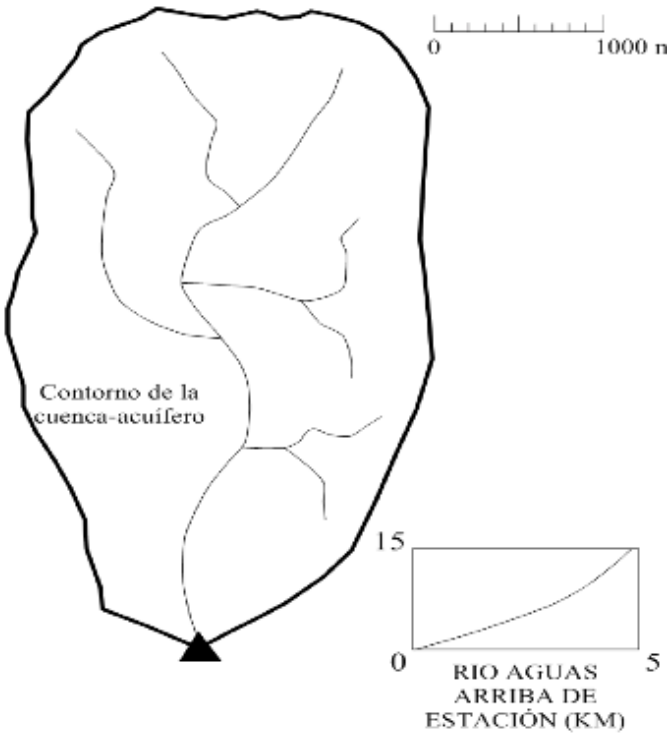


Figura A4.3 Acuífero sintético e inclinación de la red de corriente en el caso no horizontal

Para determinar L en los dos casos sintéticos, se propuso determinarla longitud de unas 13.000 trayectorias de puntos distribuidos en el acuífero hasta alcanzar el río, usando la rutina de Pollock (1994). La longitud media de las trayectorias para el acuífero horizontal resultó de 241 m y de 570 m para el acuífero inclinado. Es evidente que cuanto mayor sea la pendiente, más larga resulta la trayectoria, pero la inclinación de la componente de régimen permanente no tiene ninguna influencia sobre los autovalores de la componente transitoria, que son idénticas para los dos acuíferos sintéticos.

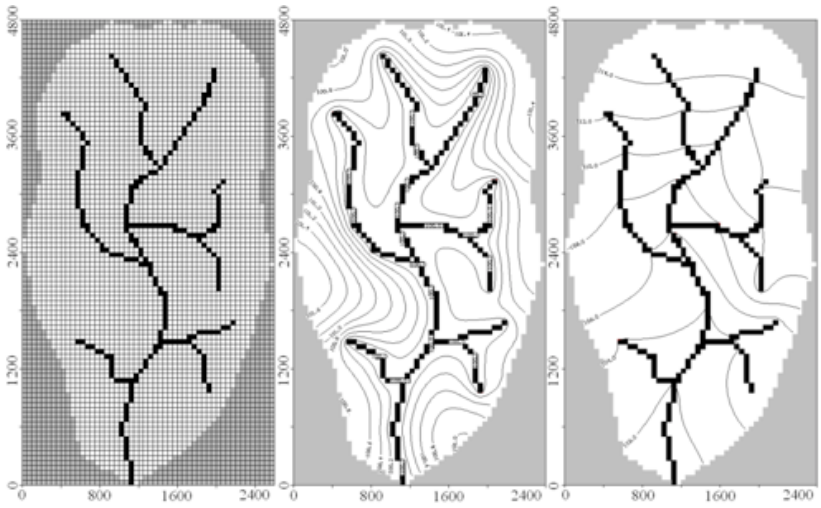


Figura A4.4 Configuración geométrica del modelo del acuífero y simulaciones en régimen permanente del flujo en respuesta a una acción exterior distribuida impuesta sobre éste. Se presenta (de izquierda a derecha): (i) discretización del modelo numérico del acuífero por diferencias finitas, (ii) alturas piezométricas simuladas en régimen permanente considerando lecho del río horizontal y (iii) alturas piezométricas simuladas en régimen permanente considerando lecho del río inclinado (según Halford y Meyer, 2000)

La simulación con MODFLOW del comportamiento de la componente transitoria del acuífero inclinado tiene que ser igual a la del acuífero con nivel cero en los ríos de la Figura A4.4. El valor obtenido de 135 días para el valor del índice de recesión serviría para proporcionar el autovalor más pequeño. Para un acuífero rectangular sería $135 \cdot \pi^2/0{,}933 \cdot 135 = 1{,}95.10^{-2}$ dia^{-1} y el valor del ancho equivalente para ese acuífero rectangular equivaldría a 380 m. La ecuación de Daniel daría 374 m y 482 m para la media de las trayectorias modeladas con el código de Pollock (1994), lo que parece un resultado relativamente asumible para aceptar la fórmula propuesta por Daniel. En cambio, no lo son los 1140 m que se obtienen para las trayectorias medias en el acuífero no horizontal. La estimación de los índices de recesión obtenida en los 13 acuíferos analizados por Halford y Meyer (2000) a partir de los hidrogramas de piezómetros es sistemáticamente mayor que a partir de los caudales en los ríos, como mínimo de 2,4 veces, llegando a superar 50 veces y hasta 100 veces en otros casos. Esto corrobora lo inadecuado del método, especialmente para acuíferos inclinados. Para determinar el índice de recesión de un acuífero que desagua a una red superficial no horizontal habría que determinar la pendiente de los hidrogramas de los piezómetros, a los que habrá que restar un valor de hs, que es la altura que tendría el agua en ese punto en el hipotético acuífero con condiciones en los límites cero y recarga nula. En todo caso, se puede aproximar por el valor que tiene el gradiente temporal de la altura del agua para un

tiempo grande sin recarga. Pero en cualquier caso es un valor incierto si no se ha superado el tiempo para que el índice de recesión primero domine, el que, sobre todo en acuíferos extensos, puede ser muy largo (en días). De otro modo se pueden obtener valores por exceso y más imprecisos. En todo caso, si no se conoce con precisión suficiente el valor de hs, se puede utilizar el valor del grad h para el tiempo mayor, es decir su derivada con respecto al tiempo. Esto proporcionaría un valor por defecto del índice de recesión o, lo que es lo mismo, del exceso de la difusividad del acuífero.

A4.5 Determinación de la recarga y descarga del acuífero

puntualizaron que la componente subterránea a partir de los hidrogramas de caudales presenta problemas de identificación, a causa del almacenamiento en laderas, la aportación de humedales y suelos y la fusión de nieve, que pueden superar la recarga de los acuíferos por lluvia y que disminuyen de forma exponencial en periodos de recesión. También podría incluirse la escorrentía hipodérmica, aunque probablemente su recesión sea más rápida que la de los acuíferos. Cabría pensar lo mismo de la fusión de nieve y del drenaje de humedales. Halford y Meyer (2000) también alertaron sobre las incertidumbres de las estimaciones o medidas de precipitación, evaporación y de los aforos de caudales, o de las posibles conexiones con otros acuíferos. Si se mejora la estimación de las salidas, se pueden disminuir las incertidumbres.

En España, los métodos SIMPA Y BALAN y sus derivados, ampliamente discutidos en este Capítulo 4, son los más utilizados para simular la recarga de acuíferos, pero en ambos la recarga de los acuíferos es incorporada directamente al río y no al almacenamiento del acuífero. Si lo que se pretende obtener es el caudal subterráneo de un hidrograma para compararlo con el histórico, debería ir a aumentar el volumen almacenado en la componente transitoria del acuífero y desde este depósito se incorporaría al caudal del río. En principio, si se considera un solo componente modal y que el acuífero tiene comportamiento lineal, se puede suponer que el caudal Q que aporta al río es el volumen almacenado Vα1. Esto no es exacto, pero es una primera aproximación. El acuífero rectangular discutido antes es un acuífero muy pequeño, su coeficiente de descarga = 10^{-3} día^{-1} = 0,365 año^{-1}. Si la recarga media anual es R, la componente transitoria del volumen transitorio en el acuífero sería Rα^{-1} = 2,74 R, si α se da en años^{-1}. En acuíferos con un ancho L 20 a 30 veces mayor y una difusividad T/S análoga, el volumen almacenado en la parte del acuífero por "encima del nivel del río" o, de forma más precisa, por encima de su componente estacionaria para recarga nula, los volúmenes almacenados en esta parte superior serían del orden de 1000 a 2500 veces R. Con estas ideas y aun con un conocimiento mínimo de las propiedades hidrodinámicas de un acuífero y del caudal base de la aportación de los ríos o de la difusividad en alguna zona, parece posible aproximarse desde un inicio a algunas particularidades interesantes del comportamiento de los acuíferos.

En los modelos BALAN y SIMPA sería necesario incluir un depósito con un almacenamiento inicial, casi siempre muchas veces superior a la recarga media estimada inicialmente, según sus dimensiones y las propiedades hidrodinámicas que pudiera tener. En acuíferos grandes parece difícil acertar con un V0 inicial adecuado, pero se pueden dar unos primeros valores que se irían corrigiendo posteriormente. Se requeriría simular series largas de precipitación, hacer estimaciones lo más precisas posibles de evaporación y

evapotranspiración, tener en cuenta las incertidumbres e ir actualizando las propiedades que se vayan obteniendo. En principio, parece una tarea poco directa, pero sin duda más adecuada que considerar la recarga resultante como suma de cada componente temporal discreto de precipitación que, para obtener unos resultados aceptables, habría que alargar durante periodos muy largos, durante periodos decenas de veces superiores a los de los datos históricos climáticos e hidrológicos disponibles.

También se pueden analizar los hidrogramas de caudales existentes para estimar la aportación subterránea durante un periodo, que para ser significativo tiene que ser necesariamente largo. Los periodos con caudales procedentes exclusivamente del acuífero pueden estimarse a partir de los picos inferiores y superiores de los hidrogramas, pero la estimación de la componente subterránea a lo largo de todo el periodo parece complicada, aunque se podría intentar considerando un depósito transitorio intermedio y la información aportada por BALAN o SIMPA, teniendo en cuenta el volumen V0 almacenado en el acuífero por "encima del nivel del río".

A4.6 Conclusión

El método de los autovalores consigue una solución explicita del flujo subterráneo en el caso de sistemas lineales. La solución proporciona componentes ortogonales de la ecuación de flujo que permiten obtener explícitamente, para cada alternativa de acciones temporales, a través de una ecuación de estado simple, un vector de estado secuencial del valor de esos componentes ortogonales. Este vector $\bar{L}$ permite calcular directa y explícitamente las alturas piezométricas o flujos en cualquier punto. Son componentes que se pueden asimilar a depósitos lineales, con un coeficiente de desagüe α_i y cada acción exterior j distinta se reparte siempre de una forma b_j,i entre cada depósito. Pero siempre la componente principal, que es dominante, es la que tiene el menor de los coeficientes de desagüe. Es el menor autovalor de un autoproblema derivado de la ecuación de flujo subterráneo. El autoproblema se resuelve en general de forma numérica, pero se ha resuelto analíticamente en algunos casos simples. El caso más simple es el de acuífero rectangular con conexión perfecta a un río completamente penetrante. La solución de las alturas piezométricas y los flujos del río dada por Rorabaugh, en un acuífero de una dimensión, para una subida instantánea de niveles en todo el acuífero, es una suma infinita que exponenciales decrecientes en la que los exponentes coinciden con los autovalores de la solución analítica del acuífero rectangular. Rorabaugh demuestra que, considerando solo el primer término de su solución, el resultado es admisible para un tiempo t_c mayor a 0,21 veces el índice de recesión

$$0.9333\,\frac{T}{SL^2}$$

que depende de la difusividad del acuífero T/S y del cuadrado de su anchura L2.

Para estimar la recarga a los acuíferos se han utilizado los hidrogramas de caudales drenados por los ríos y métodos de balance, como los utilizados en los métodos BALAN o SIMPA y otros análogos. En estos se considera la lluvia que alcanza el terreno, la infiltración, la escorrentía superficial, la evaporación y la evapotranspiración, dando como resultado la recarga del acuífero. En todo caso, se debe estimar la incorporación de agua al acuífero,

que es al almacén y que corresponde a su componente transitoria, es decir la que está por encima de la solución estacionaria del mismo para recarga cero. El drenaje de este almacén transitorio de agua al río tiene que considerarse para calcular la salida subterránea al río en el caso de simulación de la aportación subterránea mediante los modelos BALAN o SIMPA. En el análisis de hidrogramas de estaciones de aforo situadas aguas debajo de los acuíferos, los caudales subterráneos obtenidos por la separación de los caudales del río pueden servir para estimar el índice de recesión cuando ha pasado un tiempo superior al crítico estimado por Rorabaugh después de la última recarga. Pero esto es aceptable solo en el caso de río bien conectado y geometría similar a la rectangular. En acuíferos medianos y grandes, ese tiempo es casi siempre de muchos cientos o miles de días, lo que proporcionaría unos valores por exceso del índice de recesión correspondiente o una menor difusividad del acuífero. Los hidrogramas de niveles también pueden proporcionar el índice de recesión y, por consecuencia, la difusividad del acuífero, pero precisan que se conozca la altura del nivel hs para la componente transitoria del acuífero, lo cual no es posible en la mayoría de los casos sin hacer un modelo en régimen permanente del acuífero con recarga cero si no se tienen calibradas sus propiedades hidrodinámicas, aunque una posibilidad es la de obtener las derivadas temporales para de las alturas piezométricas en los tiempos más largos después de la última recarga.

A4.7 Referencias

Están incorporadas a las referencias generales de este Capítulo 4.

Capítulo 5.

Métodos de trazadores para determinar la recarga natural: hidrogeoquímica y técnicas isotópicas ambientales

Preámbulo

Se introducen los principios básicos de las técnicas y métodos hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales estables y radioactivos. Se considera su aplicación a la evaluación de la recarga a los acuíferos. Se expone la determinación de la recarga media mediante la deposición atmosférica de cloruro. Se presenta la evaluación de los tiempos de renovación. Se discute el efecto de altitud y el efecto de ladera. Se comenta la determinación de la recarga a través del desplazamiento de los trazadores ambientales por el medio no saturado. Se aportan comentarios generales sobre el trazado químico de la recarga.

5 Resumen

En este Capítulo 5 se presentan y comentan los métodos de evaluación de la recarga mediante trazadores ambientales químicos e isotópicos ambientales estables y radioactivos, especificando las condiciones de aplicación, sus limitaciones y errores. En cada caso, la escala espacial y temporal es diferente, que además es distinta de la de los métodos de balance de agua en el suelo. Eso hace que, aún aplicados en condiciones próximas a lo que es una situación ideal, los resultados que proporcionan los diferentes métodos presenten diferencias, que hay que considerar en su contexto real. Los principios básicos son relativamente sencillos, en especial los isotópicos, pero requieren conocer las técnicas y aplicarlas considerando las circunstancias hidrológicas e hidrogeológicas, no aisladamente. Mientras las técnicas hidrodinámicas reflejan preferentemente las condiciones del momento o del periodo de estudio, las hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales se aplican normalmente a periodos de tiempo generalmente mayores, de modo que, su utilización para caracterizar el flujo del agua subterránea, la recarga y la descarga, tiende a ser una fotografía notablemente más estática.

Dado que, en la mayoría de circunstancias, gran parte de la recarga se produce por la precipitación atmosférica como lluvia o se deriva de la fusión de la nieve, es importante conocer las características químicas e isotópicas de la humedad atmosférica. Esto permite identificar áreas de recarga y, en circunstancias favorables, definir la altitud cuando el efecto de ladera es pequeño o se puede corregir. En circunstancias favorables, el balance del cloruro de la deposición atmosférica proporciona un método independiente de evaluación de la recarga a largo plazo, o una estimación preliminar general, siempre y cuando se consideren con cuidado las condiciones de aplicación.

Los isótopos radioactivos naturales son una notable herramienta, aún después de que en la actualidad haya casi desaparecido de la atmósfera la gran perturbación a antrópica de tritio. El concepto simplista de datación (edad) debe substituirse por el de tiempo de residencia, con mayor contenido hidrogeológico e hidrodinámico. Para ello se requiere encontrar y validar el modelo conceptual interpretativo aproximado.

El movimiento de los trazadores ambientales químicos e isotópicos por el medio no saturado, acompañando a la recarga, es un modo de evaluar dicha recarga, pero se requieren perfiles de contenido. El muestreo puede ser costoso y a veces no exento de problemas. No obstante, hay numerosos trabajos realizados de valor local, pero que sirven para contrastar y validar otros métodos de evaluación de la recarga.

La hidrogeoquímica y la isotopía ambiental pueden dar indicaciones y resultados clave de los casos de intercambio de agua entre acuíferos, entre acuíferos y acuitardos y entre acuíferos y aguas superficiales, si se trabaja con un modelo conceptual apropiado y a la escala adecuada. Los ejemplos bien desarrollados son menos abundantes que en otras aplicaciones, pero son suficientes para establecer guías de aplicación.

Las técnicas hidroquímicas e isotópicas ambientales son en general el complemento necesario para determinar la posible relevancia de la lluvia oculta (de la niebla) y el papel del rocío, en especial en áreas áridas. Adquieren gran importancia en áreas semiáridas y áridas, donde las técnicas hidrodinámicas dan resultados imprecisos a causa de la gran variabilidad espacial y climática, así como de sus fluctuaciones. Ello permite evaluar la recarga en tiempos pasados y, en condiciones favorables, determinar si los recursos de agua subterránea actuales son el resultado de la recarga presente o el resultado del agotamiento de reservas de agua subterránea recargadas en épocas pasadas más húmedas.

También se consideran brevemente las técnicas de trazado artificial en lo que hace referencia a la evaluación de la recarga.

Nota: el contenido de este Capítulo se basa en el material publicado y en el recopilado y obtenido de los diferentes organismos consultados, además de los escritos docentes preparados por el redactor para varios cursos sobre recarga natural y en la experiencia personal en cuanto a algunos de los modelos en estudios de casos reales. Hay numerosas adiciones procedentes de textos, estudios y artículos, que se referencian oportunamente. El contenido trata de mostrar el mejor conocimiento actual, aunque en ocasiones puede haber problemas de interpretación de las fuentes. No se trata de una revisión completa sobre el tema, sino de contribuciones sistematizadas, con énfasis en los aspectos menos comunes y que tienen relevancia para el análisis de la evaluación de la recarga natural en España, que se considera en los Capítulos 9 y 10.
Las figuras están en su mayoría tomadas de las referencias, tal como están y con la calidad con que se encuentran. Algunas pueden tener resolución deficiente, rotulaciones y cifras no legibles (se trata de compensar dando indicaciones en el pie de figura) o contenidos que faltan o sobran.
Se mencionan localidades cuya situación con frecuencia no está en mapas o figuras. El lector debe ubicarlas por otros medios.
En el texto se utilizan abreviaturas, símbolos y siglas que se definen cuando se introducen, excepto las más comunes y repetitivas. Estas se reúnen y definen en el Preámbulo general. Se usa m= metro, L = litro; d = día y a = año, afectadas por los indicadores internacionales de submúltiplos y múltiplos.

5.1 Introducción y aspectos básicos

5.1.1 Cuestiones introductorias

Para aplicar correctamente las técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales para localizar, caracterizar y cuantificar la recarga de los sistemas acuíferos, es necesario conocer previamente sus principios básicos y los detalles que permitan objetivo. Esto es lo que se presenta a continuación en cuanto a la hidrogeoquímica e isótopos ambientales estables y radioactivos, tanto en la humedad atmosférica como en el agua superficial y en especial en el agua subterránea y en lo que respecta a la recarga en tránsito, percolación y su incorporación al acuífero.

Lo que se expone es a nivel elemental, con orientación a la recarga de acuíferos. Mayores detalles se encuentran en las referencias de textos y publicaciones seleccionadas que se mencionan en el momento oportuno. El material presentado procede de esos trabajos y, en buena parte, del material docente preparado en años anteriores por el autor para desarrollar cursos de isótopos ambientales e hidrogeoquímica, con las oportunas actualizaciones.

En las presentaciones y discusiones, en todo momento se tienen presentes los aspectos hidrogeológicos, hidrogeológicos e hidrológicos, que en parte son el objeto de los Capítulos 2, 3 y 4, con los aspectos más de detalle en los Capítulos 6 y 7.

Normalmente y casi como una regla, los aspectos hidroquímicos, hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales se apoyan entre sí y se utilizan conjuntamente (Custodio, 1997), por lo que no es posible una separación neta en la exposición. Por esta razón, hay repeticiones inevitables. También las escalas temporales abarcadas pueden ser muy distintas, desde eventos cortos hasta periodos de muchos años, que pueden llegar a incluir siglos o milenios, dado origen al concepto de paleoagua, cuya recarga se pudo producir en condiciones que pudieron ser distintas a las actuales. La evaluación de la paleorecarga se considera en el Subcapítulo 8.5, con consideraciones que en parte repiten las que se exponen en este Capítulo 5.

5.1.2 Consideraciones generales hidrogeoquímicas

La hidrogeoquímica tiene por objetivo general explicar los procesos hidrológicos e hidrogeológicos a partir de la composición de las substancias disueltas en el agua natural, principalmente los iones mayoritarios y los menores, así como las relaciones entre los mismos. Al igual que otras técnicas, para obtener resultados lo más reales posibles, la hidrogeoquímica debe utilizarse en combinación con las deducciones y cuantificaciones basadas en el flujo del agua subterránea (aspectos hidrodinámicos), con los datos de isotopía ambiental y con los de geofísica. La hidrogeoquímica utiliza principios generales de química y de química del agua (hidroquímica) y de las relaciones geoquímicas roca–agua–atmósfera–planta y los principios básicos del balance de masas. Los objetivos de detalle son múltiples. Aquí sólo se consideran aquellos relacionados con la recarga natural o que conducen a su identificación y cuantificación, dejando de lado los de calidad, contaminación y polución o los que corresponden al funcionamiento interno y relaciones entre acuíferos y de éstos con los acuitardos (Custodio, 1991), salvo si ello concierne a la evaluación de la recarga natural.

Los principios básicos se pueden encontrar en diferentes textos, tales como Appelo y Postma (1993), Freeze y Cherry (1979); Custodio y Llamas (1976/1983, Secciones 4 y 10), Schoeller (1963), Hem (1970) y en algunos capítulos de los textos más comunes de hidrogeología e hidrología subterránea y de hidroquímica (Drever, 1997; Garrels y Christ, 1965; Matthess, 1993; Matthess y Harvey, 1982; Mazor, 2004; Nordstrom y Muñoz, 1986; Sigg et al., 1992; Stumm, 1992; Stum y Morgan, 1981; Trudhill, 1986; Waite, 1984; entre otros). Dichos principios básicos no se desarrollan aquí.

Para el estudio se consideran tanto las concentraciones absolutas de los distintos componentes (en mg/L, mmol/L o meq/L), como las relaciones entre ellos y en especial entre iones, en general en meq/L, lo que se indica con el símbolo r delante de los símbolos de las especies químicas. También se considera el pH = –log [H+] y la conductividad eléctrica CE. Los aspectos en relación con el potencial redox no se consideran de forma general, ya que no se relacionan directamente con la recarga, salvo bajo circunstancias especiales.

En muchas ocasiones, el tratamiento gráfico es muy apropiado. Tales son los gráficos de dos variables (bivariados) en escalas lineales o logarítmicas o semilogarítmicas, según convenga, los diagramas de columnas verticales logarítmicas o de Schoeller–Berkaloff (reúnen análisis químicos en un gráfico con una secuencia determinadas de iones mayoritarios) y los modificados de Stiff para representar seis iones, en un cierto orden, en una figura que se dibuja sobre los distintos puntos de muestreo representados en un mapa. Los clásicos diagramas triangulares de tres campos o de Piper y sus variantes son de utilidad práctica limitada, aunque permiten resumir una gran cantidad de información y hacer una síntesis preliminar.

Los procesos hidrogeoquímicos más relevantes a los fines del presente Informe son los de disolución / precipitación, en general considerando condiciones de equilibrio, los de intercambio iónico agua–terreno y los de evaporación (evapoconcentración). El tratamiento puede ser manual, pero la tarea a realizar se favorece en muchas ocasiones si se utilizan programas que permiten estudiar la especiación química, mezclas e índices de saturación respecto a los minerales y gases de interés. El más usado es el PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999) y sus variantes más recientes, que se combinan con otros programas complementarios para seguir la evolución durante la recarga y el flujo por el acuífero, como el NETPATH (Plummer et al., 1994; Parkhurst y Charlton, 2008) y el simple análisis de la contabilidad iónica que se realiza con el programa BALANCE (Parkhurst et al., 1982), que ahora está incluido en el código PHREEQC. Complementariamente, puede ser importante y a veces esencial considerar los tiempos de tránsito por el medio no saturado y por el medio saturado, así como los tiempos de renovación en las diferentes partes del sistema hidrogeológico o de su conjunto, calculados directamente o con ayuda de los isótopos ambientales disueltos y en especial los radioactivos.

El comportamiento hidrogeoquímico de los iones es importante para su utilización en cuanto a los estudios relativos a la recarga. Unos son estables, es decir que no cambian a otros estados de valencia o a otros compuestos. Otros son conservativos, o sea que, además de estables, no interaccionan sensiblemente con el medio y se mueven a velocidad parecida a la del agua, de la que son trazadores. Pero las substancias estables no conservativas son también importantes, aunque más difíciles de interpretar y delatan los procesos hidrodinámicos en el terreno, pero esto no es un objetivo directo del presente Informe.

Gran parte de los estudios en relación con la recarga se hacen con los componentes mayoritarios, dejando los menores y traza para abordar situaciones especiales. Las formas de interpretación en relación con la recarga son muy diversas, dependiendo del caso. No se entra en su consideración, aunque en el Subcapítulo 10.6 se mencionan ejemplos de aplicación en España. La Figura 5.1.1 es sólo una muestra de tratamiento gráfico.

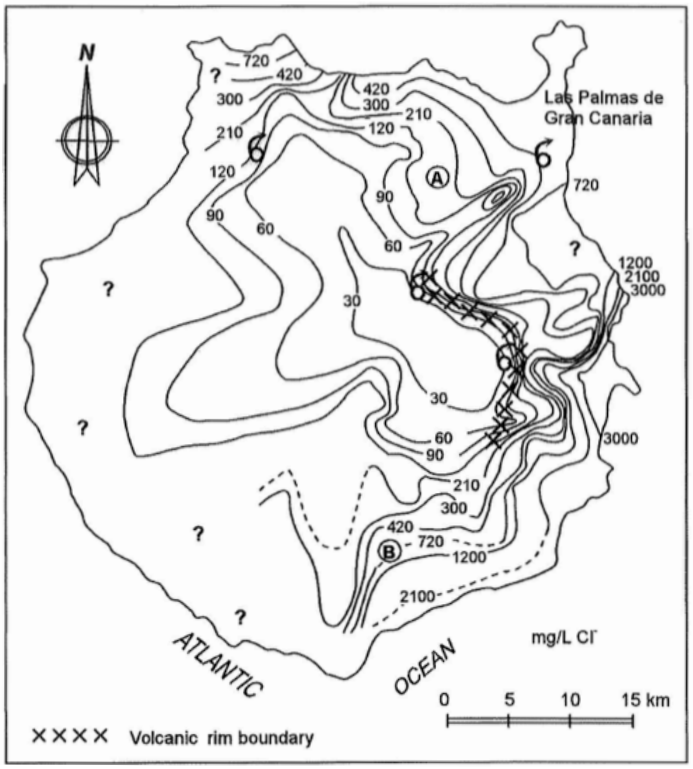


Figura 5.1.1 Mapa que representa la distribución del ion cloruro en las aguas subterráneas de la parte acuífera superior de la isla volcánica de Gran Canaria, en la década de 1970, utilizando datos de unos 300 puntos. Las isolíneas sólo son el resultado de interpolaciones. La concentración de líneas en algunas áreas con abundancia de información responde a una discontinuidad hidrogeológica debida a la existencia allí del borde de una gran caldera central insular, profusamente inyectada por diques y con gran alteración química. Queda bien definida en el lado Este, pero no en el lado Oeste por falta de información, aunque existe y se ha determinado en trabajos posteriores. En el lado Este, la discontinuidad separa la notable recarga en la parte central de la escasa recarga en condiciones áridas del lado costero. Donde desaparecen los grandes gradientes radiales de cloruro son los lugares de descarga hacia el mar de la "torre de agua" central.

Para caracterizar químicamente el agua de lluvia y el agua subterránea, a fin de desechar situaciones con influencia antrópica que pueden desvirtuar la evaluación de la recarga, puede ser útil considerar la relación Cl/Br (Custodio y Herrera, 2000; Custodio y Alcalá-García, 2003; Alcalá y Custodio, 2008b; Cartwright et al., 2006). El valor para el agua marina es rCl/rBr = 655 ± 4, muy estable. Ambos iones se comportan de forma muy similar y se asemejan al trazador ideal. La relación rCl/rBr en aguas naturales frecuentemente varía en un rango estrecho, entre 100 y 1000, pero se pueden llegar a valores de varios miles cuando el origen de la salinidad es la disolución de halita. En la cristalización de la halita por saturación de una salmuera se excluye el Br.

Es importante medir con suficiente precisión el Br, dada su pequeña concentración en muchas aguas y por ser mucho menos abundante que el Cl. Un punto débil en numerosos estudios es la falta de precisión, lo que puede llevar resultados erróneos, muy distintos de los reales. Muchas veces la concentración de Br puede quedar por debajo del umbral de medida y aun de detección de muchos laboratorios. Los métodos colorimétricos pueden

medir 30 µg/L si se toman las debidas precauciones y 5 µg/L los de cromatografía aniónica de alta resolución (de paso lento) y los de plasma acoplado inductivamente, con precisión del orden de ±3%.

5.1.3 Hidroquímica atmosférica

La atmósfera, no sólo contiene humedad que se puede convertir en precipitación, sino que en ella también hay otras substancias entre las que hay iones y gases disueltos (Schemenauer y Cereceda, 1992). Esta materia disuelta también cae sobre el terreno y da origen a la deposición atmosférica. La parte soluble sigue los procesos que dan origen a la recarga, con las modificaciones que correspondan, y se incorporan a esa recarga. Conocida la deposición atmosférica y su resultado, es posible evaluar la recarga, si se tienen en cuenta los procesos que concurren. La Figura 5.1.2 lo muestra de forma simplista, tratando de combinar recorrido según el viento y la orografía.

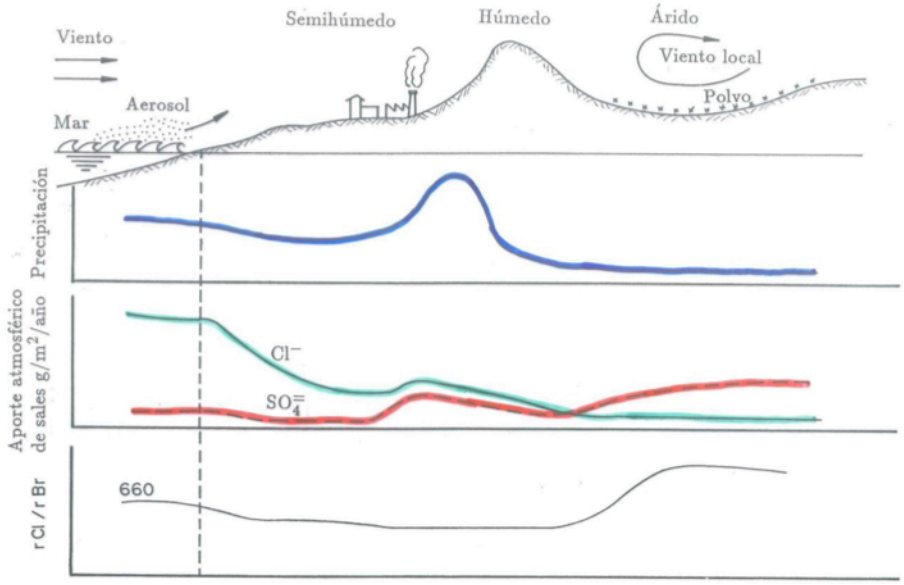


Figura 5.1.2 Transporte del contenido iónico real y potencial desde el mar al continente en el sentido del viento y variaciones debidas al agotamiento por deposición, el aporte continental natural o antrópico y el efecto de lluvia, incrementada a barlovento de las elevaciones geográficas y disminuida a sotavento de las mismas

Se denomina deposición atmosférica a la transferencia a la superficie del terreno de partículas sólidas y substancias disueltas de la atmósfera, mediante el proceso de caída o disueltos en la precipitación. Así cabe distinguir entre **deposición seca**, la que se sedimenta en momentos en que no hay lluvia y **deposición húmeda** que llega con la precipitación. El conjunto es la **deposición total** (bulk deposition).

La parte sólida de la deposición atmosférica se acumula en la superficie, una porción queda permanentemente en la parte superior, otra porción puede ser disuelta en el agua y otra porción puede ser arrastrada a otros lugares por la escorrentía superficial o por deflación eólica. La deposición disuelta (húmeda), a la que se acumula la parte soluble de la deposición seca, también se divide en una fracción que se infiltra en el terreno, otra que se exporta con la escorrentía superficial y una tercera que se adiciona al terreno en forma

de precipitados permanentes o temporales o por procesos físico-químicos tales como la absorción o la adsorción. Puede haber una parte de la deposición que vuelve a la atmósfera, pero esta es en general suficientemente pequeña como para poder ser despreciada en el caso de los iones que aquí se consideran.

La deposición en general se mide en masa por unidad de superficie y su tasa en masa por unidad de superficie y tiempo, comúnmente en $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ y, en caso de solutos iónicos, también en $mmoles \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$.

La deposición atmosférica total se puede medir simplemente mediante un recipiente abierto, colocado de modo que capte de forma similar a como se realiza la deposición sobre el terreno. Se pueden conseguir resultados aceptables en terreno llano, con vegetación corta o sin ella, pero es más difícil cuando domina el bosque o el matorral alto por efecto de atrapamiento por las hojas del dosel.

La deposición seca queda en las paredes o superficies internas del colector y la líquida y la sólida arrastrada se recogen en un recipiente interior. Por lo tanto, la deposición seca va al recipiente colector con el agua caída, por lo menos en parte; el resto se puede acabar de recuperar mediante un chorro concentrado de agua destilada. Si el objetivo es la parte soluble y su concentración, hay que medir el volumen de agua recogida y la añadida para la limpieza y analizar el agua destilada utilizada si ésta no está totalmente desmineralizada. Para evitar este proceso, se suele recoger simplemente la muestra de agua, que corresponde al agua precipitada desde el muestreo anterior, más la deposición sólida que había en el muestreador, que incorpora al agua la parte soluble; la deposición sólida posterior al último evento de lluvia importante o residual se incorporará a la muestra siguiente, lo que introduce un desfase de tiempo, que en general no es importante para el modo integral de tratar los resultados para evaluar la recarga.

Las muestras se pueden recoger tras cada evento de lluvia si el colector es de fácil acceso y acumular las muestras para reducir el número de análisis a realizar, en función de lo que se busque calcular. Si el acceso al colector es difícil, la recogida de muestras puede hacerse con intervalos de tiempo relativamente grandes, por ejemplo, mensualmente o incluso trimestralmente. No hace falta que el intervalo de tiempo sea regular si se anota el momento de muestreo y los resultados van a ser después utilizados por acumulación. Si al muestrear se ve que no hay parte líquida, es recomendable suspender el muestreo y dejar el lavado interior a la lluvia del intervalo siguiente. Sin embargo, se puede proceder al lavado con agua destilada, según el protocolo de muestreo que se establezca. En cualquier caso, debe anotarse el volumen de agua, su estado y la fecha y, si se ha producido lavado, el volumen de agua destilada utilizada y su referencia de origen o análisis.

Es importante evitar que el agua colectada se evapore durante el tiempo que está en el recipiente del colector (muestreador). Para ello cabe añadir al recipiente, un vaso de precipitados o un Erlenmeyer o una simple botella de plástico de buena calidad, una capa de 5 a 10 mm de parafina líquida pura que flota y evita que el agua que se acumula debajo se evapore. Esto complica el muestreo y puede ser objeto de problemas analíticos posteriores si quedan partículas de parafina en el agua. Para evitar este proceso, actualmente tiende

a usarse una botella interior conectada directamente al embudo colector mediante un largo tubo, habitualmente de más de un metro de longitud, que hace que la evaporación se minimice al ser difícil el escape de vapor por difusión. En este caso, el embudo está en alto y la botella se coloca sobre el terreno o enterrada (Gröning et al., 2012). Pueden ser de fabricación casera, siguiendo el modelo de la OIEA.

La boca del colector, que suele ser la de un embudo, directamente o protegido por un cilindro, se coloca a altura suficiente para no recibir partículas por saltación debida al viento o por turbulencias locales, pero no tan alto que las condiciones de deposición difieran de las del terreno natural. Adicionalmente, hay que evitar estar cerca de lugares que generen deposición por actividad antrópica y de modo que se fácil su acceso, al tiempo que se reduce el riesgo de manipulación por otros o de vandalismo.

Las Figuras 5.1.3 a 5.1.7 muestran algunos ejemplos de colectores de agua de lluvia.

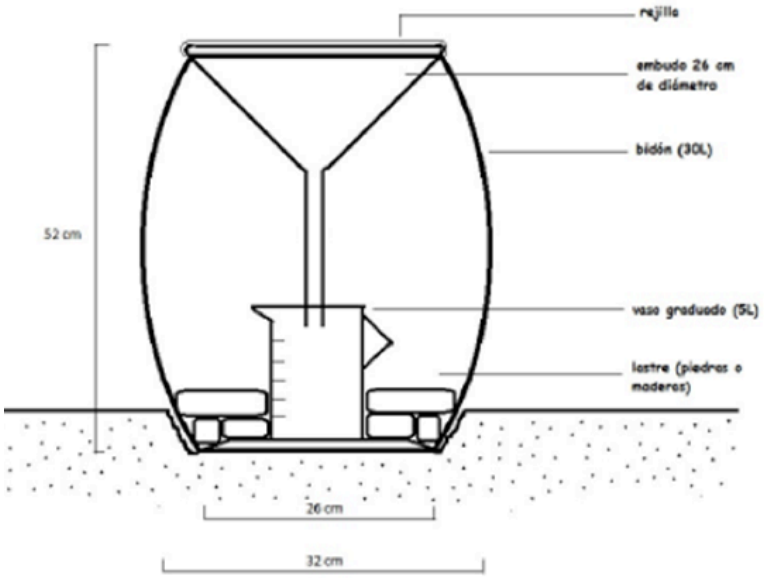


Figura 5.1.3 Croquis en sección de un colector de agua de lluvia con vaso interior conteniendo una lámina de parafina líquida. Los bloques son para lastrarlo.

Figura 5.1.4 Diversas instalaciones de captadores de lluvia del Proyecto REDESAC. Arriba: en una de las estaciones meteorológicas bien protegidas de los Ports de Beseit - Plana de La Galera. El colector se coloca semienterrado para fijarlo bien. Abajo: en el espacio rural del Norte de Gran Canaria, adaptado a las circunstancias locales de protección y fácil acceso.

Figura 5.1.5 Pluviómetro y colector de lluvia consistente en un embudo acoplado a una botella que se deja en un lugar próximo. Modelo utilizado en Australia

Figura 5.1.6 Colectores sencillos para el muestreo de lluvia. Parte superior izquierda; componentes de un colector de lluvia abierto: embudo, botella, soporte de la botella, soporte de apoyo (a modo de embudo rojo), barra metálica de anclado al terreno y botella con parafina líquida. Parte superior derecha; colector montado. Parte inferior izquierda; instalación en campo. Parte inferior derecha; colocación junto a un pluviómetro. Se usan en Australia

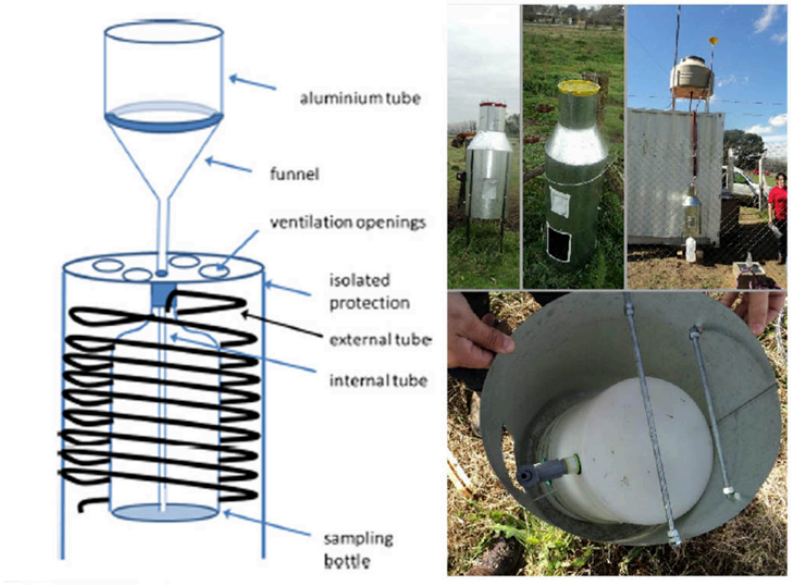


Figura 5.1.7 Dispositivo para suprimir la evaporación, en especial en muestras para análisis isotópico del agua, evitando el uso de la capa de parafina, según diseño de la OIEA (Groening et al., 2012). El largo tubo arrollado dentro del recipiente externo y alrededor de la botella de muestreo suprime el escape de vapor por la gran longitud de difusión. La entrada desde el embudo debe ser estanca y el tubo interior de la botella debe ir hasta el fondo de la misma. El papel del tubo arrollado es el de equilibrar presiones del aire sin difusión significativa de vapor. El dispositivo se puede construir de forma casera, lo mismo que los otros tipos de colectores. La figura inferior muestra un dispositivo instalado en la cuenca Matanza-Riachuelo (entorno de Buenos Aires, Argentina) por el Instituto de Hidrología de Llanuras de Azul (cortesía de M. Manzano y S. Armengol).

La química del agua en la atmósfera es el resultado de numerosos procesos (Warneck, 2000; Buat-Menard, 1983; Burke et al., 2012), como se comenta más adelante. No siempre son bien conocidos. La composición química del agua colectada en un mismo lugar es unas veces aceptablemente similar, aunque con cambios de la salinidad total, como muestra la Figura 5.1.8, pero en otras ocasiones se pueden producir variaciones que dependen del origen de la precipitación. Las diferencias de composición pueden delatar errores de muestreo o un emplazamiento inadecuado en cuanto a posibles influencias antrópicas.

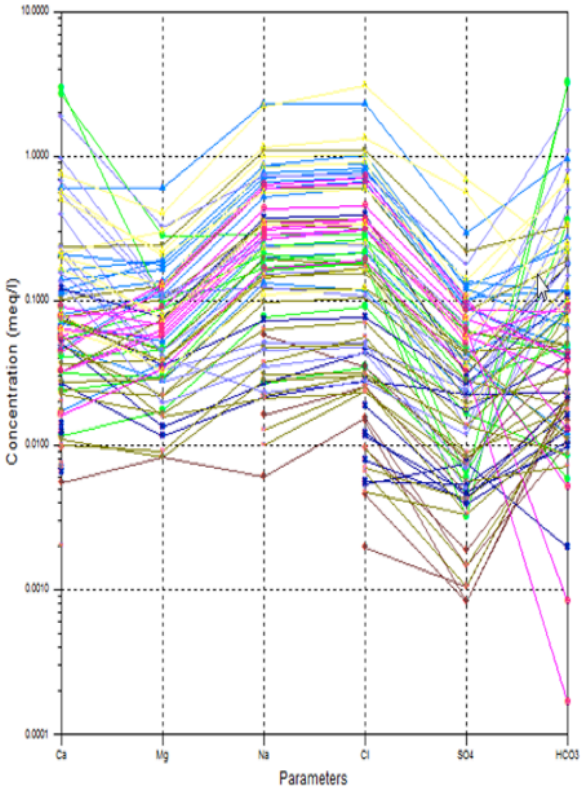


Figura 5.1.8. Gráfico de columnas verticales logarítmicas (tipo Schoeller–Berkaloff) de muestras de agua de lluvia de 2008 de la cuenca del Murray–Darling (Australia sud–occidental). Domina la contribución marina salina. El enriquecimiento en Ca y HCO3 (calculado a partir de la alcalinidad y el pH) corresponde a lluvias procedentes del interior continental (Cresswell et al., 2010).

Los colectores mostrados anteriormente son abiertos o totalizadores (bulk samplers).

Para medir únicamente la deposición húmeda, el colector debe tener una tapa que permanezca cerrada mientras no llueva y que se abra al llover, en general mediante un sensor que actúa sobre un mecanismo automático.

La medida de la deposición seca es más delicada. En áreas muy áridas, con precipitaciones muy esporádicas, se puede hacer colocando discos horizontales porosos, por ejemplo, de 25 cm de diámetro, recubiertos con una malla inerte que retiene un granulado de vidrio para que la rugosidad superficial se asemeje a la de la superficie del terreno local. El disco se mantiene entre lluvias. En áreas muy áridas se pueden mantener sin atención durante periodos largos.

La deposición atmosférica recogida consiste en:

a) aerosol marino, formado por microcristales de sales marinas al evaporarse las gotículas que se levantan de la superficie del mar por la ruptura del oleaje y el viento. Su composición es similar a la de las sales disueltas en el agua del mar, con cierto fraccionamiento químico. En áreas áridas, el aerosol puede incluir cristalitos de halita. Algo similar sucede a sotavento de grandes lagos. La concentración atmosférica de estas sales decrece rápidamente con la distancia desde el lugar de origen, medida según el recorrido del viento, como se comenta más adelante. La producción y deposición de aerosol marino depende de los vientos dominantes y de la configuración geográfica costera, entre otros diversos factores (Fitzgerald, 1991; O'Dowd y Leeuw, 2007; McDonald et al., 1982; Harkel, 1997).

b) substancias orgánicas volátiles generadas por los organismos marinos y por la vegetación terrestre, principalmente cloruro de dimetilo CDM (Ferek et al., 1986; Marandino et al., 2009; Bastvinken et al., 2007; Öberg y Sanden, 2005), y también algunos compuestos nitrogenados. Se oxidan a H_2SO_4 y HNO_3 y estos, a partir del Cl- existente, generan HCl, que es volátil y escapa. El ion Br está sometido a similares procesos que el Cl, pero el HBr no es volátil y por lo tanto su concentración disminuye menos, de modo que la relación rCl/rBr en el agua atmosférica tiende a disminuir respecto a la del agua originaria, por esta razón (Ayers et al., 2004; Newberg et al, 2005),

c) materia sólida arrancada y arrastrada de la superficie del terreno por el viento y que corresponde a la mineralogía de los suelos locales. Gran parte de esta materia es insoluble, aunque puede contener una parte soluble o generarse a consecuencia de la acidez debida a la disolución del CO_2 atmosférico (efecto limitado) y los ácidos mencionados en el apartado b); en áreas desérticas, esas partículas pueden tener una proporción entre notable y grande de sales evaporitas tomadas de los salares y playas interiores, principalmente yeso y halita.

d) partículas de carbonatos de tamaños por encima y por debajo de 1 µm, cuyo origen es biogénico, y consiste en caparazones (por ejemplo, de cocolitofóridos) y conchas trituradas

e) substancias generadas fotoquímicamente, principalmente $NO_x = N_0 + NO_{2,}$ que por oxidación dan HNO_3

f) materia resultante de la actividad humana, dominantemente SO_2 y NO_x del quemado de combustibles fósiles, que por oxidación aumentan el efecto descrito en el apartado anterior b) y que puede incluir un exceso de K soluble (Andreae, 1983). Cerca de minas y grandes actividades territoriales, incluyendo la agricultura y las áreas urbanas, se añaden también partículas, vapores y gases diversos. En áreas con volcanismo activo hay aporte de gases endógenos ricos en S (Andres et al., 1991; Marrero Díaz, 2010; Mather et al., 2004), que aumentan el contenido en SO4 del agua de lluvia y los procesos debidos a la acidez. También la actividad volcánica aporta Cl,

en general como HCl, pero en proporción mucho menor a la de S, pero se pueden detectar perturbaciones. Estas perturbaciones aparecen cuando la salida de gases es más o menos directa desde las masas de magma intrusivo en desgasificación, pero el efecto es despreciable si el gas endógeno se ha tenido que difundir a través de roca saturada de agua.

Entre el 3% y el 20% del Cl en aerosoles costeros (hasta varios µg/m^3 de aire) procede de la ruptura de burbujas en el mar (Eriksson et al., 1986) y <12% se aporta en forma orgánica, aunque su proporción puede crecer en el continente si la vegetación es densa (Milton et al., 2003). En áreas tropicales, la deposición de Cl por actividad orgánica es alrededor de 0,05 g/m2/a (Yokouchi et al., 2000).

Los datos sobre la importancia relativa de la deposición seca son escasos, en especial en bosques, donde la capacidad de atrapamiento por la vegetación es grande. En estos casos, no hay métodos generalmente aceptados para la medida directa de la deposición seca, sino indirectos (Rustad et al., 1994), tales como a) colectores artificiales, b) balance de masa en la cuenca, c) balance de masa de la trascolación, d) análisis regresivo múltiple de muestreos de trascolación húmeda, e) balance de masa de la trascolación complementada con análisis isotópicos estables y f) modelación basada en datos de concentración atmosférica y el cálculo de las velocidades de deposición. No siempre hay buena coincidencia de resultados entre unos métodos y otros.

En los estudios realizados por Rustad et al. (1994) en un bosque mixto con pinos, en el NE de los Estados Unidos, en clima húmedo y con notable capacidad de atrapamiento, la deposición seca de cloruro es del orden de 1,2 g/m^2/a, frente a un valor total de 1,8 g/m^2/a en toda la cuenca. Para el sulfato es de 2,2 y 3,9 g/m^2/a respectivamente. En otros lugares próximos, con vegetación más homogénea, estos valores se reducen aproximadamente a la mitad.

En un estudio sobre la deposición seca realizado en el Norte de Chile, en un transecto W-E entre la península de Mejillones en la costa del Pacífico y la ladera de la cordillera de los Andes, algo al norte de la ciudad de Antofagasta, pasando por la parte norte del Salar de Atacama y el Sur de Calama y llegando a las proximidades del Salar de Tara (Figura 5.1.9), se instalaron 9 colectores de deposición seca de 25 cm de diámetro, a 1 m sobre el terreno para evitar el acceso de partículas de saltación por el viento. Se observaron durante casi tres años. En cada caso se midió el total depositado y la parte soluble y para las consideraciones más precisas de la deposición seca atmosférica se descontó la parte iónica aportada por la mineralogía local. Se trata de un área hiperárida, salvo en la ladera W de los Andes, donde las condiciones de aridez se moderan.

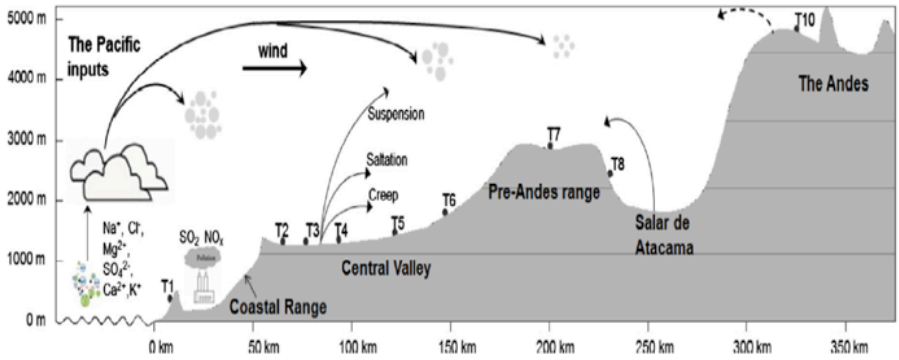


Figura 5.1.9 Diagrama que muestra el origen y el transporte de material eólico y aerosoles secundarios en el desierto de Atacama, en el Norte de Chile. Las gotículas de agua marina, emisiones antropogénicas y arrastre local de material de la superficie del terreno (principalmente en suspensión) pasan a la atmósfera y son eventualmente transportadas y depositadas a lo largo del recorrido sobre Atacama, en función de la distancia desde las áreas fuente y de su composición y tamaño (Wang et al., 2014)

En la estación costera se depositaron aerosol marino y partículas carbonatadas biogénicas. rNa/rCl = 0,42 y el contenido en ion SO_4 se multiplicó por 6,6 respecto al valor marino. El posible aporte volcánico o de yeso del terreno en la costa es despreciable frente al anterior. La estación más alejada hacia el interior está a 4260 m de altitud y recibe precipitación moderada en forma de nieve, unos 50 mm en el periodo de estudio, que fue seco por dominar las condiciones de La Niña. Sólo el 7 % de la deposición seca es soluble. El aporte de Cl es <1%. Las relaciones rNa/(rCl + rNO3) y rCa/rSO4 son próximas a 1. En todo el transecto no hay vegetación, salvo en el entorno de una de las estaciones intermedias, en que su existencia ayuda a moderar la generación de polvo.

En el sentido W-E la deposición seca total decae desde 16 a 2 $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$, aunque en la más distante asciende bruscamente a 35 $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$. La parte soluble cae desde 4 a 2,7 $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ y después se mantiene. El contenido en Cl cae desde 0,4 a 0,03 $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$, para ascender a 0,1 en la estación andina (Figura 5.1.10). El pH está en el entorno de 7,0 en la costa y en el interior decae a 4,5 a 6,5. En la costa el flujo de cloruro de dimetilo es de 1,4 $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$, menor que los 2,1 + 2,4 $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ en el Pacífico Sur, y el de SO_4 es de 0,4 $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ de origen marino y 0.07 $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ de origen no marino.

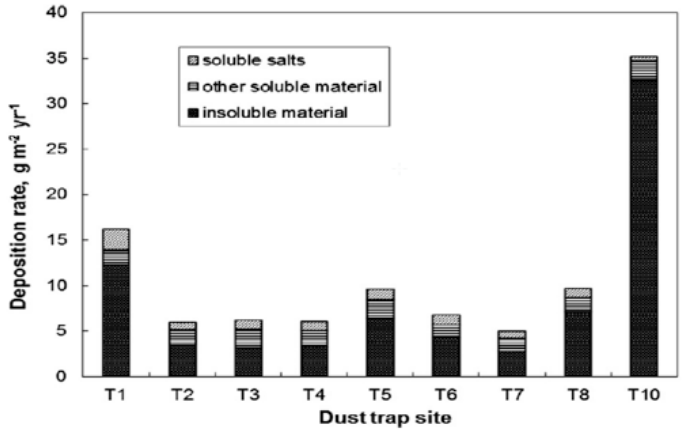


Figura 5.1.10 Resultados de los 9 captadores de discos horizontales instalados en el transecto Antofagasta-Andes, en el Norte de Chile (Wang et al., 2014), mostrando la parte insoluble y la soluble

En el lado marino de la Cordillera de la Costa, en el Norte de Chile, se forma niebla consistente entre 500 y 1000 m de altura, denominada camanchaca, unos 250 días al año, diaria en invierno y dos veces al día en el verano austral, con una densidad de gotículas líquidas aproximadamente de 1 g/m^3, que descienden a una tasa de 1 a 5 mg·m^{-2}·a^{-1}, o sea con un total de 30 a 150 mm/a. La existencia de niebla aumenta la deposición seca hasta en un 20% (hasta 0,1 g·m^{-2}·a^{-1} de Cl), sin déficit de Cl ya que la niebla lava el HCl que se pueda formar.

La nieve tiene una composición química similar a la de la lluvia, aunque con algunas modificaciones (Feth et al., 1964; Gustafson, 2007). En la ladera andina, la nieve vieja es algo más salina que la nueva, por sublimación (Stichler et al., 2001). No toda la nieve se queda en los colectores de deposición seca (del 65 al 90%). Se obtiene una deposición de Cl de 0,1 g·m^{-2}·a^{-1}, en igual proporción molar que el Na; en parte puede tener el origen en la ablación eólica de cuecas cerradas y salares locales.

En diversos lugares del mundo se han realizado campañas extensas para estimar las tasas de deposición de diversas substancias, entre ellas el Cl y el SO_4. Estos valores se suelen dar como concentración en el agua de lluvia, en mg/L o mmol/L, aunque a los efectos de estudio de la recarga es más conveniente expresarlos como tasa de deposición, en g·m^{-2}a^{-1}.

En los Estados Unidos se han realizado estudios desde hace medio siglo (Junge y Gustafson, 1957; Junge y Werby, 1958). La Figura 5.1.11 es uno de los resultados para la parte continental de los Estados Unidos, excepto Alaska. En la Figura 5.1.12 se dan las tasas de deposición. Según el evento, puede haber variaciones locales importantes. En la nevada de 16-02-1964 en el entorno de Buffalo, New York, la concentración del sulfato varió espacialmente entre 2,5 y 200 mg/L, con los valores más frecuentes entre 10 y 50 mg/L.

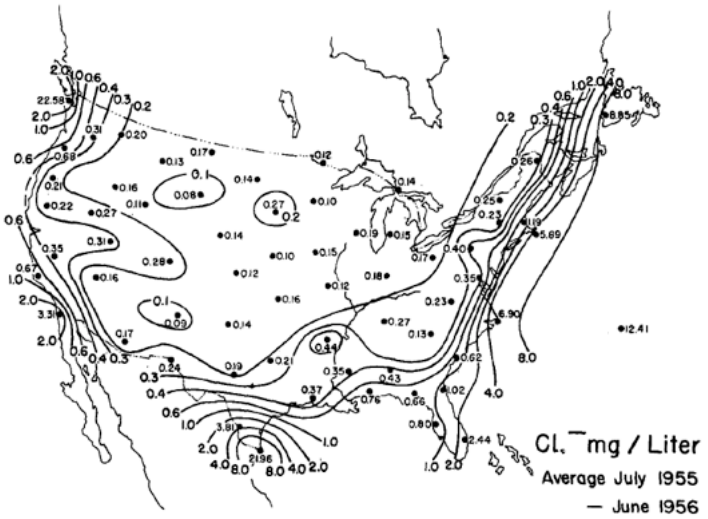


Figura 5.1.11 Concentración media de cloruro en mg/L en el agua de lluvia caída en los Estados Unidos en un año, de julio 1955 a junio de 1956 (Junge y Werby, 1958)

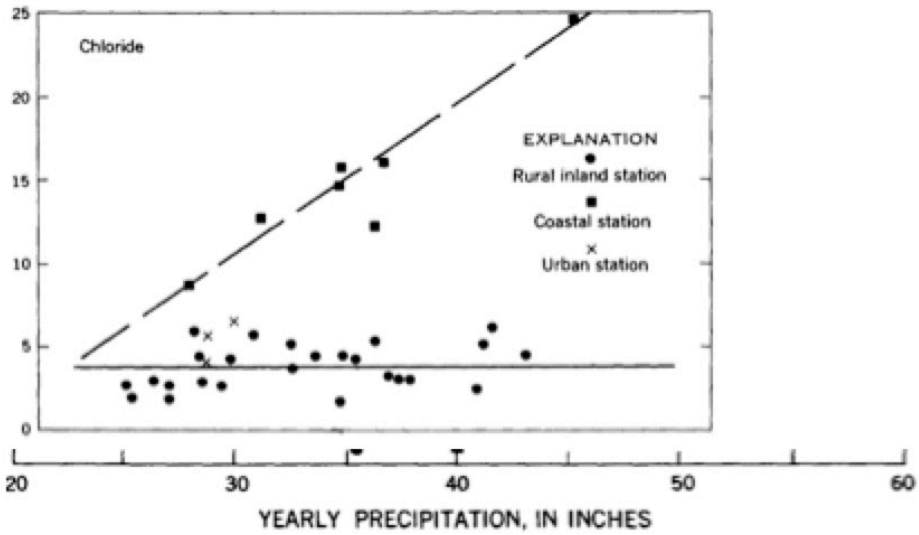


Figura 5.1.12 Relación entre deposición media de cloruro en milésimas de tonelada diarias por milla cuadrada (0,14 g/m²/a) y precipitación media anual en pulgadas (25,4 mm) en el noreste de los Estados Unidos (Pearson y Fisher, 1971), para estaciones rurales (puntos), estaciones costeras (cuadrados) y estaciones urbanas (cruces)

En Europa, las variaciones espaciales son muy acusadas, dada su irregular configuración costera, como muestra la Figura 5.1.13.

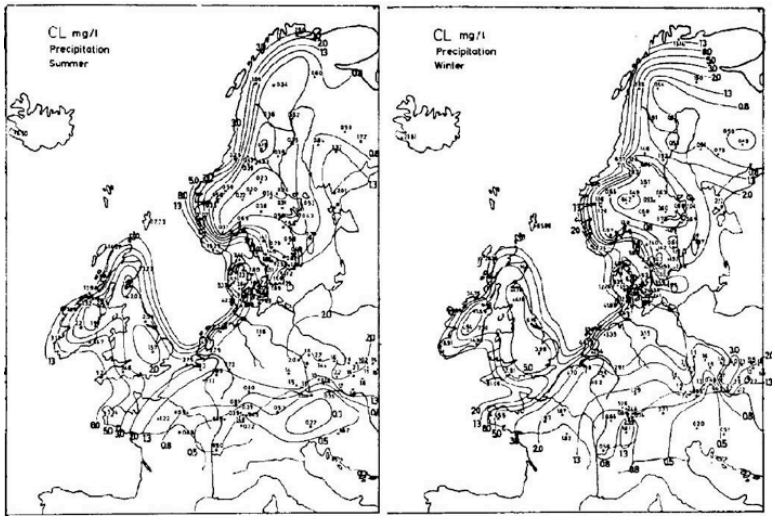


Figura 5.1.13 Contenido medio de Cl (mg/L) en el periodo 1956-1957 en lluvia en el noroeste de Europa, en verano y en invierno (De Bary y Junge, 1963). Para interpretar las figuras hay que tener la precaución de identificar las comas decimales, que pueden estar enmascaradas (ver los valores puntuales)

También se han realizado estudios en Australia, con una red básica de muestreo periódico con 20 colectores de lluvia, para conocer la deposición total de Cl, Na, Ca, Mg, K, SO_4 y NO_3, además de la composición isotópica que aporta la red GNIP de la OIEA (IAEA-WMO, 2006; OIEA / GNIP, 2014; Vleeshouwer et al., 2009). Estos datos son públicos y permiten hacer cartografías con un soporte GIS, lo que permite modelar la distribución, considerando la dirección del viento y la distancia a la costa (Davies et al., 2018; Davies y Crosbie, 2014;

2018). La mayoría de muestras tienen <100 mg/L de SDT (sólidos disueltos totales) y las concentraciones de algunos iones mayoritarios es a veces < 0,01 meq/L, por debajo del límite de detección analítico. Se dispone de datos de Cl desde la década de 1970, procedentes de muestras que en general son mensuales. La Figura 5.1.14 es una síntesis de resultados. En Australia Occidental, la deposición de Cl varía entre 0,2 y 18 g/m^2/a en la costa SW, alrededor de un orden de magnitud mayor en el S que en el N. Hay lugares con gran exceso de SO^4 cerca de Perth, de origen doméstico e industrial, y cerca de grandes centros mineros. Hay un exceso de todos los iones cerca de salares y cuencas endorreicas. Se busca caracterizar la recarga en áreas con escasos datos (Leaney et al., 2011) y en áreas semidesérticas, en que la recarga es del orden de 0,1 mm/a (0,08 a 0,24 mm/a según Love et al., 2000).

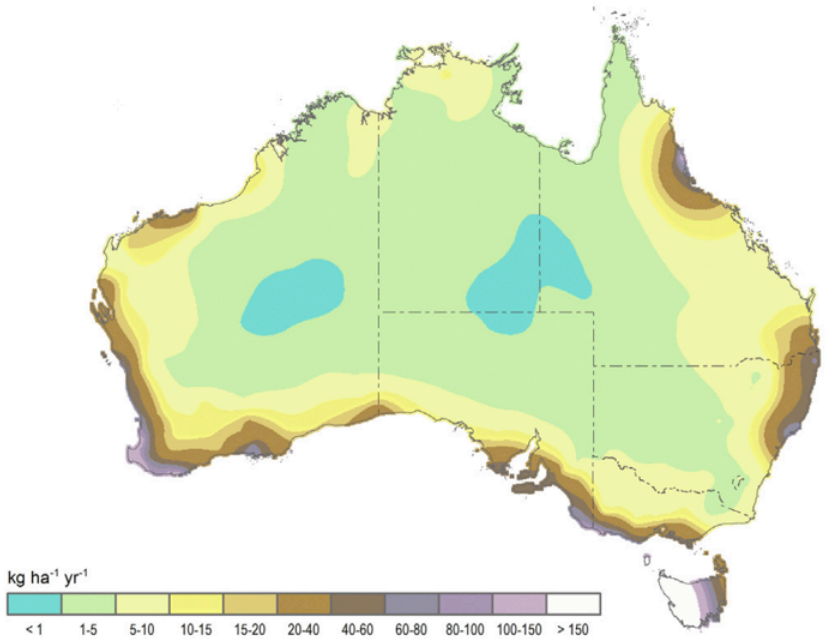


Figura 5.1.14. Tasa de deposición de Cl en función de la distancia desde la costa en la dirección del viento prevalente en Australia (Davies y Crosbie, 2018), según 6 zonas climáticas (Cresswell et al., 2010). Datos en kg·ha^{-1}a^{-1}; hay que dividirlos por 10 para tenerlos en g·m^{-2}a^{-1}

En España no hay una red sistemática de medida de la deposición atmosférica de Cl, aunque estuvo operativa una red nacional de muestreo de la deposición húmeda (EMEP) dentro de un proyecto de ámbito europeo, que determinaba el contenido en Cl. Dicho programa está aún activo, pero ahora sólo incluye metales pesados. Hay datos de concentración en Cl en la lluvia y/o de deposición de Cl, obtenidos en distintos estudios, con duración y distribución distintos en cada caso. Se dispone de un estudio del Este peninsular (Carratalá et al., 1998) y de un área rural del Noreste peninsular (Izquierdo y Ávila, 2012). El análisis de esa información, hasta 2005, permite trazar el mapa de distribución de la deposición de la Figura 5.1.15.

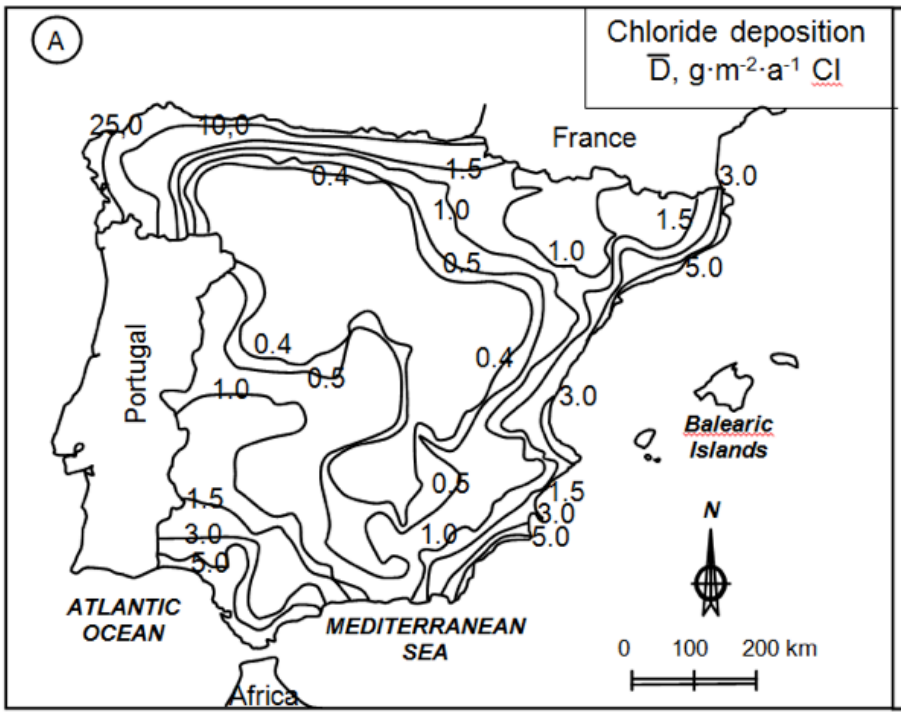


Figura 5.1.15 Mapa de la deposición atmosférica de Cl en España, en g·m^{-2}a^{-1}, que reúne la información disponible (Alcalá, 2006)

En los diferentes mapas se ve claramente una rápida disminución de la deposición atmosférica de Cl hacia el interior continental, según el movimiento predominante del viento, muy rápida en el área próxima a la costa y luego más suave y tendiendo a cierta estabilización. Esto ha sido objeto de numerosas observaciones en territorios extensos (Hutton, 1976; Hingston y Gailitis, 1976; Herczeg et al., 2001; Blackburn et al., 1983).

Según Keywood et al. (1995; 1997), la deposición de Cl decrece con la distancia a la costa. Según las observaciones de Cresswell (2005), la forma general de esta ecuación, aplicada a lo largo de Australia, es la suma de dos exponenciales:

$$y = A_1 e^{-x\lambda_1} + A_2 e^{-x\lambda_2}$$

en la que x es la distancia desde la costa en el sentido del viento, A_1 y λ_1 son parámetros empíricos que describen la relación a corta distancia y A_2 y λ_2 describen las distancias lejanas. Varían dentro del país, con valores típicos para cada zona climática. La Figura 5.1.16 muestra la evolución espacial en el sentido del viento. La Figura 5.1.17 muestra la variación radial Norte en la isla casi redonda de Gran Canaria.

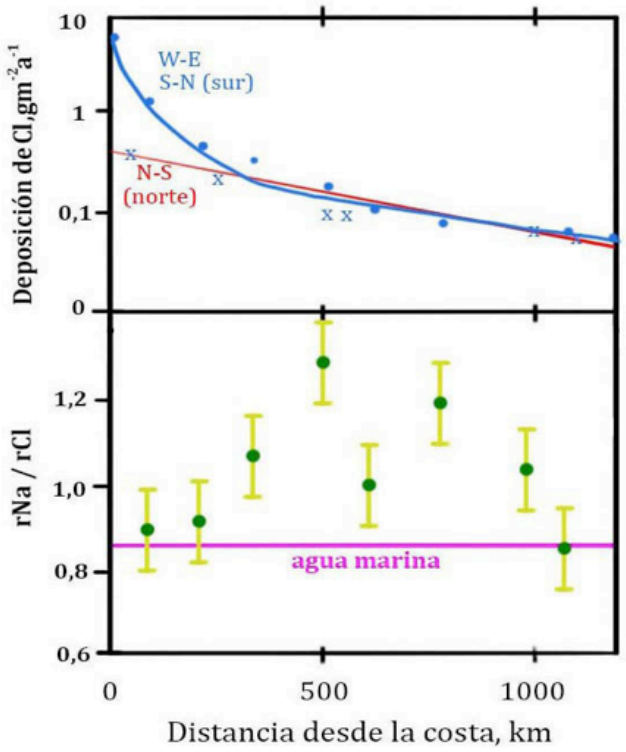


Figura 5.1.16 Variación de las características de la lluvia en el NW de Australia según el movimiento del viento

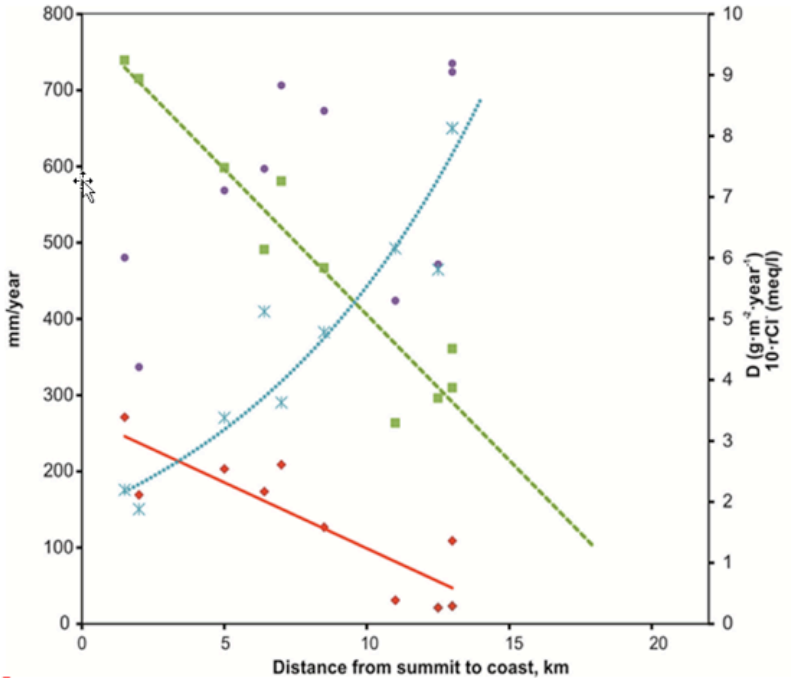


Figura 5.1.17 Variación radial de cumbre a costa de la precipitación media en mm/a (línea verde discontinua, que muestra el efecto altitudinal de los vientos alisios), de la recarga (línea roja) y de la deposición total de cloruro en g/m²/a (línea azul punteada), en el lado Norte de la isla volcánica casi redonda de Gran Canaria (Naranjo et al., 2015)

La composición química de la precipitación atmosférica depende de la altitud, además de la posición respecto al mar o las áreas de origen del polvo y aerosoles y de la orientación del viento dominante. En un estudio realizado en los Peninos ingleses por Taylor et al. (1999), las concentraciones medias anuales decrecen al pasar de 170 m de altitud a 850 m, de modo que la relación entre el valor en altura y el valor a baja cota es de 1,2 para el SO4, 1,9 para el NO_3 y 1,7 para el NH_4 y el pH aumenta en 2,3.

5.1.4 Principios básicos isotópicos

Se llama isótopos a dos núcleos de un mismo elemento químico con diferente masa atómica. Por lo tanto, tienen el mismo número de protones, pero con distinto número de neutrones, en general uno o unos pocos más o menos de lo que es común. Así, el peso atómico de los isótopos de un mismo elemento químico varia en una o en unas pocas unidades. En la naturaleza, casi todos los elementos químicos tienen más de un isótopo. Una excepción seria, por ejemplo, el F. La Figura 5.1.18 muestra los isótopos principales de los primeros elementos químicos de la tabla periódica.

Un isótopo se designa por el símbolo del elemento y un pre–supra índice que expresa el peso atómico, por ejemplo, ^{1}H, ^{2}H, ^{12}C, ^{13}C ^{18}O, ^{35}Cl y ^{37}Cl.

La mayoría de especies isotópicas naturales son estables, con algunas excepciones. Estas excepciones nacen del hecho de que la existencia en el núcleo atómico de algún neutrón de más o de menos crea un estado de mayor energía potencial. En la búsqueda de un estado de menor energía potencial, se producen modificaciones nucleares diversas y el isótopo inestable se transforma en otro isótopo del mismo o más frecuentemente de otro elemento, como se expone brevemente en la Sección 5.1.6. Entre los isótopos inestables naturales, comúnmente llamados isótopos radiactivos o radioisótopos, están el ^{3}H (tritio) y el ^{14}C (radiocarbono). Véase la Figura 5.1.18.

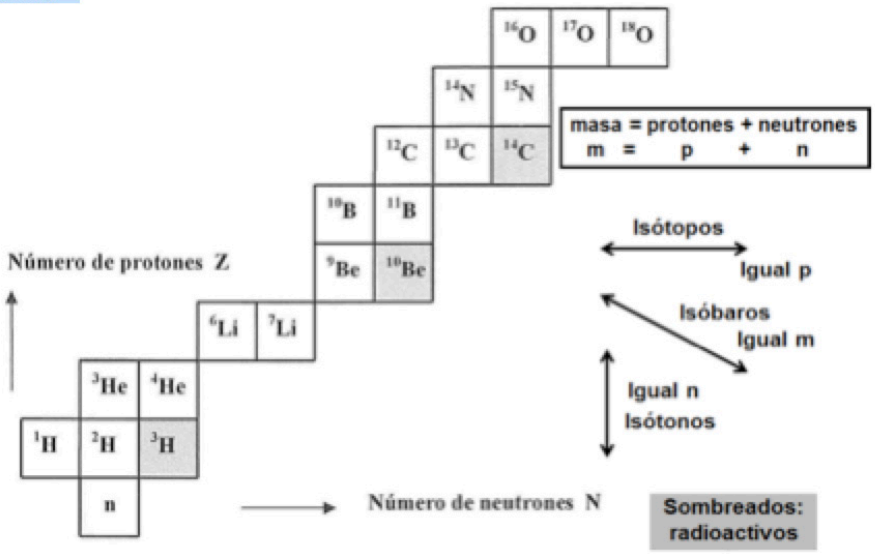


Figura 5.1.18 Isótopos principales de los primeros elementos químicos de la tabla periódica.

En lo que sigue se aportan comentarios sucintos que son relevantes para los objetivos de identificación y cuantificación de la recarga a los acuíferos. El tratamiento más en profundidad, enfocado a lo que interesa en estudios hidrológicos, se puede encontrar en textos generales, como los de Mook (2002), Custodio y Llamas (1976/1983) y CIHS (2009) en castellano y los de Clark y Fritz (1997), Gat y Gonfiantini (1981), IAEA (1981, 1983), Kendall y McDonnell (1998), Mazor (2004), Moser y Rauert (1980), Sharp (2007), Yoshida (2001) y Pearson (1991), en inglés.

En general, los elementos químicos con más de un isótopo tienen uno abundante y uno o varios más raros, en proporción 1/100 a 1/10.000 (Tabla 5.1.1). La mayoría del hidrógeno es el ^{1}H (protio o hidrógeno común) y del orden de 1/150 es ^{2}H (deuterio, también simbolizado D) y la mayoría del oxígeno es ^{16}O y del orden de 1/2000 es ^{18}O. Es habitual citar sólo al isótopo raro o los raros y no mencionar el abundante; así, cuando lo correcto sería referirse al ^{16}O y al ^{18}O o su relación, sólo se suele mencionar el ^{18}O.

Tabla 5.1.1 Isótopos estables de los elementos ligeros más abundantes. La primera cifra es el isótopo (peso atómico) y la segunda la abundancia en tanto por mil (‰). El que se indiquen más o menos cifras significativas depende del rango de variación natural más frecuente

Elemento e isótopo	**N**	**‰**	**N**	**‰**	**N**	**‰**	**N**	**‰**
Hidrógeno H	1	999,844	2	0,156				
Oxígeno O	16	997, 63	17	0,375	18	1,995		
Carbono C	12	988,9	13	11,1				
Nitrógeno N	14	996,4	15	3,6				
Azufre S	32	950,2	33	7,5	34	42,1	36	0,2

El ^{18}O se designa como pesado respecto al ^{16}O, que es el ligero. El agua natural está dominada por las moléculas ligeras $^{1}H2^{16}O$ y las raras son las pesadas $^{2}H^{1}H^{16}O$ y $^{1}H^{18}O$; otras posibles moléculas pesadas son varios órdenes de magnitud más raras.

Se denomina relación isotópica R al cociente entre el número de átomos del isótopo raro que se considera y los del abundante, aunque hay algunas excepciones en la forma de hacerlo. Así, para el elemento químico X es $R = {}^{n}X/{}^{m}X$, siendo n el raro y m el abundante. Los valores de R son números del orden de centésimas a milésimas o menos. R no se suele determinar directamente sino por comparación con un estándar universal que tiene su R muy bien medida. En el caso del agua, el estándar es un agua oceánica media llamado V–SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water).

Es común utilizar el llamado valor δ en vez de R, de modo que si m = muestra y s = estándar, es $\delta = (R_m - R_s)/R_s$, que también es un número mucho menor que 1. Por comodidad de manejo se multiplica por 1000 y se indica como ‰, resultando δ(‰). En lo que sigue, por simplicidad, se escribe δ en vez de δ, que es lo que debería hacerse según las normas recomendadas.

La nomenclatura δ tiene la gran ventaja de que, para variaciones isotópicas pequeñas, los contenidos isotópicos δ de mezclas de substancias de diferente composición isotópica se pueden calcular por simple combinación lineal de los valores de δ, con sólo pequeñas desviaciones, compatibles con la incertidumbre analítica. Eso facilita mucho el tratamiento, pues δ se comporta como si fuese una concentración de componentes químicos de un agua dulce o poco salina. Hay quien llama a δ concentración isotópica por esta razón, pero no responde a una concentración; es una forma de hablar que conviene evitar. Lo correcto es hablar de composición o contenido isotópico.

Los diferentes isótopos de un mismo elemento químico tienen idéntico comportamiento químico, pero las moléculas en las que se integran y los iones tienen pequeñas diferencias físico–químicas, como presión de vapor, difusividad molecular, velocidad de reacción, frecuencia de vibración, etc.

La difusión molecular (Merlivat 1978) tiene relevancia en el fraccionamiento isotópico del agua por evaporación. El coeficiente de difusión del agua libre vale 2,44·10-9 m^2s^{-1} (2,11 m^2d^{-1}) y la del agua tritiada en el agua 1,3 a 1,6 10^{-9} m^2s^{-1} (1,1 a 1,4 m^2d^{-1}).

En los procesos de transformación, las diferencias isotópicas son mayores cuando hay ruptura de enlaces y cambios de valencia, que cuando se trata de simples procesos físico-químicos de evaporación, precipitación, adsorción o cambio iónico. Como regla general, con algunas excepciones, en los diferentes procesos las moléculas e iones pesados (con mayor proporción de isótopo pesado) son algo más lentas en el cambio o en la transformación, de forma que el producto o resultado tiende a aligerarse (empobrecerse) isotópicamente (disminuye la relación isotópica del isótopo pesado) y lo que queda tiende a hacerse más pesado (enriquecerse) isotópicamente. Estas diferencias son del orden de milésimas si no hay cambios de valencia o ruptura de enlaces químicos y hasta de centésimas cuando las hay.

Las técnicas analíticas disponibles permiten ver esas diferencias a nivel de milésimas con buena precisión, incluso mejor que la de las técnicas analíticas químicas. El coste de los análisis de los valores isotópicos de aplicación más común es razonable y similar al de los análisis químicos.

En una transformación A → B pueden modificarse las relaciones (composición) isotópicas, en un proceso que se denomina fraccionamiento isotópico. Es un concepto similar al del fraccionamiento químico. Sean R_A y R_B las relaciones isotópicas de A y B respectivamente. En los procesos naturales, la relación ${}_{\alpha}A/B = R_B / R_A$ = coeficiente de fraccionamiento isotópico, es un valor poco diferente de 1, en más o en menos, pero bien definido y medible con precisión. Es frecuente utilizar la expresión ${}_{\alpha}A/B = 1 + \varepsilon_{A/B}$, de modo que $\ln {}_{\alpha}A/B \approx \varepsilon_{A/B.}{}^{\varepsilon}$ se suele denominar como fraccionamiento isotópico. Para manejar cifras sencillas, ε se suele multiplicar por 1000, es decir, se da en ‰, y puede ser positivo o negativo. α tiende a 1 y ε a 0 al aumentar la temperatura. Los isótopos pesados tienen menos propensión al cambio que los ligeros para un mismo tipo de proceso. En procesos isotópicos sencillos, para un isótopo que difiere 2 unidades del abundante respecto otro que difiere 1 unidad es

$$\varepsilon_2 \approx 2\varepsilon_1$$

En la naturaleza se producen numerosos procesos físico–químicos, de cambios de valencia y de ruptura de enlaces químicos, por lo que una misma substancia química tiene pequeñas diferencias isotópicas (ha sufrido fraccionamiento) de un lugar a otro o de un estado a otro, dependiendo de las circunstancias evolutivas y de los procesos. Así, el agua es isotópicamente diferente (al nivel de ‰) según donde esté: en el mar, en un río, en la lluvia, a diferente distancia de la costa, a distinta temperatura, con distinta salinidad, etc. Esto es lo que permite estudiar los procesos de recarga y cuantificarlos mediante isótopos en circunstancias favorables.

Cabe distinguir entre **fraccionamiento isotópico de equilibrio** y **fraccionamiento isotópico cinético** o **de no equilibrio**. Son conceptos similares a los de reacciones químicas reversibles y no reversibles. El fraccionamiento de equilibrio es el resultado de dos fases que intercambian moléculas en régimen permanente, como es el caso isotérmico de agua y vapor en un recipiente cerrado o la lenta generación de lluvia en una nube condensante. Esencialmente, el valor de α es función de la temperatura y de la salinidad del agua. Pero, si durante el proceso el producto resultante se separa rápidamente y no es posible establecer equilibrio isotópico, los fenómenos difusivos juegan un papel importante y a veces dominante. El resultado es diferente del de equilibrio. El valor de ε cinético o difusivo (de no equilibrio) puede ser mayor o menor que el de equilibrio y con frecuencia es mayor y a veces de sentido contrario. En un medio poroso, el valor del fraccionamiento de no equilibrio difusivo depende de la difusividad en medio libre y de la tortuosidad del medio poroso.

La evaporación del agua tiene una componente de fraccionamiento de no equilibrio que afecta más a la molécula $^{1}H_{2}^{18}O$ que a la $^{2}H^{1}H^{18}O$ y que depende de la humedad de la atmósfera y de la ventilación. El vapor es más ligero que el agua líquida de la que procede. En la evaporación de una masa de agua sin renovación, el vapor es progresivamente más pesado a medida que el agua residual se hace más pesada. También, el CO_2 del suelo o de la atmósfera y el ion HCO_3 disuelto en el agua en contacto suelen estar en equilibrio isotópico, con el HCO_3 más pesado que el CO_2. Pero la asimilación por la planta del CO_2 atmosférico es un proceso principalmente difusivo en que el CO_2 debe difundirse por los estomas de las hojas hasta los centros de fotosíntesis. El resultado es que la materia orgánica generada es más ligera, tanto en ^{18}O como en ^{13}C. Otro ejemplo puede ser el del cloro, que en su estado disuelto en el agua en la naturaleza está como ion cloruro, en este caso con dos isótopos abundantes, el ^{35}Cl y el ^{37}Cl. El fraccionamiento de equilibrio en los procesos de precipitación y disolución es muy pequeño, pero en la degradación biológica de contaminantes organoclorados, en los que hay cambio de valencia, el fraccionamiento cinético es mucho mayor y se refleja en que el contaminante residual en el agua o en el terreno es cada vez más pesado.

Los valores de α o ε de equilibrio responden al mismo concepto que las constantes de equilibrio de las reacciones químicas. En general son bien conocidos para los diferentes procesos de mayor interés, entre ellos los relacionados con el ciclo del agua en la naturaleza y en concreto con la recarga a los acuíferos. No sucede lo mismo con los valores de no equilibrio, ya que están afectados por muchas variables, algunas de ellas poco conocidas o de difícil cuantificación. Los procesos difusivos de evaporación han sido bien estudiados,

aunque no son tan precisos como los de equilibrio ni comprenden todo el abanico de posibles circunstancias. Todos estos conceptos se encuentran bien desarrollados en los textos generales mencionados al principio de esta Sección.

5.1.5 Principios básicos sobre los radioisótopos

Un isótopo es radioactivo (radioisótopo, radionucleido) cuando su núcleo tiene una composición nucleónica (contenido en protones y neutrones) que no es estable por un exceso de energía potencial. En la modificación hacia un estado de menor energía potencial, el isótopo se transforma espontáneamente en otro mediante la emisión de energía en forma de radiación. Este proceso de desintegración radioactiva es un fenómeno aleatorio que responde a la ley $N = N_o^{e-\lambda t}$, en la que N^o = número de núcleos del isótopo radioactivo inicial, N = número de núcleos transcurrido un tiempo t y λ = constante radioactiva. λ es un valor característico de cada átomo radioactivo. El núcleo resultante puede ser ya estable o continuar siendo radioactivo y continuar la cadena de desintegración.

Si se hace $N = N_o/2$, es $\lambda = \ln(2/T) = 0{,}693/T$, donde T = periodo de (semi)desintegración o simplemente periodo radioactivo. T es el tiempo que tarda en reducirse a la mitad el número inicial de átomos (núcleos) radioactivos y varía entre fracciones de segundo a millones de años. Los radioisótopos naturales de mayor interés en hidrología son los de periodos entre algunos años a miles de años. Los dos de mayor interés son el ^{3}H (tritio, T) con T = 12,43 años y el ^{14}C (radiocarbono) con T = 5730 años. El valor $\tau = 1/\lambda$ es la vida media (tiempo medio de existencia del radioisótopo en un conjunto grande) de modo que $\tau = T/\ln 2 = 1{,}44T$. Hay que evitar confundir periodo de semidesintegración con vida media. Es un error conceptual que está muy difundido. La confusión nace de una inadecuada traducción del término anglosajón *half-life* (vida mitad, no vida media) para el periodo de semidesintegración; vida media es *mean-life*.

La desintegración (emisión de energía) tiene diferentes formas de realizarse. Las más comunes son:

a) radiación β^-, o simplemente β, que es la emisión de un electrón (negatrón) procedente de la desintegración de un neutrón según la reacción $n = p^+ + e^-$ ($p+$ = protón y e^- = electrón negativo), con lo que el núcleo resultante es el elemento químico siguiente en la tabla periódica y con el mismo peso atómico,
b) radiación γ, que es radiación electromagnética de muy alta frecuencia; en este caso no se modifica el isótopo
c) radiación α, que es la emisión de un núcleo de ^{4}He a gran velocidad, con lo que el núcleo resultante pesa 4 unidades de masa atómica menos y es el elemento químico ante–anterior en la tabla periódica de los elementos (reduce en dos unidades el número atómico del átomo del que procede).

El $^{238}U \rightarrow {}^{234}Th + \alpha$ y el ^{234}Th, tras emitir $2\beta^-$, se convierte en ^{234}U. El $^{226}Ra \rightarrow {}^{222}Rn + \alpha$. Los periodos radioactivos correspondientes son $^{238U}T = 4468$ Ma, $^{234Th}T = 24{,}1$ d; $^{234U}T = 0{,}247$ Ma; $^{226Ra}T = 1600$ a; $^{222Rn}T = 3{,}82$ d.

Se llama actividad o radioactividad al número de desintegraciones por unidad de tiempo, $A = \lambda N$, que se producen en una cierta cantidad de materia. La actividad por unidad de cantidad de materia es la actividad o radioactividad específica. Como unidad de cantidad de materia se utiliza la masa de substancia química o el volumen o peso en el que está contenido el radioisótopo, según los casos. Como los radioisótopos naturales están muy diluidos, su concentración (en este caso la designación concentración es correcta) se suele dar en dps/g o en dps/L. dps significa desintegración por segundo, designada también por bequerelio (Bq).

Puede haber unidades especiales definidas para el radionúclido que se considera. Así, es común tomar como unidad para el ^{3}H (tritio) la concentración 10^{-18} $^{3}H/^{1}H$, que se denomina unidad de tritio = 7,2 dps/L. Para el ^{14}C, la actividad se refiere a la de un estándar llamado de carbono moderno y los resultados se expresan en % (porciento de carbono moderno), con las siglas pCm (*pmC, percent modern carbon*).

Los radioisótopos se comportan como los demás isótopos y por lo tanto se fraccionan. Sin embargo, raras veces se tiene en cuenta este fraccionamiento, ya que las variaciones por este concepto son mucho menores que las producidas por la desintegración, que se mide con frecuencia en valores absolutos.

En la Tabla 5.1.2 se relacionan los radioisótopos ambientales de posible interés en hidrogeología y por tanto en estudios de la recarga natural.

Tabla 5.1.2 Radioisótopos ambientales de posible interés en hidrogeología y por tanto en estudios de recarga natural. A esta relación cabe añadir los radioisótopos del Ra y del Rn

	T, años	Origen	Medida	Rango tiempo, a	natural dpm/L lluvia	Comentarios	Volumen
^{85}Kr	10,8	EN	β	desde 1960	$<10^{-8}$	separación pesada largo recuento comparar con ^{3}H	100–400 L
^{3}H	12,43	RC, B, N	β	desde 1952	3,6	modelar, ideal	1–2 L
^{3}H–^{3}He	12,43	RC, B, N	β	posible 100	3,6	difícil EM, τ corteza produce ^{3}He	tubo cobre
^{32}Si	106	RC, B	β	~1000	$\sim 10^{-3}$	largo recuento A_0 desconocido	10 000 L
^{39}Ar	270	RC, corteza ?	β	~2000	4.10^{-5}	largo recuento pesada separación no interacción	10 000 L
^{14}C	5730	RC, B, corteza ?	β, A	30 000	0,2	compleja interpretac.	50–200 L
^{81}Kr	210 000	RC	β, EME	500 000	2.10^{-9}	no interacciona	1000 m^3
^{36}Cl	310 000	RC, B, corteza	A	2 000 000	$\sim 10^{-4}$	A_0 desconocido	1 L
^{234}U–^{238}U	247 000	Serie U	α	500 000	—	A_0 desconocido interacciona	2–5 L

EN = energía nuclear y reactores
B = pruebas nucleares (bombas)
RC = rayos cósmicos

β = recuento β de baja actividad
α = recuento α de baja actividad
A = espectrometría de masas con acelerador
EME = espectrometría de masas especial

5.2 Técnicas y comportamiento de los isótopos ambientales en relación con la recarga

5.2.1 Técnicas isotópicas ambientales

Las técnicas isotópicas ambientales son muy diversas y tienen numerosas aplicaciones. Unas son ya clásicas y con una experiencia de décadas, otras se aplican en estudios de detalle bien dotados económicamente y otras están en la etapa de investigación o en aplicaciones muy especiales. La Tabla 5.2.1 es un intento de síntesis para presentar esas técnicas isotópicas ambientales y en la Tabla 5.2.2 se indican las principales aplicaciones en hidrología.

Tabla 5.2.1. Técnicas isotópicas ambientales

A.– De isótopos estables
- Considerando el fraccionamiento isotópico
  - a) de equilibrio
  - b) cinético o de no equilibrio

según 1) evolución total
2) procesos de separación Rayleigh

- Por acumulación isotópica

B.– De isótopos radioactivos cosmogénicos y antropogénicos
- a) de "datación" (buscando una edad)
- b) de determinación del tiempo de renovación
- c) como trazador natural / ambiental

Considerando su origen:
1) atmosférico
2) en la superficie terrestre
3) del interior de la Tierra, como primigenios e hijos
4) de origen antrópico

Tabla 5.2.2. Principales aplicaciones hidrológicas de las técnicas isotópicas ambientales

A.– De isótopos estables
- Considerando el fraccionamiento isotópico
  - a) de equilibrio
  - b) cinético o de no equilibrio

según 1) evolución total
2) procesos de separación Rayleigh

- Por acumulación isotópica

B.– De isótopos radioactivos cosmogénicos y antropogénicos
- a) de "datación" (buscando una edad)
- b) de determinación del tiempo de renovación
- c) como trazador natural / ambiental

Considerando su origen:
1) atmosférico
2) en la superficie terrestre
3) del interior de la Tierra, como primigenios e hijos
4) de origen antrópico

Tabla 5.2.2. Principales aplicaciones hidrológicas de las técnicas isotópicas ambientales

A.– Determinar
- a) altura o área de recarga
- b) origen del agua
- c) origen de los solutos
- d) causas de la salinidad
- e) tiempos de renovación

B.– Relacionar
- a) acuíferos y acuíferos y acuitardos
- b) aguas superficiales y aguas subterráneas
- d) agua continental o insular y agua marina

C.– Caracterizar
- a) flujo en acuíferos
- b) recarga
- c) efectos de alta temperatura
- d) acceso de contaminantes y polución
- e) paleoaguas
- f) movilidad de substancias

D.– Detectar
- a) agua que llega desde la superficie
- b) fugas y goteos
- c) mezclas

Muchas técnicas isotópicas ambientales han superado ya las etapas de investigación y son herramientas habituales y en numerosas ocasiones recomendables e incluso imprescindibles. En general, la interpretación se basa en principios sencillos y con escasas excepciones, aunque si hay cambios de valencia pueden surgir complicaciones en la relación con los procesos químicos. El coste de aplicación es razonable y asumible en muchos estudios. A nivel internacional, hay buenos servicios analíticos, similares o mejores que los químicos. Sin embargo, no son técnicas que conduzcan a resultados inequívocos por sí mismas, sino que deben combinarse con el estudio y consideración de los datos hidrodinámicos e hidrogeoquímicos y en lo posible llegar a la modelación conceptual y numérica.

5.2.2 Comportamiento de los isótopos estables del agua en la naturaleza

Fraccionamiento isotópico del agua

La recarga de los acuíferos es el resultado de un amplio conjunto de procesos, que se exponen en el Capítulo 2. En esos procesos, el agua sufre efectos físicos y físico-químicos que dan lugar a distintos grados y sentidos de fraccionamiento isotópico. Su reconocimiento, utilización y en su caso cuantificación requiere conocer las principales características isotópicas del agua, lo que se traduce en los valores de los fraccionamientos de equilibrio y de no equilibrio. Algunos ejemplos de valores de equilibrio se muestran en la Figura 5.2.1.

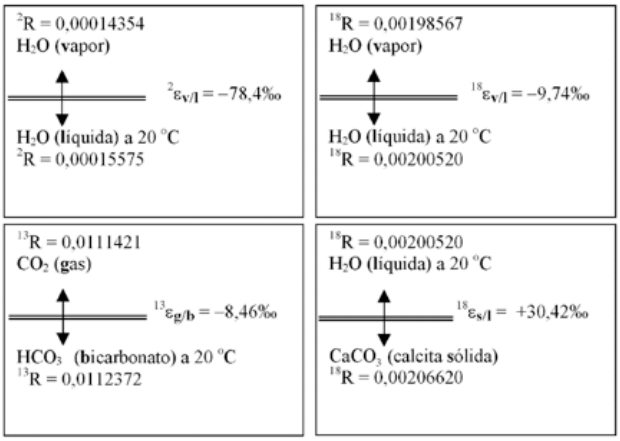


Figura 5.2.1 Ejemplos de fraccionamientos isotópicos de equilibrio a 20 ºC para diferentes substancias relacionadas con el agua

En la Tabla 5.2.3 y en la Figura 5.2.2 se muestran los valores de los coeficientes de fraccionamiento de equilibrio α para el ^{2}H y el ^{18}O, para agua líquida pura y vapor, en función de la temperatura.

Tabla 5.2.3. Valores de los fraccionamientos de equilibrio vapor–líquido (ε < 1) en función de la temperatura para el sistema agua–vapor por encima del punto de condensación y antes del de ebullición, en los que se produce una discontinuidad en la evolución (Majoube, 1971). Se supone agua pura o poco salina. En la evaporación en superficie libre en atmósfera seca, el fraccionamiento difusivo líquido–vapor es: $2\varepsilon = 12{,}5$ ‰; $_{18\varepsilon} = 14{,}1$; $^{2}\varepsilon/^{18}\varepsilon = 0{,}90$.

T ºC	$^{2}\varepsilon$ ‰	$^{18}\varepsilon$ ‰	$^{2}\varepsilon/^{18}\varepsilon$
0	–101,0	–11,55	8,7
5	–94,8	–1,07	8,55
10	–89,0	–10,60	8,4
15	–83,5	–10,15	8,25
20	–78,4	–9,71	8,1
25	–73,5	–9,29	7,9
30	–68,9	–8,89	7,75
35	–64,6	–8,49	7,6
40	–60,6	–8,11	7,4

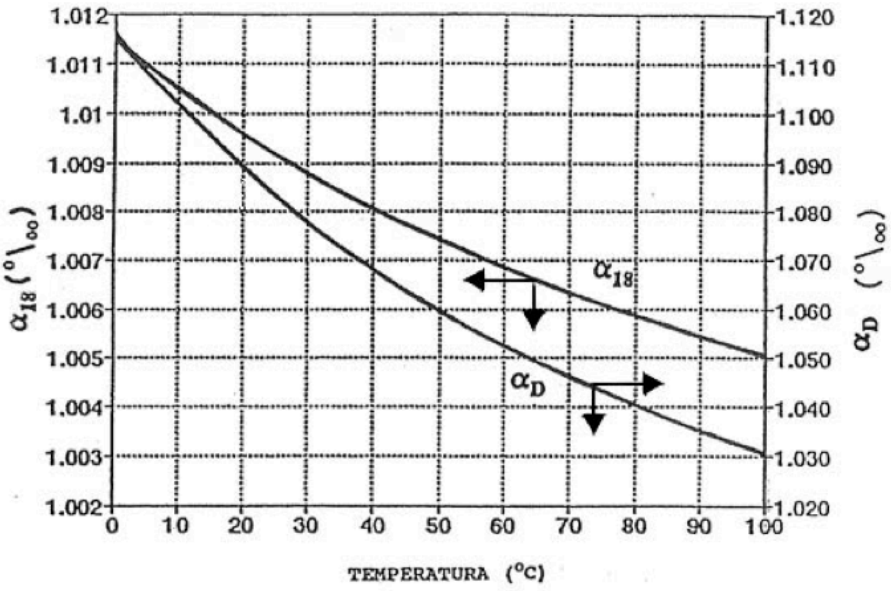


Figura 5.2.2 Valores de α para el ^{2}H y el ^{18}O del agua líquida pura en función de la temperatura.

La presencia de solutos disminuye la actividad del agua, aunque el efecto no es importante hasta altas salinidades y para determinados iones. La diferencia de δ para el agua pura y el agua salina δ* a 25ºC y valores molares se puede expresar, según Sofer y Gat (1972), para agua en evaporación:

$$^{18}\delta - {}^{18}\delta^* = 1{,}11\ Mg - 0{,}47\ Ca - 0{,}16\ K$$

de modo que el Na y Cl no influyen para el agua marina.

Según Horita y Gat (en Gat y Gonfiantini, 1981):

$$^{2}\delta - {}^{2}\delta^* = 6{,}1 CaCl_2 + 5{,}1\ MCl + 2{,}4\ KCl + 0{,}4\ NaCl$$

En los **procesos** de separación tipo **Rayleigh** se supone que la separación de fases de un proceso se realiza sin reequilibrio isotópico. Tal es el caso de la generación de lluvia en una nube en la que el vapor y las gotículas líquidas están inicialmente en equilibrio. A medida que se separa la fase B del conjunto en equilibrio A–B, la cantidad y composición de la masa bifásica va variando, hasta que al final casi todo se ha separado y sólo queda un residuo, que en general está muy enriquecido isotópicamente. En un momento determinado y en condiciones isotermas, resulta:

$$\delta \approx \delta_o + \varepsilon \ln f$$

δ_o = composición isotópica inicial
δ = composición isotópica actual
f = fracción de la fase que se separa que queda (residual), como fracción de la cantidad inicial f = 1 (inicio) → 0 (final)
ε = fraccionamiento en condiciones isotermas

La evolución de la acumulación de la parte que se separa (por ejemplo, la lluvia caída acumulada) es:

$$\delta \simeq (1+\delta_o)\frac{1-f^{\alpha}}{1-f}-1$$

Isotopía estable del agua en la naturaleza

La evolución del agua en el ciclo hidrológico afecta tanto al ^{2}H como al ^{18}O, pero de forma diferente, de modo que hay que considerar ambos isótopos. En la precipitación a nivel mundial, utilizando como estándar el V-SMOW, se cumple que:

$$\delta^{2}H = 8\,{}^{18}\delta O + 10 \quad \text{en ‰}$$

En un gráfico $\delta^{2}H$ – $\delta^{18}O$, esta recta proporciona una manera eficaz de relacionar ambos valores en las aplicaciones reales (Figura 5.2.3). Se designa como línea del agua meteórica media mundial LMM. El valor de la pendiente 8 refleja el cociente de fraccionamientos isotópicos de equilibrio (Tabla 5.2.3) y el término +10‰ (exceso de deuterio) es el resultado de las condiciones medias de evaporación difusiva (no de equilibrio) en un determinado ambiente marino con cierta humedad y temperatura.

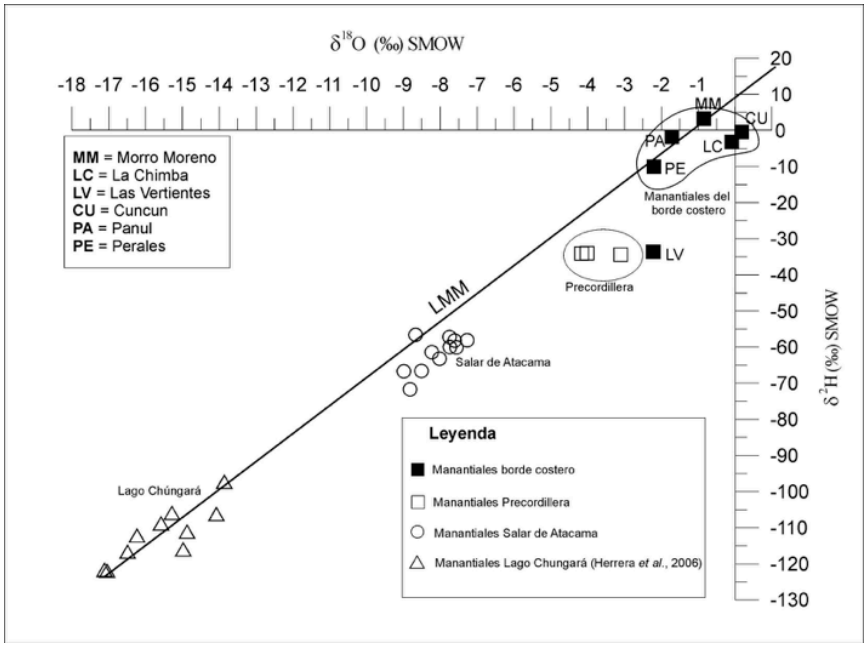


Figura 5.2.3 Representación $\delta^{18}O$ en función de $\delta^{2}H$ para diferentes aguas subterráneas del Norte de Chile, en el área andina desértica (Herrera y Custodio, 2013; 2014a; 2014b). Se representa la línea meteórica media mundial. Las aguas de gran altitud (Lago Chungará) son muy ligeras, las de altitud alta intermedia (Salar de Atacama) algo menos ligeras (todas ellas originadas en el océano Atlántico y transportadas a través del continente) y las de la Costa occidental bastante pesadas y en relación con las raras tormentas ocasionales originadas en el océano Pacifico. LMM = línea media del agua meteórica mundial

La distribución mundial de los isótopos de agua en las diferentes fases del ciclo hidrológico ha sido objeto de distintos trabajos, como el de Araguás-Araguás et al. (2000) y el de Merlivat y Jouzel (1979) en cuanto a las relaciones con el clima. También se ha estudiado la distribución en el Mediterráneo (IAEA, 2005). En España, Plata (1994) analizó la distribución de los isótopos estables del agua en la precipitación, que ha sido la base de diseño de la actual red de muestreo periódica (Araguás-Araguás y Diaz Teixeiro, 2005; Díaz-Teixeiro et al., 2009). La distribución en el Sudeste la Península ibérica ha sido estudiada por Cruz Sanjulián et al. (1992).

La nieve y el granizo tienen una composición isotópica diferente de la de las gotículas de agua en la nube (Jouzel el al., 1975; Jouzel y Merlivat, 1984). En la caída se modifican menos por intercambio con la humedad atmosférica. Su composición puede que no refleje las condiciones medias de la nube sino la de la parte donde se han generado. El granizo crece paulatinamente y tiene una composición isotópica variable por capas. Se han realizado estudios isotópicos de detalle en nieve reciente de Groenlandia (Steen-Larsen et al., 2014). La composición isotópica del agua de fusión de nieve que se infiltra en el suelo a partir de muestras de nieve sobre el terreno o de la escorrentía que sale, puede que no sea representativa. Los métodos comunes para muestrear directamente el agua de fusión en el suelo bajo la nieve son frecuentemente poco útiles en situaciones en las que el acceso al lugar es difícil o está restringido a épocas del año favorables o la cubierta de nieve es espesa.

Los muestreadores capilares pasivos (MCP) (Sección 5.7.1) pueden ser una solución al muestreo del agua de fusión de nieve. No producen fraccionamiento isotópico del agua, aunque hay que tomar precauciones para que no haya intercambio con la atmósfera (Frisbee et al., 2009). Estos MCP proporcionan un valor agregado estacionalmente, de acuerdo con la frecuencia de muestreo (Penna et al., 2014). Los MCP someros (< 10 cm bajo la superficie) colectan un agua similar a la de la nieve sobre el suelo, pero los más profundos proporcionan un agua isotópicamente más enriquecida, que se asemeja a la nieve más reciente y a la del agua de escorrentía que se genera por fusión de la nieve. Algo similar sucede con la composición química. Según Frisbee et al. (2010), esto sugiere que la composición química e isotópica del agua de infiltración en profundidad puede ser diferente de la que se mide a profundidades someras.

El agua de escorrentía que llega a un lugar procedente de áreas montañosas suele ser más ligera isotópicamente que la lluvia local que se produce en la cuenca. Es atribuible a una contribución preferente del agua de fusión de nieve de las partes más altas, como se ha estudiado en el área de Mendoza, Argentina (Massone et al., 2016).

La distribución espacial de la composición isotópica de la nieve es variable con la altitud y con la secuencia temporal de eventos, como se ha estudiado en los Alpes (Dietermann y Weiler, 2013). La importancia de la sublimación de la nieve se puede estudiar a partir de los cambios químicos e isotópicos (Gustafson et al., 2010). Esta sublimación afecta a la composición isotópica de los manantiales y de la escorrentía que se derivan de la fusión de nieve (Lechler y Niemi, 2012; Mark y McKenzie, 2007).

Exceso de deuterio

Al valor $d = \delta^2H - 8\delta^{18}O$ ‰ se le llama exceso de deuterio. Para la lluvia mundial media es d = +10‰ y para el agua marina media d = 0%, cuando el estándar de referencia es el V-SMOW. Dependiendo de las condiciones locales, para el vapor generado en el océano y la lluvia que origina directamente, d puede variar normalmente entre +10‰ y +15‰, hasta + 21‰ en el ambiente árido del Este del Mediterráneo (Jiménez-Martínez y Custodio, 2008; Gat et al., 1996; Gat y Carmi, 1987). En la Figura 5.2.4 se representan las isolíneas de δ^2H del agua subterránea del Holoceno en Europa y del agua subterránea del Pleistoceno en el Norte de África. La marca isotópica refleja una recarga directa del agua subterránea por medio de tormentas locales que se van aproximando desde el océano Atlántico. El aumento del exceso de deuterio puede ser debido a menor humedad atmosférica o reciclado del agua caída sobre el continente al evaporarse in situ con fraccionamiento (Froehlich et al., 2008) o aguas abajo en ríos y áreas encharcadas o embalsadas, como en la cuenca amazónica.

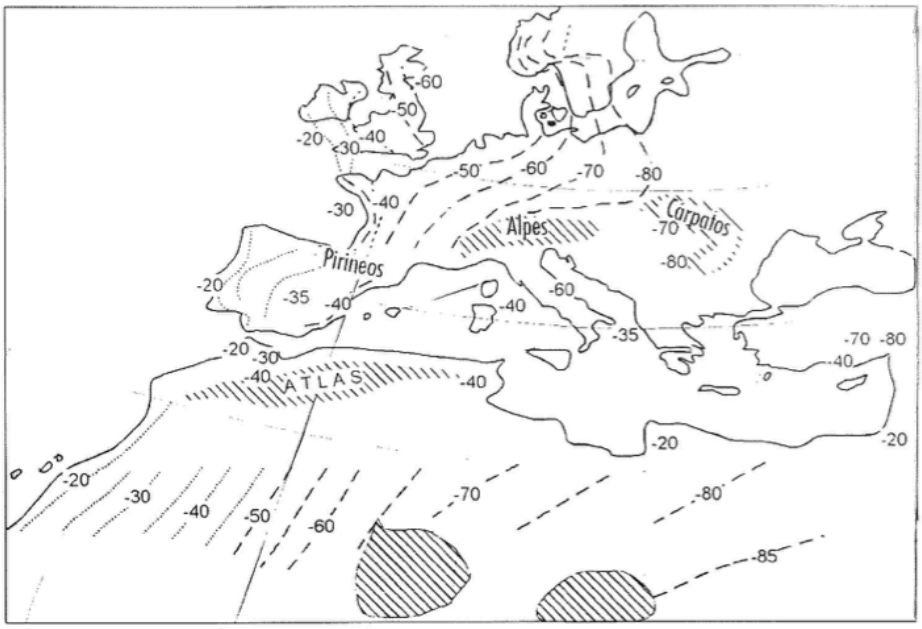


Figura 5.2.4 Isolíneas de δ^2H del agua subterránea del Holoceno en Europa y del agua subterránea del Pleistoceno en el norte de África (Sonntag et al. 1983).

El exceso de deuterio se modifica en zonas de alta montaña con zonas de recarga cubiertas de nieve, como se observa en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Lambán et al., 2015).

El reciclado atmosférico continental es importante hidrológicamente (Savenije, 1995). El transporte de la humedad atmosférica generada en el océano por la circulación atmosférica (viento) a través del continente, supone una disminución de la cantidad de agua por precipitación, junto con un nuevo aporte por evaporación del agua depositada sobre el continente. La humedad atmosférica H(x, t) depende del recorrido y del tiempo y se hace a una velocidad u(x, t).

Sea H la humedad atmosférica sobre el continente, expresada como lámina de agua. Se supone que se relaciona linealmente con la precipitación P = pH, siendo p = coeficiente de proporcionalidad. Si en el recorrido sobre el continente hay efecto de reciclado de la humedad, se puede establecer que la ecuación del balance de agua, para u constante, es:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + u\frac{\partial H}{\partial x} + H\frac{\partial u}{\partial x} = E - P = (e + \tau f - 1)P = -\alpha p H$$

P = precipitación total
E = evaporación total.

Los mecanismos de reciclado, como fracciones de P, son e + f + s = 1

e = evaporación (que incluye la interceptación)
s = escorrentía superficial
f = infiltración
y los de infiltración, como fracción de f, son $\tau + r = 1$
τ = evapotranspiración
r = recarga

La cantidad de agua continental que vuelve a la atmósfera es $E = P (e + \tau f)$
La cantidad de agua cedida por la atmósfera al continente es $R = P (s + r f)$
E y R dependen en gran manera de la cobertera vegetal.
Con $u = \partial x/dt$, suponiendo que $\partial u/\partial x \approx 0$ $\alpha = 1 - e - \tau f$.
Si $\alpha p/u$ no varía con x, resulta $H = H_0 \exp(-\alpha p x/u)$, de acuerdo con Savenije (1995).
Con p/u constante espacialmente $H_x = H_0 + (E- P) x/u$, que es el modelo analítico de cálculo.
La salinidad de la lluvia permite calcular el reciclado de agua en el continente, según la circulación atmosférica. La ecuación del balance salino referida a una superficie unitaria es igual a la variación temporal t con el cambio en el contenido a lo largo del recorrido x

$$\frac{\partial (Hc)}{\partial t} = u\frac{\partial (Hc)}{\partial x} - Pc$$

H = humedad atmosférica
c = salinidad de la humedad atmosférica
P = precipitación

Se supone un origen marino a las sales atmosféricas que se consideran, las que están homogéneamente distribuidas en la humedad, ya que la parte como agua condensada es una parte pequeña de esa humedad. Además, se supone que su distribución es igual a la de H (fracción condensante constante) y que la evaporación del agua caída sobre el terreno no devuelve sales a la atmósfera. Si la velocidad c no varía con el tiempo ni la humedad atmosférica con el espacio, es:

$$c\frac{dH}{dt} = uH\frac{dc}{dx} - Pc = c(E - P)$$

Así resulta

$$uH\frac{dc}{dx} = cE \quad o\ sea \quad \frac{dc}{c} = -\frac{E}{uH}\,dx$$

Como E = p·H(1 - α), resulta

$$\frac{dc}{c} = \frac{P}{u}(1 - \alpha)dx = \frac{1-\alpha}{\lambda\alpha}d\alpha$$

que integrada desde el origen x = 0, en que c = c0, resulta en:

$$\frac{c}{c0}\exp\left(-\frac{1-a}{a}\frac{x}{\gamma}\right) = \left(\frac{P}{P0}\right)^{\frac{1-a}{a}}$$

$\gamma = 1 - (c/c_0)$
c_0 = valor inicial en la costa (x = 0)

Evolución del aire húmedo marino y precipitación

La evolución del aire húmedo marino se puede ilustrar iniciando el proceso desde una composición isotópica determinada. En un ambiente marino ecuatorial, el vapor generado en equilibrio isotópico con agua marina de δ^2H = 0‰, $\delta^{18}O$ = 0‰ y d = 0‰ tiene una composición isotópica δ^2H = –75‰, $\delta^{18}O$ = –9‰ y d = 0‰. En el nivel de generación de nubes, el vapor de agua es distinto a causa de la evaporación con fraccionamiento isotópico cinético en el mar y los procesos de transporte y mezcla atmosféricos (modelo Craig y Gordon, 1965; en Gat y Gonfiantini, 1981; Fritz y Fontes, 1980).

Partiendo de un vapor marino medio ecuatorial en la zona de generación de nubes / lluvia de δ^2H = –86‰, $\delta^{18}O$ = –12‰ y d = +10‰, tras una lluvia generada en equilibrio isotópico acumulada de δ^2H = –14‰, $\delta^{18}O$ = –3‰, d = +10‰, queda un vapor remanente de δ^2H = –102‰, $\delta^{18}O$ = –14‰ y d = +10‰ (Figura 5.2.5). Las lluvias sucesivas producen una precipitación cada vez más ligera y queda una humedad atmosférica residual en progresivo aligeramiento (Figura 5.2.6).

En la nube se suponen condiciones de equilibrio entre el vapor y las gotículas líquidas, aunque la evolución puede ser más complicada que en el caso de α constante, ya que frecuentemente el proceso no es isotérmico ni isobárico (Bolot et al., 2013). Por otro lado, la nieve y el granizo pueden no estar en equilibrio con el vapor ambiental y guardar

memoria de zonas más altas y más frías, en general más ligeras isotópicamente. El valor de d de la lluvia puede crecer por condensación fuera del equilibrio, como en el caso del crecimiento de partículas de hielo. También, en sistemas convectivos intensos de la zona de convergencia intertropical (ITCZ), puede que la interacción sea sólo con una parte de la nube.

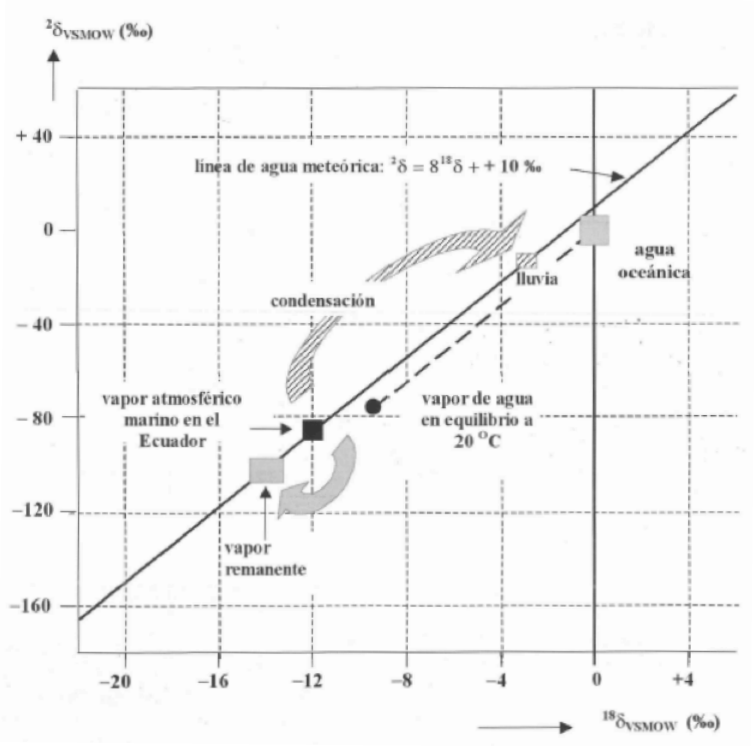


Figura 5.2.5 Evolución del agua y el vapor en una nube que produce una cierta cantidad de lluvia en ambiente marino (Gat y Gonfiantini, 1981; Mook, 2002)

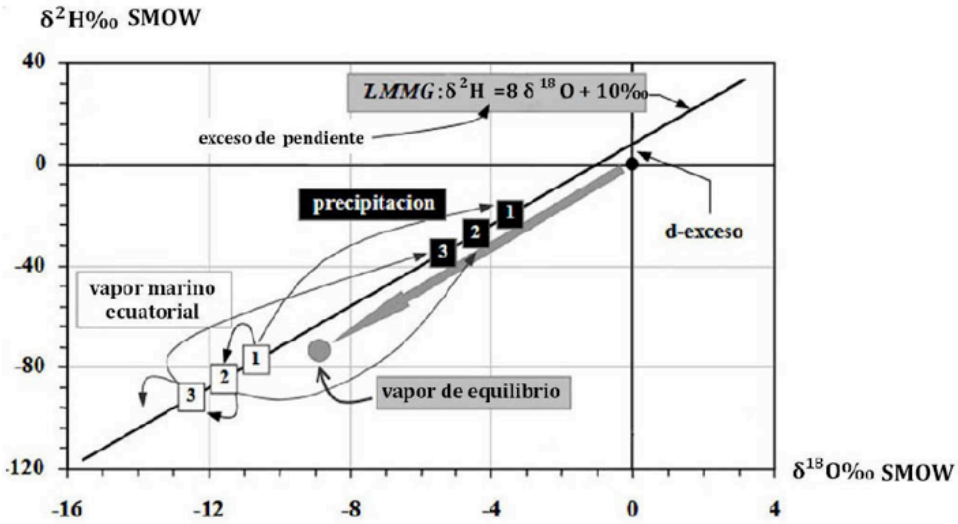


Figura 5.2.6 Progresiva evolución del agua y el vapor en una nube que produce lluvia en ambiente marino (Gat y Gonfiantini, 1981; Mook, 2002)

Al avanzar el aire húmedo de procedencia oceánica por el continente, la lluvia se aligera cada vez más (Figura 5.2.7), de modo que, en las zonas alejadas semiáridas o áridas del interior continental, el agua precipitada puede ser muy ligera. Si el desplazamiento sobre el continente es con ascenso a causa del relieve, también se fuerza a que la lluvia sea cada vez más ligera, de modo que la poca humedad que llega a la zona trasmontana a sotavento puede ser muy ligera, aunque la lluvia caiga ya a altitudes menores.

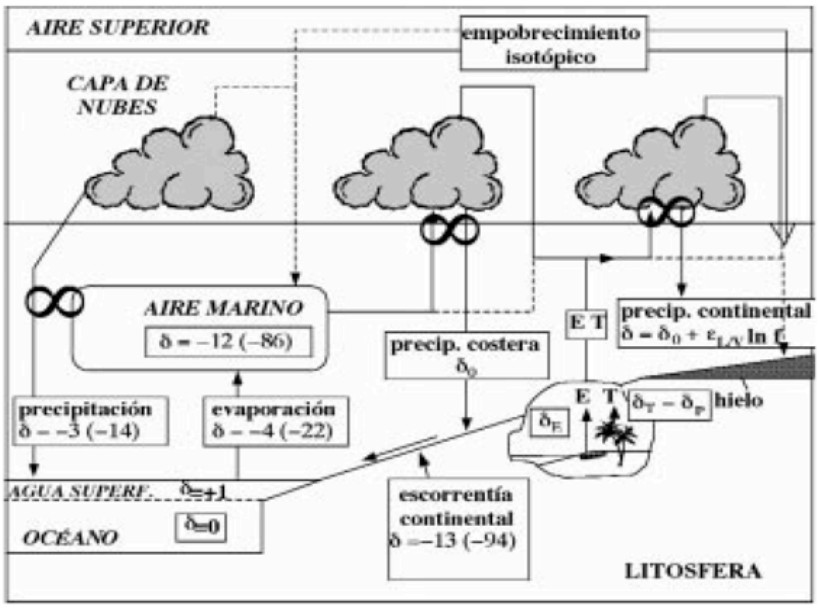


Figura 5.2.7 Adaptación del modelo de Craig y Gordon (1965) de transporte y mezcla atmosférica para incluir la parte continental del ciclo hidrológico. El doble rizo representa el equilibrio isotópico entre la precipitación y la humedad atmosférica ambiental (Gat y Tsur, 1967; Gat, 1996).

A lo largo del recorrido continental de la masa de aire húmedo, se va adicionando humedad procedente del agua previamente caída, de modo que, a partir de una cierta distancia, gran parte de la lluvia es agua continental reciclada. Eso modifica el aligeramiento con el aumento de la distancia al mar. Si se trata de una zona vegetada, el valor del exceso de deuterio d se modifica poco, pero si hay grandes encharcamientos o se trata de una zona semiárida o árida, el vapor reciclado está afectado por fraccionamiento isotópico de no equilibrio de evaporación y la lluvia tiene un d creciente, salvo que la evaporación del agua continental sea total. El efecto de reciclado es notable en las precipitaciones andinas procedentes del Océano Atlántico (Gat y Matsui, 1991; Salati et al., 1979; Aravena et al., 1989a).

La composición isotópica de la precipitación continental está muy afectada por la temperatura, que se refleja como tal o en procesos asociados. Así, se puede distinguir:

a) efecto de temperatura, que es el dominante: $\Delta\delta^{18}O \approx 0{,}695T(^{o}C) - 13{,}6‰$

b) efecto de latitud, por temperatura: $\Delta\delta^{18}O \approx -0{,}5‰$

c) efecto continental según el movimiento del aire por mayor agotamiento de humedad atmosférica y reciclado de agua
$\Delta\delta^{18}O \approx 0{,}5‰$ / 1000 km en Europa (de W a E)
$\approx 0{,}75‰$ / 1000 km en la Amazonia (de E a W)

d) efecto de cantidad, que refleja el aligeramiento por agotamiento de la humedad atmosférica en lluvias persistentes y abundantes

e) efecto de altitud, por temperatura, $\Delta\delta^{18}O \approx -0{,}20$ a $-0{,}35‰$ /100 m

f) efecto estacional, por temperatura

g) efectos geográficos en relación con la orografía, meteorología local, orientación de los valles y la existencia de cursos de ríos, lagos, embalses y humedales que se evaporan aguas debajo de donde procede el agua.

Efecto isotópico altitudinal de la precipitación atmosférica

El efecto de altitud es de interés en estudios de la recarga, en especial en áreas montañosas. Es principalmente un efecto de temperatura y del movimiento de masas de aire por cambios en la presión atmosférica. Como valores frecuentes, la variación de presión es de –1,2%/100 m y la temperatura de –0,5 ºC/100 m. Eso produce un gradiente isotópico altitudinal según la Tabla 5.2.4. Los valores del gradiente altitudinal isotópico de la precipitación deben establecerse por muestreo repetitivo a diferentes altitudes y teniendo en cuenta la dirección de los vientos y la orografía, de modo a obtener valores estacionales y promediados, en lo posible, por la recarga. El muestreo de la nieve puede ser útil para establecer el gradiente altitudinal de la precipitación, aunque con limitaciones debido a que puede haber fraccionamiento isotópico por sublimación (Strichler et al., 2001; Niewodniczanski et al., 1981), variable con la edad de la nieve, y que la nieve recogida no sea la depositada localmente sino transportada eólicamente o gravitacionalmente desde otros lugares.

Tabla 5.2.4 Gradientes térmicos y altitudinales isotópicos de la precipitación

gradiente isotópico térmico	‰ / ºC	0,4 para $\delta^{18}O$ y 3 para $\delta^{2}H$	
gradiente isotópico altitudinal	‰ /100 m	–0,1 a –0,6 para $\delta^{18}O$ y –1 a –4 para $\delta^{2}H$	
valor medio	‰ /100 m	–0,3	–1,5

Se dispone de numerosos datos isotópicos altitudinales de la precipitación, a partir de los datos pioneros de Siegenthaler y Oeschger (1980) en los Alpes y de Fontes y Olivry (1977) en el Monte Camerún y la síntesis de datos realizada por Gonfiantini et al. (2001). Otros ejemplos se muestran en las Figuras 5.2.9, 5.2.10 y 5.2.11. En la cuenca del Kouris, en el macizo de Troodos, Chipre, Boronina et al. (2005) determinaron –0,26 a –0,27‰/100 m para el $\delta^{18}O$ y –1,7 a –1,9‰/100 m para el $\delta^{2}H$.

Algunos de los estudios realizados en España son los de Sierra de Gádor (Almería) (Alcalá et al., 2007) y Tenerife (Marrero-Díaz, 2010; ver la Figura 5.2.8) y La Gomera (Custodio y Manzano, 1992a) en las islas Canarias. En áreas montañosas con valles estrechos, fuerte convección atmosférica vertical y precipitación como nieve, el gradiente altitudinal se modifica y suaviza, hasta casi anularse, como sucede en los Pirineos y en detalle en el Parque Nacional de Ordesa (Huesca) (Jódar et al., 2016b) y en el Port del Comte (Herms et al., 2019).

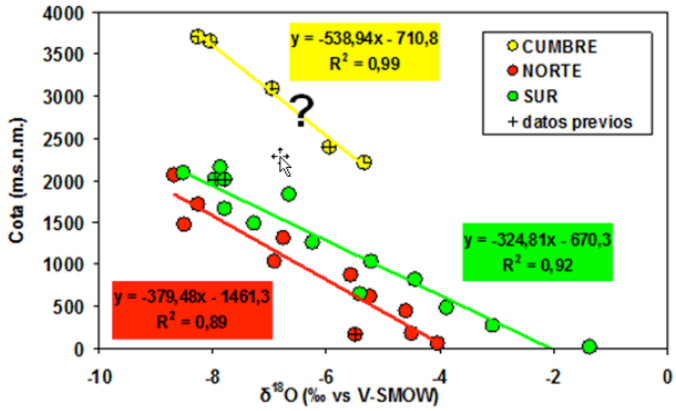


Figura 5.2.8 Gradientes isotópicos altitudinales para el $\delta^{18}O$ correspondiente a una sección ENE-WSW de la isla de Tenerife, pasando por la Caldera de Las Cañadas y el Pico del Teide, según sea la ladera húmeda orientada al N y la seca orientada al S (Marrero Díaz, 2010). Las muestras más altas incluyen nieve y responden al ambiente seco de los vientos contra-alisios, mientas que las de altitud inferior a 2000 m están dominadas por la humedad de los vientos alisios.

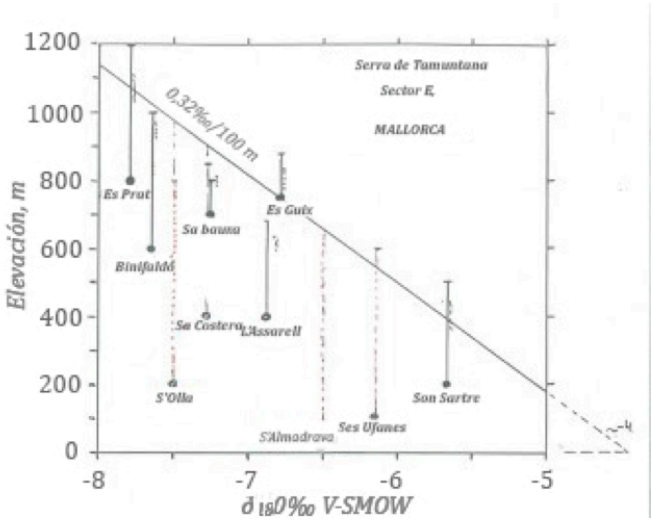


Figura 5.2.9 Relación entre $\delta^{18}O$ en el agua subterránea como representativa de la precipitación y altitud de cada lugar de muestreo del sector Este de la Serra de Tramuntana de Mallorca, en el supuesto que representa la altitud del área de recarga (Cardoso da Silva y Custodio, 2010). No incluye la corrección por efecto de ladera (Subcapítulo 5.6), con lo que el gradiente de -0,32‰/100 m podría convertirse en un valor en torno a -0,4‰/100 m

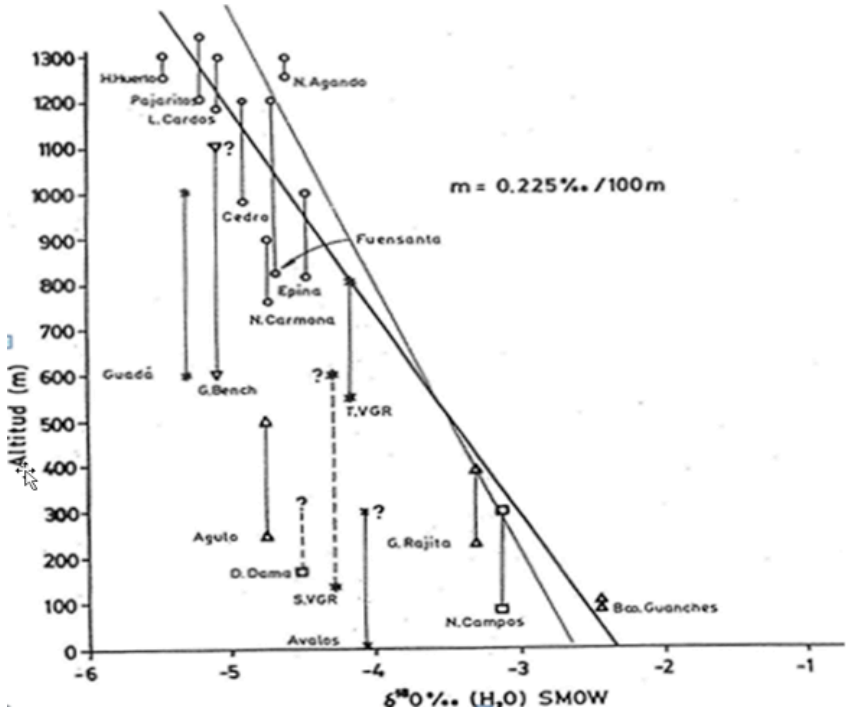


Figura 5.2 10 Relación entre $\delta^{18}O$ en el agua subterránea tomadas en nacientes de la isla de La Gomera como representativos de la precipitación del cada lugar y altitud del lugar de muestreo, en el supuesto que representen la altitud del área de recarga (Custodio y Manzano, 1992c). Las barras indican la altitud del lugar de muestreo (extremo inferior) y la del lugar o del centroide del lugar donde se supone que se produce la recarga (extremo inferior).

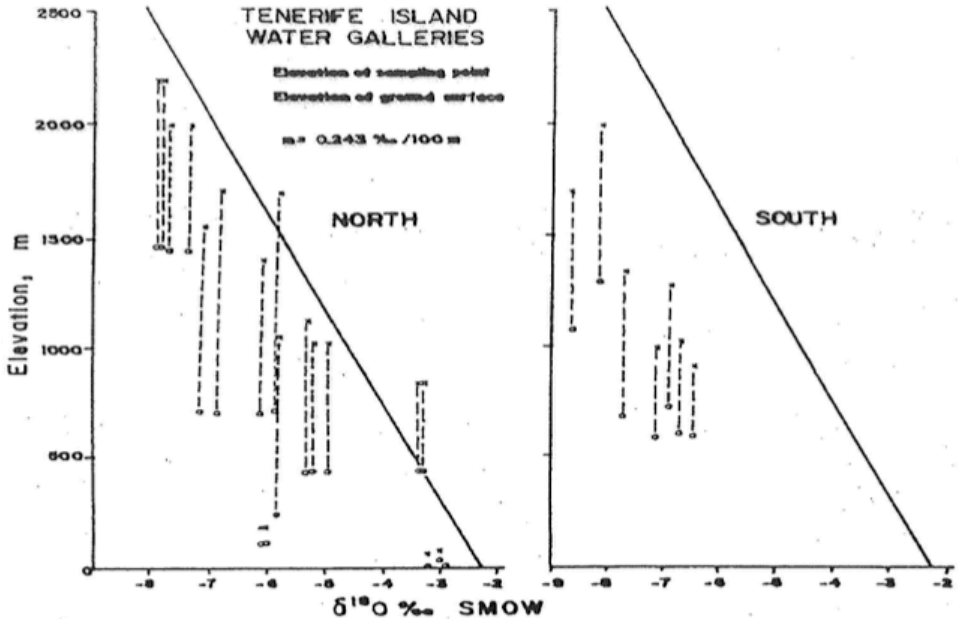


Figura 5.2.11 Relación entre $\delta^{18}O$ en el agua subterránea tomada en el fondo de galerías de la isla de Tenerife (Custodio et al. 1987b). Las barras indican la altitud del lugar de muestreo en el interior o en la boca de la galería o en pozos en algunos casos (extremo inferior) y la del terreno encima, que es el lugar donde se supone que se produce la recarga (extremo inferior). Las líneas continuas corresponden al gradiente altitudinal aparente de la isotopía de la lluvia (–0,29‰/100 m), deducida de muestreos en pequeños nacientes y galerías cortas. En el lado Norte de la isla, el agua procede de la recarga en la superficie situada en la vertical del lugar de muestreo, mientras que en lado Sur el agua se recarga en un área más extensa con mayores altitudes

A falta de medios y tiempo, se puede estimar dicho gradiente isotópico altitudinal a partir de muestras de pequeños manantiales (nacientes) que representen valores locales. Esto requiere estudios hidrogeológicos y asegurarse de que en la recarga no haya habido fraccionamiento isotópico. Puede haber habido fraccionamiento isotópico cuando la vegetación es dispersa o no existe o cuando ha habido encharcamiento en superficie. Por esa razón, antes de utilizar los valores debe comprobarse que el exceso de deuterio es el esperable. Los grandes manantiales o el agua extraída de pozos profundos pueden estar sensiblemente afectados por el efecto de ladera (véase la Sección 5.6). Parte de los datos que se encuentran en la literatura pueden estar afectados por ese efecto, que lleva a gradientes isotópicos altitudinales demasiado pequeños. Esto explica en parte la variación que se observa en la Figura 5.2.12, en la que las muestras del área andina se han derivado de datos del agua subterránea y de aguas vadosas por debajo de la zona edáfica en época primaveral. Los datos más recientes del Grupo de Hidrología Subterránea de la UPC en varios lugares de la España peninsular e insular y en el área andina, con muestras de lluvia y nieve o de pequeños manantiales, una vez corregido el efecto de ladera, indican un rango más probable del gradiente altitudinal de $\delta^{18}O$ entre -0,4 y -0,7‰/100 m.

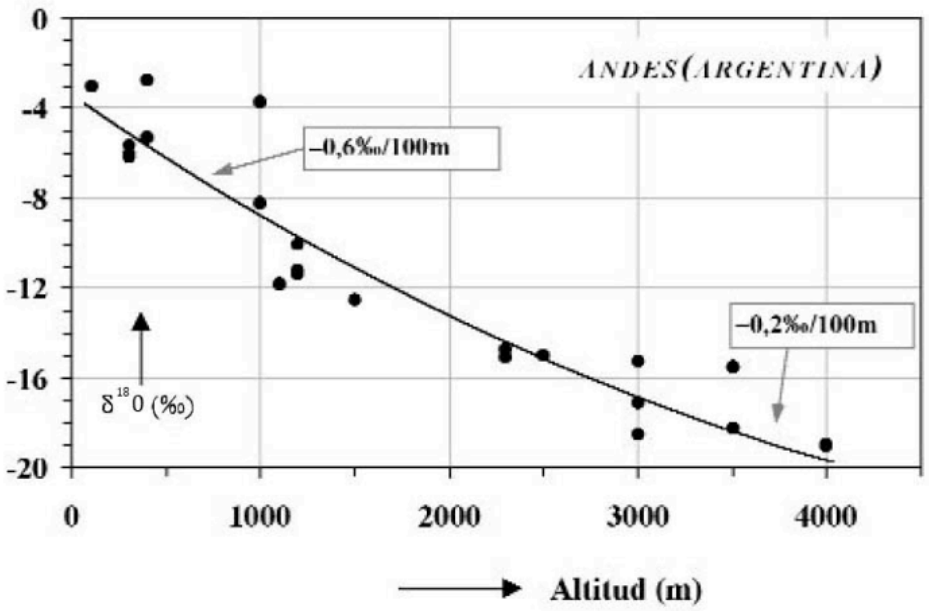


Figura 5.2.12 Efecto de la altitud en la precipitación al este de los Andes, en Argentina. Los valores de la precipitación se han inferido de muestras de aguas subterráneas y vadosas tomadas en primavera. El gradiente de $\delta^{18}O$ aumenta desde –0,6 en la parte más alta (recarga local) hasta –0,2‰/100 m en la parte baja, donde el efecto de ladera puede ser importante (tomado de Mook, 2002)

Al establecer gradientes isotópicos altitudinales, hay que tener en cuenta que, si el ambiente es seco y no se equilibra pronto la humedad atmosférica con la de la precipitación, puede haber un enriquecimiento del agua entre la nube y el terreno por evaporación durante la caída. Este efecto es tanto mayor cuanto más alta sea la nube y se resalta entre montañas y a sotavento y por rápido ascenso en el caso de grandes cordilleras. El exceso de deuterio d se adapta a topografía y aumenta con la altitud, de forma aún mal explicada. En áreas áridas, el efecto de altitud puede ser poco claro, ya que la fracción de la humedad atmosférica condensada puede ser pequeña y variable.

Evaporación del agua libre

La evaporación del agua libre de un depósito, lago o tanque se puede analizar mediante la consideración de resistencia ρ al flujo difusivo y convectivo (Figura 5.2.13). Se supone que el agua líquida está bien mezclada, el vapor se difunde por una capa límite atmosférica laminar en equilibrio con el agua líquida y que de esta se pasa a la atmósfera turbulenta bien mezclada mediante una subcapa difusiva y otra de mezcla turbulenta, según el modelo de Craig y Gordon (Gat y Gonfiantini, 1981).

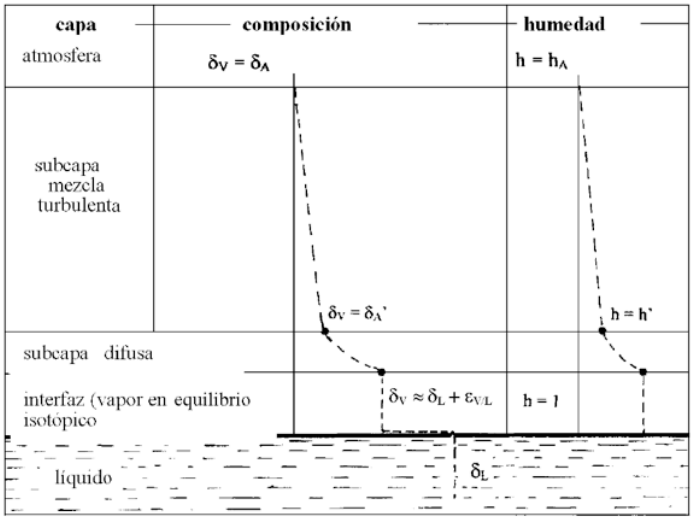


Figura 5.2.13 Modelo del fraccionamiento isotópico durante la evaporación de un cuerpo de agua en contacto con la atmósfera libre (Craig y Gordon, 1965). La región límite entre la superficie de evaporación y la atmósfera libre se subdivide en varias capas: (i) interfaz que se encuentra inmediatamente por encima de la superficie de evaporación, donde se mantiene el equilibrio isotópico entre la fase líquida y la fase vapor, (ii) subcapa viscosa difusiva, donde domina el transporte molecular, que introduce un fraccionamiento difusivo adicional entre las diferentes especies isotópicas del vapor de agua y (iii) subcapa de mezcla turbulenta, donde no se produce fraccionamiento isotópico. Se muestran los perfiles esquemáticos de la humedad relativa y la composición isotópica del vapor de agua en la región límite (modificado de Gat, 1980). H = humedad relativa y h_N = humedad relativa normalizada respecto a la que se tiene a saturación de vapor para las condiciones de temperatura y salinidad de la superficie. H = 1 en la capa laminar y h = h_N en la atmósfera libre. Los valores de ε son para vapor/líquido.

La evaporación es E = (1 – h_N)/ρ para el agua total y para el isótopo pesado:

$$E_1 = \frac{\alpha R_L - h_N R_A}{\rho_1}$$

E = tasa de evaporación del agua
E_1 = tasa de evaporación del agua isotópicamente pesada
h_N = humedad relativa de la atmósfera bien mezclada
ρ = resistencia a la transferencia para el agua
ρ_1 = resistencia a la transferencia para las moléculas pesadas
R = relación isotópica para vapor atmosférico A y agua L
δ = desviación isotópica para vapor atmosférico A y agua L
α = coeficiente de fraccionamiento de equilibrio vapor/líquido (>1)

Del balance de agua y de la molécula pesada se obtiene:

$$\delta_E = \frac{(1+\varepsilon)\delta_L - h_N\delta_A + \varepsilon + \varepsilon_{dif}}{1 - h_N - \varepsilon_{dif}} \simeq \frac{\delta_L - h_N\delta_A + \varepsilon_T}{1 - h_N}$$

ε = fraccionamiento de equilibrio vapor/líquido (<0)
ε_{dif} = fraccionamiento por difusión (<0)
$\varepsilon_T = \varepsilon + \varepsilon_{dif}$

El valor ε_{dif} es el resultado de las diferencias en las resistencias entre las moléculas ligeras y las pesadas:

$$\varepsilon_{dif} = (1 - h_N)\,(1 - \rho_1/\rho) = n{\cdot}\theta\,(1 - h_N)\,\Delta_{dif}$$

n = coeficiente que depende de cómo se realiza la evaporación
n = 0,5 para agua libre; → 1 para evaporación del suelo
$\theta = (1 - h_{N1}) / (1 - h_N)$, que depende del tamaño del cuerpo de agua
θ = 1 para cuerpos pequeños; θ = 0,88 cuerpos para muy grandes
Δ_{dif} = exceso de fraccionamiento por difusión

El proceso de evaporación conlleva un continuo aumento del exceso de deuterio d del agua que queda. Se puede obtener fácilmente a partir de los valores de δ_E, resultando para ε para líquido/vapor:

$$d_E = \frac{d_L - h_N d_A - \left({}^2\varepsilon - 8^{18}\varepsilon\right) - \left({}^2\varepsilon_{dif} - 8^{18}\varepsilon_{dif}\right)}{1 - h_N}$$

$$d_E = \frac{d_L - h_N d_A - \left({}^2\varepsilon - 8^{18}\varepsilon\right)}{1 - h_N} - n \cdot \theta\left({}^2\Delta_m - 8^{18}\Delta_m\right)$$

$$\Delta_m = {}^2dif/(1 - h_N)$$

con $n{\cdot}({}^2\Delta m - {}^{18}\Delta m) \simeq 1{,}003$ (valor absoluto) y ${}^2\varepsilon - 8^{18}\varepsilon \simeq 0$

$$d_E - d_A \simeq \frac{d_L - d_A}{1 - h_N} + 0{,}1\theta$$,que no depende de δ_A

En la Figura 5.2.14 se muestra el cambio isotópico de un agua que se evapora en una deteminada fraccción y en la Figura 5.2.15 el desvío progresivo del $\delta^{18}O$ y del $\delta^{2}H$ del agua de río con un tiempo de residencia en su estuario relativamente largo, donde se evapora. El proceso de evaporación se hace según una línea aproximadamente recta de pendiente m < 8, que depende de la humedad atmosférica y de su composición isotópica (Figura 5.2.16).

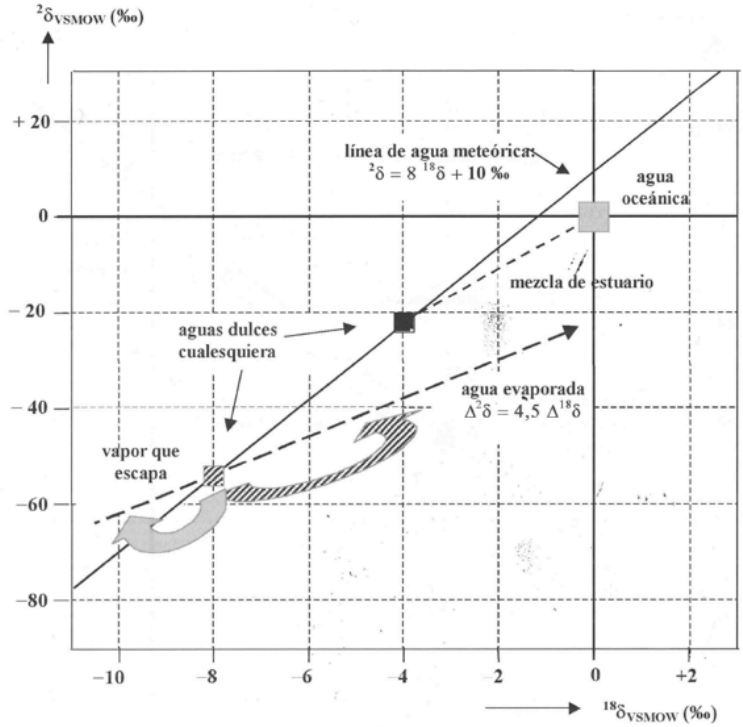


Figura 5.2.14 Cambio isotópico de un agua que se evapora en una deteminada proporción (Mook, 2002)

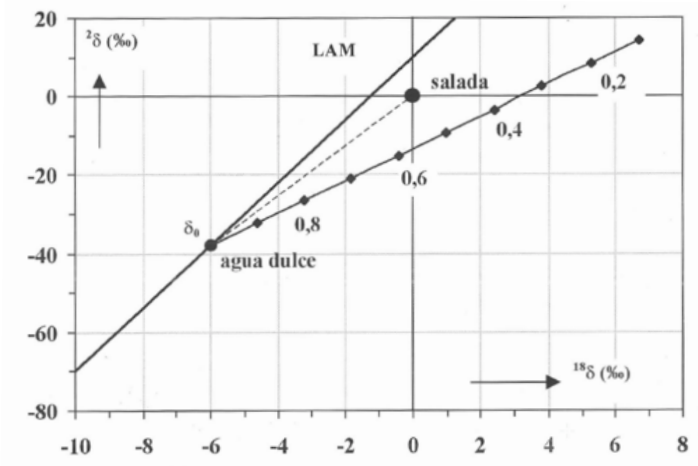


Figura 5.2.15 Desvío progresivo del $\delta^{18}O$‰ y del $\delta^{2}H$‰ del agua de río con un tiempo de residencia en su estuario relativamente largo, donde se evapora. LAM es la Línea de Agua Meteórica. Los valores a lo largo de la "línea de evaporación" representan las fracciones del agua residual después de la evaporación. La línea discontinua representa la mezcla agua dulce inicial con el agua marina en el estuario (Mook, 2002)

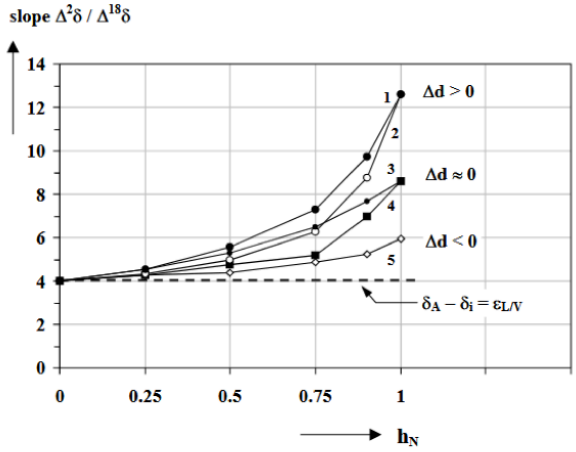


Figura 5.2.16 Pendientes de las líneas de evaporación m desde un reservorio de agua abierto a la atmósfera para diferentes valores de la humedad y en función de la humedad del ambiente hN. Los cálculos se basan en una composición isotópica inicial del cuerpo de agua de $\delta^{18}O_0$ = –5‰ y $\delta^{2}H_0$ = –30‰, un exceso de deuterio d = +10‰ y una temperatura de 20ºC. La línea discontinua representa la condición de evolución en equilibrio isotópico entre el agua y el vapor de la atmósfera, el cual proporciona una diferencia $\Delta\delta^{18}O$ = –0,8‰ entre los valores del $\delta^{18}O$ del agua y del vapor a esta temperatura. Las distintas líneas representan: 1 humedad que se deriva de la evaporación con $\Delta\delta^{18}O$ = +18‰; 2 mezcla de humedad ambiente y vapor con $\Delta\delta^{18}O$ = +10‰; 3 caso en que $\delta^{18}O_A$ (de la atmósfera) = $\delta^{18}O_0$ y $\Delta\delta^{18}O$ = 0‰; 4 caso en que $\delta 18O_A = \Delta\delta^{18}O_o + \varepsilon_{V/L}$ y $\delta^{18}O$ = –2,8‰; 5 caso en que la humedad del aire se encuentra en equilibrio con el agua oceánica a 20 ºC y $\Delta\delta^{18}O$ = –10,8‰ (Mook, 2002)

En un lago hay aportaciones y salidas superficiales y subterráneas y un volumen de agua limitado y por lo tanto de características variables, como se muestra esquemáticamente la Figura 5.2.17. La evolución se puede deducir de un balance de agua y de un balance isotópico (Merlivat, 1970). El agua del lago puede tener una variación isotópica estacional e incluso interanual o mostrar una tendencia si los componentes no son estacionarios a largo plazo.

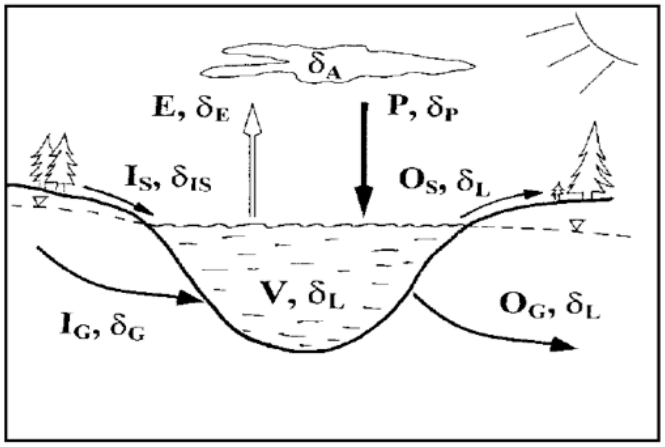


Figura 5.2.17 Esquema que describe los componentes del balance hidrológico e isotópico de un sistema lacustre. Los flujos de agua están representados con letras mayúsculas, mientras que su composición isotópica se describe mediante los valores δ correspondientes.

Niebla y lluvia oculta

Las técnicas hidroquímicas e isotópicas ambientales son en general el complemento necesario para tratar de determinar la posible relevancia de la lluvia oculta (niebla condensante) y el papel del rocío, en especial en áreas áridas (Fischer y Still, 2007; Guerra et al, 2010; Schmid et al., 2010; Scholl et al., 2011), cuando además se conoce la isotopía de la lluvia local (Sosa et al., 2011a; 2011b).

En diversos lugares del mundo, en especial en áreas tropicales, las nieblas condensantes producen un aporte de agua adicional a la precipitación de lluvia – la lluvia oculta –, cuyo papel en la recarga es muy controvertido (véase la Sección 2.4.3 del Capítulo 2).

Los isótopos estables del agua (^{2}H y ^{18}O) son una potente herramienta para analizar el flujo del agua, tanto en la parte atmosférica y terrestre, como a nivel de los distintos tejidos vegetales, goteo bajo la vegetación, zona no saturada, acuífero y flujo superficial (Aravena et al., 1989; Gedzelman y Arnold, 1994; Scholl et al., 1995; 2002; 2009; 2011; Li et al., 2007; Kaseke et al., 2017) y para estudiar su aportación a la recarga (Scholl et al., 2010).

La mayoría de los estudios realizados muestran que la niebla ésta isotópicamente enriquecida en comparación con la precipitación local (Gonfiantini y Longinelli, 1962; Aravena et al., 1989; Ingraham y Matthews, 1995). Este hecho se puede utilizar para tratar de cuantificar la importancia de la lluvia oculta (Regalado et al., 2013). Los estudios realizados por Spiegel et al. (2012) mostraron que la composición de las gotículas de las nubes y de la niebla no depende de sus tamaños. Las diferencias isotópicas permiten estudiar cómo las plantas utilizan la lluvia oculta en relación con la lluvia normal. Las mayores diferencias se han observado cuando la lluvia procede de tormentas de escala sinóptica y las nieblas son d de radiación o de advección, mientras que las menores diferencias se observan cuando la niebla es de origen orográfico. En este último caso, no se suelen encontrar diferencias significativas isotópicas entre la niebla y la precipitación (Scholl et al., 2007; 2011; Spiegel et al., 2012). Los estudios realizados por Kaseke et al. (2017) con ^{2}H y ^{18}O, apoyados en el fraccionamiento no dependiente de masa del ^{17}O, indican que una parte importante del agua de la niebla es agua reciclada localmente. En la península de Point Reyes, California, los eucaliptales usan el agua de la lluvia horizontal todo el año, pero en otros lugares lo hacen sólo estacionalmente y en otros toda el agua usada es freática (Ingraham y Matthews, 1995).

En Canarias, principalmente en Tenerife y en La Gomera, se han venido realizando estudios isotópicos de las nieblas condensantes y de su efecto en el suelo y en la vegetación. En la Universidad de La Laguna y en el ICIA (Instituto Canario de Investigaciones Agrarias) se han desarrollado o están en curso diversos proyectos de investigación (Guerra García et al., 2013; Guerra et al., 2017), como la contribución del agua de la niebla a la zona no saturada y a la recarga de acuíferos, el potencial del agua captada de la niebla para su aprovechamiento en riegos de apoyo de cultivos en medianías de la isla de Tenerife, la caracterización meteorológica, hidrológica isotópica y química de la precipitación horizontal en Canarias y el estudio de la composición isotópica de la precipitación y del vapor de agua en la atmósfera sobre Canarias.

Nieve y hielo

La sublimación a temperatura T superficial <0ºC no fracciona isotópicamente y la evaporación del agua de fusión a < 0ºC se hace en equilibrio. La sublimación domina entre < –11,5 y – 2,5 ºC, según la humedad atmosférica. La evaporación del agua de fusión a > 0ºC sí fracciona. El resultado combinado es que la nieve depositada sobre el terreno sufre sublimación que, a semejanza con la evaporación, produce fraccionamiento isotópico (Strichler et al, 2001).

Se produce un enriquecimiento isotópico después de la deposición por evaporación y sublimación, incluso cuando la masa de nieve tiene una temperatura en superficie menor que la del punto de congelación. Esto lleva a que la nieve en superficie se enriquezca isotópicamente al envejecer. Esto se explica por los procesos de percolación por el manto de nieve del agua de fusión, difusión, sublimación y re-sublimación dentro del manto de nieve. Las posibilidades son, que no haya fraccionamiento por sublimación capa a capa o que haya enriquecimiento isotópico sistemático en la nieve debido a la evaporación del agua de fusión de nieve.

En los Alpes, el efecto isotópico altitudinal de la nieve es pequeño y se atribuye a la gran variabilidad a lo largo del invierno y al enriquecimiento por fusión intermitente (Dietermann et al., 2013). En el Parque Nacional de Ordesa, parece que el notable desplazamiento de la nieve caída que produce el viento y las inversiones térmicas y fuertes corrientes verticales en los valles, también tienen un papel importante. Niewodniczasky et al. (1981) determinaron en varios lugares de Sudamérica, Asia Central y África, un gradiente isotópico vertical altitudinal frecuente de –0,6 a –1,0‰/100 m para el $\delta^{18}O$, pero variable e incluso invertido en algunos lugares debido a cambios tras la deposición. Lechler y Niemi (2012) encontraron gradientes del –0,2 a –0,3‰/100 m para el $\delta^{18}O$, que responden a un proceso Rayleigh de simple evaporación a > 2000 m de altitud, con $\delta^{18}O$ entre –13 y –14‰, siendo lo esperable de –5 a –22‰, pero con gradiente que cambia a –0,08‰/100 m por modificación posterior, que hace al agua más pesada por sublimación.

La Figura 5.2.18 hace referencia a la isotopía estable del agua de fusión de nieve y hielo de glaciares, de embalses y de agua subterránea en la ladera andina del oeste de Bolivia. Se consideran dos aguas extremas y sus mezclas.

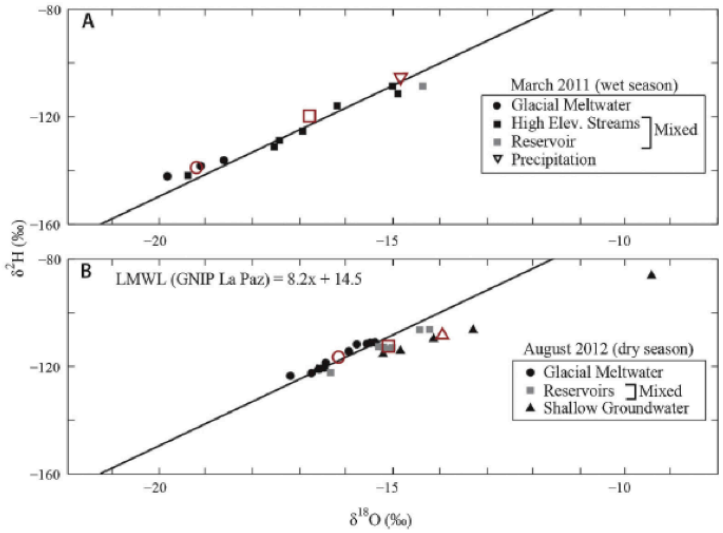


Figura 5.2.18 Fusión de glaciares, embalses y agua subterránea en la ladera andina del oeste de Bolivia. Isotopía estable del agua para dos aguas extremas y sus mezclas A) en la estación húmeda de 2011 y B) en la estación seca de 2012 (Guido et al., 2016). Los símbolos mayores son los valores medios. La línea isotópica meteórica corresponde a la precipitación en La Paz, según datos de la red GNIP de la OIEA

5.2.3 Composición isotópica de las aguas subterráneas

Aspectos generales

La composición isotópica de las aguas subterráneas depende de la del agua de recarga, sea esta difusa o concentrada. En la recarga concentrada no son de esperar cambios en la isotopía del agua, salvo por mezcla con otras aguas o por un largo tiempo de residencia en partes del acuífero con alta temperatura.

La Figura 5.2.19 es un ejemplo de aplicación a un acuífero de frente montañoso (véase el Subcapítulo 7.2), que sirve de introducción de la aplicación de los isótopos estables del agua a la identificación de la recarga.

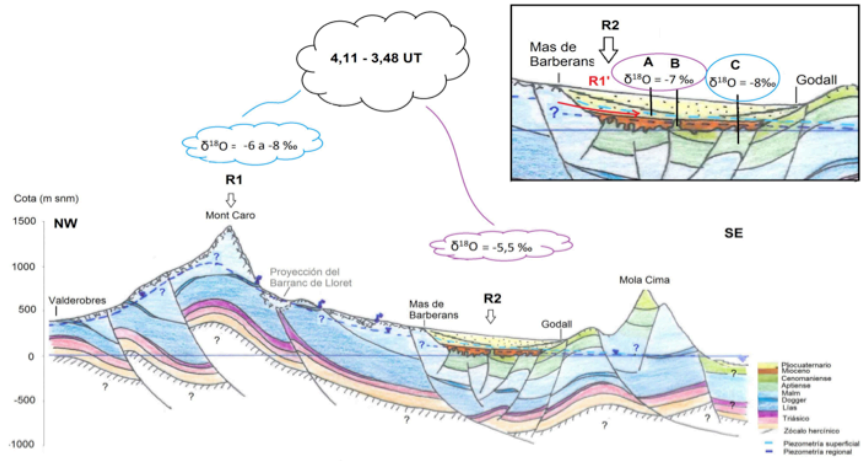


Figura 5.2.19 Contenidos isotópicos en un acuífero de frente montañoso que corresponde a sistema kárstico de los Ports de Beseit-Tortosa acoplado a la Plana de La Galera (Baix Ebre). El agua de la cordillera kárstica es isotópicamente ligera por la mayor altitud de recarga. Es transmitida a la plana donde se mezcla con la recarga local, que es isotópicamente más pesada por la menor altitud (Espinosa et al., 2014). A partir de las mezclas, es posible evaluar isotópicamente e hidroquímicamente las proporciones en que cada origen de agua contribuye a las aguas captadas por los pozos.

En la recarga difusa hay que considerar que:

a) la toma de agua por la vegetación no fracciona

b) hay fraccionamiento si hay evaporación en superficie o del agua del suelo, mediante un proceso difusivo que hace que la evolución en un gráfico δ^2H – $\delta^{18}O$ se haga con una pendiente menor que la de evaporación de agua libre y en cualquier caso notablemente menor que 8 (Figura 5.2.20).

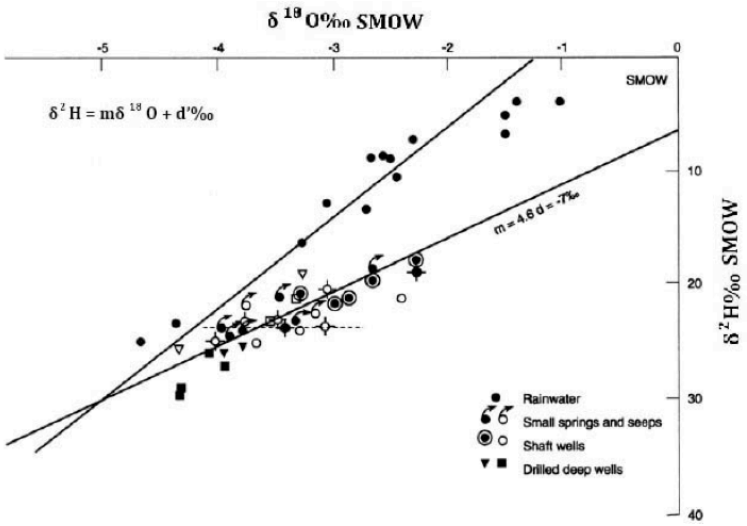


Figura 5.2.20. Gráfico δ^2H - $\delta^{18}O$ de las aguas de lluvia, de pequeños nacientes y de aguas de pozos en el Macizo de Amuga, en el SE de la isla de Gran Canaria (Gasparini, 1984; Gasparini et al, 1990). El δ^2H se indica como δD. El agua de lluvia se adapta a la línea de agua meteórica de pendiente 8 y exceso de deuterio +15‰, que es característico de las Islas Canarias (Custodio y Naranjo, 2013). Pero las aguas de origen subterráneo se adaptan a una recta de pendiente m = 4,6, que indica evaporación en el suelo o superficie de la roca antes de convertirse en recarga. En este caso, la alineación no corresponde a mezclas entre dos aguas extremas

De forma general, hay que considerar que no toda o que una misma fracción del agua disponible produce recarga, ya que hay una selección por magnitud del evento, estacional y que en clima árido es también interanual. Este hecho puede tener gran relevancia si las variaciones temporales de la isotopía del agua disponible para recarga son grandes. Similar efecto tiene la variación espacial de la recarga. Para compensar este efecto, hay que ponderar cada valor de la serie de datos por la recarga que se estima que se ha producido. Como esta recarga es desconocida y es lo que se busca, cabe ponderar de acuerdo con una distribución que se le aproxime, como el mes o la estación del año. La ponderación según la precipitación puede llegar a producir sesgos importantes (véase la Figura 5.2.34, referida a la concentración de tritio).

En la Figura 5.2.21 se muestran los momentos en que puede haber fraccionamiento isotópico en la secuencia de procesos asociados a la recarga difusa.

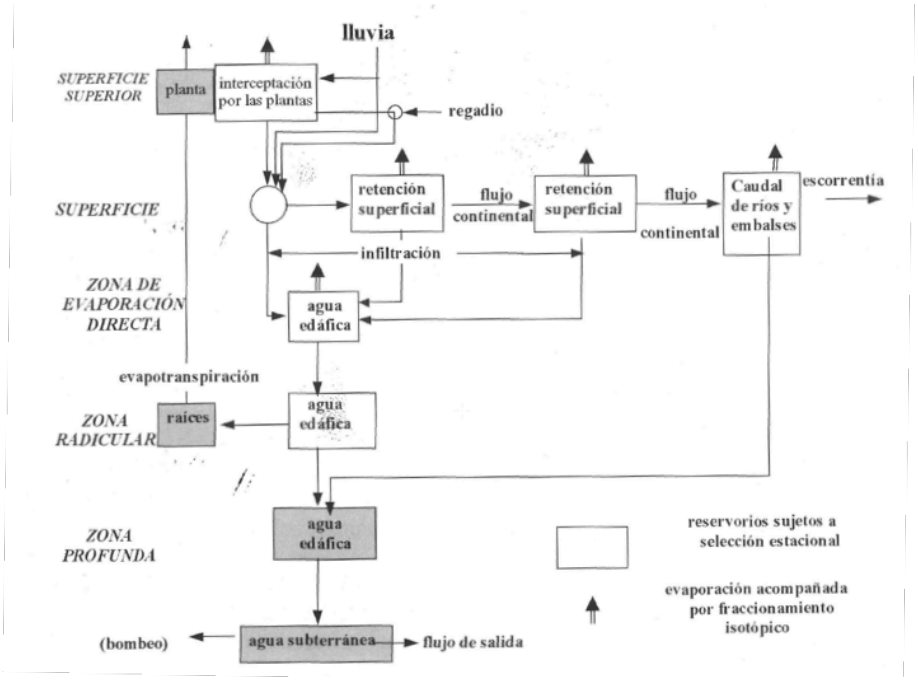


Figura 5.2.21 Modelos de flujo y procesos que intervienen en la transformación de la precipitación en escorrentía y en nueva agua subterránea. Los reservorios sujetos a la selección estacional se muestran en las celdas rectangulares. Las flechas dobles indican flujos sujetos a fraccionamiento isotópico (Mook, 2002)

Cambios en la composición isotópica del agua en el terreno

El agua del terreno, tanto de la zona saturada como de la no saturada, puede modificarse por diferentes procesos, como muestra la Figura 5.2.22. La Figura 5.2.23 corresponde a un ejemplo real.

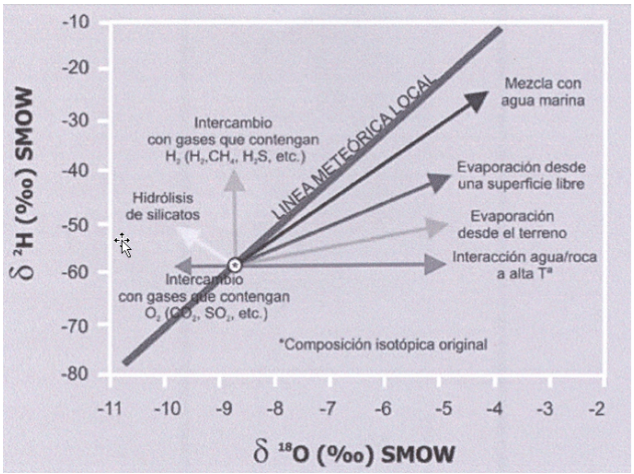


Figura 5.2.22 Gráfico δ^2H - $\delta^{18}O$ que muestra los distintos tipos de procesos que pueden modificar la composición isotópica de un agua subterránea.

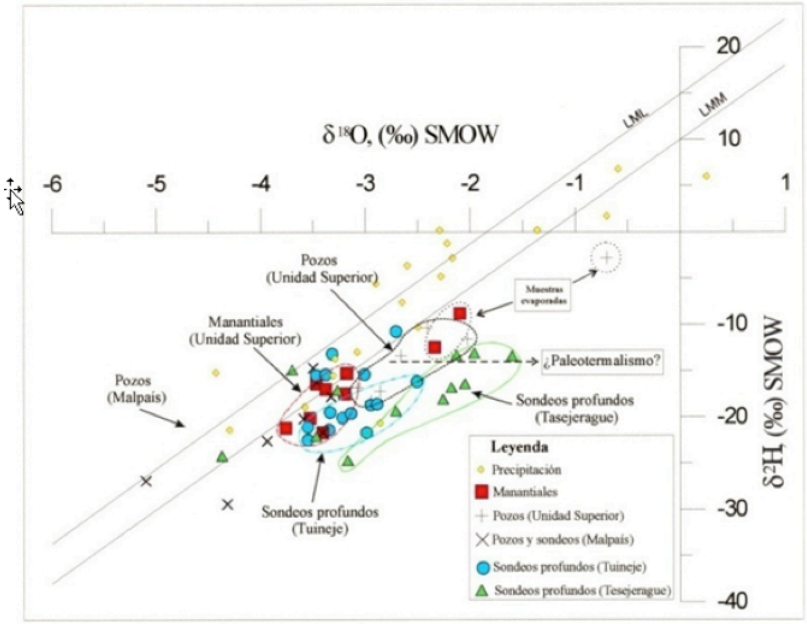


Figura 5.2.23 Gráfico $\delta^{2}H$ - $\delta^{18}O$ de las aguas de precipitación atmosférica y de las aguas subterráneas del Macizo de Betancuria, en el centro de la isla de Fuerteventura. Se muestran mezclas y desplazamientos geotérmicos antiguos (Herrera, 2001; Herrera y Custodio, 2002)

Con respecto a una cierta composición isotópica inicial del agua, los principales procesos conducen a cambios según la Tabla 5.2.5.

Tabla 5.2.5 Evolución previsible de la composición isotópica de una cierta agua subterránea según los distintos procesos. d = exceso de deuterio, m= pendiente de la relación entre δ^2H y $\delta^{18}O$

Proceso	Resultado	Comentarios
Disolución de sales	No hay cambio	Salvo con gran aporte de minerales hidratados (cambio pequeño)
Transpiración	No hay cambio	
Evaporación	Se hace más pesada. d decrece	Si se llega a alta concentración salina, la evolución ya no es lineal y depende de la composición iónica
a) en superficie b) en el suelo	m = 5,5 a 6,5 m = 3,5 a 5,5	
Efecto térmico simple	δ^2H no cambia $\delta^{18}O$ tiende a asimilarse al de la roca (en general más pesada)	T > 100 ºC para silicatos y cuarzo T > 60 ºC para carbonatos
Efecto térmico con evaporación	Se hace más pesada d crece con m = 1,0 a 2,5	
Mezcla con agua marina	Según recta de mezcla. En general más pesada. d crece algo	Conocer isotopía del agua marina local que se mezcla
Efecto de gases endógenos	Intercambio isotópico. d crece	Para sensibilidad, gran proporción másica que interaccione. Considerar si gas endógeno aporta H_2O
a) oxigenados (CO_2, SO_2, …)	Tendencia al aligeramiento. δ^2H no cambia. d decrece	
b) hidrogenerados (CH_4, H_2S, H_2, …)	Tendencia a más pesada. $\delta^{18}O$ no cambia. d crece	
Alteración de silicatos		Efecto sólo sensible si alta relación roca/agua. Pendiente aprox. -45 º
a) hidratación	Se aligera en $\delta^{18}O$ Se enriquece en δ^2H. d crece	
b) deshidratación	Se enriquece en $\delta^{18}O$ Se aligera en δ^2H. d crece	
Equilibrio yeso–anhidrita		Efecto sólo sensible si alta relación roca/agua Depende del agua de hidratación, en general ligera
a) yeso–anhidrita	Se libera agua	
b) anhidrita–yeso	Se toma agua Enriquecimiento	
Ultrafiltración y ósmosis inversa	Agua residual se enriquece. d crece. m ≈ 3 a 5	
Paleoaguas	En general d < 10. Más ligeras que las actuales, pero no siempre	
Mezclas		

En un gráfico δ^2H – δ^{18O}, los procesos se muestran como desplazamientos, pero no se cuantifican. Lo que aparece como una línea de evolución, como en el caso de evaporación, puede que no lo sea sino una mezcla de proporciones variables entre dos extremos: el agua considerada y otra existente isotópicamente diferente (muy evaporada, de un almacén geotérmico de alta entalpía, etc.). Un gráfico $\delta^{18}O$ (o bien δ^2H) – salinidad (Cl u otro) suele ayudar mucho a discernir entre posibles procesos (Figura 5.2.24). La Figura 5.2.25 es un caso real. Para que se manifiesten las mezclas como evoluciones lineales, los ejes deben ser lineales. La frecuente adopción de una escala logarítmica para la salinidad no permite verlo directamente

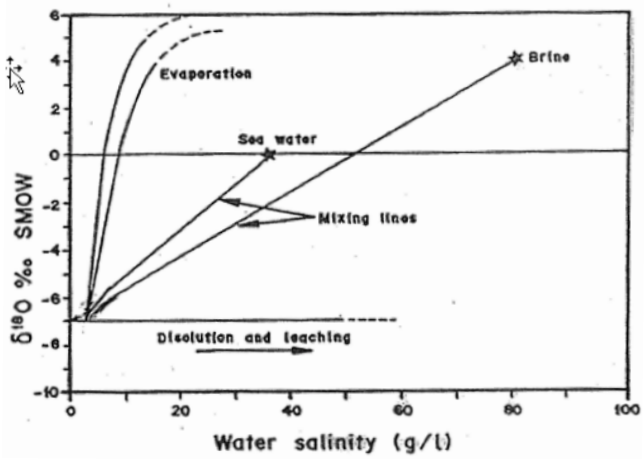


Figura 5.2.24. Comparación entre la evolución de la composición isotópica del agua, en este caso como $\delta^{18}O$ y la salinidad del agua (conductividad eléctrica CE, concentración en cloruros, otros iones mayoritarios), para identificar los procesos que no se manifiestan o quedan poco resaltados en un gráfico $\delta^{18}O$ - δ^2H

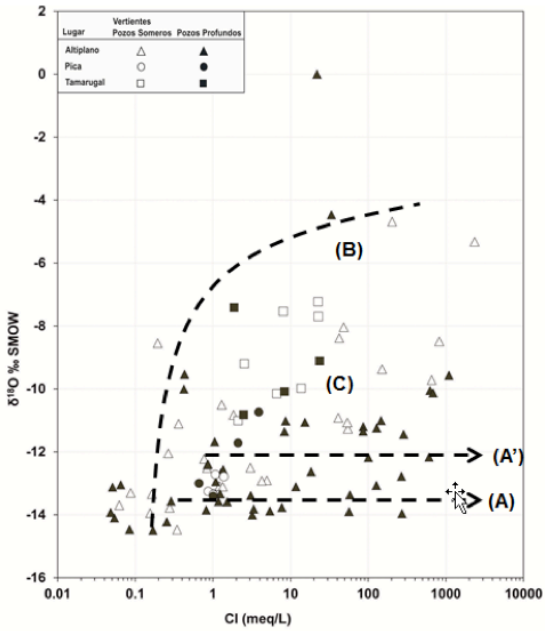


Figura 5.2.25 Relación entre $\delta^{18}O$ y salinidad expresada como concentración en Cl en el área del Altiplano Andino de Collacagua-Huasco, Pica y Pampa del Tamarugal, en la Región II (Tarapacá) del Norte de Chile. A.- Disolución de halita de salares por la recarga, A'.- Disolución de halita de salares por aguas ya salinas, B.- Evaporación de la recarga de agua dulce en ambiente frío y seco (indicativo) y C.- Mezclas (Acosta y Custodio, 2008; Acosta et al., 2013)

Cuando las salinidades que se alcanzan en el agua subterránea por evaporación son muy elevadas, se producen cambios en la actividad del agua que afectan a los fraccionamientos isotópicos y la evolución en la evaporación, no sólo depende de la humedad relativa de la atmósfera y de la composición isotópica de esa humedad, sino también de la salinidad y de la composición iónica del agua salina o en su caso la salmuera Figura 5.2.26).

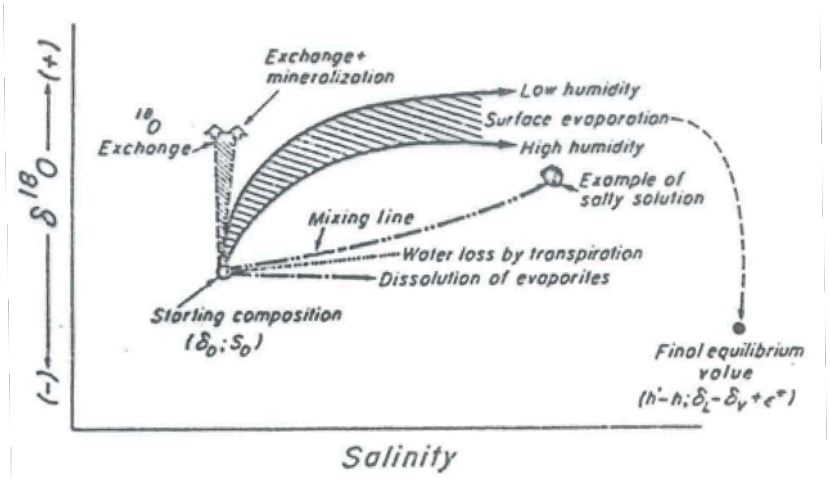


Figura 5.2.26 Representación similar a la de la Figura 5.2.24, que muestra que cuando las salinidades que se alcanzan en el agua subterránea son muy elevadas, se producen cambios en la actividad del agua que afectan a los fraccionamientos isotópicos (Gat, 1995)

Los isótopos del agua pueden aportar información sobre el origen del agua que toman las plantas cuando hay más de una fuente, como las freatófitas que usan agua de lluvia y agua subterránea (Chimner y Cooper, 2004; Lamontagne et al., 2005; Brunnel et al., 1997), el bosque y matorral de zonas con precipitación líquida y nieblas condensantes, la vegetación de alta montaña que aprovecha agua de lluvia y agua de fusión de nieve fraccionada por sublimación o los cultivos regados que toman agua de precipitación local y agua de riego (Seraphin et al., 2016). Pero se requiere que haya diferencias identificables y se conozca la posible interferencia de procesos de fraccionamiento isotópico. Véase la Figura 5.2.26. Estas diferentes tomas se pueden también ver en muestreos de la savia de los árboles (White, et al., 1985). En condiciones favorables también es posible ver la contribución de la niebla a la recarga (Marrero-Díaz et al., 2016; 2017; Prada et al., 2015; 2016).

Una de las principales herramientas de estudio son las variaciones isotópicas altitudinales (Herrera et al., 2015; 2017). Sin embargo, en áreas de escaso relieve, las variaciones no son suficientemente significativas. No obstante, si el tiempo de residencia del agua en el acuífero es rápido, a partir de las variaciones isotópicas estacionales se puede evaluar la importancia de las diferentes contribuciones a lo largo del año, como en la isla casi plana de Barbados (Jones et al., 2000), donde la recarga en los carbonatos de alta permeabilidad se produce mayoritariamente sólo en los tres meses lluviosos del año, que aportan del 0,1 al 0,2 de la precipitación local. Este mismo tipo de razonamiento se puede aplicar en áreas de montaña muy karstificadas, en las que, además, mediante análisis repetitivos se puede separar el flujo rápido, del flujo moderadamente rápido y del lento en manantiales (Lauber y Goldscheider, 2014; Andreo et al., 2004; Jódar et al., 2016b). En las áreas áridas, las aguas muestreadas pueden tener diferencias isotópicas importantes, pero resultantes de una combinación de altitud y paleoclima (Herrera y Custodio, 2014a; 2014b). El conocimiento

del tiempo de residencia del agua en un acuífero mediante técnicas isotópicas (^{18}O, ^{2}H, ^{13}C, $^{87}Sr/^{86}Sr$, ^{14}C) es importante para ajustar modelos de flujo y con ello la recarga, así como las mezclas entre agua de rápida renovación con aguas antiguas (Cartwright et al., 2012). La aplicación de varias técnicas isotópicas puede ayudar notablemente a esclarecer las relaciones montaña-llano (Land y Timmons, 2016; Lapworth et al., 2013).

En áreas costeras sometidas a fuertes aguaceros convectivos alimentados por la humedad atmosférica de origen marino, la lluvia puede tener la misma composición isotópica que el agua del mar o incluso ser algo más positiva, manteniéndose sobre la línea meteórica mundial, como se ha observado en Puerto Rico (Jones y Banner, 2003). Este hecho puede ayudar a establecer la forma de recarga en islas tropicales.

El origen del agua que alimenta la vegetación de un bosque de ribera puede correlacionarse con el contenido de ^{2}H en la savia de los árboles y con la altitud del terreno respecto al curso fluvial (Figura 5.2.27).

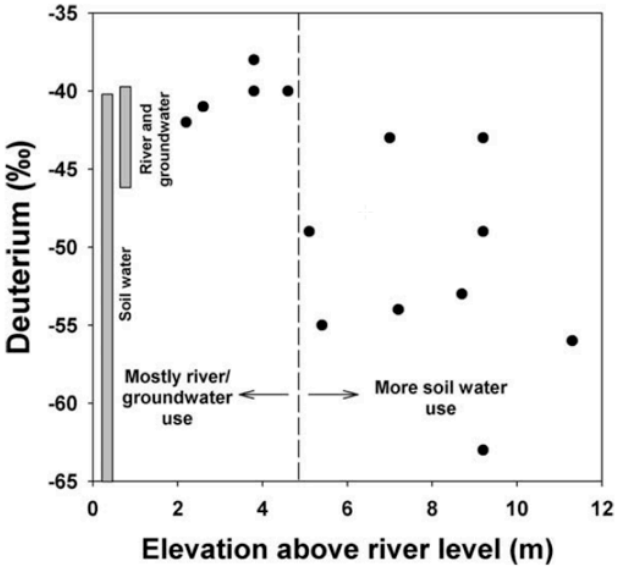


Figura 5.2.27 Origen del agua que alimenta la vegetación de un bosque de ribera correlacionando el contenido de ^{2}H en la savia de los árboles y con la altitud del terreno respecto al curso fluvial (Lamontagne et al., 2005).

También, el contenido en tritio en las hojas y frutos de un árbol indican qué agua toman preferentemente las raíces: la de las precipitaciones más recientes o una mezcla de aguas en el suelo con tiempos de recarga variando en un rango amplio (Zhang et al., 2017).

Los isótopos ambientales, principalmente los del agua y del carbono, en circunstancias favorables permiten separar la precipitación que vuelve a la atmósfera en sus componentes de transpiración, evaporación e interceptación (Sutarto et al., 2012).

5.2.4 Relaciones hidroquímicas e isotópicas estables río-acuífero

En el caso de recarga por aguas superficiales, los cambios que se producen en el agua infiltrada son pequeños o nulos, salvo las posibles mezclas de agua. Esto hace posible identificar y en su caso cuantificar las fuentes de recarga, si hay diferencias isotópicas suficientes entre ellas, como puede suceder cuando se trata de fusión de nieve de áreas altas o ríos o canales alóctonos con contenidos isotópicos distintos de la recarga difusa local, por altitud diferente o por evaporación previa. Las técnicas a aplicar son similares a las hidrogeoquímicas y hasta cierto punto a las térmicas (ver Subcapítulo 6.3). En la Sección 2.6.3 del Capítulo 2 se considera la posible utilización de la composición isotópica para ayudar a la separación de hidrogramas de ríos, como lo hacen Laudon y Slaymaker (1997).

Las variaciones isotópicas más o menos cíclicas en las aguas superficiales que se infiltran, por ejemplo, por razones estacionales o de manejo del agua, se propagan en el acuífero (Figura 5.2.28), donde se amortiguan y retrasan al aumentar la distancia o sea el tiempo de tránsito. Estos casos son modelables y la composición isotópica se comporta en general linealmente.

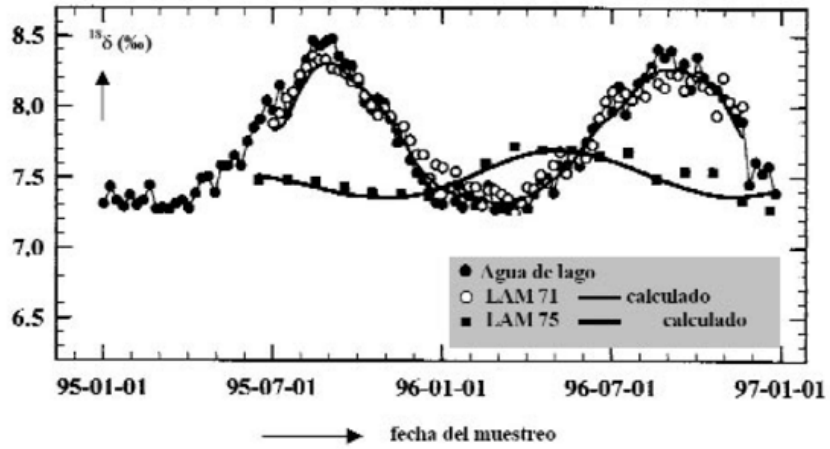


Figura 5.2.28 Propagación de las oscilaciones estacionales del $\delta^{18}O$ en el agua de un lago que se infiltra, según el flujo en el acuífero adyacente. Los valores calculados a partir de los pozos de observación se han obtenido utilizando un modelo de parámetro agregado (modificado de Stichler et al., 1986)

Cuando se aportan aguas externas a un área y las locales están sometidas a fraccionamiento, por ejemplo, por evaporación, es posible identificar donde estas aguas contribuyen a la recarga por infiltración (fugas, vertidos, inyección, retornos de riego, etc.), si, con una cierta orientación previa, se establece una red de muestreo del agua subterránea, además de controlar la propia agua superficial que se puede recargar y sus variaciones. Si la red de observación es suficiente, se puede cuantificar la recarga a partir de cálculos, sean estos sencillos o apoyados en modelos numéricos. Los retornos (excedentes) de riego, que en numerosos casos son un recurso local importante de aguas subterráneas, tienen características químicas e isotópicas ambientales que permiten cuantificar la recarga que producen (Lin et al., 2013; Custodio, 1994), lo mismo que sucede en determinadas circunstancias de contaminación a gran escala (Custodio et al., 1992; Custodio y Galofré, 1987).

La evaporación del agua del río, en especial en zonas en que fluye lentamente sobre una superficie grande o con embalses extensos intermedios, produce un fraccionamiento isotópico, mayor en áreas cálidas y áridas. Así se crea un trazador natural que permite diferenciar la recarga por el río (natural o forzada por los bombeos de agua subterránea) de la recarga difusa (Zhao y Li, 2017; Custodio et al., 1992).

Existe un alto número de posibilidades y circunstancias. Cada caso requiere un estudio particularizado y adaptado a las circunstancias locales y los objetivos. Es frecuente que convenga realizar un reconocimiento previo que permita el diseño de las actuaciones y estudios de detalle.

La Figura 5.2.29 es un ejemplo de cartografía en sección del efecto del uso de agua ligera importada en un área urbana y periurbana,

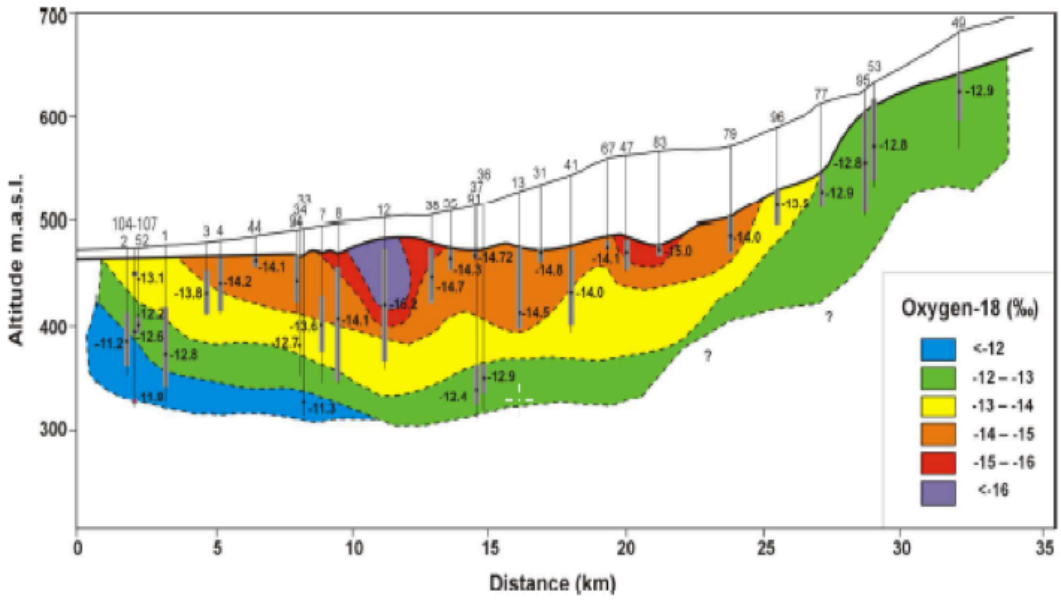


Figura 5.2.29 Corte W-E de la depresión que contiene el acuífero de Santiago de Chile, según datos de las perforaciones realizadas y con extrapolación en algunas áreas. Las aguas más ligeras que se encuentran en la parte central superior provienen de la infiltración de fugas de las redes de abastecimiento y de saneamiento, con agua que viene de una toma en el río Mapocho, que se origina en áreas mucho más elevadas (Iriarte, 2003)

Los ríos de montaña pueden y suelen tener características isotópicas estacionales propias en función del régimen de lluvia y de deshielo. Esto permite identificar, no sólo los tramos de recarga, sino cuantificar la infiltración. En la Figura 5.2.30 se muestra un ejemplo de las características isotópicas de un arroyo de montaña.

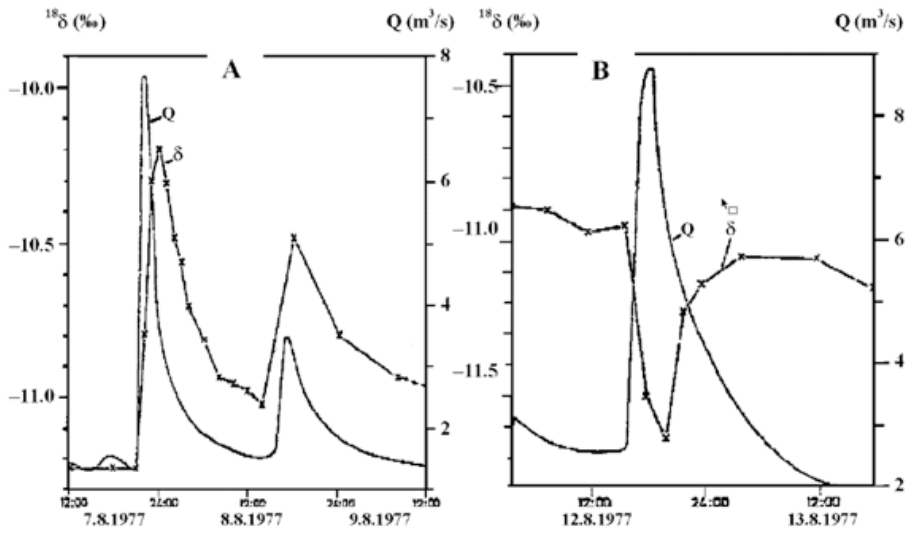


Figura 5.2.30 Caudal de escorrentía y $\delta^{18}O$ del arroyo Lainbach (Alpes Bávaros) tras una fuerte tormenta, con un valor mayor (A) y menor (B) de $\delta^{18}O$ en comparación con el de la escorrentía previa a las tormentas (Mook, 2012)

En el caso de ríos, es más frecuente utilizar las técnicas isotópicas para determinar los tramos en que son ganadores, o sea que reciben descarga de agua subterráneas, tanto de descarga regional como del almacenamiento en riberas, y también la identificación de fenómenos hiporreicos. Algo similar puede decirse de la descarga en el mar o en grandes lagos (Torres et al., 2018). En estos casos, son de especial utilidad los isótopos del radio y el radón, ya que las aguas subterráneas tienen normalmente actividades elevadas, en especial de ^{222}Rn (Rodellas et al., 2015). En España se han realizado aplicaciones en el río Mundo (Ortega et al., 2014), en el río Guadalimar en relación con el sistema acuífero profundo de Úbeda (Heredia et al., 2013) y en el litoral del Mar Menor (Baudron, 2015), aparte de otras en relación con la descarga litoral y submarina de la Serra d'Irta en el entorno de Peníscola-Alcocebre (Mejías et al., 2012). También la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ tiene interés cuando existen diferentes litologías (Harrington et al., 2014), ya que dicha relación es característica de cada tipo de roca y del agua marina. Aunque estos estudios no suelen estar enfocados a la recarga, sino a la descarga. El conocimiento de la misma es importante y necesario para cerrar los balances de agua y por lo tanto para evaluar la recarga o contrastar la bondad de las estimaciones que se hayan hecho. En la descarga al mar hay que tener presente la recirculación de agua en la zona de mezcla (SASMIE, 2017).

5.2.5 Tritio y recarga a los acuíferos

Aspectos generales

El tritio (^3H) atmosférico es de origen natural. Está a concentraciones muy pequeñas, pero medibles mediante concentración previa por fraccionamiento isotópico electrolítico. Su periodo radioactivo es T = 12,43 años y la constante de desintegración $\lambda = = 0{,}0558\ a^{-1}$.

Entre 1954 y 1962 se añadieron a la atmósfera grandes cantidades de tritio como consecuencia de las pruebas nucleares aéreas norteamericanas y soviéticas. En 1963 se acordó internacionalmente suspender las pruebas atmosféricas, aunque dicho acuerdo ha sido violado después en unas pocas ocasiones por otros países, pero con pequeña incidencia hidrológica. Este aporte atmosférico de tritio ha ido variando a lo largo del tiempo y decreciendo desde 1963, tanto por desintegración como por incorporación a las aguas subterráneas y al mar. Este hecho ha dominado la presencia de tritio en la atmósfera desde entonces hasta hace pocos años en que ha regresado a concentraciones próximas a las naturales. En el terreno aún pueden quedar concentraciones superiores a las naturales, aunque notablemente atenuadas. La presencia de tritio termonuclear ha dominado la hidrología isotópica durante cuatro décadas. Ahora es preciso adaptarse a la situación próxima a la natural, que también ofrece posibilidades interesantes para el estudio de la recarga, aunque requiriendo técnicas analíticas de muy bajo fondo, es decir capaces de medir las concentraciones de tritio con ± 0,2 a ± 0.4 UT (Morgenstern y Taylor, 2009). 1UT = 1 unidad de tritio = 10^{-18} $^3H/H$.

La concentración de tritio en la precipitación tiene una notable componente estacional. Los valores medios dependen de la distancia al mar, de la pluviometría y del hemisferio, y son característicos para cada lugar.

La Figura 5.2.31 muestra la evolución de la concentración atmosférica media en el momento de observación, en dos estaciones con largos registros, una en el hemisferio Norte y otra en el Hemisferio Sur. Las diferencias hemisféricas son notables, ya que gran parte de la inyección antrópica de tritio en la estratosfera se hizo en varias ocasiones en el hemisferio Norte. La Figura 5.2.32 muestra la evolución del contenido en tritio en la precipitación en Viena y en el río Danubio en ese lugar. La tendencia de mayor concentración en el río es a consecuencia del almacenamiento y retraso en los acuíferos de las riberas del Danubio, que se recargaron con aguas algo anteriores, con mayor actividad.

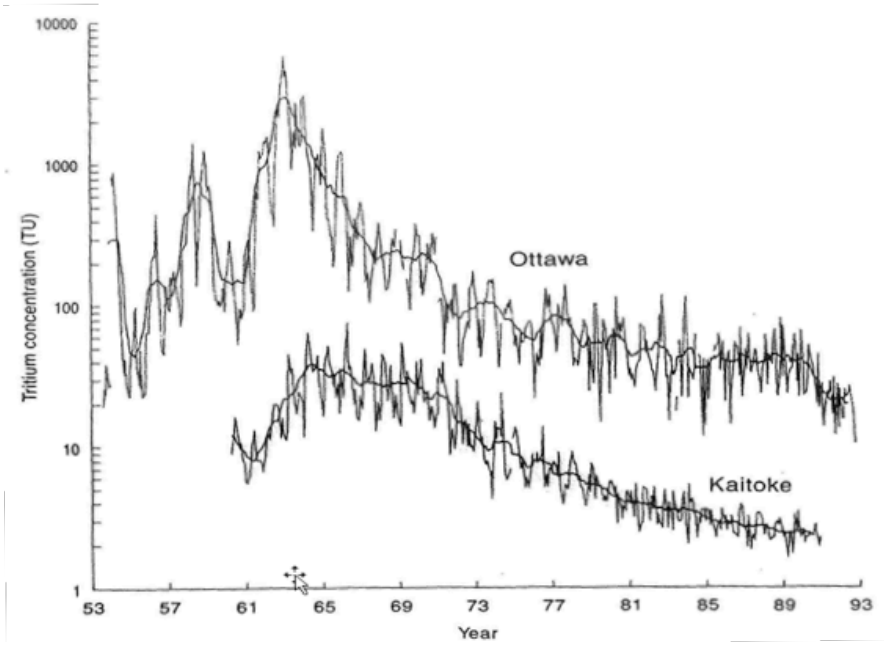


Figura 5.2.31 Evolución de la concentración atmosférica media en el momento de observación, en dos estaciones de muestreo de tritio en la precipitación con largos registros, una en el hemisferio Norte y otra en el Hemisferio Sur. Las diferencias hemisféricas son notables ya que gran parte de la inyección antrópica de tritio en la estratosfera se hizo en el hemisferio Norte. La escala vertical es logarítmica, lo que atenúa las grandes variaciones que se produjeron en el periodo de más numerosas y potentes pruebas de armas nucleares, en especial al inicio de la década de 1960

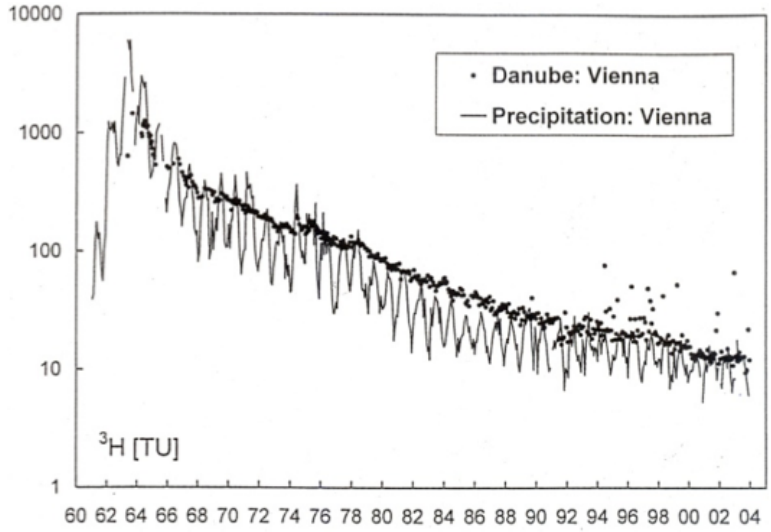


Figura 5.2.32 Evolución del contenido en tritio en la precipitación en Viena y en el río Danubio en ese lugar. La tendencia de mayor concentración en el río se debe a que la descarga de los acuíferos de las riberas del Danubio corresponde a aguas que se recargaron algo antes, más activas

El contenido en tritio en la precipitación a nivel mundial se observa mediante la extensa red GNIP (IAEA-WMO, 2006) que mantiene la OIEA (Organismo Internacional de Energía Atómica, Viena, IAEA en siglas anglosajonas). Hay una razonable correlación entre estaciones en condiciones similares, lo que permite extender razonablemente series cortas de observación a periodos más largos (Celle et al., 2001). Esta distribución ha sido modelada por Zhang et al. (2011) y por Doney et al. (1992). La distribución mensual o estacional del aporte de tritio se puede tratar de reconstruir a partir de las variaciones de los isótopos estables del agua (Grabczak et al., 1984). También se puede deducir el contenido de tritio en las aguas fluviales (Michel et al., 2015), las que en condiciones apropiadas pueden originar recarga natural o inducida.

En España, desde la década de 1970 funciona una estación de muestreo en Madrid y ha funcionado otra en Barcelona. Durante un corto periodo de tiempo funcionaron las estaciones de Lanzarote (Gran Canaria), Pontevedra y Murcia. Actualmente existe una red que opera el CEDEX dentro de la red REVIRA (red de vigilancia de la radioactividad ambiental), que tiene estaciones también en las islas Baleares y Canarias. En la Península Ibérica existen además las estaciones permanentes de Gibraltar, Faro, Beja, Portoalegre, Penhas Douradas, Oporto, Vilareal y Braganza. Hay varias otras estaciones próximas en Italia, Francia, el Reino Unido e Irlanda. Portugal además mantiene estaciones en Funchal (Madeira) y Ponta Delgada (Azores).

La Figura 5.2.33 muestra el contenido en tritio en la precipitación en tres series recientes en el Norte de España, tomadas de la red REVIRA, ya casi sin influencia del tritio termonuclear. La estación de Santander es más estable y con contenidos menores a causa de la influencia atlántica estable y de menor latitud (menor transferencia estratosférica), mientras que la de Girona depende del origen y procedencia del viento húmedo, que puede ser mediterráneo o atlántico transpirenaico, y la de Zaragoza es intermedia, aunque con predominio atlántico.

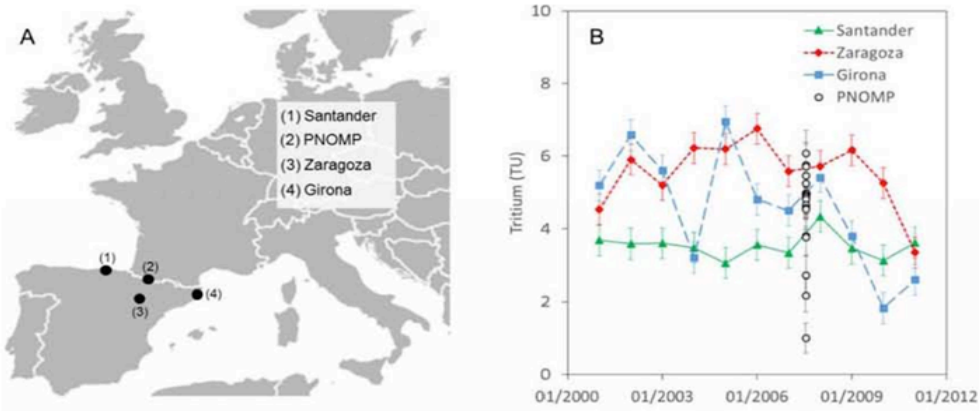


Figura 5.2.33 Contenido en tritio en la precipitación en tres series recientes en el Norte de España, ya casi sin influencia del tritio termonuclear (Jódar et al., 2016a; 2016b)

Las técnicas basadas en el gran incremento ambiental del contenido en ^{3}H tras las pruebas atmosféricas con armas nucleares anteriores a 1963 fueron una notable herramienta en décadas anteriores, pero actualmente, el incremento de tritio en el medio no saturado ha sido ya lavado si la recarga es suficientemente grande, aunque las concentraciones residuales pueden ser aún notables a pesar de la desintegración y mezcla por dispersión. Es posible que las altas concentraciones entradas en el entorno de 1960 aún persistan en áreas áridas con nivel freático profundo, si el medio es aceptablemente homogéneo, en especial a latitudes medias del hemisferio norte, donde se alcanzaron las mayores concentraciones.

La incorporación del tritio de la precipitación a la recarga a las aguas subterráneas se hace sin cambios apreciables en la actividad, ya que el fraccionamiento isotópico que se pueda producir no afecta significativamente a las concentraciones absolutas, dado que la escala de cambios por fraccionamiento es dos órdenes de magnitud menor. En el acuífero, el tritio no se modifica por intercambio roca-agua salvo en el caso de rocas hidratadas con pequeña relación roca/agua en medios con tiempo de renovación muy grande, que no son acuíferas. Pero es importante tener en cuenta que cada precipitación contribuye de forma diferente a la recarga, de forma que las concentraciones medias resultantes no suelen coincidir con las de la precipitación y se requiere ponderar cada valor con una apreciación de la recarga (Figura 5.2.34).

En la Sección 5.5 se exponen los modelos de mezcla y dispersión para la interpretación del tiempo medio de renovación, que se relaciona con la recarga.

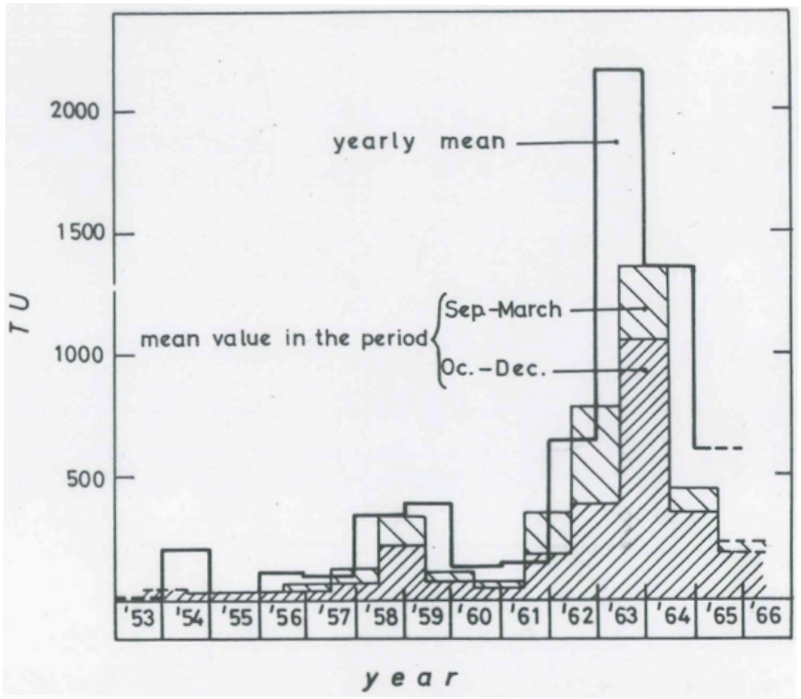


Figura 5.2.34 Valores promedios anuales del contenido en tritio en el agua de lluvia según se ponderen mensualmente los valores, en este caso suponiendo igual influencia de cada lluvia en la recarga y que sólo se produce recarga entre septiembre y marzo y entre octubre y diciembre. Datos correspondientes a la estimación de la precipitación en Tarragona

La distribución del contenido en tritio en la precipitación atmosférica, que guarda una cierta regularidad espacial en estado natural, puede perturbarse localmente cuando hay producción de agua con contenidos elevados por causas antrópicas. La principal de ellas se produce cerca de instalaciones que tratan combustibles nucleares quemados y en especial de centrales nucleares. El agua descargada de una central nuclear a un río puede tener contenidos altos de tritio (Figura 5.2.35), así como la lluvia en el entorno de las torres de refrigeración. El efecto se propaga aguas abajo en el agua fluvial y a la lluvia local que recicla el agua evaporada según la dirección de viento. Esta marca puede tener notable interés como trazador de la recarga por la lluvia y por agua fluvial local o transvasada.

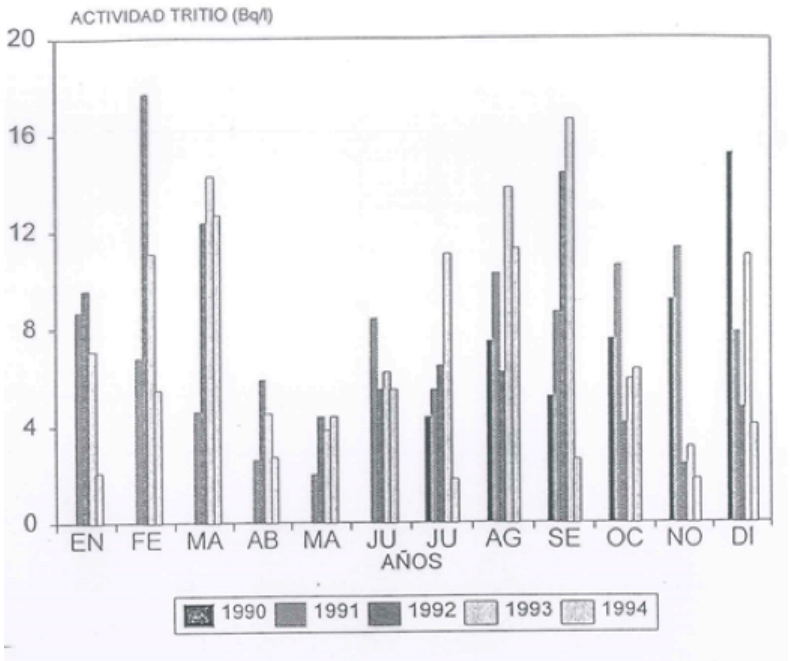


Figura 5.2.35 Concentración (actividad) de tritio en Bq/L en el río Ebre, aguas abajo de las centrales nucleares de Ascó (Tarragona). En los años que se muestran, el contenido en tritio del agua de lluvia no afectada hubiera tenido unos 3 Bq/L. Datos del Consell de Seguretat Nuclear de Catalunya

El interés del tritio para evaluar la recarga se inició hace ya más de 40 años (Vogel et al., 1974). La aplicación del tritio ambiental para identificar y cuantificar la recarga mediante los modelos matemáticos de parámetros agregados (ver la Sección 5.5), ha sido una poderosa herramienta en el pasado, debido a las altas concentraciones atmosféricas posteriores a 1955, en especial en el Hemisferio Norte, pero también en el Hemisferio Sur (Allison y Hughes, 1975; 1978; Harrington et al., 2002; Herrera y Custodio, 2008; Herrera et al., 2004). También se ha estudiado el efecto del regadío (Gvirtzman y Magaritz, 1986). A pesar del casi retorno de la precipitación a las bajas concentraciones ambientales actuales, la herramienta sigue siendo de utilidad (Cartwright y Morgenstern, 2015; Plata, 2006) ya que con la instrumentación disponible es posible medir ± 0,1 a ± 0,3 UT frente a las medias de 2 a 10 UT naturales, dependiendo del lugar.

Bajo condiciones adecuadas es posible determinar el contenido inicial de ^{3}H del agua de recarga si el ^{3}He que se va formando como subproducto de la desintegración del ^{3}H (Figura 5.1.18), se disuelve y acumula en el agua, no escapa y no hay aportes por contacto directo

o con burbujas de aire (Cook y Solomon, 1997; Torgersen et al., 1979). Tal sucede en un acuífero profundo o confinado (Figura 5.2.36) poco dispersivo. El muestreo requiere agua para medir la concentración de ^{3}H con la mayor precisión posible y una muestra de agua tomada sin contacto con el aire y sellada herméticamente, para extraer el ^{3}He. Esto se hace mediante un tubo de cobre que se llena con el agua, sin burbujas, cerrado con los extremos aplastados No es una técnica sencilla, ya que hay que restar al ^{3}He medido el procedente de la recarga y el posible de origen profundo, con la ayuda del contenido en gases nobles disueltos. Pocos laboratorios miden el ^{3}He y los resultados acumulan la incertidumbre de determinar las otras contribuciones de tritio y de corregir la disolución del exceso de aire, que es el aire atrapado en poros y que no se disuelve en equilibrio con el agua.

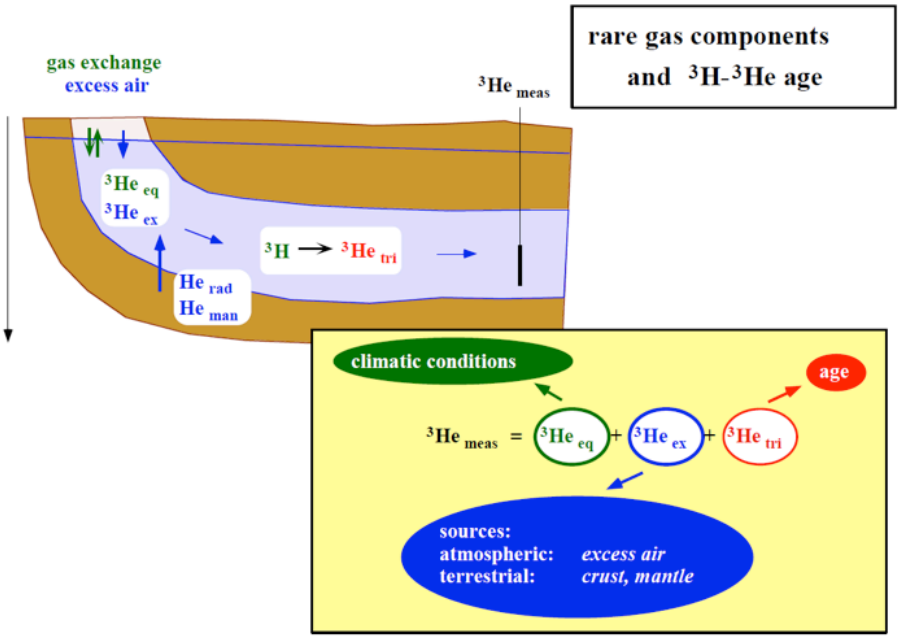


Figura 5.2.36 Esquemas explicativos del método $^{3}H/^{3}He$ (tomado de Kinzelbach et al., 2002).

Ocasionalmente se puede utilizar el tritio para determinar el lugar y modo de recarga y, en su caso, la cuantificación en situaciones de altos contenidos temporales por operaciones especiales o fugas de instalaciones nucleares. Los navíos de propulsión nuclear también pueden crear valores altos ambientales temporales en puertos o astilleros cuando se vacía el agua del circuito primario de refrigeración del reactor nuclear para preceder al recambio de combustible. Una de estas situaciones se registró en el Sur de la Península Ibérica, atribuido a la recarga de combustible de submarinos nucleares británicos en Gibraltar (Poncela et al., 1997).

5.2.6 Recarga e isotopía del carbono: ^{13}C y ^{14}C

El agua de recarga contiene carbono inorgánico disuelto (CID), formado por las especies CO_2 disuelto: H_2CO_3, HCO_3^- y CO_3^{2-}, cuya distribución es función del pH y está influenciada por la temperatura y salinidad del agua, como muestra la Figura 5.2.37. Con pH entre neutro y moderadamente básico, domina el ion HCO_3. Estos componentes no forman parte de la molécula del agua y son fácilmente cambiantes, con lo que el trazado que proporcionan dista del ideal, tanto química como isotópicamente. Sin embargo, sirven

para identificar las condiciones en que se ha hecho la recarga, tanto si es actual como en el pasado (Mook, 2002; Herrera y Custodio, 2014; 2017). El contenido en ^{13}C disuelto en el agua o en el CID delata el proceso edáfico dominante, a través del fraccionamiento de las especies disueltas con el CO_2 del suelo. El intercambio se hace con el CO_2 atmosférico cuando se trata de aguas superficiales con escasa actividad biológica y en la recarga difusa en áreas muy áridas. La Figura 5.2.38 muestra esquemáticamente lo que sucede en una mayoría de casos, aunque pueden producirse numerosas modificaciones locales.

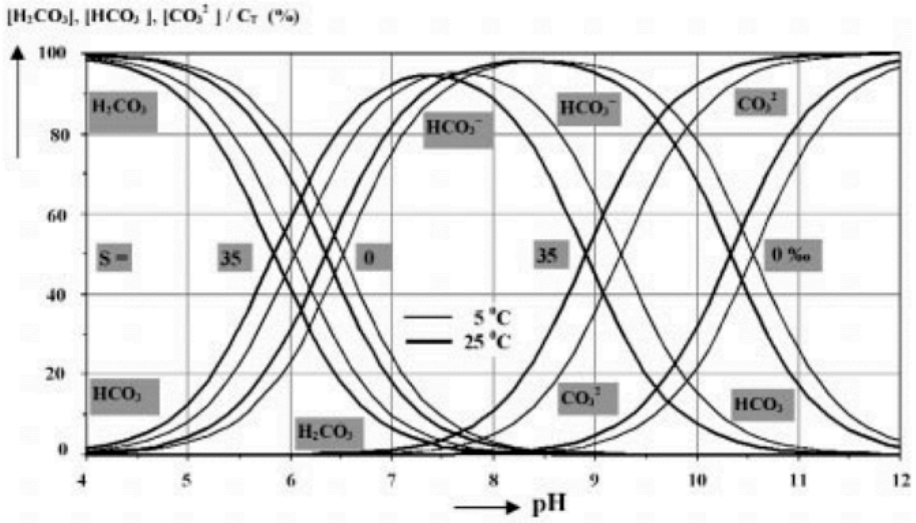


Figura 5.2.37 Distribución de las especies del ácido carbónico como porcentajes del contenido total de carbono CT, en función del pH, para temperaturas de 5 y 10 °C y para salinidades de 0 y 35‰ (Mook, 2002)

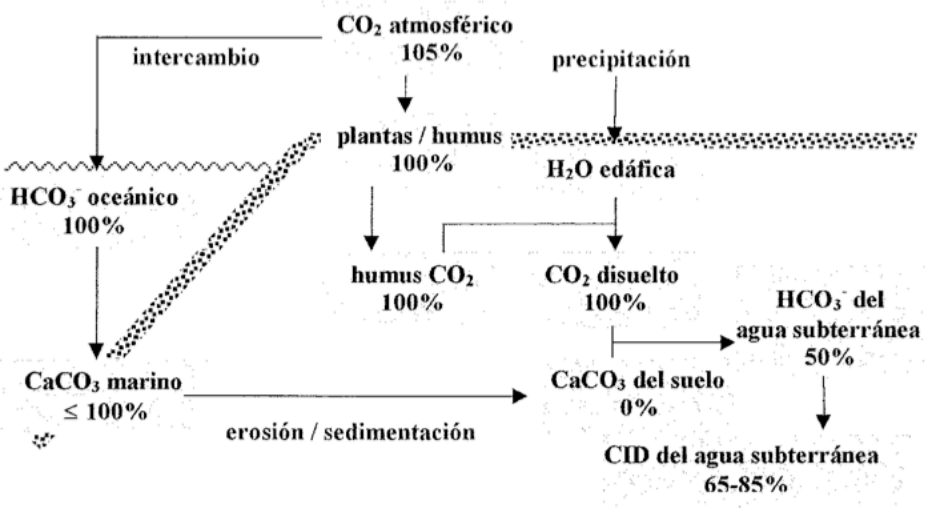


Figura 5.2.38 Esquema de las fuentes de carbono inorgánico disuelto (CID), carbono orgánico particulado en suspensión (COP) y carbono inorgánico particulado (CIP, fundamentalmente carbonato) en los ríos y estuarios. Los valores del $\delta^{13}C$ son medias representativas (Mook, 2002)

El radiocarbono (^{14}C) tiene 5730 años de periodo radioactivo y constante de desintegración $\lambda = 1{,}2097 \cdot 10^{-4} a^{-1}$. La concentración se suele medir en dpm/g C (desintegraciones por minuto por gramo de carbono) o como porcentaje de la actividad del denominado carbono orgánico moderno (COM), al que se le asigna una actividad de 14,6 dpm/g C.

El ^{14}C es parte del C del CID. Su utilización clásica es para "datar" el agua, aunque es una designación inapropiada y que conviene cambiar por el de tiempo de residencia, según se explica en la Sección 5.5. El tiempo de residencia y el tiempo de renovación, que son conceptos próximos entre sí, guardan estrecha relación con la recarga. La interpretación puede tener complejidades, ya que al carbono biogénico de origen edáfico del momento, que es el que define la "edad" al desintegrarse a lo largo del tiempo, se adiciona carbono mineral del terreno (de carbonatos o de CO^2 profundo), que normalmente no es radioactivo dado su largo tiempo de aislamiento de la atmósfera (carbono muerto). Se requieren correcciones químicas e isotópicas con ^{13}C para compensar la dilución del carbono biogénico (Fritz y Fontes, 1980; 1986).

La concentración (actividad) del ^{14}C en el CID puede utilizarse como trazador que se va desintegrando, para modelar el flujo del agua subterránea en un sistema acuífero y así calibrar la recarga cuando se dispone de un número suficiente de determinaciones corregidas. En acuíferos carbonatados y en las formaciones del Yucca Mountain, entre Nevada y California, se aplicó el método de las celdas de mezcla (Simpson y Duckstein, 1976; Campana, 1987; Campana y Simpson, 1982; Campana y Mahin, 1985; Campana y Byer, 1986; Amin y Campana, 1996; Kirk y Campana, 1990) y también en Australia (Harrington, et al, 1999) y en la Cuenca de Madrid. La Figura 5.2.39 muestra un ejemplo de aplicación.

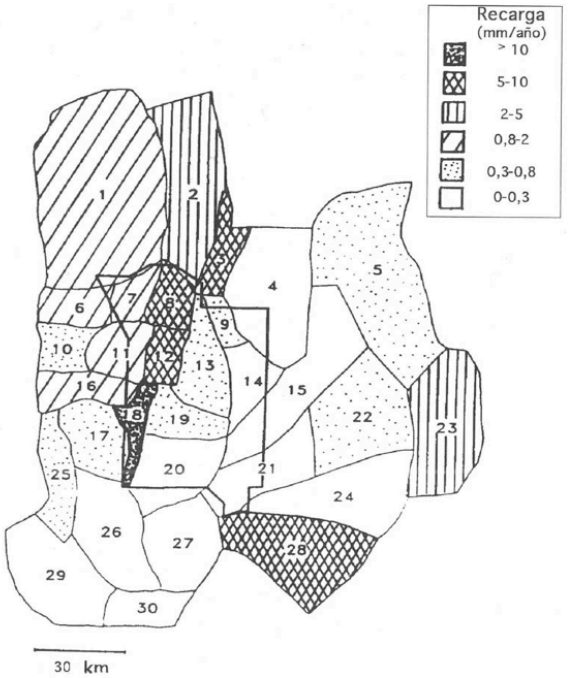


Figura 5.2.39 Deducción de la recarga media en mm/a por modelación con celdas de mezcla y datos que incluyen la actividad en ^{14}C del CID. Se trata del área árida montañosa alrededor del Yucca Mountain, entre Nevada y California, que comprende el recinto de pruebas de armas nucleares de Nevada (Campana y Byer, 1996).

Las pruebas nucleares que dieron lugar al elevado contenido en tritio en la atmósfera entre 1954 y 1962 también aportaron ^{14}C a la atmósfera como CO_2, aunque de forma más concentrada y con un aumento moderado da la radioactividad (Figura 5.2.40). Eso sólo afecta a aguas relativamente recientes, en las que el aumento del contenido en tritio fue mucho más acusado. En el momento actual casi se ha vuelto a las condiciones naturales. No en todos los lugares el efecto de la contaminación atmosférica ha tenido la misma intensidad. En varias estaciones de la red de la OIEA se han realizado intercomparaciones (Meijer et al., 1986), que incluyen la estación de las Cañadas del Teide en Izaña, Tenerife.

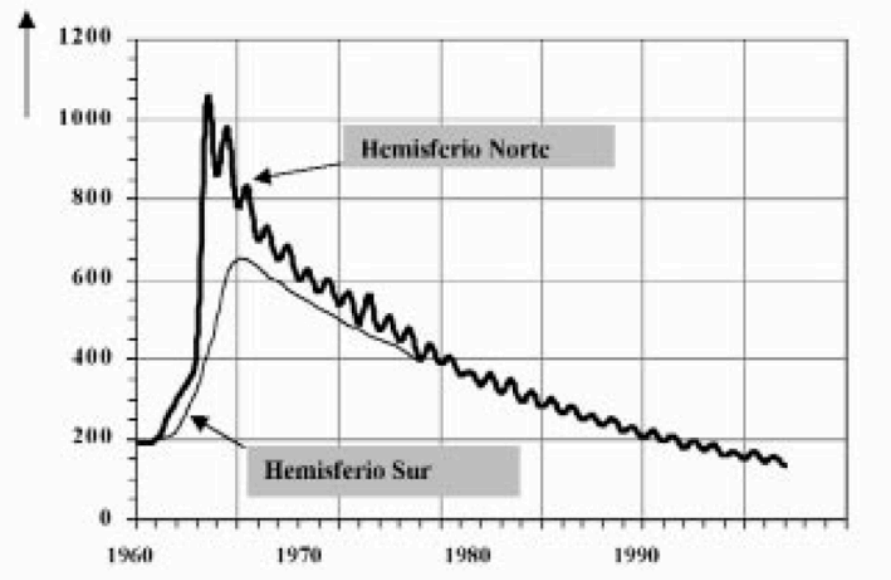


Figura 5.2.40 Contenido natural del ^{14}C en el CO_2 atmosférico, según datos de Nordkapp, Noruega, que son representativos del hemisferio Norte (Mook, 2002). Los ensayos con bombas nucleares desde la década de 1950 y principios de la de 1960 han incrementado gradualmente la concentración en un factor 2. Debido al intercambio isotópico con los océanos, el ^{14}C ha vuelto lentamente a su valor natural. La influencia en el hemisferio Sur fue menor inicialmente, hasta igualarse a partir de 1980. La escala vertical es el incremento en ‰ del contenido en ^{14}C sobre el valor natural anterior a 1956, tomado como 100%.

Dado el relativamente largo periodo radioactivo, la utilidad del ^{14}C es para determinar la recarga media de acuíferos de tamaño medio a grande (ver el Subcapítulo 5.5), con lo que la perturbación de las pruebas nucleares puede no tenerse en cuenta, salvo si se mezclan aguas de lenta renovación con aguas muy recientes, ya sea por el modo de muestreo o por efecto de la explotación del acuífero.

El movimiento del contenido en ^{14}C por el medio no saturado puede diferir del de flujo de pistón del agua, ya que parte del transporte se hace como CO_2 en fase gas y en equilibrio con el CID en el agua. Este movimiento difusivo se hace con mayor rapidez que el convectivo-advectivo del agua. Así, las edades aparentes de la recarga del agua pueden ser menores que lo esperable.

5.2.7 Recarga y otros isótopos ambientales

Además del tritio y del radiocarbono, hay otros radioisótopos naturales o ambientales en la atmósfera que pueden ser útiles en estudios de recarga a los acuíferos. Entre ellos tiene interés el ^{36}Cl, con un periodo radioactivo de 301.000 años. Es de origen atmosférico, con aportes endógenos. Ha sido afectado por las pruebas de armas nucleares, en especial las de mediados de 1950, al haber sido hechas a baja altura en un atolón (activación neutrónica del ^{35}Cl del agua marina), dando un pico muy marcado. Este pulso se agotó con rapidez por incorporación a las aguas subterráneas y sobre todo al océano. El muestreo es muy sencillo. Su muy baja actividad requiere analizarlo por espectrometría de masas acoplada a un acelerador de partículas. Son pocos los laboratorios operativos disponibles.

En sistemas acuíferos grandes, en los que se esperan edades del agua, o mejor dicho, tiempos de tránsito de varios miles de años, se puede rebasar el límite de utilidad del ^{14}C, que es de unos 30 ka (ka = mil años) y entonces el ^{36}Cl y la relación $^{14}C/^{36}Cl$ permiten cubrir tiempos mayores (Abu Risha et al., 2016; Phillips, 1994; Phillips et al., 1986), así como la medida de la difusión gaseosa en medios no saturados de gran espesor (Phillips et al., 1988).

El contenido natural de ^{36}Cl se puede utilizar para determinar el tiempo de renovación de grandes acuíferos continentales, como los del centro de Australia o los existentes entre Canadá y USA (Bentley et al., 1982, 1986a, 1986b; Herczeg et al., 1999; Leheman et al., 1991; 1999; Love et al., 2000; Mazor, 1992; Tosaki et al., 2011).

En aguas subterráneas recientes, el pico termonuclear de ^{36}Cl se puede utilizar como si fuese un trazador estable, a efectos prácticos.

El Sr tiene varios isótopos estables de interés. La cantidad de ^{86}Sr es constante, mientras que la del ^{87}Sr, además del contenido natural primigenio, acumula el procedente de la desintegración del ^{87}Cs, que tiene un periodo radioactivo varias veces superior a la edad de la Tierra. Así, las rocas ricas en metales alcalinos tienen actualmente un Sr que tiene una relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ que es mayor en algunas milésimas a la relación de las rocas pobres en metales alcalinos. De este modo, cada roca tiene una marca isotópica de Sr característica (con un rango de variación por contener diferentes minerales y por las heterogeneidades), de modo que identifica la roca cuya meteorización da origen a la mineralización del agua subterránea, en adición a la correspondiente a la deposición mineral atmosférica. Esto no guarda relación directa con la recarga, pero puede ayudar a diferenciar áreas de recarga a través del aporte de Sr por meteorización de la roca local (Herrera et al., 2006).

La utilidad de la isotopía de azufre ($^{34}S/^{32}S$) y del sulfato ($^{34}S/^{32}S$ y $^{18}O/^{16}O$) para estudios de recarga es limitada, ya que no suele añadir más de lo que ya se obtiene con otros trazadores, salvo en situaciones de recarga por fugas de agua en ciudades con abastecimientos de varios orígenes, con diferencias en el SO_4, como es el caso del llano de Barcelona (Vázquez el al., 2001) o retornos de riego que incorporan fertilizantes sulfatados.

Los gases nobles y sus isótopos, los gases radioactivos y determinados gases relativamente resistentes a la degradación que están presentes en la atmósfera, naturalmente o por acción humana, tienen un claro interés pare estudios de la recarga. Pero su muestreo es complicado y costoso y son pocos los laboratorios que realizan las determinaciones analíticas. Entre los gases nobles antropogénicos está el ^{85}Kr que se origina en las centrales nucleares (Figura 5.2.41). Las aplicaciones prácticas son escasas (Cook y Solomon, 1997; Solomon et al., 1993; 1998; Loosly y Oeschger, 1979; Torgenssen et al., 1979).

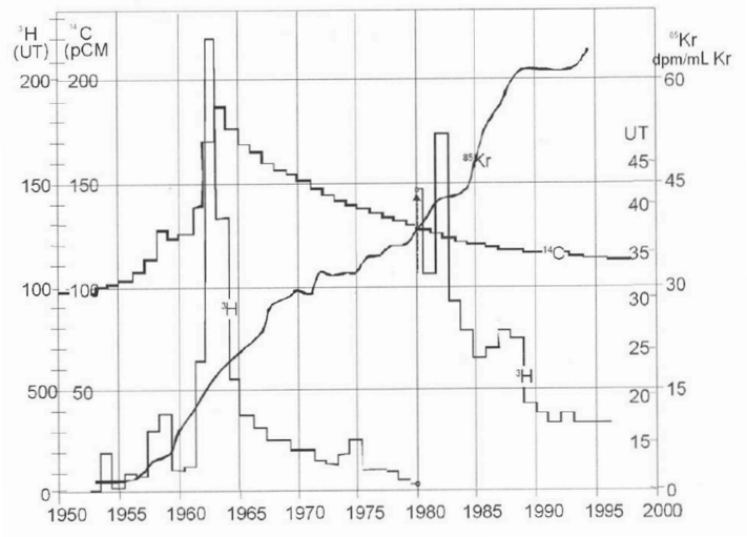


Figura 5.2.41 Evolución temporal de las concentraciones en agua en equilibrio ambiental con la atmósfera del ^{3}H, ^{14}C y ^{85}Kr. Para mayor detalle, la gráfica del ^{3}H cambia de escala en 1980. La escala de tiempos es en años

Desde la mitad del siglo XX, a los gases radioactivos se suman ciertos compuestos de notable estabilidad y que se han ido acumulando desde su introducción en usos domésticos e industriales. Se emplean e interpretan de modo similar a los radioactivos (Bussenberg y Plummer, 1992; Martínez et al., 2016; Plummer et al., 2001; 2006; Solomon et al., 2006). Véase la Figura 5.2.42. Tales son los llamados freones (cloro-fluo-carburos, CFC), con concentraciones atmosféricas en disminución, ya que su uso está actualmente prohibido, y el hexafluoruro de azufre F_6S. La interpretación es mediante modelos de mezcla y dispersión, como se expone en el Subcapítulo 5.5.

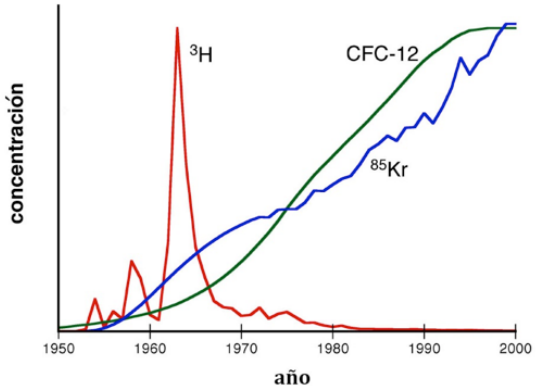


Figura 5.2.42 Evolución temporal de las concentraciones en agua en equilibrio ambiental con la atmósfera del ^{3}H, ^{85}Kr y CFC-12 (Kinzelbach et al., 2002).

Los gases nobles atmosféricos, a los que en circunstancias favorables se puede añadir el nitrógeno, son también herramientas útiles para el estudio de la recarga. Se aprovecha el hecho de que cada gas noble tiene distinta solubilidad en el agua y diferente dependencia de la temperatura, como muestra la Tabla 5.2.6. El muestreo requiere evitar todo contacto entre el agua subterránea y la atmósfera. Se utilizan tubos de cobre que se sellan herméticamente por los extremos.

Tabla 5.2.6 Solubilidades en agua de los gases nobles en el agua a diferentes temperaturas, concentraciones atmosféricas y concentración de los gases nobles disueltos en agua en equilibrio con la presión parcial de esos gases en la atmósfera a 10 oC y 1 atm de presión (Andrews, 1991; 1992).

	Solubilidad en mL(CN)/L H_2O				Concentr.	Conc. disuelta
	0°C	10°C	20°C	30°C	atmosf.	mL/L (10°C)
Helio	9,53	9,07	8,82	8,74	$5{,}24 \cdot 10^{-6}$	$4{,}75 \cdot 10^{-5}$
Neón	12,6	11,4	10,5	10,0	$1{,}82 \cdot 10^{-5}$	$2{,}07 \cdot 10^{-4}$
Argón	53,5	41,7	34,1	29,0	$9{,}34 \cdot 10^{-3}$	$3{,}89 \cdot 10^{-1}$
Kriptón	111,2	81,2	62,8	50,9	$1{,}14 \cdot 10^{-6}$	$9{,}26 \cdot 10^{-5}$
Xenon	226	154	112,5	86,7	$8{,}60 \cdot 10^{-8}$	$1{,}32 \cdot 10^{-5}$
Radón	510					

Como ya se ha expuesto anteriormente, el tritio (^3H) se desintegra generando ^3He, el cual queda disuelto en el agua subterránea. Aumenta el contenido que ya tenía por disolución de aire y de He geogénico. Tras corregir el contenido en estos últimos con la ayuda del contenido en gases nobles disueltos, es posible determinar el ^3He que procede de la desintegración del ^3H y calcular el ^3H que tuvo el agua subterránea inicialmente (Torgersen et al., 1979).

Las experiencias de contraste, a la escala temporal que corresponde, han permitido avanzar notablemente en la confiabilidad de los resultados de algunas técnicas, como las de los cloro-fluo-carburos gaseosos (CFC) y los gases nobles (Andrews et al., 1984; Cook y Solomon, 1997; Ekwurzel et al., 1994). Así, algunas de estas técnicas son de aplicación creciente, al disponerse de un mayor número de equipos de trabajo.

5.2.8 Tiempo de paso de un trazador radioactivo por la zona no saturada

Si la recarga por la precipitación se produce en un lugar con nivel freático profundo, el trazador radioactivo ambiental se va desintegrando durante el paso por el medio no saturado (Figura 5.2.43), de modo que la concentración que llega con la recarga es menor que la de entrada. El resultado depende del modo de transporte. En general, se puede considerar que se hace en flujo de pistón (ver el Subcapítulo 5.5). El efecto es tanto más acusado cuanto más profundo sea el nivel freático y menor la recarga, como suele suceder en zonas áridas. Lo que se expone a continuación es aplicable a cualquier trazador radioactivo ambiental, si la escala de tiempos es similar al periodo radioactivo.

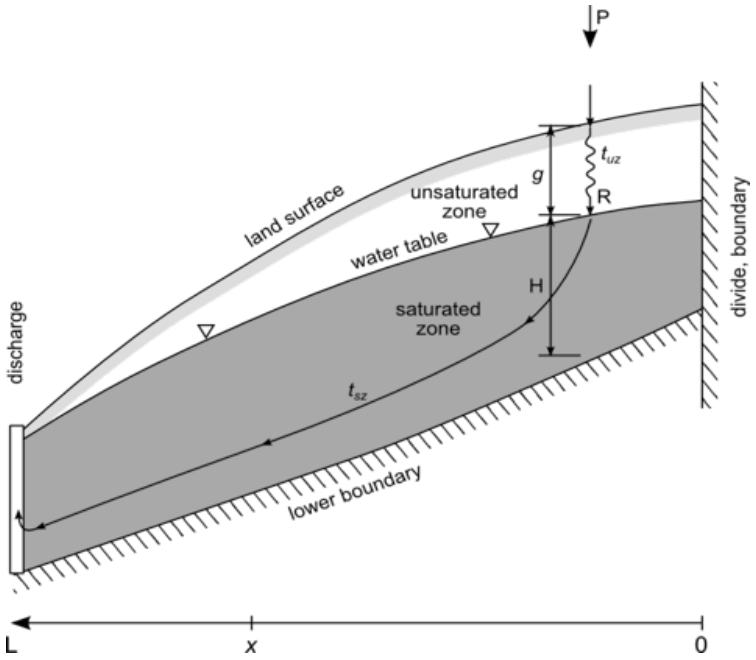


Figura 5.2.43 Recorrido de una partícula de agua con trazador radioactivo desde la superficie hasta el lugar de descarga, pasando por el medio no saturado y el medio saturado (Custodio y Jódar, 2016)

Para un trazador conservativo radioactivo de constante radioactiva λ y en un medio no saturado homogéneo, sin vías preferentes de flujo, si puede suponerse movimiento vertical del trazador para una recarga homogénea y constante, el tiempo medio de tránsito por el medio no saturado, desde la base de la zona de suelo edáfico al nivel freático, vale

$$\tau = H \cdot m_r / R$$

H = distancia vertical (espesor de la zona vadosa),
m_r = porosidad de retención (humedad volumétrica retenida, supuesta constante) y
R = recarga.

Si el trazador entra a la concentración c y llega al nivel freático con concentración c' menor debido a la desintegración, para una función de transferencia del trazador g(t) (véase Subcapítulo 5.5) es:

$$c' = \int_0^\infty g\,(t') e^{-\lambda t'} c(t - t' - \tau) e^{-\lambda \tau} dt$$

en la que t es el tiempo real y t' la variable de integración.

Resulta que:

$$c' = e^{-\lambda \tau} \int_0^\infty g\,(t') e^{-\lambda t'} c(t - t' - \tau) = c^* e^{-\lambda \tau}$$

o bien

$$\log c' = -\lambda \tau \ln 2 + \log c^* = -0{,}693\, \lambda \tau + \log c^*$$

c* = contenido de entrada si el trazador no hubiese sido radioactivo.

La situación de espesor no saturado constante es una simplificación que puede ser razonable localmente, pero es raro que lo sea a mayor escala (Custodio y Jódar, 2016). Sin embargo, el concepto de pérdida de actividad y su cuantificación son válidos.

En lo expuesto se ha supuesto tácitamente que el trazador no es volátil. Esto es cierto para el radiocarbono, pero no para el tritio, ya que forma parte de la molécula de agua. El movimiento vertical difusivo del vapor por el medio no saturado puede hacer que el tiempo medio de tránsito sea menor, en especial en sedimentos groseros y en formaciones kársticas.

5.2.9 Balance de la recarga de un trazador ambiental radioactivo

En el caso del tritio, en que hay un importante aporte antropogénico en un momento determinado, la cantidad de trazador que ha entrado en el sistema acuífero hasta un cierto momento debe coincidir con la existente en dicho sistema, descontando la desintegración radioactiva, si no se considera la zona no saturada.

Sea el caso en que por la superficie ha ido entrando un trazador ambiental radioactivo conservativo, de constante radioactiva λ, que ha salido de la zona edáfica con concentración c(t), con una tasa de recarga en tránsito R. Si su presencia se detecta hasta la profundidad z0 en el medio subterráneo, suponiendo flujo vertical, la cantidad de trazador que ha entrado por unidad de superficie debe ser igual a la contenida en el perfil del medio, suponiendo flujo dominantemente vertical.

Cantidad entrada

$$M_C = \int_{t_0}^{t} R\,(t')c(t')e^{-\lambda(t-t')}dt$$

Cantidad en el perfil

$$M_A = \int_{z=0}^{z_0} \theta(z)\,c(z)dz$$

θ = porosidad del medio saturado y contenido volumétrico de agua en el medio no saturado y

t_0 = tiempo inicial de calendario en que c = 0, o sea un tiempo suficientemente lejano hacia atrás como para que el aporte de tritio al inventario sea despreciable. Es frecuente tomarlo en 1952.

Para R constante, al igualar ambos valores resulta:

$$\boldsymbol{R} = \frac{M_A}{\int_{t_0}^{t} c\,(t')e^{-\lambda(t-t')}dt}$$

R = recarga en todo el periodo.

En un caso más general, sin la restricción de flujo vertical, se puede plantear el problema de la misma manera, pero extendido a toda la superficie del acuífero.

Sea un sistema acuífero de superficie S, dentro del perímetro que marca la divisoria de aguas subterráneas para la posible recarga, y σ una porción de la superficie que recibe una precipitación P de concentración en tritio Cp, igual al de la recarga R. Bajo la superficie el terreno se tiene una humedad θ (la del medio no saturado y la porosidad total por debajo del nivel freático) y una concentración de trazador isotópico ambiental C, ambas funciones de la profundidad z. El valor de z se extiende hasta z_f, la base del acuífero o una profundidad tal en que la concentración sea ya despreciable.

El inventario de tritio aportado al acuífero por la lluvia y referido al momento actual to, teniendo en cuenta la desintegración radioactiva, es:

$$M = \int_S \int_{-\infty}^{t_o} R(\sigma,t)\, C_P(\sigma,t) e^{-\lambda(t_o-t)} d\sigma dt$$

λ = constante radioactiva
t = tiempo de calendario.

Si CP es la misma sobre todo el territorio (suele ser realista) y se busca un valor medio temporal de R = $\bar{R}$, se tiene la masa de tritio que entra al acuífero con la recarga, dada por

$$M = \bar{R} \cdot S \int_{-\infty}^{t_o} C_P(t)\, e^{-\lambda(t_o-t)} dt \quad con \quad \bar{R} = \frac{1}{2}\int_S R\,(\sigma) d\sigma$$

En el sistema acuífero se encuentra una cantidad de trazador

$$M = \int_S \int_{\theta}^{z_f} \theta(z)\, C(z) dz d\sigma$$

La integración se puede realizar numéricamente si se conoce θ(z) en una serie de lugares del territorio.

Teniendo en cuenta que el acuífero recibe posibles aportes de agua superficial de caudal Q_R, con concentración C_R y que descarga al sistema fluvial, que por evapotranspiración freática Q_S tiene una concentración C_S y que del mismo se bombea un caudal Q_B de concentración C_B, siendo todas estas variables función del tiempo, el balance de tritio en el acuífero es:

$$M' = M + \sum \int_{-\infty}^{t_o} [Q_R \cdot C_R - Q_S \cdot C_S - Q_B \cdot C_S]\, e^{-\lambda(t_o-t)} dt$$

donde el sumatorio abarca a los diferentes ríos, humedales y pozos de extracción.

El valor de $\bar{R}$ en todo el periodo de tiempo es:

$$\bar{R} = \frac{\int_S \int_o^{z_f} \theta(z) C(z) dz d\sigma + \sum \int_{-\infty}^{t_o} [Q_S C_S + Q_B C_B - Q_R C_R]\, e^{-\lambda(t_o-t)} dt}{S \int_{-\infty}^{t_o} C_P(t) e^{-\lambda(t_o-t)} dt}$$

Para el radiocarbono se puede suponer que CP es razonablemente constante en el espacio y el tiempo. Poniendo C' = C / C_P:

$$\bar{R} = \frac{\lambda}{S}\left[\int_S \int_o^{z_f} \theta(z) C'(z) dz d\sigma + \sum \int_{-\infty}^{t_o} [Q_S C'_S + Q_B C'_B - Q_R C'_R]\, e^{-\lambda(t_o - t)} dt\right]$$

La aplicación práctica requiere hacer diferentes hipótesis respecto a Q_S, Q_B y Q_R y, la más difícil, respecto a C(z). Aunque C(z) puede obtenerse muestreando el terreno en diversos puntos, es difícil, laborioso, lento y muy costoso. Por lo tanto, es inviable en trabajos normales de evaluación.

Si se separa el medio no saturado de humedad mr (retención específica o capacidad de campo) del medio saturado de humedad m (ambos poco variables) y se supone que la profundidad del nivel freático z_n es constante:

$$\int_o^{z_f} \theta(z)\, C(z) dz = m_r \int_o^{z_n} C(z)\, dz + m \int_{z_n}^{z_f} C(z)\, dz$$

El primer sumando de la derecha se puede estimar suponiendo flujo de pistón, de modo que la edad del agua a profundidad z entre 0 y z_n es

$$\tau = m_r z / \bar{R}$$

con lo que:

$$m_r \int_o^{z_f} C(z) dz = \bar{R} \int_o^{\tau_n} C(t_o - \tau) e^{-\lambda\tau} d\tau \quad para \quad \tau_n = m_r z_n / \bar{R}$$

$C(t_0 - \tau)$ = valor de la entrada de tritio hace un tiempo τ desde el momento actual t_0.

Para medio no saturado de poco espesor, si se pone C(z) = C_o (C_o = valor actual en la precipitación, para cálculos actuales), el término de la derecha es mucho menor que el segundo y se puede despreciar.

Si la muestra se obtiene por bombeo de un pozo que penetra una profundidad z_p y todo el perfil es permeable, se puede admitir que la concentración en la muestra C_p representa el valor medio de la concentración en el tramo penetrado. Así, el segundo término de la derecha queda:

$$m \int_{z_n}^{z_f} C(z) dz = m C_P (z_n - z_p) + m \int_{z_p}^{z_f} C(z)\, dz$$

Para pozos profundos, se puede despreciar el segundo sumando de esta nueva ecuación.

Si el medio es verticalmente heterogéneo y se trata de un acuífero multicapa con acuitardos intercalados que contienen agua de lenta renovación, se puede suponer que en ellos es C = 0. Si en la profundidad penetrada sólo es acuífera la fracción α, el primer sumando del segundo término se puede escribir como α m CP ($z_n - z_p$).

La aplicabilidad de este método depende de disponer de datos de tritio en la vertical. Se ha utilizado en ciertos casos con buenos resultados. En España se ha aplicado en Doñana y en el gran acuífero de Los Arenales, en la cuenca del Duero (Plata Bedmar, 1996).

El método se puede aplicar de forma similar para un componente estable que sufre cambios a lo largo del tiempo, como, por ejemplo, un escalón a causa de un cambio territorial, y también para el ^{14}C y para el ^{36}Cl. El replanteamiento de las ecuaciones es muy sencillo. La combinación del trazado vertical en el medio no saturado aprovechando la entrada de ^{3}H y ^{36}Cl puede dar resultados de interés en clima árido (Scanlon, 1992), aunque los métodos isotópicos tienen resultados con cierta incertidumbre, que es evaluable (Scanlon, 2000). Li et al., (2019) han comparado diferentes métodos que utilizan el tritio como trazador con otros métodos para evaluar la recarga. Los resultados a partir del movimiento del pico de tritio en el medio no saturado en formaciones de loess son buenos, mientras que el estudio del almacenamiento de tritio y el análisis de la mezcla de tritio en el acuífero parecen sobre estimar la recarga.

5.2.10 Descarga difusa de agua subterránea en áreas áridas

La evaporación en suelos desnudos se puede evaluar mediante el fraccionamiento isotópico del agua. En la evaporación, $RV = \alpha R_l$
Rv = relación isotópica del vapor
R_l = relación isotópica del agua (líquido)
α = coeficiente de fraccionamiento isotópico
$\alpha < 1$ y varía con la temperatura, o sea $\varepsilon = 1 - \alpha$ positivo. En equilibrio isotópico, a 25 ºC, para el ^{2}H es $\varepsilon_2 = 76{,}6‰$ y para el ^{18}O es $\varepsilon_{18} = 9{,}3‰$.

Cuando la evaporación es con separación inmediata del vapor, se tiene el mayor efecto cinético (de no equilibrio), que depende poco de la temperatura y que vale $\varepsilon_2 = 24{,}9‰$ y $\varepsilon_{18} = 28{,}1‰$. En este caso $\alpha = (D^* / D)^n$, en la que D = difusividad molecular del agua y D* = difusividad molecular del isótopo escaso, con n = 0,5 en régimen turbulento y n = 1,0 en régimen permanente difusivo en el caso de un suelo en proceso de secado.

Para realizar los cálculos se supone:

a) el agua del suelo sólo está afectada por difusión
b) el agua que llega a la superficie se evapora, se enriquece isotópicamente y las moléculas pasadas se difunden hacia abajo

La α de equilibrio para aguas salinas es menor que la α de equilibrio de las aguas dulces, pero no afecta al fraccionamiento cinético, salvo a altas salinidades. En la difusividad interviene la tortuosidad del medio $\tau \approx 0{,}66$ a 0,70 para arena homogénea y suelos agregados y $\tau \approx 0{,}1$ a 0,2 y en todo caso < 0,3 para arcillas homogéneas. El valor de τ disminuye por la precipitación de sales.

Cuando en una zona árida se produce evaporación de un suelo saturado en agua, pero no encharcado, tras un largo tiempo después de la última lluvia se supone que hay equilibrio. En condiciones isotermas y medio homogéneo es:

$$\frac{R - R_r}{R_s - R_r} = \frac{\delta - \delta_r}{\delta_s - \delta_r} = \exp(z/\hat{z})$$

R = valor a profundidad z; el índice r indica el valor fijo a gran profundidad y el índice s el valor inmediatamente bajo la superficie del terreno,
δ=(R-R_m)/R_m
R_m = estándar elegido para el isótopo que se considera.
$\hat{Z}$ = longitud de decaimiento = D*/E
E = tasa de evaporación
D* = difusividad del agua en el medio = m τ DL
D_L = difusividad del agua en agua
m = porosidad
τ = tortuosidad

El valor R_r o δ_r debe ser a una profundidad mucho mayor que $\hat{z}$.

En la superficie en la que se produce la evaporación:

$$\alpha = R_s = (1 - h_a)\sigma R_r + h_a R_a$$

h_a = humedad del aire
α = coeficiente de fraccionamiento = R^r / R
σ = factor de relación de difusión, que es el fraccionamiento cinético; está afectado por la turbulencia en la capa límite atmosférica y de

La columna de medio poroso no se puede considerar isoterma si E > 10 mm/día, ya que entonces se produce un enfriamiento no despreciable en la parte superior, debido a la alta tasa de evaporación.

La Figura 5.2.44 muestra un ejemplo clásico de evaporación desde el fondo de una depresión con medio saturado alimentado por flujo ascensional.

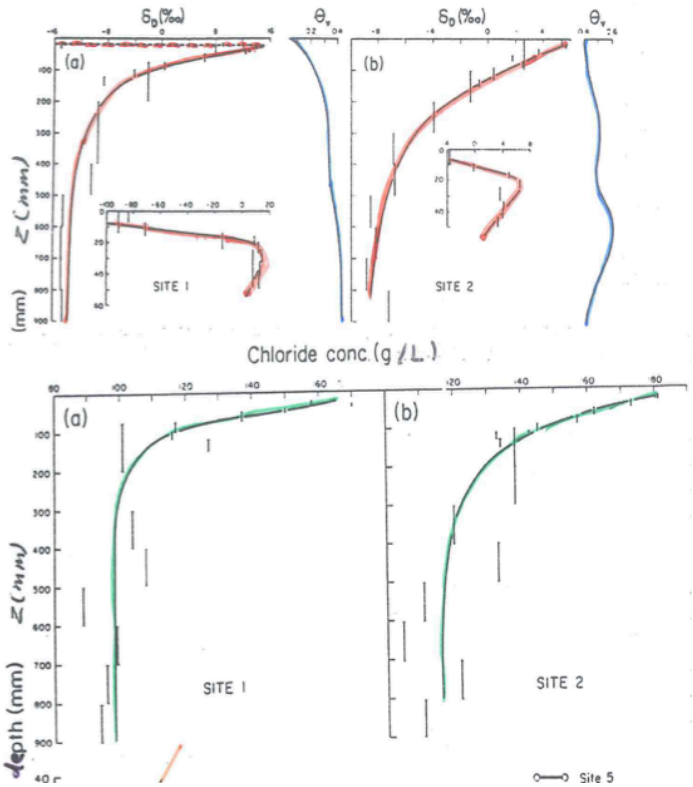


Figura 5.2.44 Ejemplo de evaporación desde el fondo de una depresión con medio saturado alimentado por flujo ascensional. Lago Frome, Australia (Allison y Barnes, 1985)

Cuando el suelo no está saturado, hay que considerar que a una profundidad f_e (frente de evaporación) cesa el transporte desde abajo de agua líquida en medio no saturado.

Por encima y hasta la superficie domina el flujo de vapor, con el aire saturado de humedad, en tanto que la succión sea $\psi < 15$ bar (punto de marchitez) y el medio no sea arcilloso.

En este caso

$$E = \frac{1}{\rho} D_v^* \frac{dN}{dz}$$

$$h = h_a + \frac{z}{\hat{z}}$$

$$\hat{z} = N_{sat} \frac{D_v^*}{\rho_e}$$

$$D_v^* = \tau' D_V (m - \theta)$$

N = concentración de vapor en el aire del suelo
ρ = densidad del agua líquida
m = porosidad
θ = humedad del terreno
ha = humedad relativa del aire = N / N_{sat}
$\hat{Z}$ = profundidad de penetración
con los otros símbolos definidos anteriormente.

Inmediatamente encima del frente de evaporación es $h_{fe} \approx 1$ y en la superficie del terreno es $h_s \approx h_a$ (en el aire) cuando la resistencia al flujo es dominante. hs crece al crecer z_{pe} y al decrecer E.

En la región de movimiento de líquido (por debajo del frente de evaporación fe), el comportamiento es muy similar al del medio saturado que se evapora en superficie, substituyendo δ_s por δ_{fe} y m por $\theta - \theta_0$, en que θ_0 es la humedad residual o de agua desconectada.

$$\frac{\delta - \delta_r}{\delta_{\rho_e} - \delta_r} = \exp\left(-\frac{f(z)}{\hat{z}}\right) \text{ con } \quad f(z) = \bar{\theta}\int_{z_{fe}}^{z} \frac{dz}{\theta}$$

Así, $E = \bar{\theta}\tau D_L/\hat{z}$

$\hat{z}$ = se obtiene de la pendiente de la recta definida por los valores experimentales (es su inversa cambiada de signo) en un gráfico de $\ln\left(\frac{\delta - \delta_r}{\delta_{fe} - \delta_r}\right)$ en función de f(z).

La Figura 5.2.45 muestra un ejemplo de evaporación desde el medio no saturado, con medio saturado alimentado por flujo ascensional. Esta evaporación se puede determinar mediante campanas fijadas al terreno, en las que se mide el aumento de la humedad del aire en su interior (Figura 2.8.21).

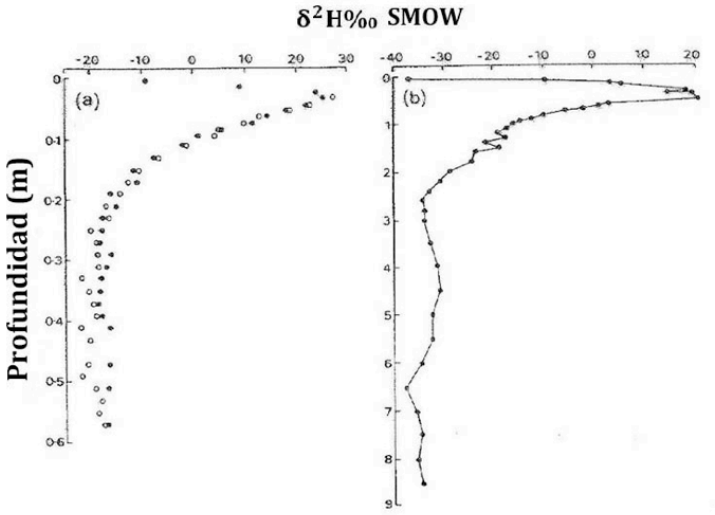


Figura 5.2.45 Ejemplo de evaporación desde un medio saturado alimentado por flujo ascensional (Allison y Barnes, 1985)

5.3 Conceptos generales de trazadores en relación con la recarga natural

5.3.1 Consideraciones generales

El balance de agua en el suelo, el estudio de los perfiles de humedad en el medio no saturado, los lisímetros y el análisis de las fluctuaciones piezométricas son métodos de cálculo y evaluación de la recarga a los acuíferos que se basan en balances de agua.

Otros métodos igualmente útiles pueden deducirse del estudio y observación de propiedades asociadas al agua, pero no miden el agua propiamente dicha. Es posible dividir estos otros métodos en cinco grandes grupos:

1) transporte desde la superficie del terreno al nivel freático de substancias disueltas conservativas, cuyo movimiento en el terreno sea muy similar al del agua. No interaccionan significativamente con el terreno, no se precipitan en condiciones normales, ni se alteran por procesos físico–químicos y químicos en el agua. Para su utilización es conveniente que el terreno no las aporte en cantidades significativas,

2) variaciones isotópicas ambientales estables en el proceso de recarga,

3) disminución de la concentración por desintegración de especies isotópicas ambientales radioactivas aportadas con el agua de recarga,

4) modificación en la distribución vertical de temperatura causada por la recarga,

5) trazado artificial de la recarga, que aquí se considera brevemente.

Cabe distinguir entre

a) métodos orientados al cálculo de la recarga,

b) métodos de estudio destinados al conocimiento de la recarga tras una serie de actividades más o menos dilatadas en el tiempo y frecuentemente de carácter puntual,

c) métodos orientados al estudio en profundidad de los procesos y mecanismos de la recarga para mejorar los métodos de cálculo y evaluación o para proponer y validar métodos nuevos.

Los trazadores pueden clasificarse en:

a) artificiales, buscando mayor sensibilidad en la observación por mayor concentración; cubren un tiempo corto, de horas a días; sólo se consideran sucintamente en este Informe,

b) históricos, de sucesos anteriores, en general ocasionales, que permiten cubrir un tiempo de meses a años. Proceden de acciones agrícolas, derrames y fugas accidentales, incidentes y accidentes en instalaciones, pruebas de armas, etc.,

c) ambientales, en general muy diluidos, que afectan a una amplia área y pueden cubrir largos periodos de tiempo, desde décadas o siglos hasta incluso algún milenio (Herrera et al., 2018); son de origen natural o de acciones antrópicas de efecto global, como las pruebas con armas nucleares en la atmósfera.

Para la selección de un trazador hay que considerar que sea:

1) lo más similar posible al trazador ideal: móvil, muy soluble, con nula o baja interacción con el terreno y lo más conservativo posible bajo el punto de vista químico,

2) fácil de muestrear en el agua o en el suelo y sea sencillo medirlo con precisión,

3) si es artificial, que no sea tóxico ni nocivo biológicamente y no afecte negativamente a las actividades humanas,

4) controlable con el mínimo de medidas regulares en campo.

El trazador más próximo al ideal es el ion cloruro, frecuentemente mencionado simplemente como Cl. Su movimiento por el medio poroso es casi igual al del agua. Pero en materiales con poros muy pequeños, puede moverse más rápidamente a causa de la exclusión iónica cuando la superficie de las partículas es negativa electrostáticamente, ya que no todo el espacio está disponible para el flujo del ion (Gvirtzman et al., 1986). En formaciones acuíferas este efecto suele ser despreciable.

Los trazadores ambientales de origen atmosférico, esencialmente solutos químicos y/o que contienen isótopos estables y radioactivos, se usan principalmente para obtener valores medios de la recarga a largo plazo en áreas extensas, cuando su tasa de entrada o su concentración es conocida y además se sabe el contenido de trazador en el agua de recarga. La recarga media a largo plazo es la que corresponde a las condiciones climáticas y de uso y cubrimiento del territorio actuales o similares. Este supuesto es razonable, siempre y cuando el tiempo en llegar la recarga al acuífero (físicamente, no sus efectos dinámicos) a través del medio no saturado sea relativamente corto, de meses a pocas décadas y no se hayan producido cambios territoriales recientes y además que no subsistan condiciones heredadas de épocas pasadas, por ejemplo, en la vegetación (Subcapítulo 8.2). Estos métodos producen resultados agregados (lumped), que integran las heterogeneidades y la variabilidad espacial. La existencia de heterogeneidades a gran escala puede sesgar los resultados (McCallum et al., 2014). No obstante, en sistemas grandes es posible identificar el origen del agua de recarga con cierta confianza, ya que las condiciones en la atmósfera cambian según el lugar y el momento, como sucede en la parte altiplánica central de los Andes, en Sudamérica (Herrera y Custodio, 2013), o en el altiplano etíope-tanzano en África (Levin et al., 2009), con patrones definidos de transporte atmosférico. La escasa precipitación en los Andes centrales es dominantemente de procedencia atlántica a través de la Amazonía y del Chaco, según los lugares, y las precipitaciones originadas en el océano Pacífico son escasas y en limitadas a la franja costera, salvo en momentos especiales actuales o del pasado.

Si se conoce la descarga de un sistema acuífero a un río a través del caudal de base y la distribución de cloruro en el acuífero, es posible determinar las variaciones de la recarga sin necesidad de conocer la deposición atmosférica de cloruro (Niaci et al., 2017), aunque es necesario que los datos de cloruro representen a la recarga local.

La recarga de laderas montañosas o de los sistemas montaña-llano (mountain front, mountain block) están siendo objeto de atención creciente en hidrogeología, por ser las montañas los lugares de mayor recarga en ambientes áridos y semiáridos. La recarga se transfiere de diversas maneras a los acuíferos de las depresiones colindantes, que contienen sedimentos no consolidados y a veces excelentes acuíferos, en áreas de intensa ocupación y actividad humana (Figura 5.3.1). Los estudios no son fáciles por la falta general de datos, en especial en la parte de montaña. Los trazadores ambientales se convierte en estos casos en importantes herramientas de identificación y evaluación de la recarga (Manning y Solomon, 2003; 2005; Manning et al., 2012; Espinosa Martínez y Custodio, 2014; Espinosa Martínez et al., 2014).

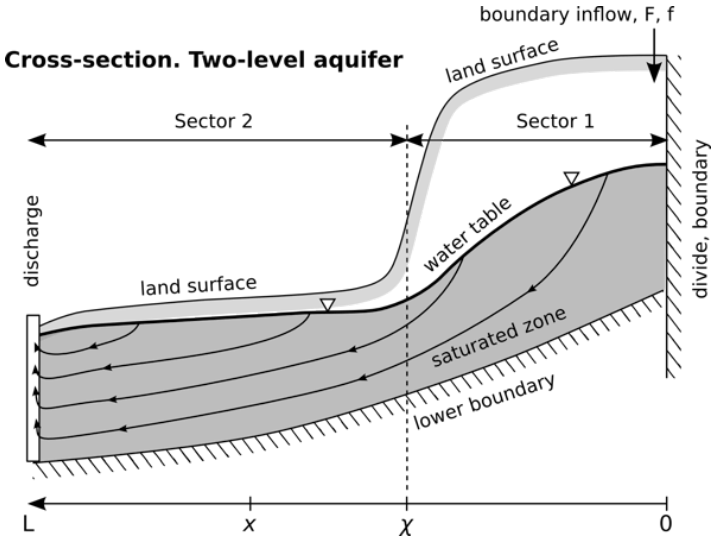


Figura 5.3.1 Representación esquemática de un sistema de montaña-llano, con transferencia total de la recarga de la montaña al llano colindante, donde también hay recarga local (Custodio y Jódar, 2016)

Para el tratamiento cuantitativo se suelen aplicar métodos de convolución, como se expone en el Subcapítulo 5.5. En primera aproximación, la condición de estado estacionario es aceptable en muchas situaciones reales. Pero puede ser una limitación importante en áreas en las que la recarga es pequeña, especialmente cuando el espesor de la zona no saturada es grande, como suele suceder en áreas áridas con relieve. En estas áreas áridas, la concentración de trazador a lo largo de la zona vadosa puede variar como consecuencia de cambios ambientales en el pasado (Zhu et al., 1987) o de modificaciones importantes del uso del territorio, de modo que la concentración de trazador que sale de la zona edáfica como recarga en tránsito, puede ser muy diferente de la del agua que llega y entra en el acuífero a través de la superficie freática. En este caso, las evaluaciones de la recarga pueden estar muy desviadas respecto al valor del momento actual.

Para la evaluación de la recarga media a largo plazo, se pueden considerar diversos tipos de trazadores ambientales, que se pueden reunir en los siguientes grupos:

A.– Trazadores conservativos no volátiles de origen atmosférico. Tal es principalmente el ion cloruro, aunque se pueden considerar otros solutos, como los iones SO_4 y Na, si se comportan como conservativos. En la aplicación se supone que estos trazadores llegan como deposición atmosférica total (húmeda y seca), que la contribución de la roca o artificial es despreciable y que en ningún caso se separan del agua por adsorción o precipitación, aunque pueden quedar retenidos temporalmente en el suelo entre eventos de precipitación debido a la evaporación del agua. Estos trazadores se concentran en el suelo por evapoconcentración y son transportados verticalmente por la zona vadosa, hasta incorporarse al acuífero freático con la recarga. Se supone que no hay flujos laterales.

B.– Trazadores no volátiles que se originan en el suelo superior, principalmente el carbono inorgánico disuelto total (CID). Si el pH del agua está entre 6,8 y 8,2, domina el ion bicarbonato HCO_3, que es el que se considera aquí. Su concentración depende la presión parcial de CO_2 en el área del suelo, que suele variar entre la atmosférica (en suelos muy gruesos no vegetados y en áreas hiperáridas) y dos órdenes de magnitud más si hay abundante vegetación y materia orgánica (MO) en oxidación ($MO + O_2 \rightarrow CO_2 + H_2O$). Se supone que el HCO_3 se incorpora al agua de recarga a una concentración que es constante en circunstancias comunes y que por lo tanto no depende de la tasa de recarga. El contenido en HCO_3 puede ser no conservativo y cabe que disminuya por precipitación de carbonatados en el suelo o que aumente por disolución (meteorización) de la roca a partir del CO_2 del aire del suelo. Así, para que el HCO_3 se pueda utilizar como un trazador, se debe corregir su concentración mediante la consideración de los posibles procesos químicos durante el transporte de masa, siguiendo las técnicas que se emplean para el estudio del ^{13}C y ^{14}C (Plummer y Glyn, 2013); Han et al., 2012) y Han y Plummer, 2013).

C.– Isótopos del agua. Al ser estos isótopos parte de la molécula de agua, son volátiles. La evaporación los devuelve a la atmósfera, pero sometidos a fraccionamiento isotópico. Como los procesos de recarga en suelos vegetados no fraccionan el agua tomada por las raíces por ósmosis y evaporada totalmente en las hojas, se puede admitir que, en una buena parte de las situaciones reales, los valores de δ en la precipitación son los mismos que en la recarga. Esto no es cierto cuando el territorio está poco vegetado o desnudo y entonces hay que corregir por efectos de fraccionamiento isotópico. Durante la percolación no se esperan nuevos cambios.

D.– Tritio. ^3H. Es el único isótopo radioactivo del agua. Al formar parte de la molécula del agua, es volátil. Su concentración no cambia significativamente en la recarga, ya que se difunde, pero se desintegra en el transporte por el terreno. El fondo ambiental natural de tritio fue grandemente afectado entre 1954 y 1962 por las pruebas de armas nucleares en la atmósfera. Hoy casi se ha vuelto a la situación natural. Para suponer estado estacionario hay que considerar acuíferos con un tiempo de renovación muy breve y recarga rápida.

E.– Radiocarbono, ^{14}C. Es el isótopo radioactivo del carbono. Es de origen atmosférico y se encuentra principalmente en la molécula de CO_2. Tras la asimilación del

CO_2 atmosférico por las plantas, se encuentra en el CO_2 del suelo edáfico, como consecuencia de la oxidación de la materia orgánica y la respiración de las raíces. Este CO_2 tiene la composición isotópica del carbono de las plantas, aunque en suelos poco vegetados hay cambios por difusión hacia la atmósfera. El CO_2 del suelo se incorpora al CID y el ^{14}C se comporta como el ^{13}C, pero desintegrándose. El ^{14}C está afectado por los procesos geoquímicos y de fraccionamiento isotópico durante su transporte hasta llegar al acuífero con la recarga, lo que requiere correcciones (Plummer y Glym, 2013). La afección por las pruebas atmosféricas de armas nucleares se puede dejar de lado cuando se trata de recargas pequeñas en clima árido, en que el tiempo de transferencia por el medio no saturado puede ser de siglos. Así, se puede suponer una concentración (actividad) de ^{14}C casi estacionaria en sistemas con tiempos de renovación largos, cuando la influencia de la perturbación reciente es despreciable. Sin embargo, hay cambios moderados y de origen natural, a nivel de milenio.

Las técnicas de evaluación de la recarga mediante el uso de trazadores ambientales produce resultados más confiables cuando, además de combinarse con las observaciones hidráulicas y demás técnicas hidrogeológicas, se utiliza más de un trazador simultáneamente. En general, una buena aplicación conduce a resultados similares, pero a veces pueden parecer muy dispares, en especial cuando los campos de aplicación son a escalas muy distintas, ya que lo que se evalúa puede ser diferente, aunque se denomine y se considere de la misma manera. Un ejemplo es la observación y evaluación de ^{3}H y ^{14}C para detectar agua de rápida renovación que entra por conductos preferentes o que es forzada a entrar a causa de la extracción de agua subterránea, cuando el volumen de reservas es grande y por lo tanto con muy lenta renovación (Winograd y Palmer, 1976). La explotación intensiva de un acuífero puede dar lugar a que las aguas extraídas respondan a tiempos de residencia que disminuyen (Stewart, 2014).

En general, en la aplicación de las técnicas de interpretación de los trazadores ambientales se supone que el sistema está en estado estacionario a largo plazo. Se buscan valores medios o variaciones locales rápidas. Pero los trazadores ambientales tienen variaciones lentas estacionales o de otro tipo, lo que permite evaluar los cambios temporales de la recarga (Massoudieh, 2013). Sin embargo, este es un campo aún poco explorado e investigado y que requiere un número de datos mayor que las técnicas comunes.

5.3.2 Tiempo de tránsito en el medio subterráneo

La determinación del tiempo de tránsito de un trazador por un sistema determinado se ha considerado desde hace décadas. Es de especial interés en ingeniería química. En reservorios naturales, el concepto ha sido tratado por Bolin y Rodhe (1973). En general se consideran sistemas de flujo estacionario, aunque más recientemente se están investigado en detalle los sistemas de flujo no estacionario en reservorios heterogéneos (Luther y Haitjema, 1998). En sistemas heterogéneos se trata de ver como varía espacial y temporalmente un determinado trazador y como éste es captado o utilizado por la vegetación, haciendo una distinción, poco definida, entre agua joven (la que supuestamente se acaba de infiltrar y recargar) y agua vieja (la recargada en periodos anteriores y que

se ha almacenado principalmente en las partes menos permeables (Gallart et al., 2016; Jasechko, 2016; Stewart et al., 2016).

Se denomina tiempo de tránsito τ de una partícula de agua por el acuífero al tiempo transcurrido entre el momento en que se produce la entrada del agua al medio saturado hasta el de descarga o el de extracción de la muestra. El concepto puede extenderse para incluir el tiempo de tránsito por el medio no saturado, es decir, el tiempo transcurrido desde la salida del agua del suelo edáfico, o de la infiltración en superficie en el caso de recarga concentrada, hasta la entrada en el medio saturado. Estos tiempos pueden ser muy variables en un determinado sistema acuífero, en función de su estructura y heterogeneidades (Figura 5.3.2). Similares conceptos se aplican a las cuencas fluviales (Haitjema, 1995; McGuirre y McDonnel, 2006; Si y de Jong, 2007; Zhang et al., 2017). Stewart et al. (2016) llaman la atención sobre el hecho de que el empleo de isótopos estables puede sesgar el concepto de edad y origen del agua fluvial al introducir truncamientos.

El tiempo de tránsito de un determinado trazador no es el mismo que el del agua. Sólo coinciden en el caso del trazador ideal. Normalmente el trazador es más lento, salvo en casos en que haya exclusión iónica de trazadores iónicos en medios de granulometría muy fina o en que el trazador se difunde por el medio no saturado, en forma gaseosa, más rápidamente que el transporte del agua.

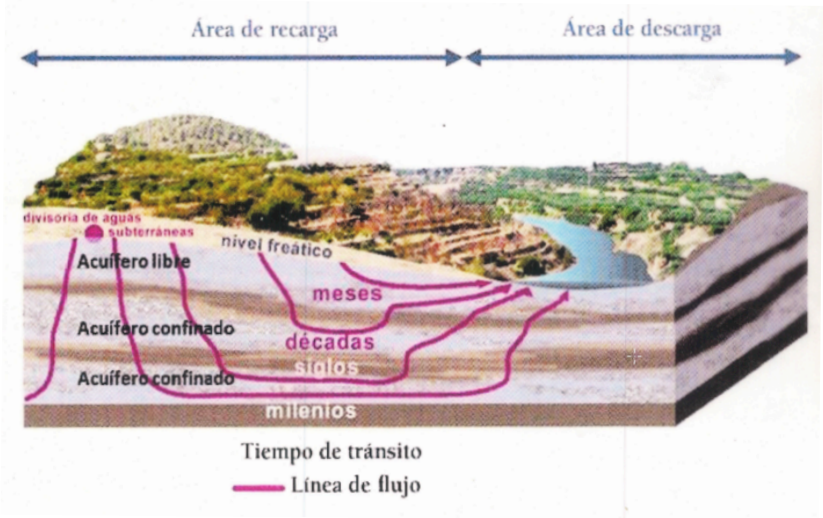


Figura 5.3.2 Líneas de flujo y tiempos de tránsito en un sistema acuífero en ladera, con varios acuíferos separados por acuitardos

Las muestras de agua tomadas en la descarga en un río o manantial o bombeada mediante un pozo integran muchas líneas de flujo, con tiempos de tránsito distintos y con una cierta distribución estadística. Puede calcularse un tiempo medio de tránsito para la mezcla. Este tiempo de tránsito es un determinado valor en sistemas estacionarios, pero τ varía con el tiempo en sistemas no estacionarios (Enbdahi y Maxwell, 2015; Engdahi et al., 2016; Loaiciga, 2004). Esto es una complicación adicional para definir el concepto de tiempo de tránsito τ y tiempo medio de tránsito $\bar{\tau}$, correspondiéndose este último con el primer momento de la distribución de tiempos de tránsito de las líneas de flujo que convergen en el punto de descarga (por ejemplo, un manantial) o muestreo (por ejemplo, por bombeo). Adicionalmente, la distribución de tiempos de tránsito puede tener formas y dependencias

funcionales complejas, que dificultan su caracterización práctica (Etcheverry y Perrochet, 2000).

El cociente entre el volumen de agua en un sistema acuífero y la recarga que recibe es el tiempo medio de renovación, al que también se le llama tiempo medio de tránsito, aunque pueden diferir en su concepto y valor. También se aplica el concepto de tiempo medio de residencia del agua en el sistema.

La edad del agua de una partícula de agua que se mantiene individualizada durante el recorrido es un concepto próximo al de tiempo de tránsito (Bethke y Johson, 2008). Su medida mediante trazadores ambientales no es propiamente lo mismo, ya que se aplica a una mezcla y por lo tanto es más correcto hablar de edad aparente, incluso después de corregir la no idealidad el trazador. La denominación "edad" es una herencia de conceptos arqueológicos y paleontológicos, que conviene utilizar cautelosamente, aunque está muy arraigada y no es fácil de evitar. En lo que sigue se usa el término edad para respetar las designaciones de los autores referenciados, pero se la simboliza como "τ" (tiempo de residencia) en vez de como "a" (age), como ellos hacen.

La distribución del tiempo de residencia se ha usado desde hace mucho tiempo para describir la estadística de los tiempos de vida de los componentes en un reactor químico, para determinar la dispersión en un reservorio geotérmico fracturado mediante ensayos de trazadores o para el estudio de sistemas acuíferos mediante modelos de celdas de mezcla (Goode, 1996).

Sea C(t) la función que caracteriza la distribución de tiempos de residencia de las moléculas en un reactor químico, que es la concentración a la salida de un soluto inyectado como un pulso instantáneo en la entrada del reactor. En un acuífero C es análoga a la concentración de trazador medido en flujo.

Si el flujo es estacionario, el tiempo medio de residencia o edad media de las moléculas es:

$$a = E/M = \int_0^\infty t\, c\, dt \;/\; \int_0^\infty c\, dt$$

que tiene una forma similar a la del valor esperado de una variable aleatoria t con función de densidad probabilidad c. El término M es constante y uniforme para flujo estacionario.

Para el transporte advectivo y dispersivo en un fluido de densidad constante se cumple el balance de masas:

$$\frac{dcm}{dt} = \nabla \cdot m\boldsymbol{D} \cdot \nabla \mathbf{c} \quad - \nabla \cdot \mathbf{q}c$$

m = porosidad (o el contenido de humedad para el medio no saturado)
D = tensor de dispersión
q = vector de flujo específico (flujo por unidad de sección)

que se puede transformar en:

$$\nabla \cdot \mathbf{D} \cdot \nabla\tau - \frac{1}{m} \nabla \cdot \boldsymbol{q}\, \tau + 1 = 0$$

τ = edad media = tiempo medio de residencia = E/M

Así, la edad media en un punto cumple con la ecuación del transporte advectivo–difusivo con una fuente interna de intensidad 1.

Si se supone que la edad media de una mezcla de aguas es la media ponderada por la masa, resulta que dicha edad media es análoga a la concentración de un soluto conservativo. Como la edad no es una propiedad física directamente medible, el anterior supuesto no se puede verificar experimentalmente, pero parece razonable. Se podría verificar con un trazador cuya función de entrada varíe linealmente con el tiempo.

Se puede suponer que una determinada masa de agua se caracteriza por el producto de la edad media τ y la masa de agua ρV, con ρ = densidad del agua y V = volumen del agua. Con ello se puede llegar a la ecuación diferencial parcial que gobierna la edad media de transporte (Goode, 1996):

$$\frac{\partial \tau m \rho}{\partial t} = \partial \rho - \nabla \cdot \boldsymbol{J} + F$$

en la que **J** = flujo másico por unidad de superficie a través de los contornos (componentes J_x, J_y, J_z), que incluye advección en el agua y flujo dispersivo. F = término fuente / sumidero, interno. Esta ecuación es más general que la anterior, ya que permite la variación de la densidad y no está limitada a flujo estacionario cuando la historia de flujo es conocida.

Las Figuras 5.3.3 y 5.3.4 muestran los resultados de la simulación directa de la edad del agua en un acuífero regional homogéneo

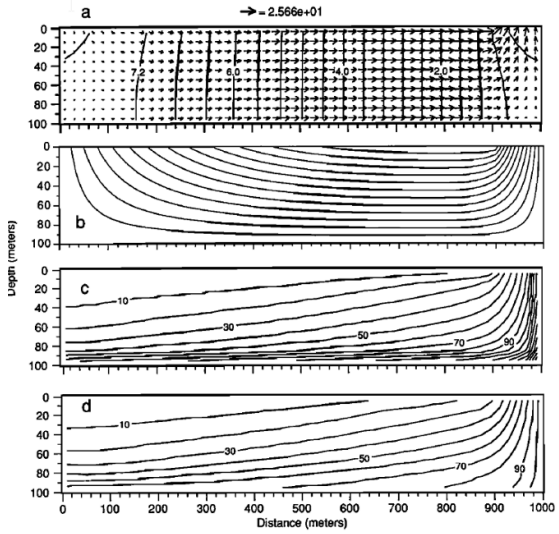


Figura 5.3.3 Resultados de la simulación directa de la edad del agua en un acuífero regional homogéneo, con conductividad hidráulica k = 10⁻⁶ m/s. Se representa: a) sección con las isopiezas (intervalo 0,4 m) y la velocidad; b) líneas de corriente desde los lugares de recarga a los de descarga; c) isoedades simuladas para sólo advección ($D_m = \alpha_L = \alpha_T = 0$) y con intervalos de 10 años y d) isoedades simuladas para D_M (difusión molecular) = 1,16·10–9 m²/s, α_L (dispersividad longitudinal) = 6 m y α_T (dispersividad transversal) = 0,6 m, con intervalos de 10 años (Goode, 1996)

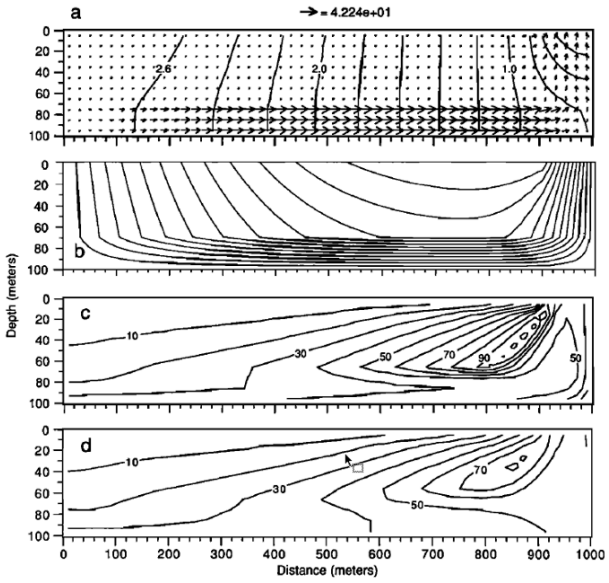


Figura 5.3.4. Resultados de la simulación directa de la salida del agua en una sección de un sistema acuífero estratificado, con un estrato inferior de k = 10⁻⁵ m/s y 30 m de espesor y otro superior de k = 10⁻⁶ m/s y 70 m de espesor. Se representa: a) dominio en sección con las isopiezas (intervalos de 0,2 m) y los vectores de velocidad; b) líneas de corriente desde las localidades de recarga a las de descarga; c) isoedades simuladas para solo advección ($D_m = \alpha_L = \alpha_T = 0$) en intervalos de 10 años y d) isoedades simuladas del agua subterránea con advección y dispersión (D_m = 1,16·10–8 m²/s; α_L = 6 m y $\alpha\Gamma$ = 0,6) con intervalos de 10 años (Goode, 1996)

Tal como se ha comentado, las muestras de agua subterránea son una mezcla de aguas de diferentes edades. El resultado combinado no tiene por qué coincidir con la edad media, ya que depende del modo de promediar, además de la influencia de cómo los distintos trazadores han entrado en el sistema. El método tradicional de simulación de la edad se basa en calcular el tiempo de desplazamiento (tránsito, viaje) desde el lugar de recarga al de muestreo, utilizando un determinado campo de velocidades (Davis y Bentley, 1982). Es la edad cinemática, en que sólo se considera advección.

En la realidad, en numerosos casos no hay equilibrio entre hidráulica e hidrogeoquímica en el sistema. Por eso, las edades derivadas de los dos métodos no tienen por qué coincidir.

La edad cinemática es:

$$\tau_K(x) = \int_{x_o}^{x} \frac{dl}{v} = \int_{x_o}^{x} m\frac{dl}{q}$$

m = porosidad
v = velocidad de flujo (real)
q = velocidad de Darcy
dl = diferencial de recorrido, supuesto paralelo al vector q
x = recorrido según la trayectoria, con x_o = x a la entrada

La función de densidad de probabilidad caracteriza la distribución de tiempos de recorrido que puede sufrir una molécula que va desde el lugar de recarga al de muestreo o medida.

Para partículas que entraron en el acuífero en el tiempo t', la edad de una molécula es $\tau = t - t'$. Los tiempos t' y t, se miden desde un cierto origen en adelante.

Para un trazador conservativo (Varni y Carrera, 1998):

$$\frac{\partial \rho m F}{\partial t} = \nabla \cdot (\rho \boldsymbol{J}_D - \rho \boldsymbol{q} F) + r\, F_v$$

siendo:

$$F(t,\tau,\mathbf{x}) = \begin{cases} 0\,;\ t \le \tau \\ H\,(t-\tau);\ \mathbf{x} \in \Gamma_1 \\ (\mathbf{J}_D - \mathbf{q}\,F)\cdot \mathbf{n} = -\mathbf{q}\cdot F_2\,\mathbf{n} \quad \text{para } \mathbf{x} \in \Gamma_2 \end{cases}$$

F(t, τ, **x**) = proporción de la porción de partículas que entraron en el acuífero en el tiempo t'
ρ = densidad del agua
r = término fuente / sumidero internos
JD = flujo dispersivo
q = flujo de Darcy
H = función de Heaviside H(t – t') = 1 si t > t'; de otro modo = 0
Γ1 = contorno de flujo de agua impuesto
Γ2 = contorno de flujo másico impuesto
n = vector unitario normal a Γ2
F_v = distribución de partículas de agua que entran o salen del acuífero en fuentes / sumideros internos
F_2 = flujo másico prescrito en contornos
Si entra agua al acuífero $F_v = F_2 = H\,(t - t')$ ... $-\mathbf{q}\cdot\mathbf{n}$ ó $r > 0$
Si sale agua sale del acuífero $F_v = F_2 = F$ ... $-\mathbf{q}\cdot\mathbf{n}$ ó $r < 0$

Como ρ, m, q, F, Γ y D pueden depender del tiempo, la distribución de tiempos de tránsito puede cambiar. La variable temporal es t y el tiempo de tránsito es τ = t – t', de modo que no se trata de una única ecuación, sino de una familia continua de ecuaciones al variar t'. Cada ecuación de esta familia de ecuaciones representa la evolución de la distribución de partículas que entraran en el acuífero después del tiempo t'. Así, F(t ,τ, x) tiene como tiempo inicial t', lo que afecta a cada F(t, t', x), pero tiene poca relación con el tiempo inicial real del acuífero (Varni y Carrera, 1998).

Esta última consideración es importante en acuíferos jóvenes en los que puede haber aguas de formación, en especial en las partes poco permeables, ya que, para aguas con t < to (tiempo inicial del acuífero), la solución no tiene sentido y hay que modificar la forma de planteo (Varni y Carrera, 1998).

La difusión matricial no modifica la edad media (Sánchez–Vila y Carrera, 1995), pero afecta a la cola de la distribución de la edad y por lo tanto a las medidas reales.

El flujo en estado estacionario se deriva directamente y F(t, t', x) = F(t, –t', x), con lo que basta una única resolución. En este caso, la edad media de los tiempos de residencia τ = t – t' para todas las partículas de agua en el entorno de cualquier punto es:

$$\tau_1(t,x) = \int_{-\infty}^{t} (t-t')\frac{\partial}{\partial\tau}F(t,t',x)d\tau$$

Para el análisis de trazadores, un supuesto común en hidrología subterránea es que el flujo es estacionario, para así simplificar la resolución de las ecuaciones diferenciales que gobiernan el flujo. Recientemente se ha introducido la consideración de una edad transitoria para el agua subterránea (Engdahl et al., 2016). Se considera la redistribución espacial transitoria de la masa de agua. El planteamiento transitorio tiene como problema la falta de entendimiento de los conceptos más importantes, entre los que el más básico es el de que la edad de cualquier muestra de agua es una distribución.

La existencia de heterogeneidades en las propiedades de flujo en un sistema, la variabilidad de la temporalidad, la distribución espacial de las entradas y una multitud de otros factores, crean numerosos caminos con movimientos a diferentes velocidades del agua. Estos diferentes caminos se recorren a diferentes velocidades del agua, interaccionan entre sí y se mezclan, dando origen a una distribución de edades. Si estos procesos cambian a lo largo del tiempo, se modifica la distribución de edades, de modo que las muestras de agua recogidas en un mismo lugar en tiempos diferentes pueden provenir de fuentes distintas.

Según Ginn (1999), para un único componente, la ecuación que gobierna la densidad de masa de la fase acuosa en el espacio y su edad es:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho}{\partial \tau} + \nabla \cdot v \quad - \nabla \cdot \mathbf{D} \nabla \rho = \mathrm{F}$$

ρ = ρ (**x**, t, a) = densidad másica del fluido
x = vector de posición
t = tiempo
τ = edad
v = **v** (**x**, t) = vector de velocidad (no depende de τ)
D = **D** (**x**, t) = tensor de coeficientes hidrodinámicos de dispersión
F = término de fuente / sumidero / reacción, interno

La transitoriedad modifica **v** y por lo tanto afecta a **D**, pero no la "velocidad de la edad". La dispersión solo ocurre en la dimensión espacial, pero no en las dimensiones de tiempo y edad.

Mientras que las distribuciones en estado estacionario responden a un equilibrio dinámico de la edad de las moléculas que fluyen aguas debajo de un punto en el espacio, en el caso transitorio el agua de mayor edad es desplazada por aguas más jóvenes, cuyas fracciones relativas pueden cambiar.

El método más directo para generar soluciones transitorias de la ecuación de la edad es adaptando modelos simplificados, en general 1–D. Tales son los modelos de flujo de pistón y exponencial (Engdahl et al., 2016), suponiendo que el sistema responde instantáneamente a cambios en el flujo y en el volumen, sin considerar la propagación espacial de la onda de presión o el tiempo necesario para que se difunda una masa de agua adicional. La edad, tal como se define en modelos de estado estacionario, se reemplaza por una edad basada en una ponderación histórica. La función de ponderación se basa en una normalización volumétrica del flujo a través del sistema, de forma que cada flujo se mantenga independiente los otros.

Para un sistema exponencial (buena mezcla). la mezcla se mantiene con los cambios de volumen y flujo:

$$\rho(t,\tau|x) = \frac{q_m(t-\tau)}{V(t-\tau)} exp\left[\int_{t-a}^{t} \frac{q_m(t')}{V(t')} dt'\right]$$

Para un modelo de flujo de pistón, con volumen constante, se obtiene:

$$\rho(t,\tau|x) = \frac{q_m(t-\tau)}{V(t-\tau)} \delta\left[\int_{t-a}^{t} \frac{q_m(t')}{V(t')} dt' - 1\right]$$

ρ = distribución de la edad en función del punto de observación x
q_m = tasa de entrada, variable temporalmente
V = volumen del sistema

Estos modelos pueden combinarse (Ozyurt y Bayarí, 2005).

La edad transitoria supone una complicación de cálculo, que en muchas situaciones reales puede obviarse. Tal es el caso de recarga estacional, con magnitud que se repite cada año, cuando la escala de observación es de varios años. No sería así si la recarga tuviese una deriva a largo plazo.

La determinación del tiempo medio de tránsito en manantiales es una forma de conocer los distintos orígenes del agua que descarga, utilizando la información derivada de diferentes trazadores ambientales (Solder et al., 2017), entre ellos los radioactivos, como el ^{3}H y el ^{14}C y aplicando los modelos de mezcla y dispersión más apropiados (Subcapítulo 5.5).

La estimación de los parámetros de las distribuciones de tiempo de tránsito está afectada por las heterogeneidades. Si dicha determinación se hace a partir de la amortiguación de la amplitud de las variaciones periódicas de la función de entrada, como las variaciones estacionales de los isótopos del agua o de la temperatura, la señal de entrada deducida de la de salida puede estar muy sesgada (Kichner, 2016). Sin embargo, si la heterogeneidad es poco acusada, como en muchos acuíferos, el modelo exponencial que se obtiene suponiendo medio homogéneo es una buena aproximación, que hace que el tiempo medio de residencia aparente se asemeje al verdadero (Farling y Małowszeswki, 2018).

La puesta en explotación de un sistema acuífero que anteriormente estaba en estado cuasi-estacionario, a largo plazo supone perturbaciones del sistema de flujo, que pueden ser grandes, con lo que la distribución de tiempos de tránsito y edades deja de ser estacionaria (Zinn y Konikow, 2007).

5.4 Evaluación de la recarga natural a partir de la deposición atmosférica de cloruro

5.4.1 Consideraciones generales

La precipitación atmosférica es una fuente de aporte de materia soluble. Esta materia soluble puede ir disuelta en el agua de lluvia (precipitación húmeda) o caer sobre el terreno (deposición seca), para ser después disuelta por la lluvia o el agua de fusión de nieve (ver la Sección 5.1.3). Su suma es la deposición total, que es la que importa en lo que sigue. La deposición seca atrapada en las hojas de la vegetación introduce un cierto retraso del momento de la deposición con respecto al de la deposición sobre el terreno, pero en general no afecta a la determinación de la recarga a largo plazo.

En general, el ion cloruro domina o es una parte importante en la deposición total. Es muy soluble, estable y no reactivo (conservativo), a efectos prácticos. En principio, el SO4 se comporta de forma similar, pero su origen no siempre es claro y puede llegar a precipitarse.

El método de evaluación de la recarga que se desarrolla a continuación se basa principalmente en el contenido en cloruro (en adelante Cl).

Aunque el Br– es conservativo como el Cl^-, su concentración es varios cientos de veces menor y por lo tanto mucho menos adecuado analíticamente; su interés principal radica

en la caracterización de origen del Cl^- existente en el agua subterránea, como se expone en la Sección 5.1.2.

En principio, el balance de ion cloruro no puede utilizarse en terrenos sometidos a actividades humanas importantes, tales como abonado, riego, vertidos de aguas usadas, fugas de redes de distribución de agua y quemado de basuras, salvo que se consideren y corrijan estas circunstancias específicamente.

El Cl depositado, una vez disuelto en el agua precipitada o de fusión de nieve, se infiltra y se concentra al evaporarse una parte –a veces la mayor parte– del agua del suelo, por los procesos que se discuten en el Capítulo 2. Esto hace que la recarga en tránsito y finalmente la recarga tenga una concentración mayor que el agua infiltrada, pero el flujo masivo de cloruro depositado debe ser igual en media a la suma de los flujos másicos de recarga y de escorrentía superficial. Esto es debido a que el Cl no llega a separarse por precipitación, salvo en situaciones muy especiales y raras, como en clima hiperárido.

Una ventaja importante de la consideración del Cl es que la mayoría de las rocas sólo lo contienen a nivel de trazas, de modo que la interacción roca–agua no modifica la concentración. La excepción son los terrenos naturales salinos o con restos de agua marina, los que reciben aportes antropogénicos de sales como fertilizantes y aguas usadas o los que están cerca de minas que extraen sales o industrias que producen emisión de Cl a la atmósfera y al suelo. Estas limitaciones deben ser consideradas cuidadosamente antes de realizar evaluaciones, para introducir correcciones o para desechar la aplicación del método en esos lugares. También las aguas calientes profundas pueden tener cloruro no atmosférico.

El Cl de deposición atmosférica es dominantemente de origen marino. Se genera en la costa por evaporación de las gotículas de agua que origina el viento, lo que produce micropartículas que se incorporan a la dinámica atmosférica. También la actividad biológica en el mar y áreas costeras, en especial en manglares, puede generar compuestos orgánicos clorurados volátiles, como el cloruro de dimetilo, que liberan Cl que se une al aerosol marino, como se expone en la Sección 5.1.3.

En el transporte sobre el continente desde la costa, la deposición de origen marino y costero disminuye progresivamente, al principio rápidamente y luego con lentitud. A este transporte se une el Cl en el polvo generado en el continente, en proporción creciente a lo largo del recorrido de las masas atmosféricas. La evolución depende de la cobertera vegetal, intensidad y orientación del viento y aridez climática. La vegetación continental contribuye Cl contenido en compuestos orgánicos volátiles.

Aunque es posible intentar evaluaciones de la deposición total sobre el territorio, las complicaciones son muchas. Para conocer la distribución territorial, es necesario recurrir a una red de muestreo, interpolando los valores por métodos habituales, pero que consideren la circulación atmosférica y la ocasional presencia de perturbaciones, como en las áreas urbanas, de agricultura intensiva, de grandes operaciones mineras y

de movimiento de tierras y las volcánicas con presencia de aportaciones endógenas en el entorno de fumarolas y otras manifestaciones similares, visibles o encubiertas.

En el proceso de evapotranspiración, el Cl se comporta como conservativo a efectos prácticos, es decir que es tomando con el agua que absorben las raíces y transportado sin apenas acumularse en el tejido vegetal. El Cl se concentra en las hojas, de donde es lavado y cae al terreno o es emitido como compuestos orgánicos que se oxidan y liberan el Cl en áreas relativamente próximas. La pequeña parte del Cl que queda en el tejido vegetal es después liberada in situ al morir la planta. Estos procesos pueden tener importancia a escala de tiempo de detalle, pero no para los dilatados tiempos en que se aplica el método para obtener valores medios de la recarga. Incluso donde hay recolección y extracción de materia orgánica, el efecto es despreciable a efectos prácticos. Lo mismo puede decirse de la cantidad de Cl que se puede encontrar en la materia orgánica en descomposición y adsorbido en partículas de terreno hidratadas.

La deposición D se relaciona con la concentración C y la precipitación P mediante D = P·C. El valor medio de D obtenido como el valor medio de P·C no es igual al producto de valores medios, como se expone a continuación.

El valor medio de la deposición atmosférica $\overline{D}$ se puede relacionar con los valores medios $\overline{P}$ y $\overline{C_R}$, cada uno con sus errores medios $\overline{\varepsilon}$:

$$\overline{D} = (\overline{P} + \overline{\varepsilon_P}) + (\overline{C_R} + \overline{\varepsilon_{cP}}) = \overline{P} \cdot \overline{C_R} + \overline{\varepsilon_{cP}} \cdot \overline{P} + \overline{\varepsilon_P} \cdot \overline{C_P} + \overline{\varepsilon_P \cdot \varepsilon_{CP}}$$

Sólo cuando P y C_R están estadísticamente distribuidos normalmente es $\overline{\varepsilon_P} = 0$ y $\overline{\varepsilon_{cP}} = 0$, pero queda el último término $\overline{\varepsilon_P \cdot \varepsilon_{CP}}$. Este término es pequeño para variables no correlacionadas entre sí, pero no es así si hay correlación entre ellas y la dispersión de valores (la desviación estándar) es grande. También el valor del término aumenta si las variables no están normalmente distribuidas. Este hecho suele no tenerse en cuenta y con ello aumenta la incertidumbre de la evaluación de R.

La incertidumbre de R, medida por su desviación estándar σ_R o su coeficiente de variación $CV_R = \sigma_R / R$, para variables con distribución aproximadamente normal, es:

$$\sigma_R^2 = \sum_{i=0}^{n} \left(\frac{\partial f}{\partial x_i}\right)^2 \sigma_x^2$$

x_i = una de las n variables que determinan el valor de R a partir de una función f y
σ_x = respectivas desviaciones estándar.

Si $R = \frac{1}{\overline{C_R}}(\overline{P} \cdot \overline{C_P} + \overline{ES} \cdot \overline{C_{ES}})$

su incertidumbre se expresa como

$$\sigma_R^2 = \frac{1}{C_R^2}\left[\overline{C_P}^2 \sigma_P^2 + \overline{P}^2 \sigma_{CP}^2 + \overline{C}_{ES}^2 \sigma_{ES}^2 + \overline{ES}^2 \sigma_{C_{ES}}^2 + \overline{R}^2 C_{CR}^2\right]$$

5.4.2 Recarga según el balance de la deposición media de cloruro

El método de la deposición total atmosférica de cloruro para evaluar la recarga es una técnica bien conocida y experimentada a lo largo de medio siglo (Eriksson, 1960; Eriksson y Khunakasen, 1969; Custodio y Llamas, 1976/1983; Custodio et al., 1997; Wood, 1999; Wood y Sandord, 1995). Se ha aplicado bajo muy diversas circunstancias (Classen et al., 1986; Dettinger, 1989; Edmunds y Gaye, 1994; Guan et al., 2010; Liu et al., 2003; Prych, 1998; Sukhija et al., 1988; Cook y Herczeg, 1992; Alcalá y Custodio, 2013; 2015; Custodio, 2009; 2010; Marrero-Díaz et al., 2015; Naranjo et al., 2015; Hornero et al., 2016; Sami y Hugues, 1996; Scanlon et al., 2006; las numerosas referencias contenidas en estos trabajos).

Con frecuencia el método se conoce con las siglas CMB (chloride mass balance).

No es un método para la determinación de la recarga diaria, ni mensual, ni anual, sino del valor medio a largo plazo, siempre que se cumpla un conjunto de condiciones que se exponen más adelante. El método se basa en el balance medio de agua y en el balance medio de soluto conservativo en una determinada parcela de terreno. Todos los valores son valores medios, aunque por simplicidad no se explicite:

Balance de agua:

$$P = R + ES - AS + \Delta S + CR + E$$

Balance de masa

$$P \cdot C_P = R \cdot C_R + ES \cdot C_{ES} - AS \cdot C_{AS} + \Delta S \cdot C_S + CR \cdot E_{CR} + F$$

o bien

$$D_P = R \cdot C_R + E_{ES} - AAS + \Delta S \cdot C_S + C_R \cdot C_{CR} + F$$

P = precipitación medida con los pluviómetros, teniendo en cuenta la interceptación
C_P = concentración total (*bulk*) en el agua caída
D_P = deposición atmosférica total
R = recarga en tránsito, que desciende desde el suelo edáfico al acuífero
ES = escorrentía superficial directa y rápida que sale del área
C_{ES} = concentración en el agua de escorrentía
E_{ES} = exportación de masa con el agua de escorrentía
AS = aporte superficial procedente de las áreas vecinas y que se infiltra en la parcela considerada. Se suele despreciar
C_{AS} = concentración en el agua superficial aportada
AAS = aportación con la escorrentía superficial que se infiltra en la parcela
ΔS = aumento de la humedad del suelo. Se considera nulo ya que se buscan valores medios a largo plazo
C_S = concentración de soluto en la humedad del suelo. Se considera ΔS·CS = 0
E = evapotranspiración real, que no contiene soluto
C_R = recarga difusa por fisuras y grietas y que no se almacena en el suelo edáfico
C_{CR} = concentración del agua de recarga preferencial, cuyo valor está entre CES y C
F = término fuente de otros aportes de soluto, como minerales que se meteorizan.

De forma simplificada y razonablemente válida, en los casos en que el método es aplicable y siempre considerando un periodo largo de numerosos años completos para no introducir errores por variaciones estacionales, se tiene:

$$P = R + ES + E$$

$$P \cdot C_P = R \cdot C_R + ES \cdot C_{ES} \quad \text{o bien} \quad D_P = R \cdot C_R + E \cdot C_{ES}$$

Si se determina P y ES y se miden C_P, C_R y C_{ES} o bien D_P y E_{ES}, resulta que R puede estimarse como:

$$R = \frac{C_P}{C_R} + ES\frac{C_{ES}}{C_R}$$

$$R = \frac{D_P}{C_R} + \frac{E_{ES}}{C_R}$$

Se trata de valores acumulados en todo el periodo de años (en m o mm y en g/m^2) o bien como valores medios anuales al dividir por el número de años (en mm/a y en g/m^2/a para la deposición atmosférica).

5.4.3 Determinación de los términos del balance de cloruro

La precipitación media se deriva de las estaciones pluviométricas existentes. Se refiere a la precipitación neta, es decir, la que cae sobre el terreno. El valor a utilizar depende de si la vegetación es corta o si se trata de bosque con una interceptación importante, que hay que restar a lo medido en los pluviómetros en campo abierto.

La escorrentía media es el valor que se deriva de los análisis hidrológicos del área (Capítulos 2 y 3) y se refiere a la parcela que se considera. Lo ideal es disponer de aforos de detalle. En algunos casos en que hay pequeños embalses y tomaderos, se pueden utilizar para estimar el valor de ES, si hay datos adecuados.

C_{ES} debe medirse en diferentes momentos en la escorrentía directa y rápida en el lugar. No es la concentración de los caudales más permanentes ni de los de base, que responden dominantemente a los aportes de las aguas subterráneas. Si no se considera explícitamente la escorrentía superficial, se puede producir una sobreestimación de la recarga y también si se considera un caudal superior al de la escorrentía superficial estricta por una deficiente separación de los componentes del hidrograma. Una primera aproximación de C_{ES} es la concentración en el agua de pequeños embalses de rápida renovación y tomaderos temporales, antes de que se concentre por evaporación. E_{ES} = ES·C_{ES} es difícil de obtener, salvo que haya estaciones de muestreo continuo. Son datos de los que se suele carecer y que hay que estimar. Para establecer la importancia relativa de este término, se puede suponer que C_{ES} está entre C_P (toda la escorrentía es agua de lluvia) y C_R (escurre un agua igual a la que está en el suelo edáfico). En numerosos casos, se supone que este término es despreciable, pero la realidad muestra que, si no se considera, se pueden cometer errores significativos. Para despreciar el término se requiere un buen conocimiento de la hidrodinámica local, incluso en clima árido.

Los dos principales caballos de batalla son la determinación de C_P o de D_P (en adelante simplemente D) y de C_R. La validez del método depende de esa correcta determinación o estimación, además de que se cumplan las condiciones locales adecuadas. Para determinar la aportación total de Cl, se instalan colectores de lluvia abiertos, como se comenta en la Sección 5.1.3. Deben tener una boca suficiente grande para que la cantidad de agua recogida baste para el análisis químico subsiguiente. Los datos de colectores de deposición húmeda que se utilizan en estudios atmosféricos ambientales no son adecuados.

La retirada de las muestras tras cada evento de lluvia puede ser complicada y costosa, en función de la ubicación de la estación. Por eso, la muestra se toma acumulada tras un cierto tiempo, por ejemplo, un mes o varios meses. Hay que evitar que el agua recolectada se evapore, mediante una capa de parafina líquida o, para evitar agregarla, cerrando el interior del recinto y dejando la comunicación de equilibrio de presiones con la atmósfera se haga mediante un largo tubo de pequeño diámetro, como se comenta en la Sección 5.1.3. Se debe anotar el volumen recogido y la fecha y hora de retirada de la muestra. Se pueden analizar las muestras individualmente o acumulando varias muestras consecutivas.

La deposición para una muestra que representa un intervalo Δt es V·C, donde V = volumen de muestra y C = concentración en cloruro. La deposición durante un periodo de funcionamiento determinado $\Delta t = \sum \Delta t$ **es** $D_{\Delta t} = \sum V_i \cdot C_i$. Si Δt cubre varios periodos anuales completos, la deposición media estimada para Δt es el promedio de las deposiciones anuales $D_{\Delta ti}$, esto es:

$$D = \frac{\sum D_{t_i}}{\Delta t}$$

El valor de D es variable según sea el periodo de muestreo de la estación y su encuadre dentro de las fluctuaciones climáticas. Para que D tenga una moderada desviación estándar, se requiere una serie de 10 a 11 años (Alcalá y Custodio, 2015). Lo normal es que se disponga o sólo se puedan generar series más cortas, en cuyo caso aumenta el error y la desviación estándar del error (Alcalá y Custodio, 2015). Sin embargo, con series de pocos años ya es posible tener estimaciones razonables de D, a costa de incrementar la incertidumbre de la recarga media calculada.

El valor de D o de C_P ha sido objeto de diversos estudios regionales y continentales en distintos momentos. En la parte española de la Península Ibérica se dispone de una aproximación razonable (Alcalá y Custodio, 2008a), que se muestra en la Figura 5.4.1, aunque debería detallarse y refinarse.

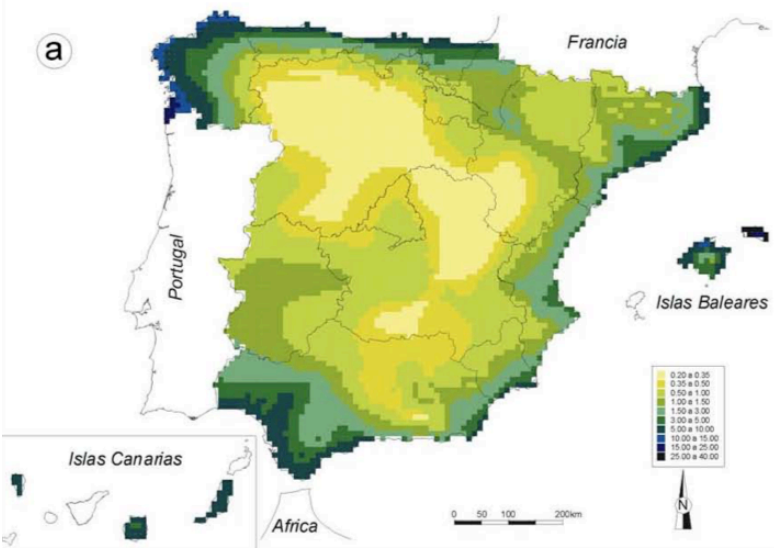


Figura 5.4.1 Cartografía de la deposición atmosférica de cloruro en g·m^{-2}a^{-1} en la parte española de la Península Ibérica (Alcalá y Custodio, 2004; 2005)

Parte de los datos disponibles son de estudios previos en los que no se calcula D sino el valor medio de C_P. En este caso se puede tomar $D = \bar{P} \cdot \overline{C_P}$, que es el producto de dos valores medios, aunque estadísticamente ambos valores de D no coinciden exactamente, tanto menos cuanto mayores sean las desviaciones estándar de cada uno de los términos.

5.4.4 Evaluación del contenido en cloruro de la recarga

Estadísticamente, el flujo de cloruro entrante en el acuífero con la recarga no es exactamente $\bar{R} \cdot \overline{C_R}$, el producto de los valores medios a largo plazo, pero dado que ambos factores son menos variables que los otros términos del balance, generalmente es una aproximación razonable. Esto permite desacoplar $\bar{R}$, que es lo que se busca (en adelante R), de $\overline{C_R}$ (en adelante C_R) y así evaluar R conocido C_R.

Estrictamente, C_R se debería medir en el flujo de agua descendente por el medio no saturado (zona vadosa), pero salvo en instalaciones experimentales de investigación, no es así. Hay que obtener C_R indirectamente.

El agua que está en la parte superior del nivel freático debe aproximarse razonablemente a la composición del agua de recarga, considerando que:

1) Representa la recarga promediada y con las fluctuaciones suavizadas de un tiempo atrás, que es el tiempo medio de tránsito por la zona vadosa. Si se puede suponer medio homogéneo con desplazamiento de flujo de pistón, ese tiempo medio vale

$$\tau = m_r H/R$$

m_r = humedad retenida en el medio vadoso ≈ m – CC
H = espesor de la zona vadosa y
R = tasa de recarga.

2) si el flujo de recarga es grande, cabe esperar que el agua subterránea en las inmediaciones del nivel freático represente el contenido en Cl de la recarga media, pero si es pequeña, la difusión de soluto desde el resto del acuífero puede modificar notablemente la composición y no representar a la recarga. Esto es tanto más cierto cuanto mayores sean las fluctuaciones freáticas, de modo que se puede llegar a perder toda representatividad.

En acuíferos bien recargados y con el nivel freático poco profundo, τ vale de meses a decenas de años. Si hay fluctuaciones en C_R, estas no son debidas a las fluctuaciones pluviométricas del momento. En áreas áridas, con pequeña recarga y nivel freático profundo, τ puede valer desde decenas a miles de años, de modo que el agua que está llegando al nivel freático puede que no corresponda a las condiciones actuales climáticas y de uso del territorio. En este caso, la R que se calcula no es la actual.

Cuanto mayor es el espesor del medio no saturado, más se acerca C_R al valor medio. Si el nivel freático es poco profundo, para conocer bien C_R hay que muestrear esporádicamente a lo largo de por lo menos 2 a 4 años.

El conocimiento de C_R se facilita en áreas con suficiente relieve si hay pequeños manantiales colgados, que representan la recarga en tránsito por el medio no saturado. Basta uno o unos pocos muestreos (caso de manantiales muy variables) para conocer $\overline{C_R}$, siempre y cuando no se trate de salidas afectadas dominantemente por flujo preferencial. Hay que asegurar que el punto de muestreo no está alterado por acceso de aguas de escorrentía o actividades humanas contaminantes.

Como la recarga está afectada por dispersión durante la percolación, se tiende a suavizar las variaciones temporales en la precipitación atmosférica. Así, si el nivel freático es suficiente profundo, puede bastar con una o unas pocas muestras de agua subterránea para caracterizar C_R, en el supuesto de que las condiciones de mezcla que corresponden a la muestra no se modifiquen por los cambios en la recarga estacional o anual o por variabilidad de la explotación del acuífero.

En el caso de niveles freáticos someros, puede existir cierta variabilidad, de modo que se requiere un muestreo reiterado para tener C_R. El agua bombeada de pozos poco penetrantes está frecuentemente afectada por entrada del agua que fluye por el acuífero, que puede ser distinta de la de recarga. El sesgo que se puede producir es tanto mayor cuanto más penetrantes son los pozos y sondeos.

En la práctica, no se dispone de puntos de muestreo justo en el entorno del nivel freático, sino pozos más o menos penetrantes. Si la muestra se toma por bombeo, lo que se extrae es una mezcla de aguas cuya composición puede diferir notablemente de la de la recarga.

La obtención de valores de C_R representativos es uno de los aspectos que requiere mayor atención, para evitar errores serios en la evaluación de la recarga media. Se necesita un buen conocimiento del funcionamiento del acuífero y una selección con criterios fundamentados.

El caso de pozos totalmente penetrantes y grandes manantiales que drenan todo el espesor del acuífero, requiere un tratamiento específico, ya que las muestras de agua obtenidas son una mezcla de aguas de recarga desde el lugar de muestreo hasta las áreas de mayor altitud. Esto es el efecto de ladera, que se expone en la Sección 5.6. El agua extraída mediante un pozo que penetra todo el acuífero o tomada de un gran manantial, es el resultado de la mezcla de las aguas que entran a lo largo de todo el espesor. En el caso de un medio homogéneo y un acuífero libre, el proceso de mezcla se puede describir mediante el modelo de reservorio bien mezclado o exponencial (Małoszewski y Zuber, 1982; 1996; Zuber, 1986; Custodio et al., 1997; Jódar et al., 2014).

Cuando el nivel freático está próximo a la superficie del terreno, es posible que el agua subterránea se evapore directamente o sea tomada por las raíces de la vegetación que acceden a la franja capilar o al medio saturado (freatofitas). Esta evapotranspiración freática aumenta la concentración de solutos en el acuífero, de modo que lo que se determina con el valor de C_R a partir de los análisis de las muestras de agua subterránea es la recarga neta, es decir, la recarga vertical descendente a través del medio no saturado menos la evaporación y transpiración freáticas. En cambio, los métodos de balance de agua en el suelo determinan la recarga total vertical descendente.

5.4.5 Aplicaciones del método

El método CMB se ha aplicado en muchas circunstancias y bajo muy diversas condiciones (Edmunds y Gaye, 1994; Wood y Sanford, 1995; Sami y Hughes, 1996; Maréchal et al., 2009; Ortiz Gates et al., 2008), aunque no siempre se especifican claramente las condiciones de aplicación. Las numerosas aplicaciones en España se exponen en el Subcapítulo 10.3. Los resultados de las aplicaciones son mejores en climas semiáridos si se reúnen las debidas condiciones y las variaciones espaciales de las variables son moderadas. En las áreas costeras, la aplicación es más delicada debido a los rápidos cambios espaciales de la concentración media de cloruro en la lluvia (Sukhija et al., 1988; Coes et al., 2007), aunque esas variaciones son menos acusadas cuando se considera la deposición en vez de las concentraciones. Las Figuras 5.4.2 a 5.4.6 muestran algunas aplicaciones.

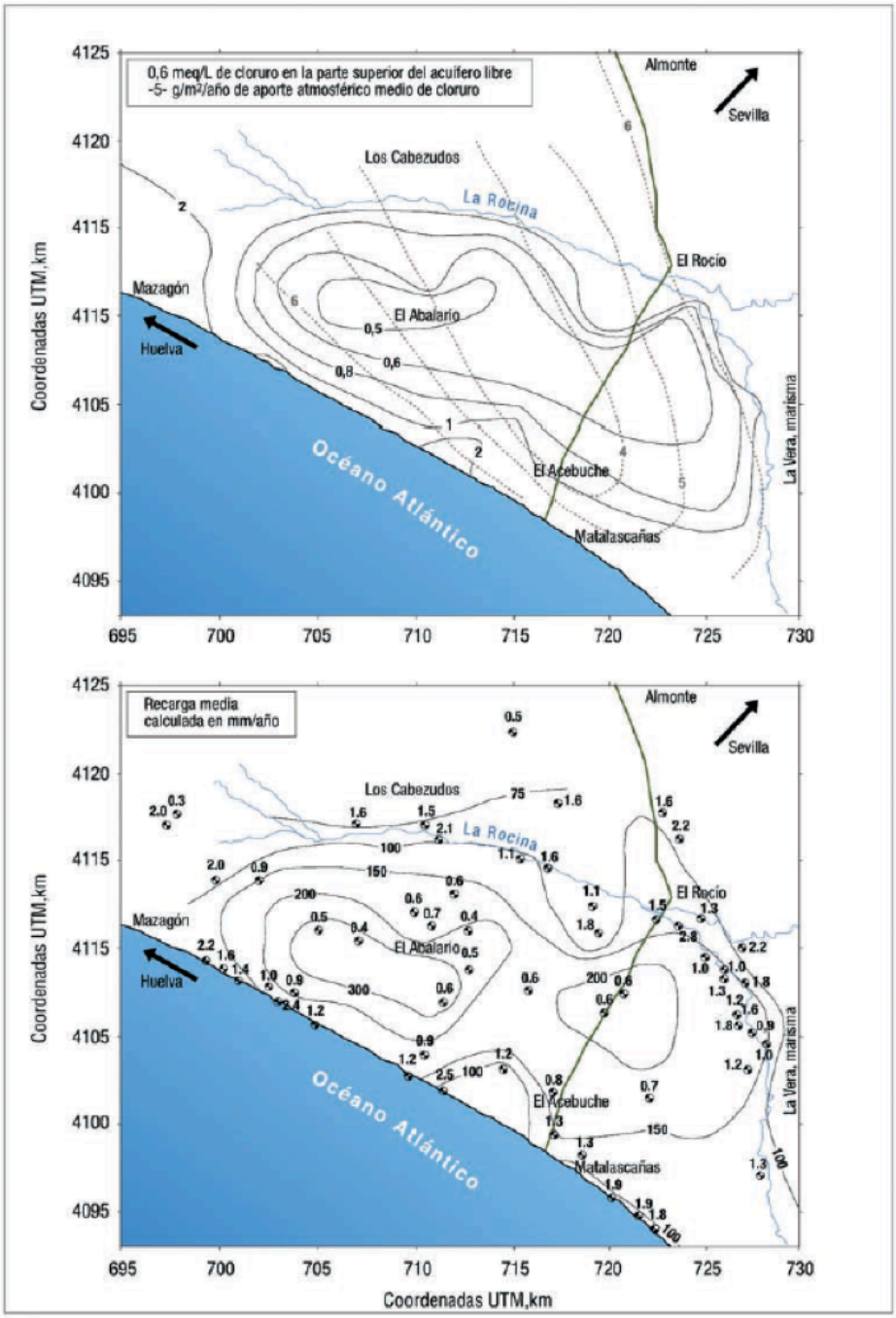


Figura 5.4.2 Aplicación del método CMB al área de El Abalario, en el Parque Natural de Doñana Huelva), según Iglesias et al. (1996). La figura superior muestra el contenido en Cl en g/L de la parte superior del acuífero freático, que se supone que representa la recarga local, y la inferior la recarga media calculada en mm/a a partir de los datos de deposición total de Cl obtenidos durante 2 a 4 años en varias estaciones en el área.

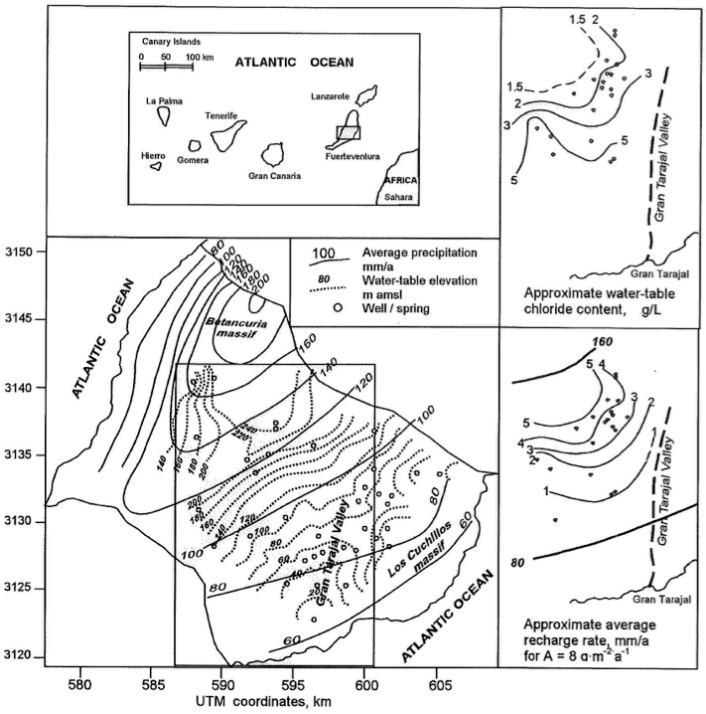


Figura 5.4.3 Aplicación del método CMB al macizo de Betancuria y parte Central de la isla volcánica de Fuerteventura, según Herrera y Custodio (2002). La figura inferior derecha muestra los resultados de la evaluación de la recarga.

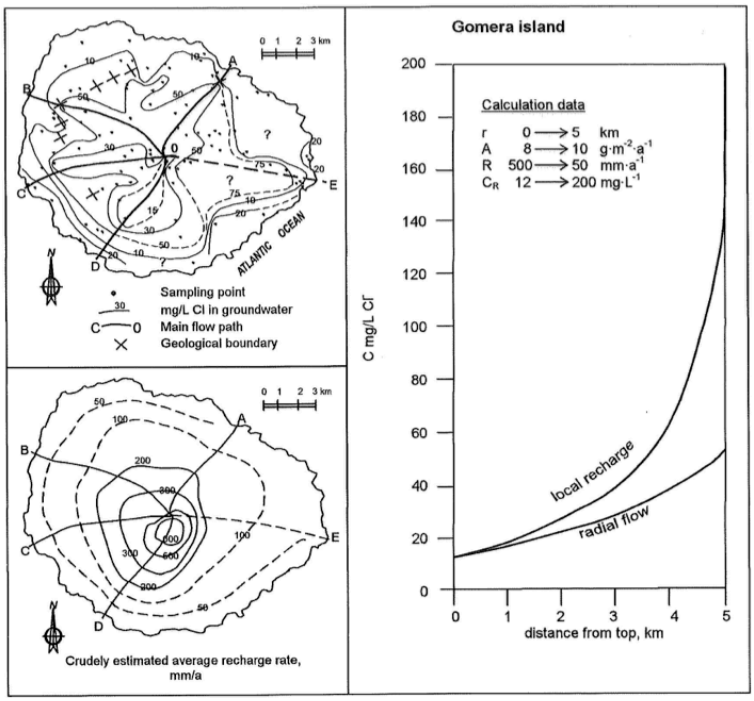


Figura 5.4.4 Aplicación del método CMB a la isla de La Gomera (Custodio y Manzano, 1992a)

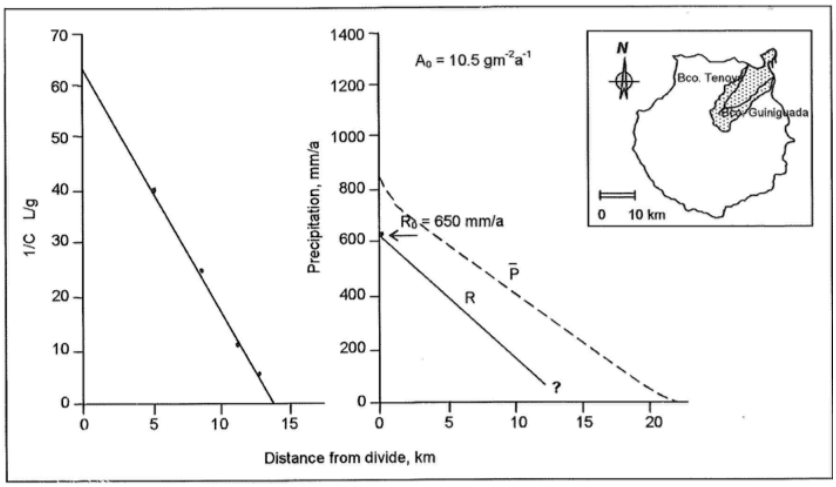


Figura 5.4.5 Aplicación del método CMB al área N de Gran Canaria (Naranjo et al., 2015)

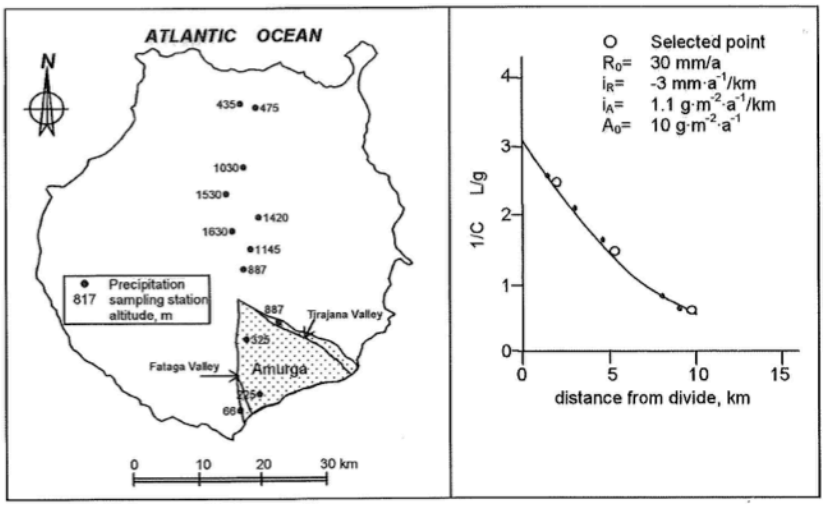


Figura 5.4.6 Aplicación del método CMB al área árida de Amurga, en el SE de Gran Canaria (Custodio y Custodio-Ayala, 2013). Se considera una deposición atmosférica media de cloruro (A) que decrece linealmente con la altitud, desde 10 g/m^2/a en la costa, para dar una recarga media entre 30 mm/a en la parte alta y 0 mm/a en la costa

Si hay datos bien distribuidos espacialmente, es posible cartografiar las variables y los resultados. Se requieren técnicas de interpolación que consideren la frecuente mala calidad de los datos y un recubrimiento espacial deficiente. Para facilitar la interpolación, se suele considerar que las variables que intervienen en el CMB no están correlacionadas (Wood y Sanford, 1995; Alcalá y Custodio, 2008a) y se cartografían por separado. El krigeado ordinario se ha aplicado en diversas ocasiones para cartografiar la deposición de cloruro en Suecia (Gusftafson y Halgren, 2000), Francia (Croisé et al., 2005) y otras áreas de Europa Occidental (Delalieux et al., 2006) y el valor C_R en el sur de Italia (Castrignano et al., 2008) y otros lugares. En España se ha aplicado para cartografiar las diferentes variables a nivel peninsular (Alcalá, 2006; Alcalá y Custodio, 2007; 2013). La Figura 5.4.7 muestra el resultado de la cartografía de la recarga realizada en la parte española de la Península Ibérica.

El krigeado ordinario es un estimador exacto y no sesgado, que al mismo tiempo proporciona la varianza de los valores interpolados, mientras que otras técnicas de interpolación, como la ponderación por la inversa de la distancia, splines y regresión múltiple no lo hacen (Li y Heap, 2011). El krigeado ordinario permite que la distribución de datos se acomode a las condiciones geográficas, si hay suficiente cubrimiento espacial. Otras variantes de krigeado no parecen tan adecuadas (Guan et al., 2010).

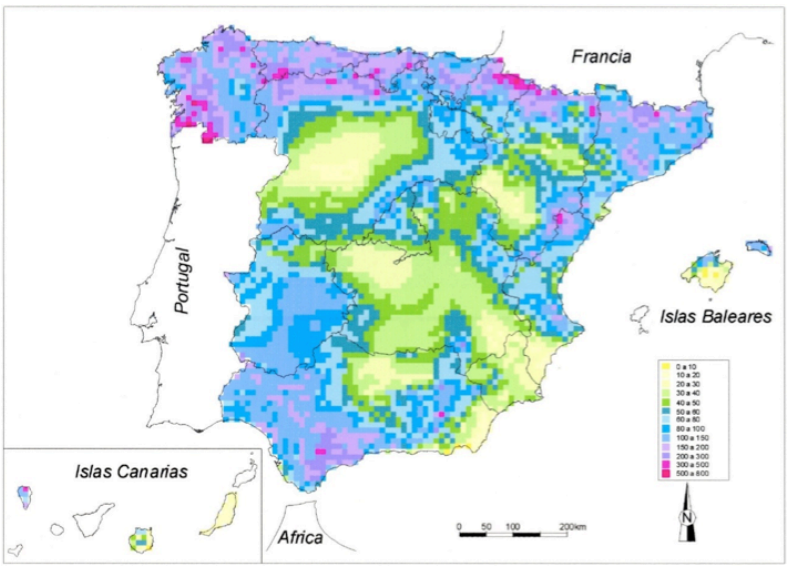


Figura 5.4.7 Cartografía de la recarga media multianual en mm/a de la parte española de la Península Ibérica (Alcalá y Custodio, 2007; 2013), teniendo en cuenta la exportación por escorrentía superficial (Alcalá y Custodio, 2008c)

Se dispone de numerosos trabajos que comparan los resultados de la recarga evaluados por balance de agua en el suelo (SWB, soil water balance) y la aplicación del balance de la deposición atmosférica (CMB). Algunos de estos trabajos son McMahon et al. (2011), Demile (2015), Edmunds et al. (2002), Manna et al. (2016) y Varni y Custodio (2013) y a nivel español Hornero et al. (2013a; 2013b, 2016), Iglesias et al. (1996), Lambán (1999), Espinosa Martínez (2014), Espinosa Martínez y Custodio (2014), Espinosa et al. (2014) y Marrero et al. (2016). Las diferencias entre los resultados son a veces llamativas. Esto es debido, no sólo a la incertidumbre de las variables, sino porque se trata de resultados conceptualmente distintos. El SWB proporciona un dato medio del periodo de tiempo con datos, aplicado a un área homogénea local o un área más extensa si se combinan partes homogéneas, y determina la recarga en tránsito que llega al acuífero o recarga total. El CMB proporciona un valor medio a largo plazo, que pueden ser años, décadas o siglos, sobre un área extensa, que corresponde a la recarga neta, es decir, descontando la posible extracción de agua subterránea por freatófitas o evaporación freática. Los trabajos realizados por Yin et al. (2011) en la meseta semiárida de Ordos, en China, con altitudes entre 1100 y 1500 m, temperatura de 6,5 ºC y pluviometría media de 178 a 385 mm/a, llevan a una estimación de la recarga de 5 a 74 mm/a por el CMB, de 21 a 108 mm/a por el SWB, de 46 a 109 mm/a por análisis de las fluctuaciones de cada 5 días del nivel freático, de 78 a 82 mm/a por análisis de los caudales de base fluviales, de 33 a 110 mm/a calculando en flujo por la zona no saturada con el modelo HYDRUS 1-D y de 9 a 80 mm/a por cálculos piezométricos con la Ley de Darcy. Si el promedio es un tiempo de siglos o milenios, la recarga determinada

puede ser diferente de la actual y representar una paleorecarga.

En la Figura 5.4 8 se muestran los resultados de los balances realizados en el acuífero de Alcadozo, en la parte alta del río Mundo (cuenca del Segura), por balance de agua en el suelo y por balance de la deposición atmosférica de ion cloruro, sin compararlos directamente, ya que corresponden a partes del territorio de extensión diferente y que representan tiempos distintos.

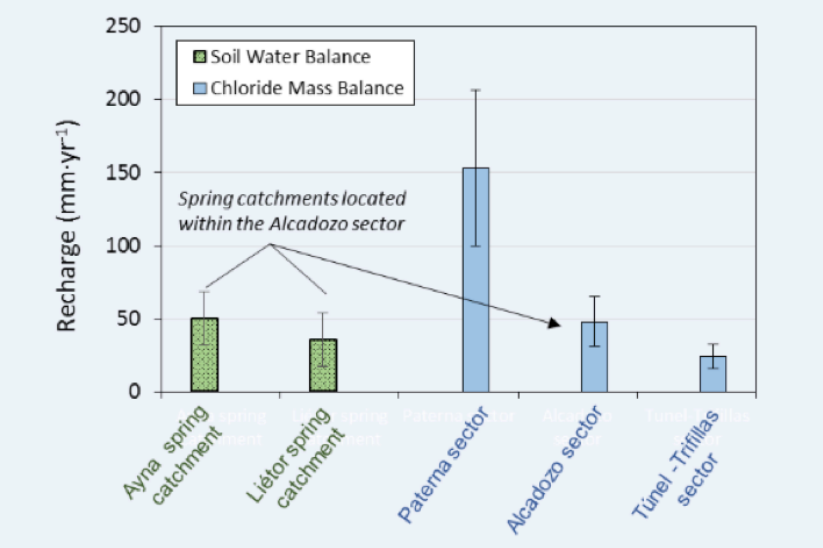


Figura 5.4. 8 Resultados de los balances realizados en el acuífero de Alcadozo, en la parte alta del río Mundo (cuenca del Segura), por balance de agua en el suelo y por balance de la deposición atmosférica de ion cloruro (Hornero et al., 2016). No se superponen ya que corresponden a partes del territorio de extensión diferente y que representan tiempos distintos, pero se observa la consistencia de los valores obtenidos mediante el SWB para las subcuencas de los dos manantiales y por el CMB para el sector del acuífero donde están dichas subcuencas

5.5 Modelos de mezcla y dispersión para la evaluación de la recarga natural

5.5.1 Consideraciones generales

La recarga a un acuífero se realiza de diferentes maneras, de modo que las distintas líneas de flujo convergen hacia los puntos de descarga naturales o artificiales, donde se produce su mezcla (Figura 5.5.1). Esta mezcla, bajo varias condiciones, es lo que se muestrea. En el acuífero propiamente dicho, también hay cierto grado de mezcla entre aguas recargadas en distintos lugares y en tiempos diferentes, pero en general es algo limitado, salvo en el caso de medios muy dispersivos, como puede ser el karst. El contenido en trazador en el agua muestreada depende de las características del punto de muestreo y de cómo se toma la muestra (Figura 5.5.2). Las muestras obtenidas de manantiales, especialmente los importantes, y de pozos con tramo abierto o filtrante largo, son mezclas que no representan en la mayoría de casos un área concreta de recarga en un cierto tiempo y por lo tanto la "edad" que se deduce de ellas es aparente. Sin embargo, las concentraciones químicas e isotópicas ambientales se pueden utilizar para evaluar tiempos medios de residencia si se cumplen ciertas condiciones y cuando el estado sea hidrodinámica e hidrogeológicamente

estacionario. Las muestras del agua subterránea sin esos efectos son las que proceden de sondeos y pozos con rejilla corta y con un caudal de bombeo pequeño, para que la toma no perturbe sensiblemente el flujo.

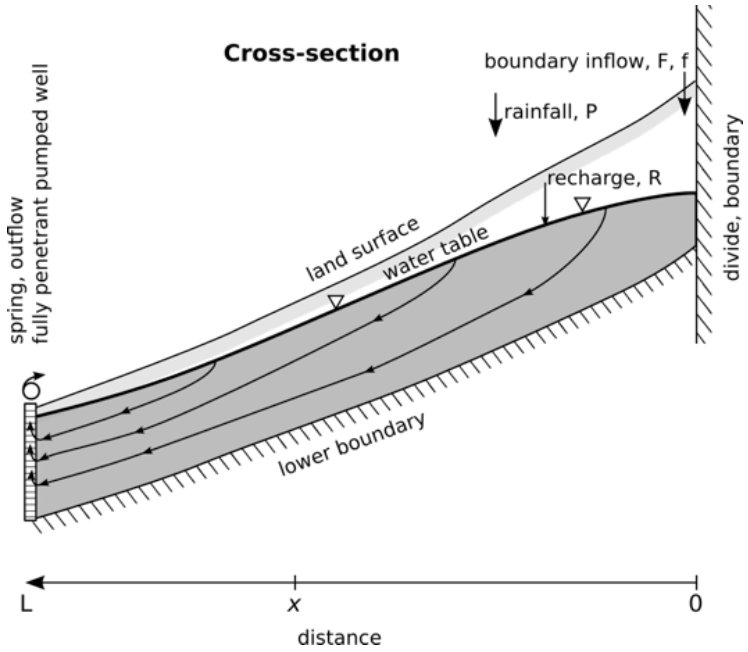


Figura 5.5.1 Flujo del agua subterránea en una sección longitudinal de un acuífero recargado sobre toda su superficie (Custodio y Jódar, 2016)

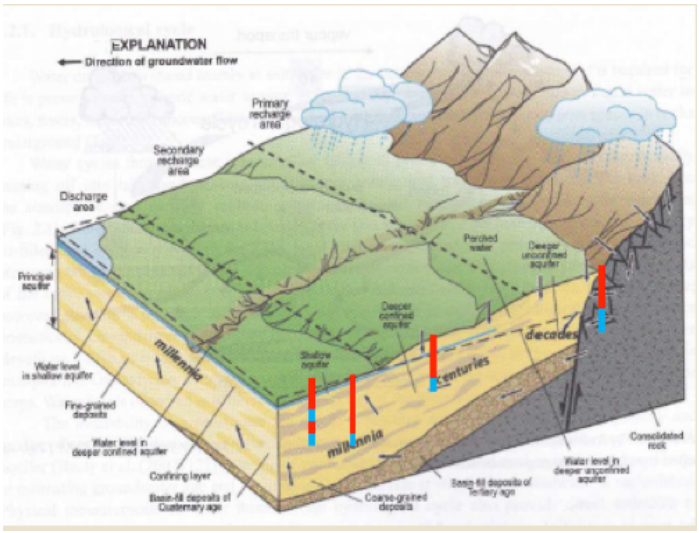


Figura 5.5.2 Esquema que muestra que el contenido radioisotópico del agua subterránea y su interpretación como tiempo de renovación depende de cómo se obtiene la muestra, ya que son distintas las líneas de flujo involucradas (IAEA, 2013)

5.5.2 Modelos de mezcla y dispersión de parámetro agregado

Los modelos de mezcla y dispersión de parámetro agregado buscan determinar el tiempo medio de residencia del agua τ en el sistema acuífero o una porción del mismo, siendo τ = V/R; V = volumen de agua en el acuífero considerado (en volumen o en altura de agua) y R = recarga al acuífero considerado (en volumen o en altura de agua, por unidad de tiempo). Si se observan las concentraciones o contenidos de salida de un trazador hidroquímico o isotópico ambiental en un cierto lugar, su distribución temporal es función de la de la entrada. Esta entrada puede ser concentrada o distribuida. La evolución temporal de la salida del trazador se obtiene a partir de la función de entrada del trazador mediante una integral de convolución que depende de una función de transferencia o de respuesta, designada por G(t), la cual depende entre otras cosas del valor de τ (Figura 5.5.3).

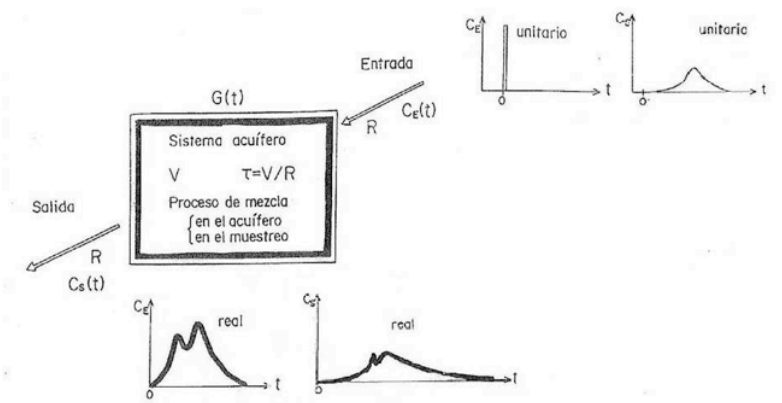


Figura 5.5.3 Representación de un sistema acuífero como un reservorio en el que la función de entrada de trazador ambiental se transforma en la función de salida, para el impulso unitario y para una cierta evolución.

Para un tratamiento sencillo de un trazador ambiental, se supone que el flujo es estacionario, es decir, que el caudal de recarga es igual al de descarga y por lo tanto no varía la cantidad de agua almacenada. La función temporal de transferencia G, también conocida como la función de distribución de tiempos de tránsito, reproduce la respuesta del sistema a un impulso de entrada unitario de duración muy corta. Si $C_E(t)$ es la función de concentraciones de entrada y $C_S(t)$ la función de concentraciones de salida, para t = tiempo cronológico actual (del momento en que se evalúa C_E):

$$C_S(t) = \int_{-\infty}^{t} G(t-t')\, C_E(t') e^{-\lambda(t-t')} dt'$$

en la que t' = variable cronológica de integración y el término exponencial tiene en cuenta que el trazador es radioactivo de constante λ (periodo radioactivo T = ln(2/λ). Para una substancia estable es λ = 0. Si C_E es constante y estable, $C_S = C_E$; el problema es trivial y no proporciona información sobre el sistema en condiciones estacionarias, aunque la puede proporcionar en condiciones no estacionarias.

Si t' es el tiempo hasta t, se puede escribir alternativamente (basta un sencillo cambio de variable):

$$C_S(t) = \int_0^{\infty} G(t')\, C_E(t - t') e^{-\lambda t'} dt'$$

Conociendo la evolución de $C_E(t)$ y de $C_S(t)$, es posible deducir τ si se acepta una cierta expresión matemática razonable para G (modelo de mezcla).

La expresión de G(t) depende de cómo se realiza la recarga y de cómo se realiza el muestreo. Estos aspectos se detallan en Zuber (1986; 1994) y Małoszewski y Zuber (1982, 1986a; 1986b). No se trata de una mera elucubración matemática. Una reconsideración de estos modelos es la realizada por Jódar et al. (2014). En las Figuras 5.5.4, 5.5.5 y 5.5.6 se muestran esquemas simplificados de flujo a lo largo de una sección longitudinal de un acuífero en diversas circunstancias de muestreo, que se pueden asimilar a determinados modelos teóricos de mezcla.

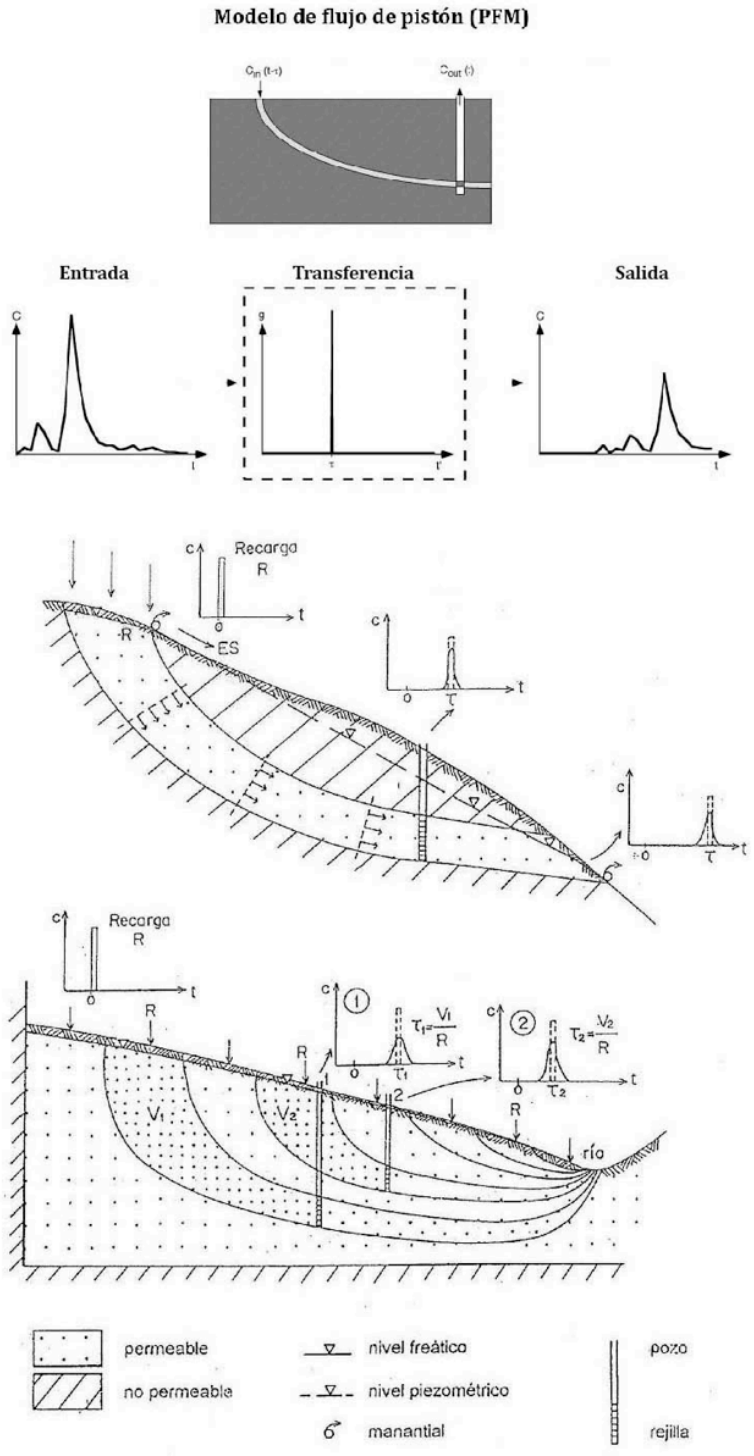


Figura 5.5.4 Esquemas simplificados de flujo a lo largo de una sección longitudinal de un acuífero. Flujo asimilable al de pistón cuando la dispersividad es mucho menor que el recorrido. Caso de acuífero cautivo con recarga localizada en cabecera y de un acuífero libre recargado en toda su superficie para pozos de muestreo de tramo filtrante corto a una cierta profundidad

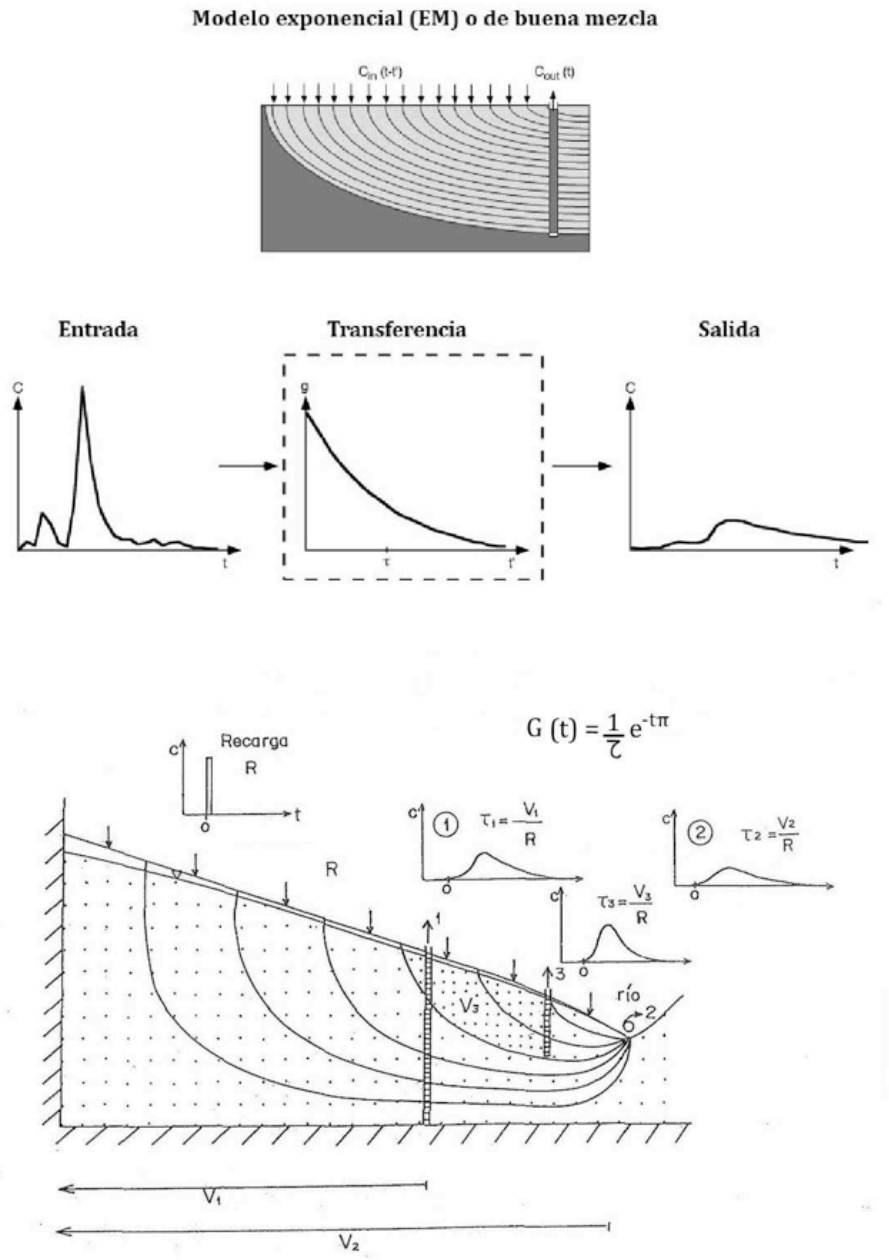


Figura 5.5.5 Esquema simplificado de flujo a lo largo de una sección longitudinal de un acuífero. Flujo asimilable al de mezcla exponencial (buena mezcla) con un pozo totalmente penetrante que mezcla toda el agua recargada aguas arriba y de un pozo parcialmente penetrante que mezcla sólo el agua recargada que fluye por V_1

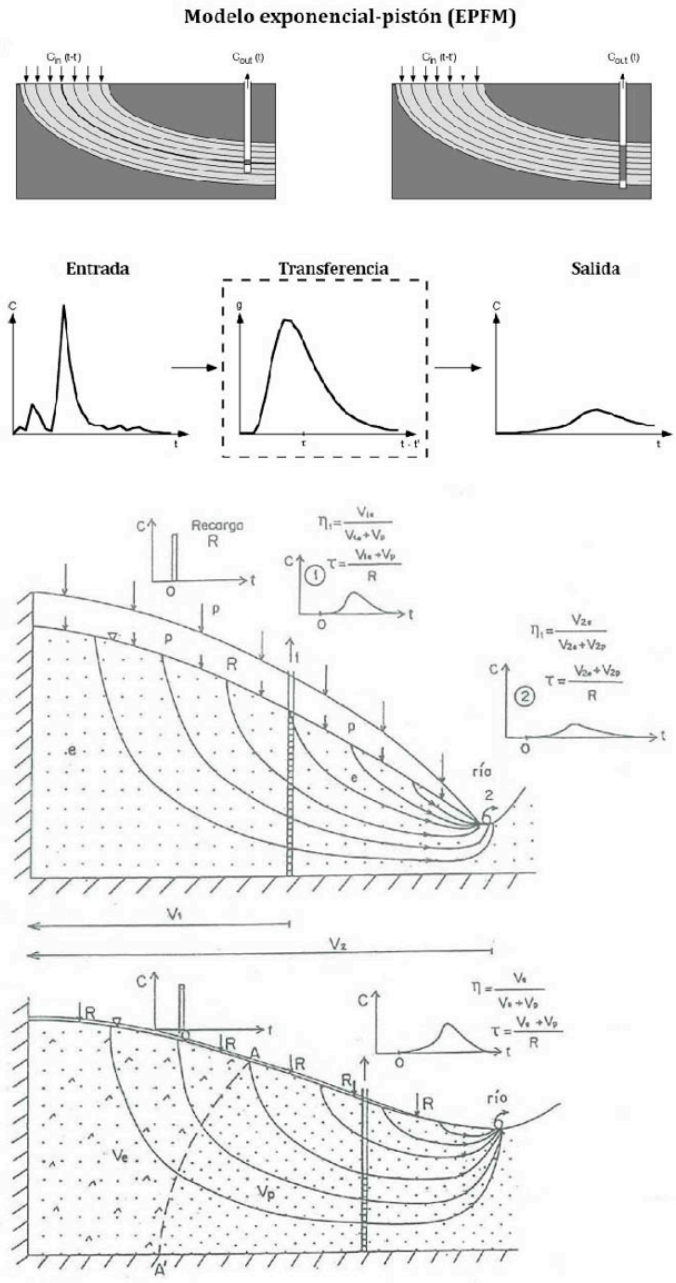


Figura 5.5.6 Esquemas simplificados de flujo a lo largo de una sección longitudinal de un acuífero. Flujo asimilable al de pistón-exponencial cuando la dispersividad es mucho menor que el recorrido. Caso de acuífero libre con recarga distribuida que debe pasar por un espesor grande de medio no saturado y caso de un pozo con el tramo filtrante en la parte inferior del acuífero, de modo que combina flujo de mezcla exponencial para la parte de aguas arriba de la equipotencial a trazos y de pistón desde la misma hasta el tramo filtrante

Es posible adoptar algunas expresiones sencillas de G(t), válidas para acuíferos con recarga y naturaleza razonablemente homogéneas (Tabla 5.5.1).

Tabla 5.5.1 Tres modelos de mezcla elementales

Modelo de flujo	G(t)	Descripción
Pistón Figura 5.5.4	$\delta(t-\tau)$	δ = delta de Dirac (función sólo no nula en el entorno de cero y de integral = 1). Líneas de corriente de igual velocidad, con nula (pequeña) dispersión, con recarga localizada y muestreo localizado.
Exponencial Figura 5.5.5	$\frac{1}{\tau}e^{-t/\tau}$	Acuífero recargado homogéneamente sobre su superficie (igual flujo de entrada de trazador) y muestreo, que supone una mezcla de aguas en proporción decreciente, desde las más recientes a las más antiguas. Equivale al modelo de buena mezcla en el medio, aunque físicamente no suceda en el acuífero, sino en el muestreo. Debe ser aplicada para $t \geq 0$). De otro modo G(t) = 0.
Pistón–exponencial Figura 5.5.6	$\frac{\eta}{\tau}\exp\left(-\eta\frac{t}{\tau}+\eta-1\right)$	Parte del flujo asimilable a pistón y parte asimilable a exponencial. η = V/V_e; V = volumen total de agua; V_e = volumen de agua con flujo asimilable al exponencial. Puede ser: a) paso de la recarga por un medio no saturado de espesor constante y después flujo en un acuífero libre, con muestreo que produzca la mezcla exponencial; b) recarga de un acuífero libre (espesor del medio no saturado despreciable) y extracción de un pozo con la zona de admisión en la parte inferior, que produce flujo asimilable al de pistón a partir del punto de recarga cuya línea de flujo llega a la parte superior de la zona de admisión. Debe ser aplicada para $t \geq \tau\ (1–1/\eta)$ (debe haberse completado el paso por el volumen de comportamiento de flujo de pistón). De otro modo G(t) = 0.

Existen otros modelos de mezcla, cuya mayor o menor bondad depende de su capacidad para reproducir la realidad observable. Los modelos dispersivos son especialmente interesantes y usan además de τ un segundo parámetro D, que juega el papel de la dispersividad, que depende de la geometría del sistema de flujo. D no se corresponde con el parámetro dispersivo de transporte de masa. El valor de D se acerca a cero para flujo de pistón y al doble del máximo recorrido para acuífero libre uniformemente recargado.

5.5.3 Resultados de los modelos de mezcla y dispersión

Los modelos de mezcla y dispersión se pueden tratar mediante programas de cálculo, entre los que el más antiguo es el MULTIS de la OIEA, que ha sido mejorado con el FLOWPC (IAEA, 2010). Se dispone también de los códigos TRACER (Bayari, 2002) y LUMPED (Ozyurt y Bayari, 2003), que permiten una amplia combinación de modelos sencillos, de los que se dan las funciones de transferencia. Se han elaborado las respuestas en varios supuestos, no sólo del ^{3}H, sino también del ^{14}C, ^{85}Kr, freones y otros gases (Grabczac et al., 1982). No todas las circunstancias pueden considerarse en detalle en estos modelos de parámetros agregados. Por ello, hay que centrar la atención en los procesos dominantes.

En rocas fisuradas, el flujo se produce principalmente según la porosidad de fracturación (Zuber y Motyka, 1994), pero la porosidad de matriz pasa a jugar un papel cada vez más notable con el aumento del tiempo de residencia (Małoszewski et al., 1983; 2002). Esto puede tratarse considerando un medio de doble porosidad y difusión del trazador entre la fisura y los bloques.

Dada la forma de la evolución de los valores de la lluvia del momento, en un determinado lugar es posible una simplificación rápida, con solución analítica, suponiendo un incremento brusco sobre el nivel natural y luego un decrecimiento exponencial con un periodo menor que el radioactivo, debido a que el tritio no sólo desaparece de la atmósfera por desintegración radioactiva, sino también por dilución en el océano y recarga a los acuíferos (Custodio y Custodio-Ayala, 2013). El periodo se puede deducir fácilmente de los datos de la estación de medidas de tritio. Comúnmente es de unos 14 años.

El modelo a seleccionar depende de las características hidrogeológicas dominantes, para lo que se requiere un suficiente conocimiento previo hidrodinámico e hidrogeoquímico. Con una buena aproximación es posible cuantificar el flujo, el tiempo de renovación y la recarga (Adar, 1996). Las diferencias entre unos modelos y otros se representa en la Figura 5.5.7, para una recarga con concentración de trazador radioactivo constante, flujo estacionario y acuífero libre. La diferencia es moderada para tiempos cortos y es grande para tiempos grandes, cuando el tiempo se expresa relativo al periodo de semidesintegración.

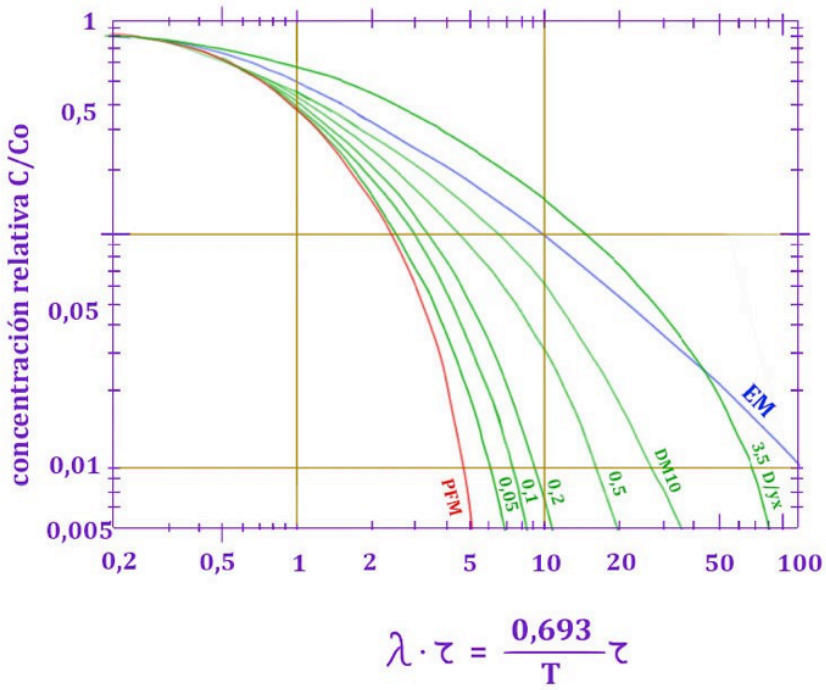


Figura 5.5.7 Variación de la concentración del trazador radioactivo C respecto a la concentración inicial C_o, en función del tiempo adimensional, medido en unidades de 1/λ. λ = constante radioactiva = ln2/T. Acuífero libre en régimen estacionario y recarga de concentración de trazador radioactivo constante. PFM = modelo de flujo de pistón con recarga localizada en cabecera; EM = modelo de flujo asimilable a exponencial y recarga sobre toda la superficie; DM = modelo dispersivo con recarga concentrada en cabecera para varios valores del parámetro de "dispersión": si D << L se asemeja al flujo de pistón; si D ~ L, hasta 2L teóricamente, se asemeja groseramente a la mezcla exponencial.

Para comprobar que el modelo seleccionado es una buena simplificación de la realidad, hay que tener observaciones a lo largo del tiempo, que se han de comparar con los resultados calculados. En el caso de trazadores estables con cambios ambientales anuales y/o con periodos radioactivos cortos, de pocos años, es posible realizar las comprobaciones muestreando a lo largo de varios años, pero no en el caso de los radioactivos de largo periodo y sin perturbación antrópica. En teoría, en esta última situación, la concentración debería ser constante a la escala del devenir humano. Eso no quiere decir que no se produzcan cambios a lo largo del tiempo, pero son debidos a modificaciones en el modo de muestreo y principalmente del flujo del agua subterránea por grandes eventos de recarga en climas áridos y semiáridos o por el estado de explotación. Una cuidadosa observación puede identificar la existencia de recarga localizada en ciertas áreas (Atkinson et al., 2014) o de transferencia de agua entre acuíferos o variaciones de la fracturación en rocas duras (Kambuku et al., 2018; Oyarzun et al., 2014) o la importancia de unas estaciones respecto a las otras en cuanto la recarga por diferencias en la precipitación y la actividad de la vegetación (Gautam et al., 2018).

La selección del modelo de mezcla depende de las características del acuífero, de la superficie de recarga y de la forma de muestreo. Por un lado, se requiere conocer las concentraciones de entrada $C_E(t)$, que pueden ser constantes en el tiempo (suele ser el caso del ^{14}C) o variables (suele ser el caso del ^{3}H, o de la recarga fluvial con agua de salinidad variable). Si únicamente se conoce un valor o unos pocos valores próximos en el tiempo de la función de concentración de salida $C_S(t)$, sólo es posible estimar razonablemente τ si el modelo de mezcla escogido resulta adecuado. Cuando se conoce $C_S(t)$ durante un periodo de tiempo suficientemente largo (serie de observaciones periódicas), es posible seleccionar el modelo de mezcla que mejor reproduce la evaluación y así obtener un valor de τ más confiable (Lambán y Custodio, 1999). En cualquier caso, hay que tener presente que subyace la hipótesis de flujo de agua estacionario. Si no es así, como en acuíferos con grandes fluctuaciones del nivel freático o con evolución de las reservas, lo expuesto no es aplicable. La hipótesis de régimen estacionario puede conducir a errores notables. El régimen no estacionario fue considerado por Zuber (1986).

La Figura 5.5.8 muestra la aplicación del modelo de mezcla exponencial (EM) a la evolución del contenido en tritio de un determinado lugar, para calcular la concentración en un punto de muestreo, según distintos valores del tiempo de renovación τ.

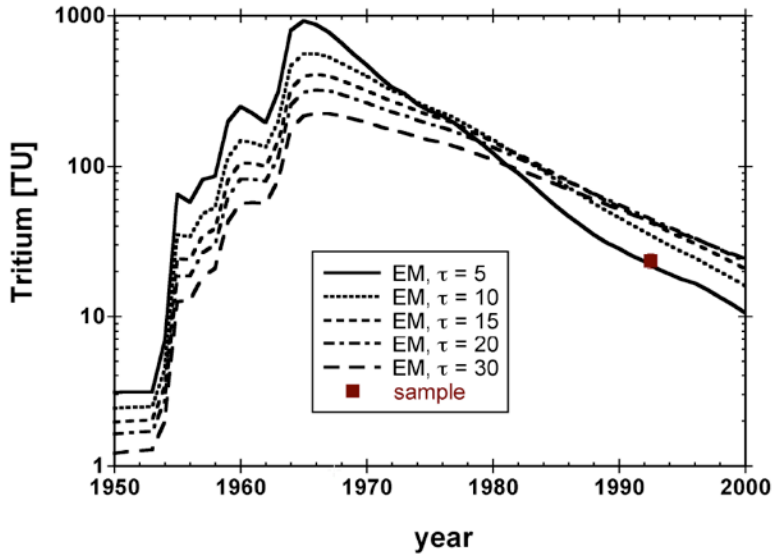


Figura 5.5.8 Aplicación del modelo de mezcla exponencial (EM) a la evolución del contenido en tritio de un determinado lugar, para calcular la concentración en un punto de muestreo, según distintos valores del tiempo de renovación τ

En el caso de funciones periódicas de entrada de trazador, la respuesta del sistema está amortiguada y retrasada (Jódar et al, 2014), como muestra la Figura 5.5.9. La Figura 5.5.10 es una aplicación a las variaciones de los isótopos estables del agua en manantiales de un sistema kárstico, como consecuencia de la variabilidad estacional en la recarga. La Figura 5.5.11 muestra los retrasos correspondientes.

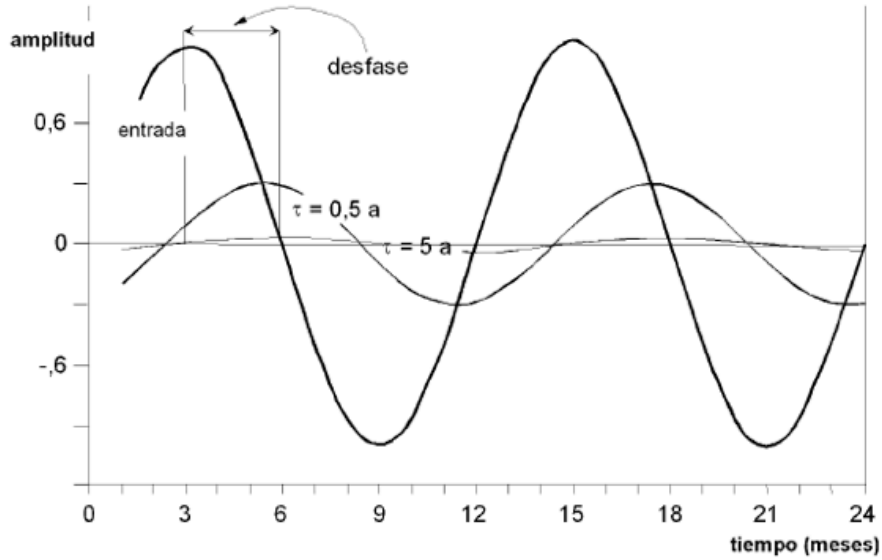


Figura 5.5.9 Relación entre la amplitud del cambio estacional de los valores de $\delta^{18}O$, tanto del agua subterránea como de la precipitación (entrada), y el tiempo medio de residencia (TMR), de acuerdo con el modelo exponencial. A priori, los desfases llegan hasta 0,25 años. Pueden ser mayores, ya que, en términos de la evolución de una señal sinusoidal, un desfase φ es análogo a un desfase de $\varphi+2\pi n$, siendo n el número de ciclos completos (por ejemplo, años) de desfase temporal.

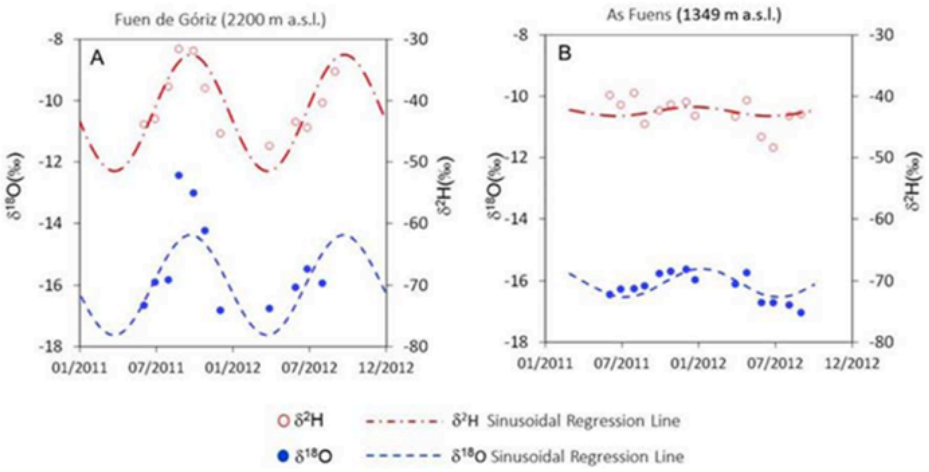


Figura 5.5.10 Variación periódica del contenido isotópico del agua de los manantiales Fuen de Góriz y As Fuens del Parque Nacional de Ordesa-Monte Perdido (Huesca) y ajuste de una función sinusoidal. La amplitud de la oscilación aumenta con la cota del manantial. En rojo $\delta^{18}O$ y en azul $\delta^{2}H$. Datos de 2011 y 2012 (Jódar et al., 2016a; 2016b)

5.5.6 Modelos de celdas de mezcla

Los métodos de parámetro agregado son, en realidad, métodos unicelulares que abarcan la totalidad del acuífero. No por esa simplicidad dejan de ser de gran utilidad, en especial cuando la información sobre el acuífero es muy escasa y de carácter general. El otro extremo son los modelos discretizados en muy numerosas celdas para resolver numéricamente las ecuaciones del flujo del agua subterránea y de transporte de masa (solutos). Una situación intermedia es la de las celdas de mezcla, en la que el acuífero se divide en pocas celdas que se tratan mediante parámetros agregados y balances de agua y masa, en una serie sucesiva de intervalos de tiempo que cubren el periodo de estudio. En principio se busca utilizar intervalos de tiempo largos. Pero intervalos de tiempo largos y una grosera discretización espacial, pueden llevar una notable dispersividad numérica, que puede asemejarse o superar a la física.

Un modelo de celdas de mezcla se compone de una serie de celdas con un contenido de soluto completamente mezclado, conectadas entre sí de manera que el contenido de las celdas flujo arriba entra en la celda que se considera, donde se produce la mezcla, que luego sale hacia las celdas flujo abajo. Cabe considerar que, en cada celda, la mezcla se produce según dos esquemas diferentes: 1) después de entrar los volúmenes que corresponden al intervalo de tiempo considerado (es como si la celda fuese elástica temporalmente) y 2) primero sale un volumen con la composición existente en la celda antes de que entren los procedentes de las celdas flujo arriba.

Una aplicación frecuente es al estudio de columnas de suelo, bien sea en laboratorio o en sistemas de flujo unidimensional, como suele ser el caso en la recarga difusa por el medio no saturado. La primera celda fluye a la segunda y así sucesivamente. En lo que sigue se supone que todas las celdas tienen los mismos volúmenes y que la masa entra al sistema en la primera celda y sale de la última. El cambio de la concentración de la n-ésima celda se puede expresar:

$$\frac{dC_n}{dt} = \frac{Q}{V|n}(C_{n-1} - C_n) = \frac{C_{n-1} - C_n}{T|n}$$

Esta ecuación diferencial tiene una solución analítica (Yutsever, 1983):

$$C_n = \frac{C_{0,1}(nt|T)^{n-1}e^{-1/T}}{(n-1)!}$$

C = Concentración másica (kg m^{-3})
C_e = Concentración de entrada (kg m^{-3})
C_n = Concentración de la enésima celda (kg m^{-3})
C_s = Concentración de salida (kg m^{-3})
C^0 = Concentración inicial (kg m^{-3})
$C_{0,1}$ = Concentración inicial de la primera celda (kg m^{-3})
D = Coeficiente de dispersión (m^2 $año^{-1}$)
h = Función de respuesta del sistema
n = número de celda

q_a = Flujo de agua (m año^{-1})
q_s = Flujo másico por efecto de advección (kg año^{-1} m^{-2})
Q = Caudal (m3 año^{-1})
Q_e = Caudal de entrada (m^3 año^{-1})
Q_s = Caudal de salida (m^3 año^{-}1)
t = Tiempo (años)
T = Tiempo de renovación (años)
V = Volumen del sistema (m^3)
δ = Función de Dirac: δ(x) = 1 si x = 0; δ(x) = 0 si x ≠ 0
ΔT = Tiempo de renovación del agua de una celda = T / n

Normalmente no se dispone de la concentración inicial de la primera celda ($C_{0,1}$), sino la concentración del agua que entra (C_e) en la primera celda. Se puede aproximar esta concentración $C_{0,1}$ dividiendo la masa que entra en la primera celda durante un período dt por el volumen de esta celda:

$$C_{0,1} = \frac{QC_e dt}{V|n}$$

Luego se puede expresar la función de respuesta del sistema como:

$$h(t) = \frac{C_s}{C_e dt} = \frac{t^{n-1}(n/T)^n - e^{-1/T}}{(n-1)!}$$

La concentración de salida es:

$$C_s = \sum \frac{t^{n-1}(n/T)^n - e^{-1/T}}{(n-1)!} C_e e^{-\lambda t} \Delta t$$

La función de respuesta anterior es igual a la función de respuesta del sistema para el modelo exponencial si n = 1. La ecuación es igual a la función de respuesta del sistema de flujo de pistón si n = ∞ (Przewlocki y Yurtsever, 1974; Yurtever, 1983). Entre estos dos extremos (n = 1: dispersión total y n = ∞: sin dispersión), el modelo se comporta como un modelo de dispersión. Esto puede expresarse cuantitativamente mediante una serie de Taylor hasta el segundo orden:

$$C_{i-1} = C_i - \Delta x \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{1}{2}\Delta x^2 \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}$$

que resulta en:

$$\frac{dC_n}{dt} = \frac{C_{n-1} - C_n}{\Delta T} = -\frac{\partial C}{\partial T} + \frac{1}{2}\Delta x \frac{\partial^2 C}{\partial T^2}$$

Como ΔT = T / n

$$\frac{dC_n}{dt} = -\frac{\partial C}{\partial T} + \frac{T}{2n}\frac{\partial^2 C}{\partial T^2}$$

Esta ecuación es parecida a la ecuación de convección y dispersión, cuyo último término se comporta como un término de dispersión. Así, la discretización del sistema en celdas introduce una dispersión artificial, que es 0 si n = ∞ y es infinita si n es pequeña.

Para la interpretación de datos de trazadores químicos e isotópicos, se necesita un modelo inverso, o sea calcular los parámetros del modelo agregado. Entre ellos, el más importante para la evaluación de la recarga es el tiempo de renovación τ a partir de las observaciones de concentraciones de entrada y de salida y el número total de celdas n. Una forma sencilla de operar es calcular la concentración de salida para muchas parejas de τ y n y luego calcular el error que produce cada pareja sumando el cuadrado de la diferencia entre las concentraciones medidas y las concentraciones calculadas con estos valores de τ y n:

$$error(n,t) = \sum \left(C_{s,medida} - C_{s,calculada}(n,\tau) \right)^2$$

Para obtener los valores de τ y n se busca la pareja con el error más pequeño.

Por razones prácticas, se calcula el error solamente para parejas de τ y n con valores mínimos, máximos e intervalos determinados. Como n es un número entero, el intervalo más pequeño para n es uno, de modo que es muy posible que la pareja verdadera con el error más pequeño no se corresponda con una de las parejas determinadas. Por eso, es aconsejable dibujar el error en función de τ y n. Si hay un mínimo claro del error, se puede considerar que el resultado obtenido es razonable.

5.6 Efecto altitudinal de ladera

Como se expone en la Sección 5.5, el agua extraída de pozos o tomada de grandes manantiales o el caudal de base de ríos son frecuentemente mezclas de aguas recargadas a diferentes tiempos y lugares, excepto en el caso de sondeos puntuales o de rejilla muy corta. En estos sondeos puntuales, la muestra no corresponde al agua recargada en la localidad, sino allí donde la línea de flujo correspondiente corta a la superficie freática.

El muestreo que se realiza comúnmente no representa la recarga local C_R, sino la recarga en otro lugar o una mezcla C_M de diferentes líneas de flujo, como muestra la Figura 5.6.1. El valor C_M puede utilizarse para estimar la recarga agregada del acuífero en el área flujo arriba, donde se originan las líneas de flujo involucradas. Para ello hace falta establecer el modelo conceptual de funcionamiento. Para acuíferos con flujo, a los que se les designa genéricamente como acuíferos en ladera (sloping aquifers), estos aspectos se desarrollan con progresiva amplitud en Custodio (2002) y Custodio y Jódar (2016). El efecto de ladera es el hecho de que la concentración de la muestra de un pozo, manantial o arroyo tenga una composición química e isotópica ambiental distinta de la que tiene la recarga difusa local.

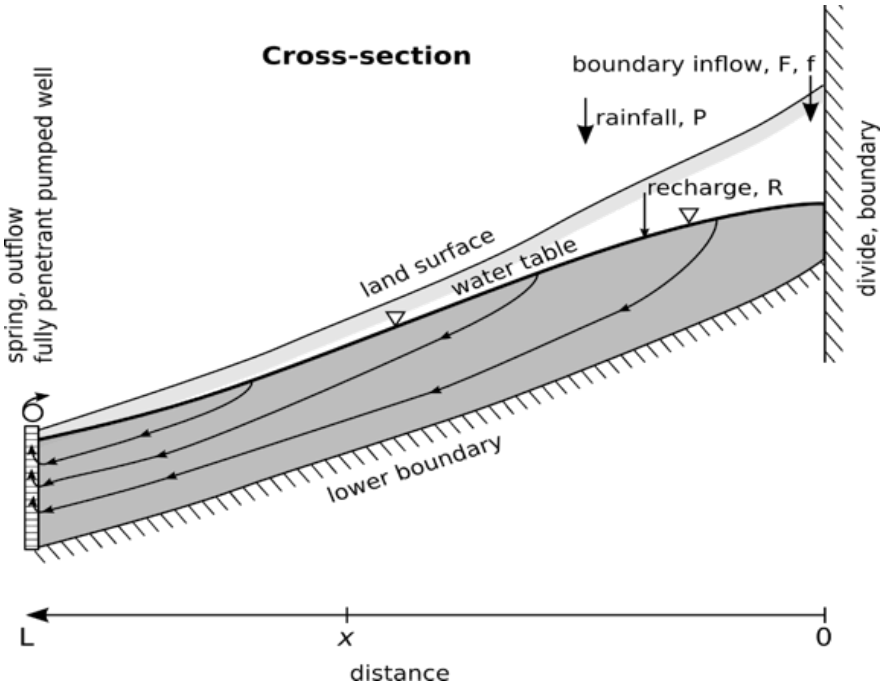


Figura 5.6.1 Recarga difusa sobre la superficie de un acuífero libre en ladera. En condiciones poco dispersivas, las diferentes líneas de corriente mantienen memoria de la concentración de trazador en el lugar de recarga o, si es radioactivo, del resultado de su desintegración a lo largo del tiempo (Custodio y Jódar, 2016)

El tratamiento más sencillo y útil es el que corresponde al ion cloruro, que se evapoconcentra en la recarga, no es volátil y se comporta casi como ideal en ausencia de sedimentos con sales solubles o aguas salinas relictas en el acuífero.

Para obtener resultados matemáticos sencillos, se suponen formas geométricas elementales que se aproximan a las que con más frecuencia se encuentran en la realidad. Tales son el flujo paralelo, el flujo radial divergente y el flujo radial convergente de la Figura 5.6.2.

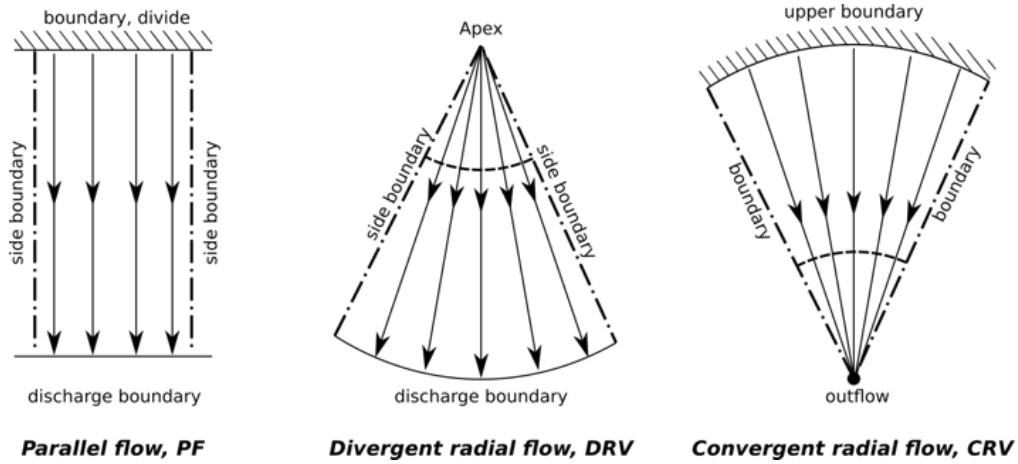


Figura 5.6.2 Tres formas simplificadas de flujo en planta en acuíferos en ladera (Custodio, 2010; Custodio y Jódar, 2016)

A. Caso de líneas de flujo paralelas. Los balances de agua y masa (cloruro) se dan por unidad de anchura a la distancia l desde la divisoria. x es una variable auxiliar de distancia intermedia, para la integración.

Balance de agua $$q_l = \int_0^l R(x)dx$$

Balance de masa $$q_l^c = \int_0^l R(x)C_R(x)dx$$

$$q_l^c = \int_0^l R(x)C_R(x)dx$$

En la que CM es la concentración media de cloruro a la distancia l.

La concentración de cloruro en la parte superior del acuífero freático a distancia l es $C_R(l)=D(l)/R(l)$, que puede ser muy diferente de C_M en ese mismo lugar (Figura 5.6.3).

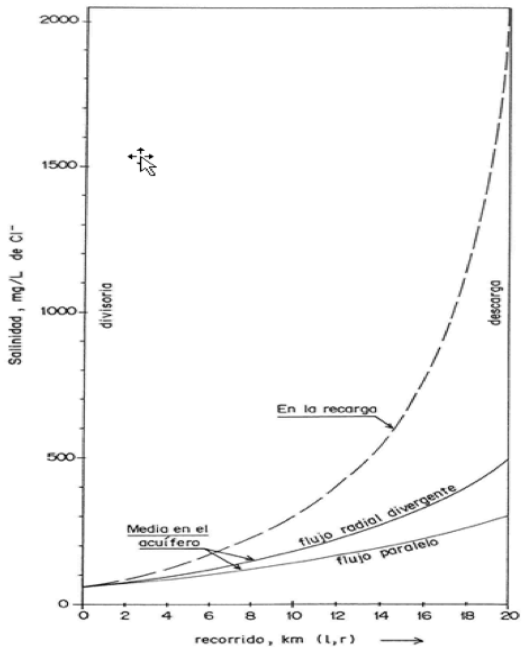


Figura 5.6.3 Comparación entre la salinidad del agua de recarga local y la que se encuentra en el acuífero en el caso de recarga sobre toda la superficie y mezcla vertical total en el muestreo (Custodio, 2010). Corresponde a las condiciones: función de recarga $R = \alpha(P - P_u)$, $P_o = 50$ *mm/a,* $P_l = 200$ *mm/a,* $P_u = 150$ *mm/a,* $\alpha = 0{,}10$, $D_o = 2$ *g·m*$^{-2}$*a*$^{-1}$, $D_l = 10$ *g·m*$^{-2}$*a*$^{-1}$, $L = R = 20$ *km, para flujo paralelo y flujo radial divergente*

B. Caso de líneas de flujo divergentes para un acuífero en forma de sector circular. Se aplica el mismo razonamiento, siendo ahora r = distancia al vértice y ρ = radio auxiliar de integración. Ahora se calculan flujos totales por la sección.

Balance de agua por unidad de ángulo (radianes)

$$Q_r = \int_o^r r\, R(\rho) d\rho$$

Balance de masa por unidad de ángulo (radianes)

$$Q_r^c = \int_o^r \rho\, R(\rho) C_R(\rho) d\rho$$

$$C_M = \frac{Q_r^c}{Q_r} = \frac{\int_o^r \rho\, R(\rho) C_R(\rho) d\rho}{\int_o^r \rho\, R(\rho) d\rho}$$

Al igual que en el caso anterior, la concentración de cloruro en la parte superior del acuífero freático a distancia r es $C_R(r)=D(r)/R(r)$ (Figura 5.6.3).

En Custodio y Jódar (2016) se analiza también el flujo radial convergente (Figura 5.4.2), que vale para cuencas en que la descarga acaba por concentrarse en el lugar de descarga.

Como C_R puede variar notablemente y de forma no lineal a lo largo del área, es más conveniente usar como variable la deposición total, siendo D $R(l)\cdot C_R(l)$ o D $R(r)\cdot C_R(r)$. Entonces las ecuaciones anteriores se convierten en:

$$C_M = \frac{\int_0^l D(x) dx}{\int_0^l R(x) dx} \qquad \text{para flujo paralelo}$$

$$C_M = \frac{\int_0^r \rho D(\rho) d\rho}{\int_0^r \rho R(\rho) d\rho} \qquad \text{para flujo radial divergente}$$

En el caso de que las variaciones de R y D sean lineales y considerando pendientes de R y D de arriba abajo (negativas si los valores decrecen), designadas como i_R y i_D respectivamente, las variaciones lineales son:

$$R(x) = R_O + i_R x \quad ; \quad R(\rho) = R_O + i_R \rho$$
$$D(x) = D_O + i_D x \quad ; \quad D(\rho) = D_O + i_D \rho$$

donde R_o y D_o son respectivamente la recarga y la deposición de cloruro atmosférico en el límite superior o en el vértice.

$$C_M = \frac{2D_0 + i_D l}{2R_0 + i_R l} \equiv \frac{2 + (i_D/D_0) l}{2R_0/D_0 + (\frac{i_D}{D_0}) l} \qquad \text{(flujo paralelo)}$$

$$C_M = \frac{3D_0 + 2i_D r}{3R_0 + 2i_R r} \equiv \frac{3 + 2(i_D/D_0) r}{3R_0/D_0 + 2(\frac{i_A}{D_0}) r} \qquad \text{(flujo radial divergente)}$$

A partir de valores conocidos de las concentraciones en muestras de agua de pozos profundos totalmente abiertos al acuífero y de manantiales principales, se pueden dibujar perfiles de i_D/D_0, de los que idealmente se puede obtener valores de R mediante métodos matemáticos de optimización, si los perfiles están bien definidos.

Cuando $D_0 \equiv D$ y $P_0 \equiv P$ son constantes en toda el área, resulta $C_M = C_0 \equiv C$, como era de esperar.

Cuando i_D es suficientemente pequeño, $D_0 \equiv D$ es el valor apropiado para el área de recarga, resultando:

$$\frac{1}{C_M} = \frac{R_0}{D} + \frac{i_R}{2D} l \qquad \text{(flujo paralelo)} \qquad\qquad \frac{1}{C_M} = \frac{R_0}{D} + \frac{2}{3} \cdot \frac{i_R}{2D} r \qquad \text{(flujo radial)}$$

que son líneas rectas en una representación de $1/C_M$ en función de las coordenadas l ó r, con ordenada en el origen R_0/D y pendiente $i_R/2D$ y $2/3 \cdot i_R/2D$ respectivamente.

Comúnmente $|i_D| \leqslant |i_R|$, de modo que conviene reescribir las anteriores ecuaciones como:

$$\frac{1}{C_M} = \frac{\frac{2R_0}{D_0} + \left(\frac{i_R}{D_0}\right) l}{2 + (i_D + D_0) l} \qquad \text{(flujo paralelo)} \qquad\qquad \frac{1}{C_M} = \frac{\frac{3R_0}{D_0} + 2\left(\frac{i_R}{D_0}\right) r}{3 + 2(i_D + D_0) r} \qquad \text{(flujo radial)}$$

La representación de $1/C_M$ en función de las coordenadas l (distancia paralela) o de r (distancia radial), permite dibujar una curva, casi recta cuando i_D es pequeña, de la que se pueden obtener las coordenadas de tres puntos distribuidos a lo largo de la misma y que sirven para obtener los valores incógnita (Figura 5.6.4).

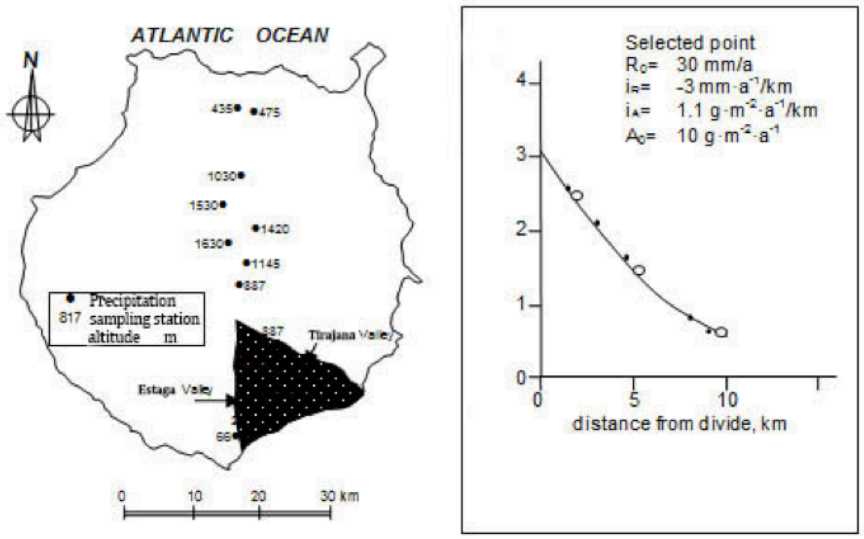


Figura 5.6.4 Aplicación de la corrección del flujo en ladera a la determinación de la recarga por balance de la deposición de cloruros atmosférico en el Macizo de Amurga (en obscuro), en la zona árida del Sur de la isla de Gran Canaria (Custodio, 2010)

5.7 Recarga natural según los perfiles hidroquímicos e isotópicos ambientales

5.7.1 Consideraciones generales

Cuando el tránsito de la recarga por el medio no saturado es lento, las variaciones químicas e isotópicas en el agua de recarga se pueden identificar mediante muestreos en perfiles verticales. El desplazamiento del trazador y el balance de masas guardan relación con la recarga. El principal inconveniente es la necesidad de perforar para obtener muestras, lo que es costoso y laborioso y a veces poco abordable en ciertos tipos de terreno. Si las variaciones se producen en cortas distancias, puede ser difícil conseguir un detalle suficiente mediante el muestreo.

Normalmente se considera el medio no saturado, pero similares técnicas y consideraciones se pueden aplicar al medio saturado cuando el flujo del agua subterránea sea esencialmente vertical, en especial en acuitardos.

Normalmente, el conocimiento de la composición del agua en la vertical requiere obtener muestras para ser procesadas en laboratorio, ya sea mediante barrenas manuales (hasta unos 6 m) o mecánicas (hasta unos 10 m), si el terreno lo permite, o efectuando sondeos mecánicos con toma inalterada de muestra, en especial en lo que se refiere al contacto con fluidos de perforación y la incorporación de material de otras profundidades. En lo posible se hace por hinca del dispositivo de toma de muestra. No hay métodos eficaces de reconocimiento detallado de la composición química en profundidad de tipo no destructivo, desde la superficie o a lo largo de una perforación, salvo un conjunto de lisímetros de succión para muestreo con las cápsulas a distintas profundidades, que son relativamente propensos a fallos (Landon et al., 1999; Candela 1993).

El muestreo del agua del suelo se puede hacer mediante muestreadores capilares pasivos (MCP, *PCAPS* o *PCS* en inglés), que son robustos y no requieren el cuidadoso mantenimiento de los tomamuestras de succión o el engorro de la toma destructiva de muestras de suelo. Por esa razón, para muestreos someros, tienen ventajas en situaciones remotas o de difícil acceso en determinados momentos del año, como cuando el terreno es montañoso y está nevado y el objetivo es el agua de fusión de nieve (Frisbee et al., 2009). El dispositivo fue ideado por Brown et al. (1986). Los MCP se construyen con mechas de fibra de vidrio, con una longitud y diámetro adecuados al potencial matricial del suelo a muestrear. Un extremo de la mecha se extiende y se une a una superficie de recolección de área conocida, la cual se pone en contacto con el suelo no alterado que queda encima (Figura 5.7.1). El otro extremo de la mecha se suele introducir en un tubo que drena a una botella de recolección. Las mechas se comportan como columnas de agua colgantes, lo que les permite extraer agua del suelo, sin necesidad de mantenimiento ni succión desde el exterior ni presión. Se instalan fácilmente en las paredes de una zanja con escasa perturbación del suelo, si se trata de terreno granular fino, pero es difícil en suelos pedregosos y se requiere reducir la superficie de contacto. En condiciones normales no se altera la composición química y no se produce fraccionamiento isotópico significativo del agua por evaporación. Una variante simplificada, apta para terrenos pedregosos, substituye la superficie de mecha por una menor, de arrollada y con una superficie de contacto con el suelo superior conocida (Figura

5.7.2), que queda enterrada; el agua colectada se conduce al exterior por la mecha dentro de un tubo de plástico, de modo que se puede acceder a la botella colectora dentro de la zanja fácilmente (Figura 5.7.3). En su caso, se pueden colocar varios MCP a distintas alturas (Figura 5.7.4).

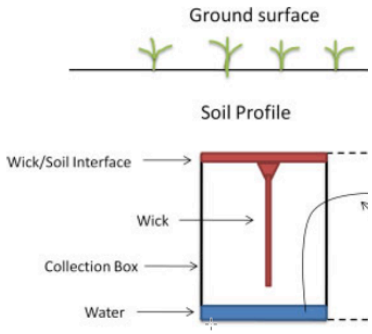


Figura 5.7.1 Instalación y disposición de un muestreador capilar pasivo del agua del suelo dentro de un nicho lateral excavado desde una zanja en el terreno. En rojo la mecha de fibra de vidrio y en azul el agua colectada (Frisbee et al., 2009).

Figura 5.7.2 Extremo de una mecha de fibra de vidrio que se coloca en contacto con el suelo en una excavación lateral a una zanja, con el resto encamisado en un tubo de plástico para su conducción al exterior

Figura 5.7.3 Salida al exterior de una mecha de fibra de vidrio encamisada en un tubo de plástico

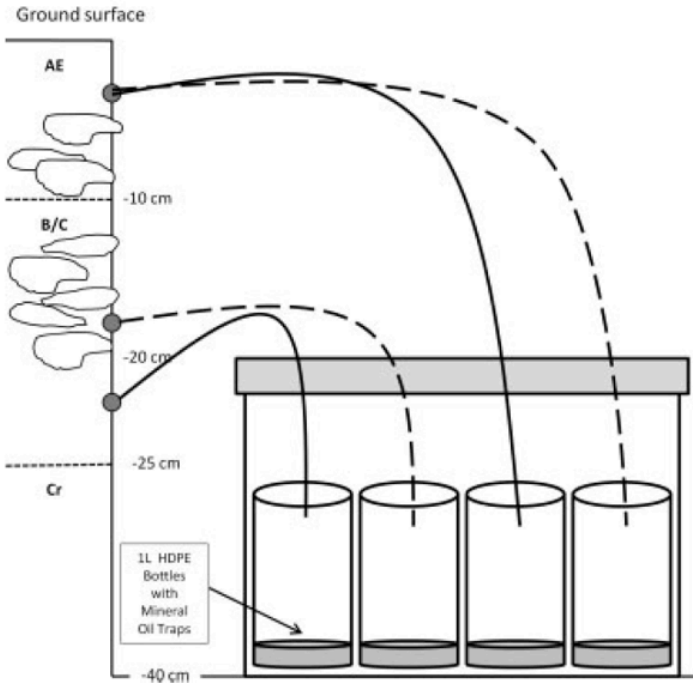


Figura 5.7.4 Instalación y disposición de un conjunto de muestreadores capilares pasivos del agua del suelo a distintas profundidades en el lateral de una zanja en el terreno (Frisbee et al., 2009).

En general, la determinación del contenido en trazador de una muestra de terreno requiere extraer el agua contenida (Kiniburgh y Miles, 1983; Walker et al., 1991). Hay diversas técnicas, no simples, salvo la dilución con una cantidad de agua de composición conocida, siempre y cuando no se produzca una dilución excesiva ni se produzcan reacciones secundarias, tales como intercambio iónico con la fracción adsorbida en la matriz sólida. Para los isótopos estables del agua, el muestreo debe hacerse de modo que no haya fraccionamiento. Para la para la isotopía estable del agua, normalmente se descartan los procesos de extracción por evaporación y posterior condensación. Sin embargo, el procedimiento es válido para el tritio, ya que, al determinar un valor absoluto de la concentración, el fraccionamiento se puede despreciar.

En el método de dilución, se determina el contenido de humedad de la muestra y se añade un volumen de agua con concentración en Cl conocida a la muestra desecada o a otra porción de la muestra de suelo. Tras agitación, se retira el agua no retenida y se analiza. En agronomía y edafología el procedimiento usado y estandarizado es añadir agua hasta saturación de la muestra de suelo (pasta saturada) y posterior recolección del agua que no es retenida capilarmente.

La cantidad de muestra de terreno debe ser suficiente para recuperar el volumen de agua que requiere la técnica analítica. Actualmente suelen bastar unos pocos mL.
Para el tritio se requieren muestras de volumen mucho mayor, si el contenido es de menos de algunas decenas de UT (unidades de tritio), según sea el laboratorio. Ello es debido a que, en este caso, la medición necesita concentración isotópica electrolítica previa, que demanda unos 250 mL después de la destilación. Se puede trabajar con volúmenes

menores, añadiendo agua exenta de tritio, pero se pierde precisión. Esto requiere muestras grandes de terreno: longitudes largas de testigo del diámetro común en sondeos de obtención de testigos inalterados, lo que reduce la precisión vertical, o diámetros grandes, lo que requiere maquinaria de perforación menos común y operaciones de hinca que a veces son difíciles o no posibles.

Para el tritio en el medio no saturado, el transporte descendente se complica por el hecho de que en parte está en la fase vapor, que se mueve de forma diferente al agua y se difunde fácilmente. Esto es importante en áreas áridas y semiáridas con medios no saturados de gran espesor (Allison y Hughes, 1983c). Así, parte del tritio infiltrado puede alcanzar con relativa rapidez en nivel freático. Similar razonamiento vale para otros trazadores volátiles, entre ellos el radiocarbono incorporado al CO_2 del suelo.

Actualmente cabe determinar el contenido en isótopos estables del agua en muestras pequeñas de terreno sin extraer el agua, incluso en el campo si la instrumentación es móvil, empleando la técnica denominada abreviadamente como espectroscopía laser (*cavity ring-down spectroscopy*).

Se buscan dos tipos de resultados, según los casos: 1) valores medios de la recarga, suponiendo que no ha variado a lo largo del tiempo; es especialmente interesante para pequeñas tasas de recarga, como la que sucede en áreas áridas y semiáridas 2) valores temporales de la recarga, bien sea en un momento determinado o en una secuencia. Este último objetivo es el más complicado y el que requiere mayor esfuerzo de muestreo. En lo que sigue se expone el tratamiento general, para luego comentar situaciones aplicadas simplificadas.

5.7.2 Perfiles verticales de trazador ambiental sin variaciones territoriales

En un caso ideal, la concentración en el agua que se infiltra se incrementa a lo largo del suelo edáfico a causa de la toma progresiva de agua, pero no de trazador, por las raíces de las plantas, como es el caso del Cl, SO_4 y Na (Figura 5.7.5). Por debajo, en el medio no saturado, en condiciones comunes ya se mantiene constante la concentración. Lo dicho no es válido para un componente que sea un nutriente vegetal, es decir que se asimile por la planta para su crecimiento y forme parte de la materia orgánica generada, como sucede con el NO_3, PO_4 o K.

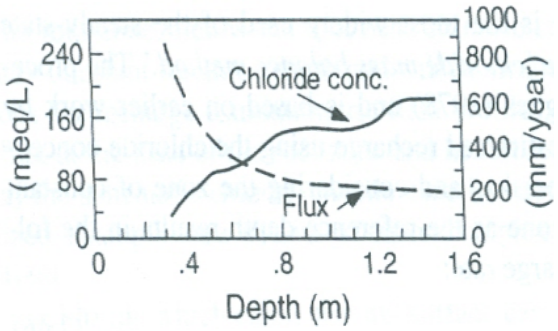


Figura 5.7.5 Perfil característico del contenido iónico del agua en el suelo edáfico. El agua descendente se va concentrando en sales de aporte atmosférico a medida que el flujo disminuye a causa de la toma de agua por las raíces de la vegetación (Hendrickx y Walker, 1997). Caso de precipitación media de 790 mm/a con 0,3 meq/L Cl y riego con 68,7 meq/L Cl, para dar una recarga de media de 230 mm/a. Las raíces llegan a 1,5 m

El régimen transitorio de trazador, sin considerar dispersión, viene expresado por

$$\frac{d\,(S \cdot C)}{dt} = q_s - q_e$$

C = concentración media en el perfil,
S = agua contenida en el perfil,
t = tiempo,
q_s = flujo másico de salida de trazador y
q_e = flujo másico de entrada.

Para la resolución simplificada hacen falta algunas hipótesis adicionales. En el modelo SODICS (Hendrickx y Walker, 1997) se establece que $q^s = R \cdot c_R$, en la que R es la recarga y k = C_z/C, siendo C_z = concentración a la profundidad z. Una solución es:

$$\overline{C(t)} = \overline{C_0} + \left(\frac{I\,C_i}{k\,R} - \overline{C_0}\right)\left[1 - \exp\left(-\frac{Rkt}{q_s z}\right)\right]$$

I = infiltración en superficie,
C_i = concentración en la infiltración; las suprabarras indican valores medios.

Para I, C_i, R y k constantes se tiende hacia un valor asintótico de la concentración media $C_f = (IC_i)/(kR)$, que se corresponde con el caso particular del balance estacionario de la deposición atmosférica o método CMB (Sección 5.4).

La Figura 5.7.6 muestra un perfil de salinidad del agua del medio no saturado en estado natural, para un bosque de matorral muy bien enraizado en clima semiárido, cuando la vegetación nativa es muy eficaz en la captación de la humedad del suelo, lo que produce una recarga pequeña y que puede llegar a ser muy salina.

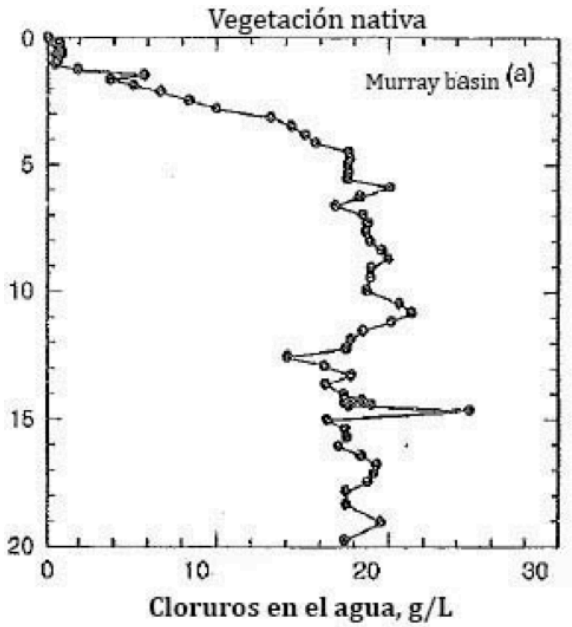


Figura 5.7.6 Perfil de salinidad del agua del medio no saturado en estado natural, para un bosque de matorral muy bien enraizado en clima semiárido, cuando la vegetación nativa es muy eficaz en la captación de la humedad del suelo Esto produce una recarga que puede llegar a ser muy salina. Cuenca del río Murray, en Australia. Escala vertical de profundidades en m y la horizontal de concentración en cloruro en mg/L

Hay situaciones en que el perfil de trazador tiene un pico en el entorno de la base de la zona radical (Figura 5.7.7). El incremento desde la superficie hasta el pico es por la toma de agua por las raíces y por la evaporación. El descenso tras el pico puede ser la dilución que produce la recarga preferencial por grietas y fisuras (Figura 5.7.8). Cerca del nivel freático, puede ser el efecto de dilución por difusión o capilaridad desde el nivel freático con el agua del medio saturado, si éste contiene un agua menos salina.

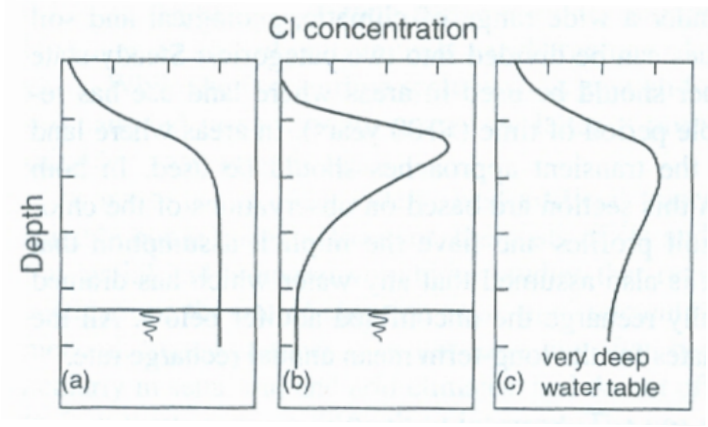


Figura 5.7.7 Perfil de trazador con un pico en el entorno de la base de la zona radical. El incremento desde la superficie hasta el pico es por la toma de agua por las raíces y evaporación. El descenso tras el pico puede ser la dilución que produce la recarga preferencial por grietas y fisuras. Cerca del nivel freático puede ser el efecto de dilución por difusión hacia el agua del medio saturado, si éste contiene un agua menos salina. Las abscisas son profundidad bajo el terreno. La figura izquierda corresponde a toma radical y flujo de pistón, la central a toma radical con flujo preferencial y la de la derecha a una historia de la recarga variable o a otros efectos, como la deforestación (Allison-1988, en Simmers, 1987)

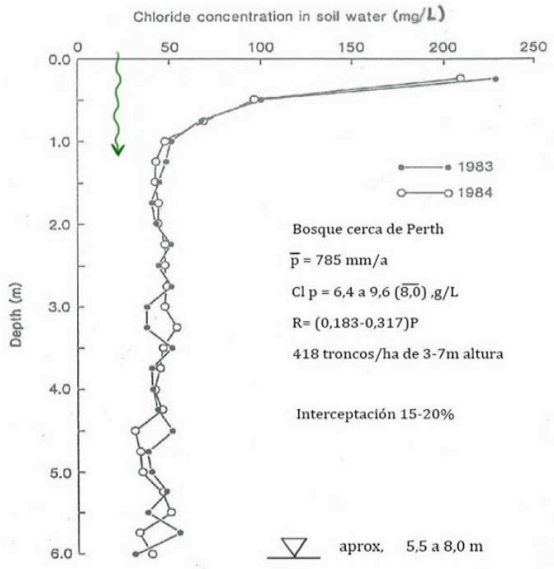


Figura 5.7.8 Perfil característico del contenido en cloruro en el medio no saturado en condiciones normales de suelo, con fisuras y cubierta vegetal sin claros. Son dos perfiles hasta bien por debajo de la profundidad radical, en 1963 (puntos) y en 1984 (círculos), bajo un bosque cerca de Perth (Australia), con unos 400 troncos/ha de 3 a 5 m de altura. Los valores medios son P = 785 mm/a, INT / P = 15-20%, ClP = 6,4 a 9,6 mg/L Cl (D = 5,0 a 7,5 g/m²/a) y nivel freático a 5,5 a 8,0 m de profundidad. Se estima que la recarga respecto a la precipitación vale R / P = 0,18 a 0,32

En los casos con abultamiento, la concentración de trazador responde a la ecuación de balance de masa por unidad de volumen de medio y de tiempo, suponiendo que el trazador sólo está en el agua:

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D * \frac{\partial C}{\partial z}\right) - q\frac{\partial C}{\partial z} + S - \frac{c \cdot w}{\rho}$$

C = concentración de trazador conservativo [ML^{-3}]
θ = humedad volumétrica [–]
z = dimensión vertical, hacia abajo [L]
D* = dispersividad vertical del medio = θτD [L^2T^{-1}]
q = flujo vertical de agua [LT^{-1}]
S = término fuente (másico) [$ML^{-3}T$]
w = otro flujo de agua [LT^{-1}]
w < 0 si extracción por las raíces (por encima del pico)
w > 0 si agua cortocircuita el suelo edáfico (por debajo del pico)
C = concentración [ML^{-3}]
ρ = densidad del agua [ML^{-3}]
θ = humedad del suelo [–]
τ = tortuosidad del medio [–]
D = dispersividad del agua en agua [L^2T^{-1}]

Si Cl < 2 g/L, el flujo es dominantemente advectivo
Si Cl > 8 g/L en el pico y q es muy pequeño, el transporte convectivo tiene un valor parecido al advectivo y la forma del perfil de trazador se suaviza.

Cuando el flujo de percolación es pequeño, como sucede el clima semiárido con vegetación natural muy eficaz en la captación de humedad, y el acuífero tiene un agua de diferente salinidad de la de recarga a causa de flujo desde otras áreas, el efecto de difusión en la parte baja del perfil del medio no saturado puede ser importante, como muestra la Figura 5.7.9. En este caso, el muestreo del parte superior del nivel freático para ser utilizado en el método CMB no representa a la recarga y el cálculo de dicha recarga es erróneo. En el caso de que el agua del acuífero sea más diluida, el error es de sobrevaloración de la recarga.

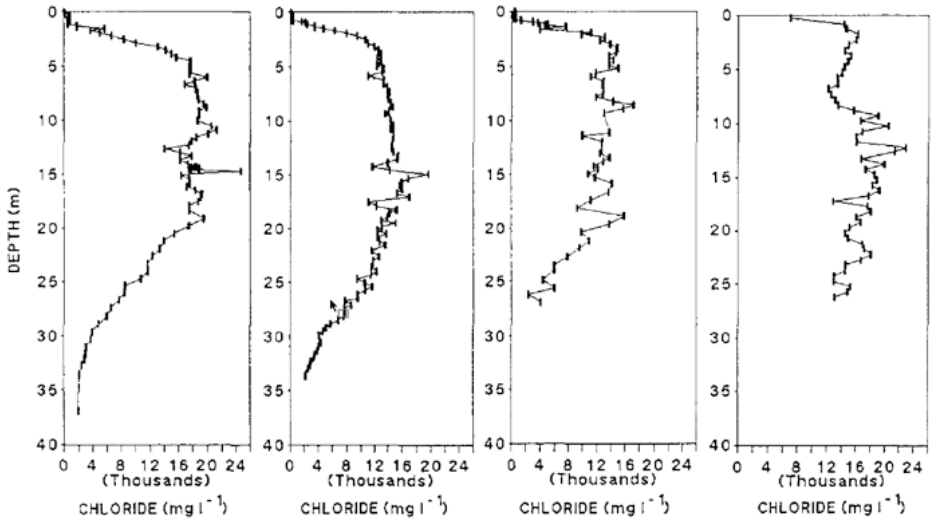


Figura 5.7.9 Perfiles de contenido en cloruro en el agua del medio no saturado de 4 emplazamientos en terrenos de dunas, en clima semiárido, en las proximidades del río Murray, Australia, en un área con vegetación natural de "mallee" (Cook et al., 1989). La zona radical son los primeros 5 m, aunque algunas raíces pueden extenderse hasta 15-20 m. La pluviometría media es de 340 mm/a y la ETP es de 1800 mm/a. La parte final del perfil está afectada por difusión con el medio saturado, que mantiene agua menos salina.

Bajo las áreas en regadío, el agua aportada modifica el perfil de Cl. Cuando se alcanza el régimen estacionario, admitiendo flujo de pistón y que no hay modificaciones químicas, en un cierto lugar se puede establecer el balance estacionario de agua y de masa de trazador:

$$A + P = R + ETR$$
$$A \cdot C_A + P \cdot C_P = R \cdot C_R$$

P = precipitación de concentración C_P
A = agua aportada de riego de concentración C_A
R = recarga de concentración C_R, medida bajo la profundidad radical
ETR = evapotranspiración real

$$R = \frac{P\frac{C_P}{C_R} + A\frac{C_A}{C_R}}{A + P - ETR}$$

El modelo transitorio generalizado de balance de trazador GCMB (*generalized chloride map balance*), parte de valores medios a largo plazo, por ejemplo, de décadas, pero que pueden variar a escala temporal mayor.

En un contexto unidimensional vertical, los balances son:

de agua: $$\frac{\partial \sigma}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = -q_e$$

de soluto conservativo: $$\frac{\partial cC}{\partial t} + \frac{\partial qC}{\partial z} = 0$$

cuando no hay dispersión ni difusión

z = profundidad bajo la superficie
t = tiempo
$\sigma = \sigma(z,t)$ = humedad volumétrica del terreno
C= C (z,t) = concentración de solutos
q = q (z,t) = flujo de agua
$q_e = q_e(z,t)$ = extracción de agua por evapotranspiración

Si no se consideran las variaciones a corto plazo (tras los eventos de recarga), para tener en cuenta la variabilidad espacial y temporal, las ecuaciones se pueden reescribir, teniendo en cuenta que en la práctica $\theta = \theta(z)$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = -q_e \quad ; \quad \theta \frac{\partial C}{\partial z} + \frac{\partial qC}{\partial z} = 0$$

Se parte de las condiciones iniciales $C(z,0) = C_i(z) = 0$ y de las condiciones de contorno $q(0,t) = p(t)$ y $C(0,t) = C_o(t_o) = m_0(t_0) / p(t_o)$

p(t) = infiltración de la lluvia en z = 0.
$m_o(t_o)$ = deposición másica anual de trazador

Se supone que q_e se puede separar en dos funciones:

$$q_e(z,t) = p(t) \cdot q_{ee}(z)$$

$q_{ee}(z)$ = función de extracción normalizada, que dependen solo de z.

la solución explícita es:

$$q(z,t) = p(t)\, q_e(x) = p(t) \left[1 - \int_0^z q_{ee}(z')d\, z'\right]$$

cuya solución requiere conocer $q_{ee}(z)$.

Una posibilidad es $q_{ee}(z) = \begin{cases} (1-\alpha)/z_r & z \le z_r \\ 0 & z_r < z \end{cases}$

α = fracción de la infiltración que no es extraída
z_r = profundidad radical

El resultado es (Ginn y Murphy, 1997):

$$t_o(z,t) = [P(t) - \tau_o(z)]/P$$

$$e(z,t) = \frac{m_o[t_o(z,t)]}{q_o(z)\,P[t_o(z,t)]}$$

P(t) = infiltración acumulada $= \int_0^z p(t')dt'$

to(z,t) = tiempo de entrada en la columna de suelo de un elemento de agua a profundidad z en el tiempo t

$\tau_o(z)$ = tiempo de tránsito hasta la profundidad z del soluto para p(t) = 1 = $= \int_0^z \theta(x)dz'/q_o(z')$

$q_0(z)$ = flujo a profundidad z para p(t) = 1

$m_0(t)$ = deposición anual de trazador

La solución implícita es en función del perfil de concentraciones y de los otros datos.

Cuando la deposición de trazador es variable en el tiempo y la infiltración desconocida, se tiene (Ginn y Murphy, 1997):

$$q_0(z)\,p[t_o(z)] = \frac{m_o[t_s(z)]}{C^*(z)}$$

$$\int_o^z \theta(z')c^*(x')\,dx' = \int_{t_o(z)}^{t\ inicial} m_o(t_o')\,dt_o'$$

La existencia de macroporos y grietas en el suelo puede sesgar la evaluación de la recarga, si los perfiles son cortos y penetran menos que esos rasgos (Wood, 1999; Wood et al, 1977). Puede suceder en roca, karst y suelos arcillosos muy secos.

5.7.3 Movimiento vertical de un trazador por el terreno

Del estudio de los perfiles de cloruro y de isótopos estables, en su caso, y del conocimiento del aporte atmosférico en estado estacionario, se puede evaluar la recarga mediante un procedimiento inverso (Scanlon, 1991; Sharma y Hughes, 1985).

El movimiento vertical del trazador se puede seguir midiendo el desplazamiento de posiciones en que hay cambio de concentración, principalmente picos. Pero cuantitativamente es mejor hacerlo por el contenido total, especialmente cuando dicho trazador es radioactivo, como el tritio ^3H, si no hay agua inmóvil con la que se pueda producir un intercambio difusivo. Para un descenso vertical de un pico H entre los tiempos t y t', con una humedad volumétrica media θ, la tasa de recarga media en ese periodo es $R = H \cdot \theta/(t'-t)$.

Es más preciso hacerlo por balance de masas, cuando se dispone de perfiles de humedad y salinidad en el medio no saturado y cuando es despreciable la escorrentía y la descarga de niveles colgados. Se hace entre dos perfiles, que corresponden respectivamente a los tiempos t y t'. Por unidad de superficie, debe cumplirse que la masa entrada en el periodo por sucesivos eventos de precipitación P_i y concentración C_i debe ser igual a la salida como recarga R de concentración C_R, más la diferencia entre la cantidad de trazador en t y la en

t', con θ = humedad volumétrica del terreno y concentración Cθ:

$$\sum P_i C_{P_i} = \int_t^{t'} R \cdot C_R dt + \int_o^{z_m} \theta \cdot C_\theta(z,t')dz - \int_o^{z_m} \theta \cdot C_\theta(z,t)dz$$

en la que el sumatorio se refiere al intervalo de tiempo considerado y z_m = profundidad de los perfiles, que es donde se mide R (recarga en tránsito por el medio vadoso). Si entre t y t' se toma un valor medio de R y si C_R ya varia poco a esa profundidad:

$$C_R \approx \frac{1}{2}\left(C_\theta(z_m)|_{t'} + C_\theta(z_m)|_t\right)$$

Con ello resulta:

$$R = \frac{\sum P_i \cdot C_{P_i} - \int_o^{z_m} \theta \cdot C_\theta(z,t')dz + \int_o^{z_m} \theta \cdot C_\theta(z,t)dz}{\frac{1}{2}\left(C_\theta(z_m,t') + C_\theta(z_m,t)\right)}$$

Lo comentado anteriormente es para una entrada de agua difusa por la superficie con composición constante o poco variable y con actividad edáfica mantenida. La realidad puede diferir notablemente y producirse variaciones a lo largo del perfil y a lo largo del tiempo. Las causas son las variaciones temporales en la cantidad (variaciones estacionales e interanuales y cambios en el origen del agua cuando hay regadíos) y en la composición química de la aportación de agua al suelo. Estos cambios se traducen en variaciones de la salinidad en torno a un valor medio a lo largo del perfil y a que, al repetir los muestreos transcurrido un cierto tiempo, las condiciones se hayan modificado. Esto convierte al perfil del suelo en un archivo de la recarga, que se puede descifrar con muestreos detallados, con la condición de que la dispersividad no borre o amortigüe en exceso esas variaciones. Tácitamente, se ha supuesto que el tránsito por el medio no saturado no es excesivamente largo como para contener aguas que corresponden a recarga en condiciones muy diferentes de las actuales o que estas condiciones pueden ser adecuadamente asumidas.

Es posible plantear matemáticamente la forma del perfil de salinidad, conocida la historia de la deposición de agua sobre el terreno y su composición química, suponiendo que el flujo es difuso y poco dispersivo (Sharma, 1988; 1989; Ginn y Murphy, 1997). Es posible resolver el problema inverso, es decir, partiendo de las variaciones de concentración y de humedad en el perfil del medio no saturado, determinar cuál ha sido la precipitación de una determinada composición, los cambios de uso del terreno u otros cambios previamente definidos. La Figura 5.7.10 muestra un ejemplo de transformación de las variaciones de concentración en el perfil del suelo en la secuencia de recarga. Las Figuras 5.7.11 y 5.7.12 son otros ejemplos en condiciones diferentes.

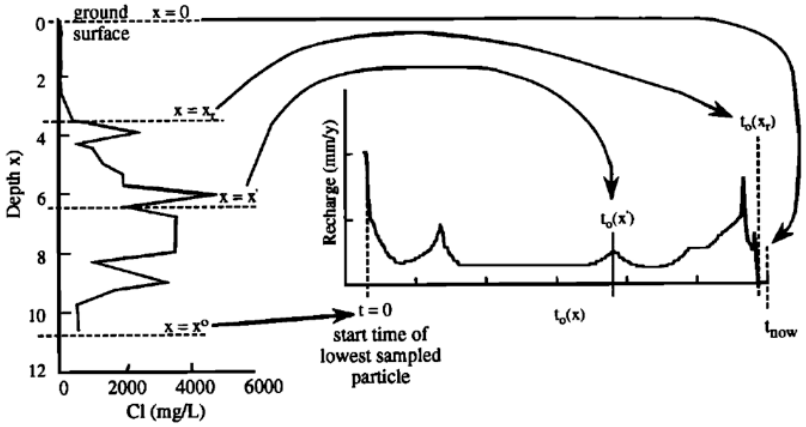


Figura 5.7.10 Transformación de un perfil de variación de cloruro en el medio no saturado en secuencia de recarga (Ginn y Murphy, 1997)

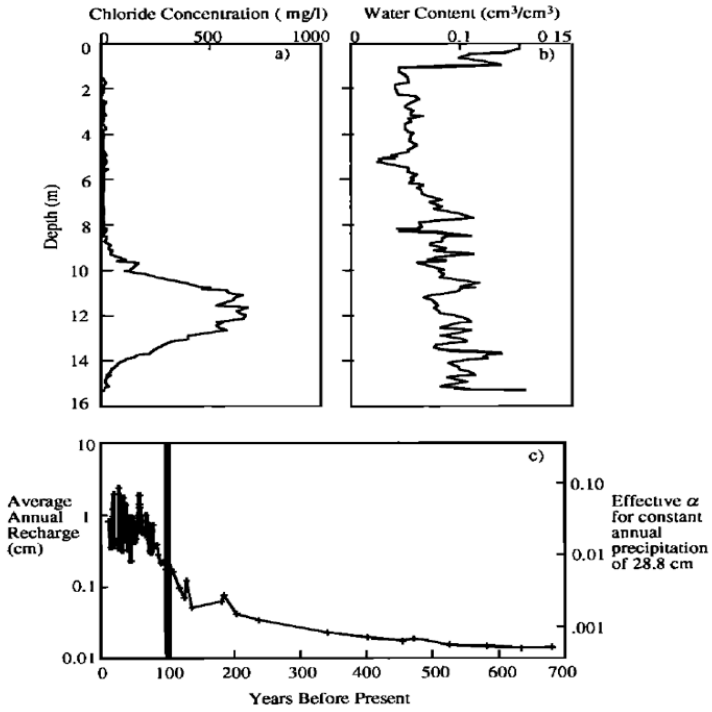


Figura 5.7.11 Transformación de un perfil de variación de cloruro en el medio no saturado en secuencia de recarga en clima árido, con escasa recarga media y el efecto del aumento de dicha recarga tras eliminar la vegetación boscosa original unos 100 años antes (Ginn y Murphy, 1997). Se supone $R = \alpha P$

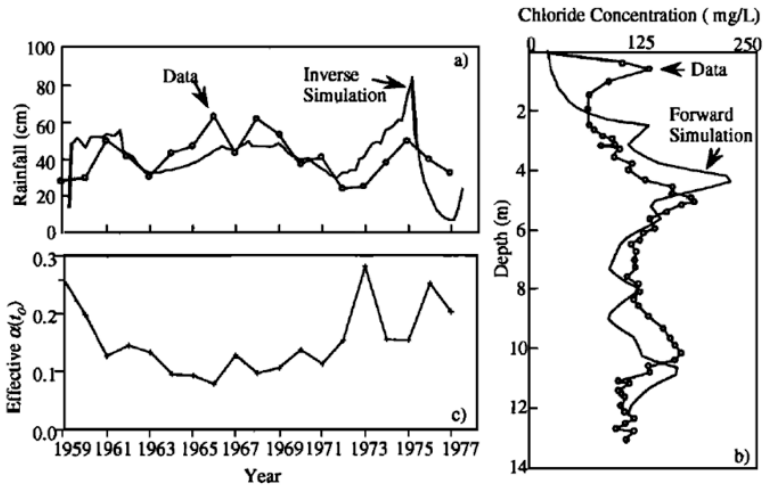


Figura 5.7.12 Transformación de un perfil de variación de cloruro en el medio no saturado en la secuencia de recarga, considerando las posibles variaciones del factor α de eficiencia de captación de la humedad del terreno por la vegetación (Ginn y Murphy, 1997). La columna b muestra el perfil de cloruro real y el simulado directamente con la secuencia pluviométrica de cantidad de agua y de concentración de cloruro y cuál hubiese tenido que ser la precipitación (figura a), según el perfil observado de cloruros.

Se pueden utilizar otras variaciones de la composición del agua de recarga, como en una inundación atípica, una contaminación extraordinaria, una modificación singular de uso del territorio, etc. Existen cambios estacionales o interanuales que dan lugar a que la concentración de cloruro en la recarga sea variable, pero estas variaciones son pequeñas y rápidamente se amortiguan en profundidad. Lo mismo sucede con la composición isotópica del agua en ^{18}O y ^{2}H, aun considerando que la evaporación en ciertas épocas puede aumentar las variaciones en la precipitación. No obstante, en algunos casos ha sido posible seguir la alternancia de épocas de riego y épocas de barbecho en el perfil vertical del suelo bajo áreas cultivadas. El seguimiento de perfiles de Cl no estacionarios puede permitir estudiar el efecto de cambios de uso del territorio (Thorburn et al., 1991) y la recarga derivada de los regadíos (Wang et al., 2008)

En la práctica, la evaluación de la recarga mediante el estudio de las variaciones estacionales o de otra índole en un perfil del medio no saturado se limita a estudios especiales o a la investigación de procesos. Además, el muestreo tiene unos requisitos especiales. Así, con una recarga R y una humedad θ del medio no saturado, para poder ver una fluctuación estacional que no se borre por dispersión mediante n puntos verticales de muestreo, se requiere muestrear cada $\Delta x = R / (n \cdot \theta)$. Para $\theta = 0,2$; R = 10 y 100 mm/a y n = 6 es $\Delta x = 0,8$ y 8 cm respectivamente, lo cual supone una técnica muy depurada de muestreo y un número muy elevado de muestras.

Cuando el flujo vertical de agua por el medio no saturado es relativamente rápido y responde a un flujo de pistón con pequeña dispersión, es posible observar, mediante un muestreo detallado (por ejemplo, cada 10 a 20 cm) del perfil del terreno, las variaciones estacionales de la composición isotópica de la precipitación (Figura 5.7.13). La Figura 5.7.14 es otro ejemplo que incluye también determinaciones químicas. Se están desarrollando técnicas para medir la composición isotópica del agua intersticial directamente en muestras de suelos mediante espectrometría laser y la del bromuro mediante técnicas de espectrometría de fluorescencia de rayos X (Gallardo et al., 2016).

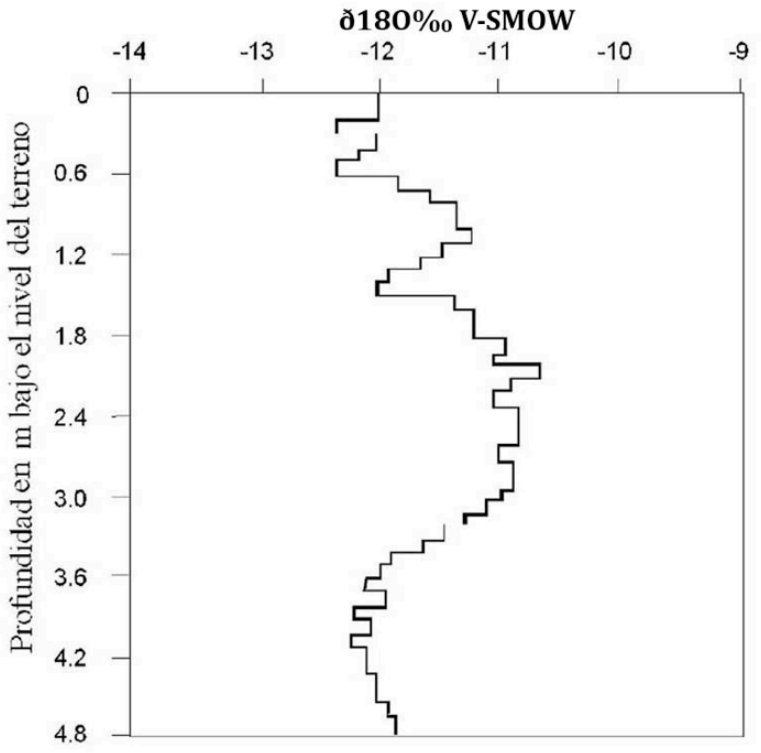


Figura 5.7.13 Muestreo de los primeros 5 m de un terreno no saturado con muestras cada 10 cm para determinar el contenido en $\delta^{18}O$‰ en el agua de los poros, para una recarga en el periodo de muestreo equivalente a 260 mm/a

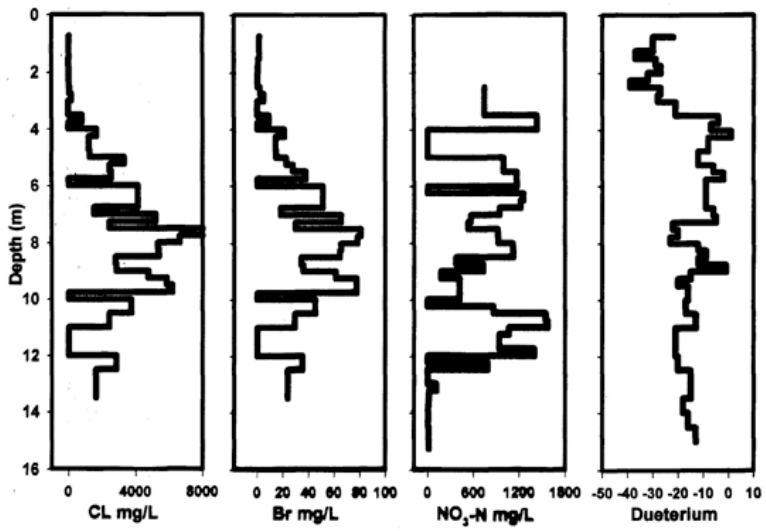


Figura 5.7.14 Variaciones a lo largo del perfil del suelo, en m, del contenido en $\delta^{18}O$ del agua, en ‰ V-SMOW, debidas a las variaciones estacionales de la precipitación

5.7.4 Desplazamiento vertical de variaciones y picos de concentración

El proceso de movimiento descendente de la recarga puede verse a partir del desplazamiento vertical de un trazador ambiental ocasional, como ha sido la alteración atmosférica de tritio en el periodo 1956-1962, pero también de otro trazador químico o isotópico, como el cambio de cloruro o de la isotopía del agua asociados a una inundación ocasional o de un riego de emergencia con un agua aportada, siempre y cuando el suceso sea conocido.

Sea el caso en que un cambio importante de la entrada, sucedido en un cierto año, se localiza en el medio no saturado a una profundidad z pasados Δt años. Si el perfil de humedad θ(z) es razonablemente estable a lo largo del tiempo, es posible igualar la entrada acumulada de agua bajo la profundidad radicular zr (recarga en tránsito) con el agua existente en el perfil hasta z. Así:

$$\hat{R}\Delta t = \int_{o}^{z} \theta(z)dz$$

R ^ = tasa media de recarga durante el periodo Δt.

El procedimiento ha sido interesante para la penetración del tritio (^3H), a causa de su aporte en gran concentración durante las pruebas de armas termonucleares en la atmósfera entre 1952 y 1962, que dieron un pico muy acusado en 1963, con otros menores anteriores (Custodio y Llamas, 1976/1983, Sec. 12; véase la Sección 5.2.5), que se ha ido propagando hacia abajo en el terreno. La penetración Δt años después, en un medio con humedad media θ y recarga media R, es θΔt/R. En la actualidad, el pico sólo se localiza cuando el medio no saturado es de gran espesor y/o la recarga muy débil. Además, se ha producido una disminución del tamaño del pico por desintegración radioactiva. Entre 1963 y 2018 han transcurrido más de 4,4 periodos radioactivos del tritio (12,43 años), lo que quiere decir

que las concentraciones iniciales han decrecido en un factor de aproximadamente 30, pero aún pueden ser notables, medibles y mayores que la actual concentración ambiental. Por otro lado, la dispersión suaviza el pico, de modo que, en un medio muy dispersivo a causa de su heterogeneidad o de doble porosidad, las variaciones pueden estar ya casi borradas a efectos de identificar el pico de 1963.

En el caso del tritio, puede ser más útil simular el transporte dispersivo por el medio no saturado, utilizando una determinada función de entrada (recarga) en relación con la precipitación, variando los parámetros dispersivos y de transformación de lluvia en recarga, hasta conseguir un ajuste razonable entre lo simulado y el perfil de tritio observado, una vez que se haya considerado la desintegración radioactiva en la función de entrada.

El análisis de los perfiles de tritio y también de otros trazadores ambientales químicos o isotópicos, en muchos casos se limita al de la observación del desplazamiento vertical del pico, pero es mucho mejor tratar de simular el desplazamiento del conjunto, en función de la recarga y considerando la dispersividad, en especial si los picos son poco claros. Los sucesivos intentos de ajuste de lo simulado a lo observado acaban por definir el valor más probable de la recarga, en el supuesto de que sea invariable o con variaciones relativas conocidas. Una forma sencilla de simulación es mediante celdas de mezcla verticales.

De igual manera, se puede utilizar el contenido en el radioisótopo ^{36}Cl (periodo de semidesintegración T = 301.000 años). También tiene un origen atmosférico y fue alterado por las pruebas de armas termonucleares aéreas junto al océano, cuyo máximo corresponde a 1957. El pico es mucho más agudo y anterior al del ^{3}H, a causa de su generación dominante en esa época por las pruebas nucleares en el atolón de Mururoa. Después fue lavado rápidamente de la atmósfera. El muestreo para determinar el contenido en ^{36}Cl es fácil y requiere sólo obtener unos mg de Cl, pero la determinación analítica es cara y sólo la realizan unos pocos laboratorios. Actualmente, en muchos casos, el pico ya no está en el medio no saturado.

5.7.5 Efectos en la recarga por modificaciones territoriales y climáticas

Las modificaciones territoriales, tales con la transformación de áreas de cultivo en secano en regadíos o la eliminación del bosque o matorral natural para convertir el territorio en praderas o en campos de cultivo o la forestación extensiva con fines maderables o de simple reforestación, pueden modificar notablemente la recarga. Esta se incrementa en el caso del regadío. También se incrementa en el caso de que un bosque muy eficaz en captar la humedad disponible en áreas semiáridas, se substituya por pradera o cultivos mucho menos eficaces. Es algo que ha sucedido a lo largo de la historia de la humanidad, pero a lo que no se prestó atención y no se midió. Ha sido objeto de estudios de detalle en Australia, es especial en la cuenca del Murray-Darling, en la que los grandes cambios de bosque natural por pradera y cultivos de produjo en el entorno de 1900. Estos aspectos se consideran en el Subcapítulo 8.2.

También los cambios climáticos del pasado pueden quedar reflejados en la composición química e isotópica del agua del perfil del suelo no saturado (Figura 5.7.15), si éste es

suficientemente espeso, la recarga es pequeña y la dispersividad no ha difuminado en exceso las variaciones. Estos aspectos se consideran en el Subcapítulo 8.5.

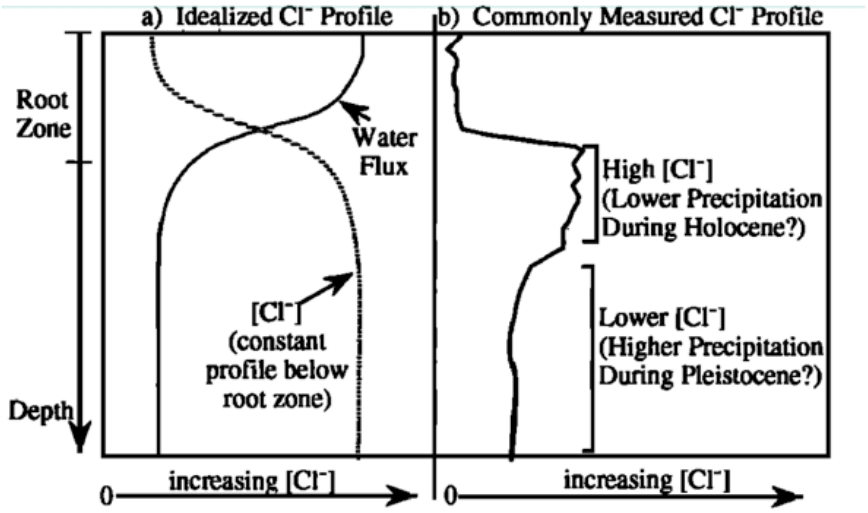


Figura 5.7.15 Perfil esperable de variación de cloruro en el medio no saturado en clima árido, según la secuencia de recarga (Ginn y Murphy, 1997)

5.7.6 Recarga en terrenos poco vegetados y desnudos

Cuando el terreno está poco vegetado o desnudo de vegetación, no hay transpiración, sino sólo evaporación (Sección 2.8.12 del Capítulo 2), que produce fraccionamiento isotópico. Este hecho es específico y se suma al aumento de la concentración química. Este aumento de la concentración química es menor que el que se produciría en condiciones climáticas similares, pero con vegetación, ya que la evaporación es menor al no existir transporte por las raíces y el movimiento de agua y vapor debe hacerse por difusión (Barnes y Allison, 1983; 1984; 1988; Barnes y Walker, 1989; Allison, 1982; Allison et al., 1883a; 1983b; 1994; Allison y Hughes, 1983c; Kinzelbach et al. 2002).

5.7.7 Análisis del desplazamiento vertical mediante celdas de mezcla

En un sistema vertical unidimensional, el medio no saturado se discretiza en capas (celdas) de espesor H, con la primera bajo la superficie y la última (N) hasta la profundidad deseada o hasta el nivel freático (Gascuel-Odoux y Mérot, 1986). En cada capa se tiene una humedad θ, que no puede rebasar la capacidad de campo F. El agua que entra de la capa superior se suma a la de la capa que se considera y, si excede a F, la diferencia se cede a la celda inferior. Cada celda es de composición homogénea (bien mezclada) C y contiene un volumen de agua $S = H \cdot \theta$.

Para un intervalo de tiempo Δt, el balance de masa en la primera celda tras la mezcla y con acumulación de almacenamiento es

$$C_1(R + S_1) = S_1C^*_1 + RC_0$$

R = infiltración desde la superficie del suelo con concentración C_0,
C_1 = concentración en la capa 1 y
C*1 = concentración en el intervalo de tiempo anterior.
Resulta $C_1 = (RC_1 + S_1C^*_1)/(R + S_1)$

La celda 2 recibe agua de la celda 1 si $R_1 = S_1 + R - F > 0$; de otro modo $R_1 = 0$.

Del balance resulta $C_2 = (R_1 C_1 + S_2C_2)/(R_1 + S_2)$, y así sucesivamente. El proceso se repite en cada Δt sucesivo

El avance de los cambios depende de F y R y la dispersión numérica de H y Δt. El proceso de cálculo se repite hasta reproducir de la mejor manera posible el perfil observado. Como orientación, para un comportamiento numérico aceptable se puede considerar que, con H = 10 cm, Δt debe ser de meses y para H = 1 cm, Δt debe ser de días. Véase la Figura 5.7.16, aunque la nomenclatura es algo diferente. La Figura 5.7.17 muestra la simulación del movimiento descendente de un pico de trazador en un terreno con vegetación con raíces cortas y en terreno con raíces largas.

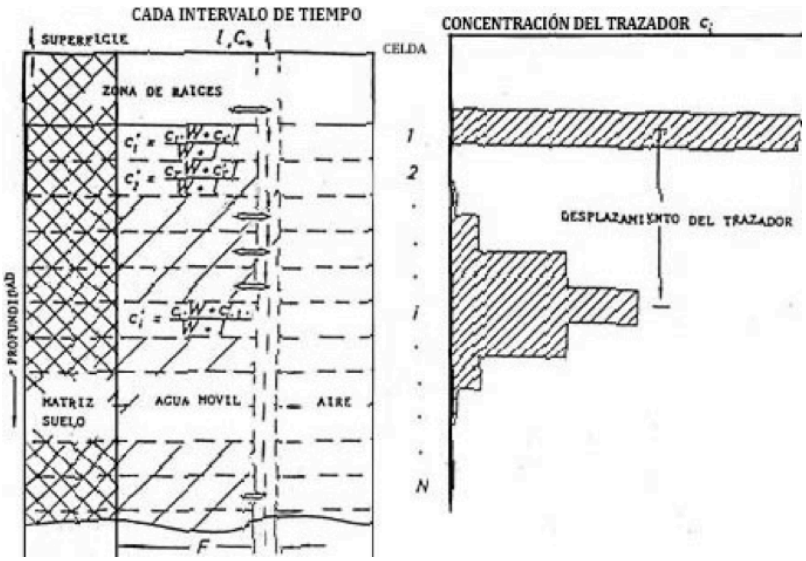


Figura 5.7.16 Simulación del transporte 1-D de un trazador puntual en la superficie mediante celdas de mezcla

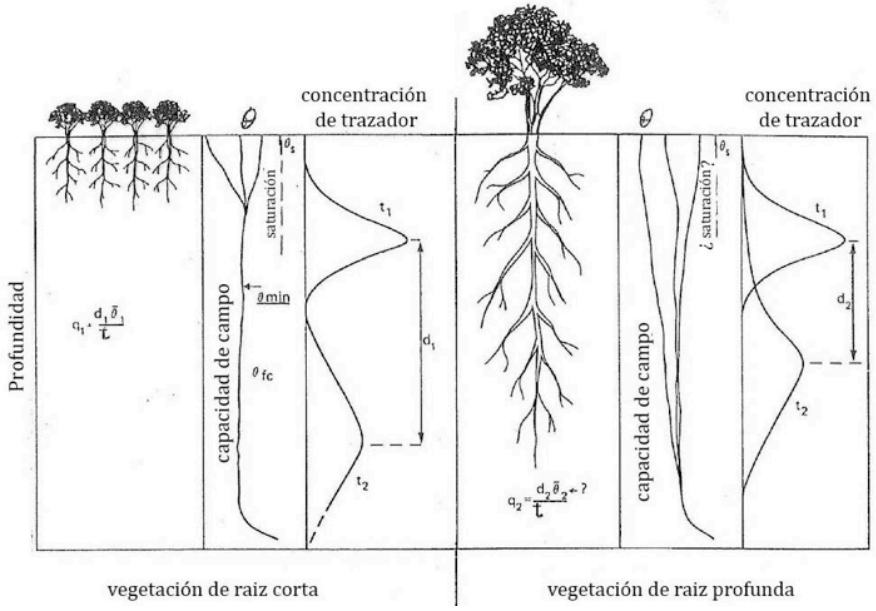


Figura 5.7.17 Simulación del movimiento descendente de un pico de trazador en un terreno con vegetación con raíces cortas y en terreno con raíces largas

5.8 Trazadores artificiales para evaluar la recarga natural

Se puede determinar la recarga natural aplicando uniformemente un trazador artificial sobre una parcela de terreno y seguir el desplazamiento vertical del mismo después de los sucesivos periodos de lluvia. El seguimiento se hace muestreando en el centro de la parcela, en general de forma destructiva. La aplicación del trazador se puede hacer mediante pequeñas inyecciones en los nodos o centros de una malla, para conseguir la mayor uniformidad posible. El trazador debe tener un comportamiento próximo al del trazador ideal, tal como se expone en el Subcapítulo 5.3. Este tema puede encontrarse desarrollado en López Rodríguez (1997), Sharma (1989) y la Sección 12 de Custodio y Llamas (1976/1983).

El ion cloruro es casi ideal cuando las concentraciones de fondo son muy débiles, pero requiere concentraciones demasiado elevadas en muchos casos prácticos en que la salinidad del agua ambiental es ya algo elevada, lo que hace que aparezcan problemas de segregación por densidad. Por eso se prefiere utilizar el ion bromuro, pero se requiere poder medirlo con precisión a las frecuentemente muy bajas concentraciones naturales y las moderadas del trazado artificial. Los trazadores catiónicos tienen el inconveniente de los intercambios iónicos con el terreno, lo que suele desvirtuar su utilización en la práctica. El ion litio es el menos interactivo por su gran volumen iónico, pero aun así puede presentar problemas importantes de adsorción en terrenos con gran capacidad de cambio iónico. Tal sucedió en ensayos en las arenas eólicas de Doñana (Guimerà et al., 1991a; 1991b), donde las aparentemente poco reactivas arenas eólicas silíceas en realidad tenían una pátina sobre los granos que sí que lo era.

El agua tritiada es casi ideal. De hecho, se trata de emplearla siempre que es posible. Al tratarse de una substancia radioactiva, aunque no tenga problemas de índole sanitaria, se

requiere autorización para usarlo y aplicarlo. Como los análisis de tritio a concentraciones próximas a las naturales actuales requieren enriquecimiento isotópico previo a la medida y esta requiere al menos un mes de procesamiento y costes elevados (del orden de 100 a 200 € por muestra), las concentraciones a utilizar deben permitir definir bien el pico de trazador y su movimiento a concentraciones superiores a 20 a 50 UT, que es lo que se puede medir sin enriquecimiento isotópico con equipos de espectrometría beta de bajo fondo. El tritio se ha aplicado recientemente al estudio de la recarga por excedentes de riego en el Campo de Cartagena (Jiménez-Martínez et al., 2010). Es raro encontrar ejemplos de aplicación de agua muy enriquecida en isótopos pesados del oxígeno o del hidrógeno o de ambos, ya que existen posibles problemas de fraccionamiento por evaporación.

Lo descrito es para un lugar determinado y por lo tanto es una medida puntual. Como las heterogeneidades naturales de la recarga son grandes, para caracterizar un determinado terreno hay que repetir la experiencia en varios puntos, tantos más cuanto mayor y más heterogénea sea el área. Esto hace costosa la aplicación. Por otro lado, las experiencias deben extenderse a un periodo con varios eventos de lluvia, lo que dilata el tiempo y hace que el método no sea aplicable en climas áridos, con precipitaciones irregulares y ocasionales. En cualquier caso, la recarga calculada sólo representa al periodo de la experiencia y puede diferir mucho de los valores medios y de los valores estadísticos que caracterizan las series temporales.

Lo expuesto se refiere a terrenos fácilmente inyectables y sobre todo fácilmente muestreables hasta las profundidades requeridas, que pueden ser de varios metros. En general, esto no es posible en terrenos rocosos. Lo mismo puede decirse de terrenos de bosque. La selección de espacios singulares de fácil acceso y muestreo lleva a determinaciones que sólo son válidas en ese contexto particular, pero no en el general del área. Tal sucede, por ejemplo, con la selección de cortafuegos en bosques o de pequeñas cubetas con sedimentos en áreas rocosas.

Para la interpretación se utilizan similares métodos y consideraciones a las expuestas en el Subcapítulo 5.7 anterior.

Se han utilizado trazadores artificiales para trazar el movimiento ascendente de la savia por los árboles, mediante inyección en la base del tronco y su medida en las hojas (Calder, 1991). Para ello se pueden utilizar los isótopos estables del agua y mejor el tritio.

El trazado artificial puede ser útil para estudiar la infiltración preferencial en suelos y su relevancia para la evaluación de la recarga, por ejemplo, con NO_3 y con Br, por su gran solubilidad (Kelly y Pomes, 1998).

5 Agradecimientos

Se agradecen los detallados comentarios, aportaciones, sugerencias y correcciones de L. J. Lambán (IGME, Zaragoza), M. Manzano (Universidad Politécnica de Cartagena) y J. Jódar como revisor general.

A pesar del esfuerzo de revisión y aportaciones, pueden quedar algunos errores, malinterpretaciones e inexactitudes, de los que el autor es el único responsable, junto con las opiniones y consideraciones de carácter personal.

5 Referencias

Abu Risha, U.A. 2016. Radiocarbon dating and the $^{36}Cl/Cl$ evolution of three Great Artesian Basin wells at Dalhousie, South Australia. Hydrogeol. J., 24: 987–1000.

Acosta, O.; Custodio, E. 2008. Impactos ambientales de las extracciones de agua subterránea en el Salar del Huasco (norte de Chile). Bol. Geológ y Min., 119(1): 33–50.

Acosta, O.; Guimerà, J.; Custodio, E.; Ansón, I.; Delgado, J.L. 2013. Contribución al conocimiento de la hidrogeología de las cuencas intraandinas del N de Chile. En González, N., Kruse, E.E., Trovatto, M.M., Laurencena, P. (eds). Agua Subterránea Recurso Estratégico. Editorial Universidad de La Plata (Edulp). La Plata. 1: 118–125.

Adar, E.M. 1996. Quantitative evaluation of flow systems, groundwater recharge y transmissivities using environmental tracers. Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrology. IAEA–TECDOC–910, IAEA, Vienna: 113–154.

Alcalá, F.J. 2006. Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña (UPC). Barcelona. 2 Vols.: 1–719.

Alcalá, F.J., Custodio, E. 2004. La deposición atmosférica de cloruro al terreno en España. Boletín Geológico y Minero. Madrid. 115(esp.): 319–329.

Alcalá, F.J., Custodio, E. 2005. Datos preliminares sobre el contenido en cloruro del agua de recarga por la lluvia a los acuíferos españoles. II Seminario Hispano–Latinoamericano sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea. Río Cuarto. 1: 67–75.

Alcalá, F.J., Custodio, E. 2007. Recharge by rainfall to Spanish aquifers through chloride mass balance in the soil. In: L. Ribeiro, A. Chambel & M.T. Condesso de Melo (eds.), Groundwater and Ecosystems. Proc. XXXV IAH Congress. Lisbon. CD 10 pp.

Alcalá, F.J., Custodio, E., Contreras, S., Araguás, L,J., Domingo, F., Pulido-Bosch, A., Vallejos, A. 2007. Influencia de la aridez climática, altitud distancia a la costa en el contenido de cloruro y $\delta^{18}O$ del agua de recarga y el agua subterránea en macizos carbonatados costeros del sureste peninsular, España. El caso de Sierra de Gádor. In: Pulido-Bosch A et al. (eds.), III TIAC, Symposium on Coastal Aquifer Intrusion Technology: in Mediterranean Countries, IGME, Madrid, Spain, 1: 871–885.

Alcalá, F.J., Custodio, E. 2008a. Atmospheric chloride deposition in continental Spain. Hydrological Processes, 22(98): 3636–3650.

Alcalá, F.J., Custodio, E. 2008b. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. Journal of Hydrology 359: 189–207.

Alcalá, F.J., Custodio, E. 2008c. Flujo de cloruro por la escorrentía directa en España. Ingeniería del Agua, 15(1): 5–11.

Alcalá, F.J., Custodio, E. 2013. Spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in a large varied territory. Hydrological Processes. DOI: 10.1002/hyp.9556.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2015. Natural uncertainty of spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance in continental Spain. Journal of Hydrology, 524: 642-661.

Allison, G. 1988. A review of some of the physical, chemical and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge. In: I. Simmers, Estimation of Natural Groundwater Recharge. NATO ASI, Ser. C, 222: 49-72

Allison, G.B.; Hughes, M.W. 1975. The use of environmental tritium to estimate recharge to a South Australian aquifer. Journal of Hydrology, 26: 245–254.

Allison G.B., Hughes M.W.1978. The use of environmental chloride and tritium to estimate total local recharge to an unconfined aquifer, Aust. J. Soil Res, 16: 181-195.

Allison, G.B. 1982. The relationship between 18O and deuterium in water and sand columns undergoing evaporation. Journal of Hydrology, 55: 163–169.

Allison, G.B.; Barnes, J.B., Hughes, M.W., Leaney, F.W.J. 1983a. The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils, 2. Experimental. Journal of Hydrology, 64: 377–397.

Allison, G.B.; Barnes, J.B., Hughes, M.W., Leaney, F.W.J. 1983b. The effect of climate and vegetation on oxygen–18 and deuterium profiles in soils. In: Isotope Hydrology 1983, IAEA Vienna: 105–123.

Allison, G.B., Hughes, M.W. 1983c. The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region. Journal of Hydrology, 60: 157–173.

Allison, G., Gee, G., Tyler, S. 1994. Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. Soil Sci. Soc. Am. J., 58: 6-14.

Amin I.E., Campana, M.E. 1996. A general lumped parameter model for the interpretation of tracer data y transit time calculations in hydrologic systems. Journal of Hydrology, 179: 1–21.

Andreae, M.O. 1983. Soot carbon and excess fine potassium: long–range transport of combustion–derived aerosols. Science, 220: 1148–1151.

Andreo, B., Liñán, C., Carrasco, F., Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E., Mudry, J. 2004. Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (^{18}O and ^{2}H) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain). Appl. Geochem.; 19, 561–574.

Andres, R.J.; Rose, W.L.; Kyle, P.R.; DeSilva, S.; Francis, P.; Gardeweg, M.; Moreno–Roa, H. 1991. Excessive sulfur dioxide emissions from Chilean volcanoes. J. Volcanol. Geoth. Res., 46: 323–329.

Appelo, J.A.J., Postma, D. 1993. Geochemistry, groundwater and pollution. Balkema, Rotterdam: 1-536

Andrews, J.N. 1991. Noble gases and radioelements in groundwaters. In: R.A. Downing and W.B. Wilkinson (eds.), Applied Groundwater Hydrology: A British Perspective. Chapter 15, Clarendon Press, Oxford: 243–265.

Andrews, J.N. 1992. Mechanisms for noble gas dissolution by groundwaters. In: Isotopes of Noble Gases as Tracers in Environmental Studies, IAEA Vienna: 87–110.

Andrews, J.N.; Balderer, W.; Bath, A.H.; Clausen, H.B.; Evans, G.V.; Florkowski, T.; Goldbrunner, J.E.; Ivanovich, M.; Loosli, H.; Zojer, H. 1984. Environmental isotope studies in two aquifer systems: A comparison of groundwater dating methods. In: Isotope Hydrology 1983, IAEA, Vienna: 535–576.

Araguás–Araguás, L., Froehlich, K., Rozanski, K. 2000. Deuterium and oxygen–18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. Hydrol. Processes, 14: 1341–1355.

Araguás-Araguás, L.J., Díaz Teijeiro, M.F. 2005. Isotope composition of precipitation and water vapor in the Iberian Peninsula. In: Isotopic Composition of Precipitation in the Mediterranean Basin in Relation to Air Circulation Patterns and Climate. IAEA-TECDOC-1453. Vienna. 173-190.

Aravena, R., Peña, H., Grilli, A., Suzuki, O., Mordeckai, M. 1989a. Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el Altiplano chileno. Isotope Hydrology Investigations in Latin America. IAEA, Vienna, 129-142.

Aravena, R., Suzuki, O., Pollastri, A. 1989b. Coastal fog and its relation to groundwater in the IV region of northern Chile. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section) 79: 83 – 91.

Atkinson, A.P., Cartwright, I., Gilfedder, B.S. Cendón, C.D., Unland, N.P., Hofmann, H. 2014. Using ^{14}C and ^{3}H to understand groundwater flow and recharge in an aquifer window. Hydrol. Earth Syst. Sci., 18: 4951–4964.

Ayers, G.; Gilbert, K.A.; Khachatursan, M.; Díaz, G. 2004. Chloride and bromide loss from sea–salt particle in Southern Ocean air. J. Atmos. Chem., 33: 299–319.

Barnes, C.J.; Allison, G.B. 1983. The distribution of deuterium and oxygen–18 in dry soils: 1. Theory. J. Hydrol., 60: 141–156.

Barnes, C.J., Allison, G.B. 1984. The distribution of deuterium and oxygen–18 in dry soils: 3. Theory for non–isothermal water movement. J. Hydrol., 74: 119–135.

Barnes, C.J.; Allison, G.B. 1988. Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. J. Hydrol., 100(1–3): 143–176.

Barnes, C.J., Walker, G.B. 1989. The distribution of deuterium and oxygen–18 during unsteady evaporation. J. Hydrol., 112: 55–67.

Bastviken, D., Thomsen, F., Svensson, T., Karlsson, S., Sandén, P., Shaw, G., Matucha, M., Öberg, G. 2007. Chloride retention in forest soil by microbial uptake and by natural chlorination of organic matter. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71: 3182–3192.

Baudron, P., Cockenpot, S., López–Castejón, F., Radakovitch, O., Gilabert, J., Mayer, A., García–Aróstegui, J.L., Matínez–Vicente, D., Ledue, C., Claude, C. 2015. Combining radon, short–lived radium isotopes and hydrodynamic modeling to assess submarine groundwater discharge from anthropized semiarid watershed to a Mediterranean lagoon (Mar Menor, SE Spain). J. Hydrol., 525: 55–71.

Bayari, S. 2002. TRACER: an EXCEL workbook to calculate mean residence time in groundwater by use of tracers CFC–11, CFC–12, and tritium. Computers & Geosciences 28(2002): 621–630.

Bentley, H.W.; Phillips, F.M.; Davis, S.N.; Gifford, S.; Elmore, D.; Tubbs, L.E.; Gove H.E. 1982. The thermonuclear ^{36}Cl pulse in natural water. Nature, 300: 737–740.

Bentley, H. W.; Phillips, F.M.; Davis, S.N. 1986a. Chlorine–36 in the terrestrial environment. In: P. Fritz and J. C. Fontes (eds.), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry Vol. 2, Part B, The Terrestrial Environment, Elsevier, Amsterdam, New York: 427–480.

Bentley, H.W.; Phillip, F.M.; Davis, S.N.; Habermehl, M.A.; Airey, P.L.; Calf, G.E.; Elmore, D.; Gove, H.E.; Torgersen, T. 1986b. Chlorine–36 dating of very old groundwater I. The Great Artesian Basin, Australia, Water Resources Res., 22(13): 1991–2001.

Bethke, C.M., Johnson, T.M. 2008 Groundwater age and groundwater age dating. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 36:121-152.

Blackburn, G., McLeod, S. 1983. Salinity of atmospheric precipitation in the Murray-Darling Drainage Division, Australia. Australian J. of Soil Research, 21: 411.434

Bolin, B., Rodhe, H. 1973. A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. Tellus, XXV(1): 58-61.

Bolot, M., Legras, B., Moyer, E. J. 2013. Modelling and interpreting the isotopic composition of water vapor in convective updrafts. Atmospheric Chemistry and Physics, 13(16): 7903-7935.

Boronina, A., Balderer, W., Renard, P. Stichler, W. 2005. Stable isotopes in the Kouris catchment (Cyprus) description of the regional groundwater flow. Journal of Hydrology, 308: 214-226

Brown, K.W., Thomas, J.C., Holder, M.W. 1986. Development of a capillary wick unsaturated zone water sampler, Cooperative Agreement CR812316-01-0. USEPA Environmental Monitoring Systems Laboratory: Las Vegas, NV.

Brunnel, J.P., Walker G.R., Dighton, J.C., Monteny B. 1997. Use of stable isotopes of water to determine the origin of water used by the vegetation and to partition evapotranspiration, Case study from HAPEX-Sahel. Journal of Hydrology, 188-189: 466-481.

Buat–Menard, P. 1983. Particle geochemistry in the atmosphere and oceans. In: P. S. Liss & W.G.N. Slinn (eds.), Air–sea Exchange of Gases and Particles. D. Reidel Publishing Company. Dordrecht: 455–532.

Burke, W.H., Deniso, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F., Fernández-Raga, M., Fraile, R. 2012. Air masses and weather types: A useful tool for characterizing precipitation chemistry and wet deposition. Aerosol Air Qual. Res.; 12: 856–878.

Busenberg, E.; Plummer, L.N. 1992. The use of chlorofluorocarbons (CCl_3F and CCl_2F_2) as hydrologic tracers and age–dating tools: the alluvium and terrace system of central Oklahoma. Water Res. Res., 28: 2257–2283.

Campana, M.E. 1987. Generation of ground–water age distributions. Ground Water, 25(1): 51–58.

Calder, S.R. 1991. Implications and assumptions in using the "total counts" and convection-dispersion equations for tracer flow measurements – with particular reference to transpiration measurement in trees. Journal of Hydrology, 125: 149-158.

Campana, M.E.; Simpson, E.S. 1984. Groundwater residence times and recharge rates using a discrete state compartment model y C–14 data. J. Hydrol., 72: 171–185.

Campana, M.E.; Mahin, D.A. 1985. Model–derived estimates of groundwater mean ages, recharge rates, effective porosities and storage in a limestone aquifer. Journal of Hydrology, 76: 247–264.

Campana, M.E.; Byer, R.M. 1996. A conceptual evaluation of regional groundwater flow, southern Nevada–California, USA. Environmental Engineering Geoscience, II (4): 465–478.

Candela, L. 1993. Toma de muestras de agua: solución del suelo y succión con cápsulas de cerámica. En: L. Candela, y I. Varela (eds.), La Zona no Saturada y la Contaminación de las Aguas Subterráneas. CIMNE, Barcelona: 111-125.

Cardoso da Silva, G.; Custodio, E. 2010. Hidrogeoquímica e isotopía ambiental del sector noreste de la Serra de Tramuntana, isla de Mallorca (España). Ingeniería del Agua, 17(1): 5–28.

Carratalá, A., Gómez, A., Bellot, J. 1998. Mapping rain composition in the east of Spain by applying kriging. Water, Air and Soil Pollution, 104: 9–27.

Cartwright, I., Weaver, T.R., Fifield, L.K. 2006. Cl/Br ratios and environmental isotopes as indicators of recharge variability and groundwater flow: An example from the southeast Murray Basin, Australia. Chemical Geology, 231: 38-56.

Cartwright, I., Weaver, T.R., Cendón, D.I., Fifield, L.K., Tweed, S.O., Swane, B.I. 2012. Constraining groundwater flow, residence times, inter-aquifer mixing, and aquifer properties using environmental isotopes in the southeast Murray Basin, Australia. Appl. Geochem., 27: 1698-1709,

Cartwright, I, Morgerstern, U. 2015. Residence time of water contributing to headwater streams determined using ^{3}H. Procedia Earth and Planetary Science 13: 3-6.

Celle, J.H., Gourcy, L., Aggarwal, P., 2001. Reconstruction of tritium time series in precipitation, Study of Environmental Change Using Isotope Techniques. IAEA, Vienna: 122-124.

Chimner, R.A., Cooper, D.C. 2004. Using stable oxygen isotopes to quantify the water source used for transpiration by native shrubs in the San Luis Valley, Colorado USA. Plant and Soil, 260: 236-255.

CIHS, 2009. Hidrogeología. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona: 1-768.

Claasen, H.C., Reddy, M.M., Halm, D.R. 1986. Use of the chloride ion in determining hydrologic-basin water budgets: A 3-year case study in the San Juan Mountains, Colorado, USA. Journal of Hydrology, 85: 49–71.

Clark, I.; Fritz, P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. CRC Press: 1–328.

Coes, A.L., Spruill, T.B., Thomasson, M.J. 2007. Multiple-method estimation of recharge rates at diverse locations in the North Caroline Coastal Plains, USA. Hydrogeology Journal, 15: 773–788.

Cook, P.G., Walker, G.R., Jolly, I.D. 1989. Spatial variability of groundwater recharge in a semiarid region. Journal of Hydrology, 111: 195-212.

Cook, P.G.; Solomon, D.K. 1997. Recent advances in dating young groundwater: chlorofluorocarbons, $^{3}H/^{3}He$ and ^{85}Kr. Journal of Hydrology, 191: 245–265.

Cook, P.G., Solomon, D.K. 2000. ^{3}H and ^{3}He. In: P.G. Cook & A.L. Herzeg (eds.), Environmental tracers in subsurface hydrology. Kluwer, Boston: 397–424.

Cook, P., Herczeg, A. 2000. Environmental tracers in subsurface hydrology. Kluwer: 1–529.

Craig, H., Gordon, L.I. 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere. In E. Torngiorgi, Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures, Spoleto, Italy. V. Lishi e F., Pisa: 9-130.

Cresswell, R.G. 2005. Chloride dynamics across Australia. Proc. European Geosciences Union General Assembly 2005, Vienna. Geophys. Res. Abstracts, 7, 02199. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-02199. http://www.cosis.net/abstracts/EGU05/02199/EGU05-J-02199-2.pdf

Cresswell, R., Dyhton, J., Leaney, F., Vleeshower, J., Moreow, D., Harris, M., Stenson, M. 2010. MD3/1: Australia network to measure rainfall chemistry and isotopic composition. Final report: CSIRO, Water for a Healthy Country, National Flagship: 1–33.

Croisé, L., Ulrich, E-, Duplat, P-, Jaquet, O. 2005. Two independent methods for mapping bulk deposition in France. Atmospheric Environment. 39: 3923–3941.

Cruz Sanjulián, J., Araguás, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M.C., García-López, S., Martínez-Garrido, J.C., Moral, F., Olías, M. 1992. Sources of precipitation over southeastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. Tellus; 44B: 226–236.

Custodio, E. 1991. La interpretación hidrogeoquímica como herramienta de estudio y valoración de sistemas acuíferos: aspectos metodológicos generales. En: Hidrogeología, Estado Actual y Prospectiva. CIHS-CIMNE-UPC. Barcelona: 121-162.

Custodio, E. 1994. Endurecimiento del agua del Valle Bajo del Llobregat por cambios en los procesos de recarga. Análisis y Evolución de la Contaminación de las Aguas Subterráneas. Alcalá de Henares. Asociación Internacional de Hidrogeólogos: Grupo Español. II: 123–140. ISBN: 84–604–8930–2.

Custodio E. 1997. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 83–110.

Custodio, E. 2009. Recarga a los acuíferos extensos a partir de la deposición atmosférica de cloruros y de la temperatura del terreno. Boletín Geológico y Minero, Madrid, 120(4): 631–640. ISSN: 0366–0176.

Custodio, E. 2010. Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance in the soil. Contributions to Science, 6(1): 81–97.

Custodio, E., Llamas, M.R. (eds.) 1976/1983. Hidrología subterránea. Ediciones Omega. Barcelona: 1–2350. Secciones 10 y 12.

Custodio, E.; Galofré, A. 1987a. Fast release of salinity after a flood in the Llobregat Valley (Catalonia, Spain). In: W. van Dujnverbooden & H.G. Waegeningh (eds.), Vulnerability of Soil and Groundwater to Pollutants. Elsevier: 563–573.

Custodio, E.; Hoppe, J.; Hoyos–Limón, A.; Jiménez, J.; Plata, A.; Udluft, P. 1987b. Aportaciones al conocimiento geohidrológico de Tenerife utilizando isótopos ambientales. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. AEHS: XI, 263–280.

Custodio, E., Manzano, M. 1992a. Estudio preliminar hidrogeoquímico e isotópico ambiental de la isla de la Gomera. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XVI: 61–76.

Custodio, E.; Iríbar, V.; Manzano, M.; Skupien, E. 1992b. Utilización de isótopos ambientales en el valle bajo y delta del río Llobregat (Barcelona, España) para resolver problemas de flujo y transporte de masa en los acuíferos. Use of Isotope Techniques in Water Resources Development. Intern. Atomic Energy Agency, Vienna, SM 319/26: 385–414.

Custodio, E.; Manzano, M. 1992c. Estudio preliminar hidrogeoquímico e isotópico ambiental de la isla de la Gomera. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XVI: 61–76.

Custodio, E., Llamas, M.R., Samper, J. (eds.). 1997. La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. Intern. Assoc. Hydrogeologists – Spanish Chapter. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid: 1–455.

Custodio, E.; Herrera, C. 2000. Utilización de la relación Cl/Br como trazador hidrogeoquímico en hidrología subterránea. Boletín Geológico y Minero. Madrid, 111(4): 49–68.

Custodio, J., Custodio, E. 2001. Hidrogeoquímica isotópica del macizo fonolítico de Amurga (SE de la Isla de Gran Canaria). En: A. Medina & J. Carrera (eds.), Las Caras del Agua Subterránea. IGME, Temas Aguas Subterráneas, Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas. 1/2001, I: 461–468.

Custodio, E.; Alcalá–García, F.J. 2003. El potencial de la relación Cl/Br como indicador del origen de la salinidad de los acuíferos costeros españoles. Tecnología de la Intrusión Marina en Acuíferos Costeros: Países Mediterráneos. IGME. Madrid: 401–412.

Custodio, E.; Custodio–Ayala, J. 2013. Interpretación simplificada de la evolución del tritio en acuíferos con mezcla exponencial. X Simposio de Hidrogeología. Granada. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Asociación Española de Hidrogeólogos. Madrid, XXX: 427–436. ISBN: 978–84–7840–914–3.

Custodio, E.; Naranjo, G. 2013. Deuterium excess in the Canary Islands rainfall and groundwater. In: 7 Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Donostia–San Sebastián. Donostia: Aranzadi Zientzia Elkartea: 435–438. ISBN: 978–84–941323–1–5.

Custodio, E., Jódar, J. 2016. Simple solutions for steady–state diffuse recharge evaluation in sloping homogeneous unconfined aquifers by means of atmospheric tracers. Journal of Hydrology, 540: 287-305.

Davies, P.J., Crosbie, R.S., Cresswell, R.G. 2018. Mapping the spatial distribution of chloride deposition across Australia. Journal of Hydrology, 561:76-88.

Davies, P.J., Crosbie, R. 2014. Australian chloride deposition rate. v1. CSIRO. Data Collection. https://doi.org/10.4225/08/545BEE54CD4FC

Davies, P.J. Crosbie. 2018. Mapping the spatial distribution of chloride deposition across Australia. Journal of Hydrology, 561: 76-88.

Davis, S.N., Bentley, H.W. 1982. Dating groundwater, a short review. In: L. Curie (ed.), Nuclear and Chemical Dating Techniques. Am. Chem. Soc. Symp. Sec. 176: 187–122.

De Bary, E., Junge, C.1963. Distribution of sulfur and chlorine over Europe, Tellus, 15(4): 370-381.

Delalieux, F., van Grieken, R., Potgieter, J.H. 2006. Distribution of atmospheric marine salt depositions over Continental Western Europe. Marine Pollution Bull. 52: 606–611.

Demlie, M. 2015. Assessment and estimation of groundwater recharge for a catchment located in highland tropical climate in central Ethiopia using catchment soil-water balance (SWB) and chloride mass balance (CMB) techniques. Environ. Earth Sci.; 74: 1137-1150.

Dettinger, M.D. 1989. Reconnaissance estimates of natural recharge to desert basins in Nevada, U.S.A., by using chloride-balance calculations. Journal of Hydrology, 106: 55–78.

Díaz-Tejeiro, M.F., Rodríguez-Arévalo, J., Castaño, S. 2009. La Red Española de Vigilancia de Isótopos en la Precipitación (REVIP): distribución isotópica espacial y aportación al conocimiento del ciclo hidrológico. Ingeniería Civil; 155: 87-97.

Dietermann, N., Weiler, M. 2013. Spatial distribution of stable water isotopes in alpine snow cover. Hydrology and Earth System Sciences, 17(7): 2657-2668.

Doney, S.C., Glover, D.M., Jenkins, W.J., 1992. A model function of the global bomb tritium distribution in precipitation, 1960–1986. Journal of Geophysical Research: Oceans, 97(C4): 5481-5492.

Drever, J.I. 1997. The geochemistry of natural waters (3rd ed.), Prentice Hall, 1–436.

Edmunds, W.M., Gaye, C.B. 1994. Estimating the variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. Journal of Hydrology, 156: 47–59.

Ekwurzel, B.; Schlosser, P.; Smethie, Jr.; W.M.; Plummer, L.N.; Busenberg, E.; Michel, R.L.; Weppernig, R.; Stute, M. 1994. Dating of shallow groundwater: comparison of the transient tracers $^{3}He/^{3}H$, chlorofluorocarbons, and ^{85}Kr. Water Res. Res., 30: 1693–1708.

Engdahl, N.B., Maxwell, R.M. 2015. Quantifying changes in age distributions and the hydrologic balance of a high-mountain watershed from climate induced variations in recharge. Journal of Hydrology, 522: 152-162.

Engdahl, N.B., McCallum, J.L.., Massoudieh, A. 2016. Transient age distributions in subsurface hydrologic systems. Journal of Hydrology, 543: 88-100.

Eriksson, E. 1960. The yearly circulation of chloride and sulphur in nature; meteorological, geochemical and pedological implications, part II. Tellus, 12: 63–109.

Eriksson, E., Khunakasem, V. 1969. Chloride concentrations in groundwater recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain. Journal of Hydrology, 7(2): 178–197.

Erickson, D.J., Merrill, J.T., Duce, R.A. 1986. Seasonal estimates of global atmospheric sea-salt distributions. Journal of Geophysical Research, 91(D1): 1067–1072.

Espinosa Martínez, S. 2014. Estimación de la recarga media anual de acuíferos: Aplicación al Baix Ebre. Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona: 1-200.

Espinosa Martínez, S., Custodio, E. 2014. Comparación de la recarga natural estimada con el balance de agua en el suelo y con el balance de la deposición atmosférica de cloruro en un sistema carbonatado en el área del Baix Ebre, Cataluña, España. Ingeniería del Agua, 20(1): 135-155.

Etcheverry, D., Perrochet, P. 2000. Direct simulation of groundwater transit-time distributions using the reservoir theory. Hydrogeology Journal. 8(2), 200–208.

Espinosa, S.; Custodio, E.; Loaso, C. 2014. Recarga en el sistema acuífero de Ports de Beseit–Plana de La Galera (Baix Ebre, Tarragona, España). V Congreso Colombiano de Hidrogeología, Medellín: Ponencia 86(1): 8 pp. ISBN: 978–958–8890–02–9 (electr.).

Fan, Y., Míguez-Macho, G., Weaver, C. P., Walko, R., Robock, A. 2007. Incorporating water table dynamics in climate modeling: 1. Water table observations and equilibrium water table simulations. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 112(D10).

Farlin, J., Małoszewski, P. 2017. On using lumped parameter models and temperature cycles in heterogeneous aquifers. Groundwater 43(6): 951–968.

Ferek, R.; Chatfield, R.; Andreae, M. 1986. Vertical distribution of dimethylsulphide in the marine atmosphere. Nature, 320: 514–516.

Feth, J.H.; Rogers, S.M.; Roberson, C.E. 1964. Chemical composition of snows in the northern Sierra Nevada and other areas. U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper 1535.

Fischer, D.T., Still, C.J. 2007. Evaluating patterns of fog water deposition and isotopic composition on the California Channel Islands. Water Resources Research, 43, W04420, doi:10.1029/2006WR005124.

Fontes, J.C., Olivry, J.C. 1977. Gradient isotopique entre 0 et 4000 m dans les précipitations du Mount Cameroun. Comptes Rendus Réunion Annuelle Sciences de la Terre, Soc. Geol. Française Paris.

Fontes, J.C., Andrews, J.N.; Edmunds, W.M.; Guerre, A.; Travi, Y. 1991. Palaeorecharge by the Niger River (Mali) deduced from groundwater geochemistry. Water Resources Res., Vol. 27, No. 2: 199–214.

Freeze, R.A.; Cherry, J.A. 1979. Groundwater. Prentice–Hall, Englewood Cliffs N.Y.: 1–604.

Frisbee, M.D., Phillips, F.M., Campbell, A.R., Hendrickx, J.M.H: 2009 Modified passive capillary samplers for collecting samples of snowmelt infiltration for stable isotope analysis in remote, seasonally inaccessible watersheds 1: laboratory evaluation. Hydrol. Process. DOI: 10.1002/hyp.7523

Frisbee, M.D., Fred M. Phillips, F.M., Campbell, A.R., Hendrickx, J.M.H, Engle, E.M. 2010. Modified passive capillary samplers for collecting samples of snowmelt infiltration for stable isotope analysis in remote, seasonally inaccessible watersheds 2: field evaluation. Hydrological Processes, 24: 834–849. DOI: 10.1002/hyp.7524.

Fritz, P.; Fontes, J.Ch. 1980; 1986. Handbook of environmental isotope geochemistry. Elsevier. Vol. 1. The Terrestrial Environment – A, 545 pp. Vol. 2, The Terrestrial Environment –B: 1–557.

Fitzgerald, J.W. 1991. Marine aerosols: a review. Atmos. Environ., 25: 535–545.

Froehlich, K., Kralik, M., Papesch, W., Rank, D., Scheifinger, H., Stichler, W. 2008. Deuterium excess in precipitation of Alpine regions: moisture recycling. Isot. Environ. Health Stud. 44(1): 1–10.

Gallardo, H., Queralt, I., Tapias, J., Candela, L., Margui. E. 2016. Bromine and bromide content in soils: Analytical approach from total reflection X-ray fluorescence spectrometry. Chemosphere, 156: 294-301.

Gallart, F., Roig-Planasdemunt, M., Stewart, M.K., Llorens, P., Morgenstern, U., Stichler, W., Pfister, L., Latron, J., 2016. A GLUE-based uncertainty assessment framework for tritium-

inferred transit time estimations under baseflow conditions. Hydrological Processes, 30(25): 4741-4760.

Garrels, R.M., Christ, Ch.L. 1965 Solutions, minerals and equilibria. Freeman Copper & Co., San Francisco: 1-450.

Gascuel-Odoux, C., Mérot, P. 1986. Variabilité spatiale du transfert de l'eau dans le sol : utilisation du traçage et analyse géostatistique. Journal of Hydrology, 89 : 93-107.

Gasparini, A. 1984. Hydrochimie et géochimie isotopique de circulations souterraines en milieu volcanique sous climat semi–aride (Grande Canarie, Iles Canaries). Thèse Doctorale. Univ. Paris. XI, Orsay.

Gasparini, A., Custodio, E., Fontes, J.Ch., Jiménez, J., Núñez, J.A. 1990. Exemple d'étude géochimique et isotopique de circulations aquifères en terrain volcanique sous climat semi–aride (Amurga, Gran Canaria, îles Canaries). J. of Hydrology, 114: 61–91.

Gat, J. 1980. The isotopes of hydrogen y oxygen in precipitation. In: P. Fritz and J.Ch. Fontes (eds.), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry 1, Elsevier: 21–48.

Gat, J.R. 1995. Stable isotopes of fresh and saline lakes. In: A. Lerman, D. Imboden and J. Gat (eds.), Physics and Chemistry of Lakes. Springer–Verlag: 139–166.

Gat, J.R. 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. In: Annual Rev. Earth Planet. Sc. 24: 225–262.

Gat, J.R., Tzur, Y. 1967. Modification of the isotope composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. Proc. IAEA Symp. on Isotopes in Hydrology, Vienna: 49–60.

Gat, J., Gonfiantini, R. (eds.). 1981. Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen–18 in the water cycle. International Atomic Energy Agency, Vienna. Technical Reports Series. Vienna. 210: 1–339.

Gat, J.R., Carmi, I. 1987. Effect of climate changes on the precipitation patterns and isotope composition of water in a climate transition zone – case of the eastern Mediterranean Sea area. In: The Influence of Climate Change and Climate Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources. IAHS, 168: 513–523.

Gat, J.R., Matsui, E. 1991. Atmospheric water balance in the Amazon basin: an isotopic evapotranspiration model. J. Geophys. Res. 96: 13179–13188.

Gat, J.R., Shemesh, A.; Tziperman, E.; Hecht, A.; Georgopoulos, D.; Ozden, B. 1996. The stable isotope composition of water of the eastern Mediterranean Sea. J. Geophys. Res. 101: 6441–6451.

Gat, J.R., Tzur, Y. 1967. Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. In: Isotope Hydrology, Proc. Symp. Vienna 1966, IAEA, Vienna: 49-60.

Gates, J.B., Edmunds, W.M., Ma, J., Scanlon, B.R. 2008. Estimating groundwater recharge in a cold desert environment in northern China using chloride. Hydrogeology Journal, 16: 893–910.

Gautam, M.K., Lee, K-S., Song, B-Y. 2018. Characterizing groundwater recharge using oxygen and hydrogen isotopes: a case study in a temperate forested region, South Korea. Environmental Earth Sciences (2018) 77:110 (8pp).

Gedzelman, S.D., Arnold, R. 1994. Modeling the isotopic composition of precipitation. Journal of Geophysical Research 99: 10,455 – 10,471.

Ginn, T.R., Murphy, E.M. 1997. A transient flux model for convective infiltration: Forward and inverse solutions for chloride mass balance studies. Water Resources Research, 33(9): 2065-2079.

Ginn, T.R. 1999. On the distribution of multicomponent mixtures over generalized exposure time in subsurface flow and reactive transport: foundations, and formulations for groundwater age, chemical heterogeneity, and biodegradation. Water Resour. Res., 351(5): 1395–1407.

Gonfiantini, R., Longinelli, A. 1962. Oxygen isotopic composition of fogs and rains from the North Atlantic. Experientia 18: 222 – 223.

Gonfiantini, R., Roche, M.A., Olivry, J.C., Fontes, J.Ch., Zuppi, G.M. 2001. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. Chem. Geol. 181: 147–167.

Goode, D.J. 1996. Direct simulation of groundwater age. Water Resour. Res., 32(2): 289–296.

Grabczak, J.; Zuber, A.; Małoszewski, P.; Rozanski, K.; Weiss, W.; Sliwka, I. 1982. New mathematical models for the interpretation of environmental tracers in groundwaters and the combined use of tritium, C–14, Kr–85, He–3, and freon–11 for groundwater studies. Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie, 28 II: 395–406.

Grabczak, J., Maloszewski, P. Rózanski, K., Zuber, A. 1984. Estimation of the tritium input function with the aid of stable isotopes. Catena 11: 105–114.

Gröning, M., Lutz, H.O., Roller-Lutz, Z., Kralik, M., Gourcy, L., Pöltenstein, L. 2012. A simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for d18O and d2H analysis of cumulative precipitation samples. Journal of Hydrology 448–449: 195–200.

Guan, H., Love, A.J., Simmons, C.T., Ding, Z., Hutson, J. 2010. Catchment conceptualisations for examining applicability of chloride mass balance method in an area with historical forest clearance, Hydrol. and Earth System Sci., 14.7: 1233-1245.

Guerra, J.C., Sosa, E., Arencibia, M.T., Hernández, A. 2010. Estudio del contenido isotópico de eventos de precipitación en Canarias. XXXI Jornadas de la Asociación Española de Meteorología. XI Encuentro Hispano-Luso de Meteorología.

Guerra García, J.C., Ritter, A., Regalado, C., Arencibia Pérez, M.T., 2013. Uso de isótopos estables para el estudio de la contribución del agua de niebla a la hidrología de los bosques nublados en Canarias. XI Congreso Nacional de la Asociación Española de Ecología Terrestre. pp:108. Doi.: 10.7818/AEET.XICongress.2013.

Guerra, J.C., Regalado, C.M., Ritter, A., Iribarren, I., Marrero, R., Poncela, R., Arencibia, M.T., Skupien, E., Socorro, A.,León, M. 2017. Estudio isotópico del agua en los flujos hídricos de un bosque de laurisilva. Estudios en la Zona No Saturada del Suelo Vol. XIII- ZNS'17.

Guggenmos, M.R., Daughney, C.J., Jackson, B.M., Morgenstern, U. 2011. Regional-scale identification of groundwater-surface water interaction using hydrochemistry and multivariate statistical methods, Wairarapa Valley, New Zealand. Hydrol. Earth Syst. Sci.; 15:3383–3398.

Guido, Z., McIntosh, J.C., Papuga, S.A., Meixner, T. 2016. Seasonal glacial meltwater contributions to surface water in the Bolivian Andes: A case study using environmental tracers. School Journal of Hydrology: Regional Studies, 8: 260–273.

Guimerà, J., Custodio, E., Candela, L. 1991a Caracterización de la recarga a los acuíferos mediante trazador químico artificial en el Parque Nacional de Doñana (Huelva, España). Revista de Geofísica. Madrid. 47: 135–147.

Guimerà, J., Custodio, E., Candela, L. 1991b. Evaluación de la recarga natural mediante trazador químico artificial en el Parque Nacional de Doñana. Actas del III Simposio sobre el Agua en Andalucía. Córdoba. ITGE (Madrid) (I): 413–425.

Gustafson, J.R. 2007. Snowmelt water isotope fractionation in high elevation seasonal snow packs: implications for isotope hydrograph studies. http://www.sahra.arizona.edu/unesco/casestudies/WestUS.

Gustafson, J.R., Brooks, P.D., Molotch, N.P., Veatch, W.C. 2010. Estimating snow sublimation using natural chemical and isotopic tracers across a gradient of solar radiation. Water Resources Research, 46 (12), W12511.

Gustafsson, M.E.R., Hallgren, E. 2000. Spatial and temporal patterns of chloride deposition in Southern Sweden. Water, Air, and Soil Pollution, 124: 345–369.

Gvirtzman, H., Magaritz, M. 1986. Investigation of water movement in the unsaturated zone under an irrigated area using environmental tritium. Water Resources Research, 22: 635-642.

Gvirtzman, H., Ronen, D., Magaritz, M. 1986. Anion exclusion during transports through the unsaturated zone. Journal of Hydrology, 111: 391-396.

Haitjema, H.M. 1995. On the residence time distribution in idealized ground watersheds. Journal of Hydrology, 172(1–4): 127–146.

Han, L-F., Plummer, L.N., Aggarwal, P. 2012. A graphical method to evaluate predominant geochemical processes occurring in groundwater systems for radiocarbon dating. Chemical Geology, 318-319: 88-112.

Han, L-F., Plummer, L.N. 2013. Revision of Fontes & Garnier's model for the initial 14C content of dissolved inorganic carbon used in groundwater dating. Chemical Geology, 351: 105-114.

Harkel, M.T. 1997. The effects of particle–size distribution and chloride depletion of sea–salt aerosols on estimating atmosphere deposition at a coastal site. Atmos. Environ., 31: 417–427.

Harrington, G.A.; Walker, G.R.; Love, A.J.; Narayan, K.A. 1999. A compartmental mixing–cell approach for quantitative assessment of groundwater dynamics in the Otway Basin, South Australia. J. Hydrol., 214: 49–63.

Harrington, G.A., Cook, P.G. and Herczeg, A.L. 2002. Spatial and temporal variability of groundwater recharge in central Australia: a tracer approach. Ground Water, 40: 518-528.

Harrington, G.A., Gardner, W.P., Munday, T.J. 2014. Tracking groundwater discharge to a large river using tracers and geophysics. Groundwater, 52(6): 837–852.

Heilweil, V., Solomon, D.K., Gingerich, S.B., Verstraeten, I.M. 2009. Oxygen, hydrogen, and helium isotopes for investigating groundwater systems of the Cape Verde Islands, West Africa. Hydrogeology Journal, Vol. 17 (5): 1157–1174.

Hem, J.D. 1970. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters. US Geological Survey, Water-Supply Paper 1473. Washington DC: 1-363.

Hendrickx, J.M.H., Walker, G.R. 1997. Recharge from precipitation. In: I Simmers (ed.), Recharge of Phreatic aquifers in (Semi-)arid Areas. International Association of Hydrogeologists, 19: 19- 111.

Herczeg, A.L.; Love, A.J.; Sampson, L.; Cresswell, R.G.; Fifield, L.K. 1999. Flow velocities estimated from Cl–36 in the South–West Great Artesian basin, Australia. Int. Symp. on Isotope Techniques in Water Resources Development and Management, IAEA, Vienna: SM–361–34P.

Herczeg, A.L., Dogramaci, S.S., Leaney, F.W.J. 2001. Origin of dissolved salts in a large, semi-arid groundwater system: Murray Basin, Australia. Marine and Freshwater Research, 52(1): 41-52.

Heredia, J., Manzano, M., González, A., Ortega, L., Rodríguez Arévalo, J., Muñoz de la Varga, D. 2013). El modelo de flujo de la Loma de Úbeda (España): una herramienta de gestión sostenible e investigación. VIII Congreso Argentino de Hidrogeología, VI Seminario Hispano-latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. La Plata, Argentina.

Herms. I., Jódar, J., Soler, A., Vadillo, I, Lambán, L.J., Martos-Rosillo, S., Núñez, J.A., Arnó, G., Jorge, J. 2018: Contribution of isotopic research techniques to characterize high-mountain-Mediterranean karst aquifers: The Port del Comte (Eastern Pyrenees) aquifer. Science of the Total Environment, 656: 209-230.

Herrera, C. 2001. Caracterización hidrogeoquímica del Macizo de Betancuria, Fuerteventura, Archipiélago de Canarias. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Barcelona.

Herrera, C.; Custodio, E. 2002. Old marine water in Fuerteventura island deep formations. Proc. 17th Salt Water Intrusion Meeting. Delft, Delft University of Technology, Fac. Civil Eng. and Geosciences: 481–488. ISBN: 90–800089–8–2.

Herrera, C.; Pincheira, M.; Custodio, E.; Araguás, L.; Velasco, G. 2004. El contenido en tritio de las aguas subterráneas de la Isla de Pascua, Chile, como una herramienta para calcular la recarga al acuífero volcánico. Boletín Geológico y Minero. Madrid. 115(esp): 299–310.

Herrera, Ch.; Custodio, E.; Pincheira, M. 2006. Utilización de las relaciones Cl/Br, $^{18}O/^{16}O$, $^{2}H/^{1}H$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$ para establecer un modelo conceptual del acuífero de Isla de Pascua (Chile). De la Toma de Datos y la Realización de Modelos de Agua Subterránea a la Gestión Integrada. Publ. IGME, Hidrogeología y Aguas Subterráneas 21 (ed. X. Sánchez–Vila, M.C. Cabrera, M. Valverde). Madrid: 367–374.

Herrera, C., Custodio, E. 2008. Conceptual hydrogeological model of volcanic Easter Island (Chile) after chemical and isotopic surveys. Hydrogeology Journal, 16(7): 1329–1348. DOI 10.1007/s10040–008–0316–z.

Herrera Lameli, C; Custodio, E. 2013. Origen de los manantiales costeros del entorno árido de Antofagasta, Norte de Chile. X Simposio de Hidrogeología. Granada. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Asociación Española de Hidrogeólogos. Madrid, XXX: 943–952.

Herrera, C.; Custodio, E. 2014a. Origin of waters from small springs located at the northern coast of Chile, in the vicinity of Antofagasta. Geology, 41(2): 314–341.

Herrera, C.; Custodio, E. 2014b. Origen de los manantiales de Cordillera de la Costa en la Región de Antofagasta, Norte de Chile. En ALHSUD, XII Congreso Latinoamericano de Hidrogeología. Santiago de Chile. Área Temática A.04: Recarga Natural y Artificial de Acuíferos. Ponencia 246 (10 pp).

Herrera, C.; Custodio, E.; Urrutia, J.; Urqueta, H.; Sarmiento, A.; Gamboa, C. 2015. Caracterización de las aguas subterráneas de una pequeña cuenca endorreica en el Altiplano volcánico del Norte de Chile. En: M.C. Cabrera, T. Cruz–Fuentes, V. Mendoza y M.P. Palacios (eds.), Actas II Taller "Estudio, Aprovechamiento y Gestión del Agua en Terrenos e Islas Volcánicas". Las Palmas de Gran Canaria, Instituto Geológico y Minero de España y Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español: 191–198.

Herrera, C., Gamboa, C., Custodio, E., Jordan, T., Godfrey, L., Jódar, J., Luque, J.A., Vargas, J., Sáez, A. 2017. Groundwater origin and recharge in the hyper arid Cordillera de la Costa, Atacama Desert, northern Chile. Science of the Total Environment, 624:114-132.

Hingston, F.J., Gailitis, V. 1976. The geographic variation of salt precipitated over Western Australia. Australian Journal of Soil Research 14(3): 319-335.

Hornero, J.; Manzano, M.; Ortega, L.; Custodio, E. 2013a. Recarga natural al acuífero de Alcadozo (España) mediante balance de cloruro atmosférico y balance de agua en el suelo. En González, N., Kruse, E.E., Trovatto, M.M., Laurencena, P. (eds). Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Editorial de la Universidad de La Plata (Edulp). La Plata: 189–196. ISBN: 978–987–1985–03–6.

Hornero, J.; Manzano, M.; Ortega, L.; Custodio, E. 2013b. Estimación de la recarga natural en la masa de agua subterránea de Alcadozo (Cuenca del Segura, España) mediante balance de cloruro atmosférico y balance de agua en el suelo. X Simposio de Hidrogeología. Granada. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Asociación Española de Hidrogeólogos. Madrid, XXX: 517–528. ISBN: 978–84–7840–914–3.

Hornero, J.; Manzano, M.; Ortega, L.; Custodio, E. 2016. Integrating soil water and tracer balances, numerical modelling and GIS tools to estimate regional groundwater recharge: Application to the Alcadozo Aquifer System (SE Spain). Science of the Total Environment, 568: 415–432.

Hutton, J.T. 1976. Chloride in rainwater in relation to distance from the ocean. Search 7, 207-8.

IAEA. 1981. Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle. STI/DOC/10/210, IAEA: 1-340.

IAEA. 1983. Guidebook on nuclear techniques in hydrology 1983. International Atomic Energy Agency. Vienna. Technical Reports Series 91: 1–430.

IAEA 2005. Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. International Atomic Energy Agency:1-230.

IAEA-WMO, 2006. Global Network of Isotopes in Precipitation: The GNIP Database. Vienna.

IAEA 2010. Use of lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data in groundwater studies (V.3.2), FLOWPC. International Atomic Energy Agency, Vienna.

IAEA 2013. Isotope methods for dating groundwater. International Atomic Energy Agency, Vienna: 1-376.

Iglesias, M., Custodio, E., Giráldez, J.V., Manzano, M., Ordóñez, R. 1996. Caracterización química de la lluvia y estimación de la recarga en el área de El Abalario, Doñana, Huelva. III Simp. Agua en Andalucía. Almería. II: 99–121.

Ingraham, N.L., Matthews, R.A. 1995. The importance of fog-drip water to vegetation: Point Reyes Peninsula, California. Journal of Hydrology, 164: 269-285.

Izquierdo, R., Avila, A. 2012. Comparison of collection methods to determine atmospheric deposition in a rural Mediterranean site (NE Spain). J. Atmos. Chem.; 69: 351-368.

Iriarte, S., 2003. Impact of urban recharge on long-term management of Santiago Norte aquifer, Santiago, Chile. M.S. Thesis, Waterloo University, Ontario, Canada.

Jasechko, S., 2016. Partitioning young and old groundwater with geochemical tracers. Chemical Geology, 427: 35-42.

Jiménez–Martínez, J.; Custodio, E. 2008. El exceso de deuterio en la lluvia y en la recarga a los acuíferos en el área circun–mediterránea y en la costa mediterránea española. Bol. Geológico y Minero, 119(1): 21–32.

Jiménez-Martínez, J., Candela, L., Molinero, J., Tamoh, K., 2010. Groundwater recharge in irrigated semi-arid areas: quantitative hydrological modelling and sensitivity analysis. Hydrogeology Journal, 18: 1811–1824.

Jódar, J., Lambán, L.J., Medina, A., Custodio, E. 2014. Exact analytical solution of the convolution integral for classical hydrogeological lumped–parameter models and typical input tracer functions in natural gradient system. Journal of Hydrology, 519: 3275–3289.

Jódar, J.; Custodio, E.; Liotta, M.; Lambán, L.J.; Herrra, C.; Martos–Rosillo, S.; Sapriza, G.; Rigo, T. 2016a. Correlation of the seasonal isotopic amplitude of precipitation with annual evaporation and altitude in alpine regions. Science of the Total Environment, 550: 27–37.

Jódar, J.; Custodio, E.; Lambán, L.J.; Martos–Rosillo, S.; Herrera–Lameli, C.; Sapriza–Azuri, G. 2016b. Vertical variation in the amplitude of the seasonal isotopic content of rainfall as a tool to jointly estimate the groundwater recharge zone and transit times in the Ordesa and Monte Perdido National Park aquifer system, north–eastern Spain. Science of the Total Environment, 573: 505–517.

Jones, I.C., Banner, J.L. Humphrey, J.D. 2000. Estimating recharge in a tropical karst aquifer. Water Resources research, 36(5): 1289-1299.

Jones, I.C., Banner, J,L. 2003 Estimating recharge thresholds in tropical karst island aquifer: Barbados, Puerto Rico and Guam. J. Hydrol., 278: 131-142.

Jouzel, J.; Merlivat, L.; Roth, E. 1975. Isotopic study of hail. J. Geophys. Res. 80: 5015–5030.

Jouzel, J.; Merlivat, L. 1984. Deuterium and oxygen–18 in precipitation: modelling of the isotopic effects during snow formation. J. Geophys. Res. 89: 11749–11757.

Junge, C.E.; Gustafson, P. 1957. On the distribution of sea salt over the United States and its removal by precipitation. Tellus, 9: 164–173.

Junge, C.E., Werby, R.T. 1958. The concentration of chloride, sodium, potassium, calcium, and sulfate in rain water over the United States. Journal of Meteorology, 15(5): 417- 425.

Kambuku, D., Tsujimura, M., Kagawa, S., Mdala, H. 2018. Corroborating stable isotopic data with pumping test data to investigate recharge and groundwater flow processes in a fractured rock aquifer, Rivirivi Catchment, Malawi. Environmental Earth Sciences, 77: 226 (21pp).

Kaseke, K.F., Wang, L., Seely, M.K. 2017. Nonrainfall water origins and formation mechanisms. Sci. Adv., 3: e1603131 22

Kelly, B.P., Pomes, M.L., 1998. Preferential flow and transport of nitrate and bromide in claypan soil. Ground Water, 36(3): 484-494.

Kendall, C.; McDonnell, J.J. (eds.) 1998. Isotope tracers in catchment hydrology. Elsevier, Amsterdam, Lausanne, New York, Oxford, Singapore, Tokyo: 1–839.

Keywood, M.D. 1995. Origins and sources of atmospheric precipitation from Australia: Chlorine-36 and major-element chemistry. PhD Thesis, Australian National University.

Keywood, M.D., Chivas, A.R., Fifield, L.K., Cresswell, R.G., Ayers, G.P. 1997. The accession of chloride to the western half of the Australian continent. Australian Journal of Soil Research, 35(5): 1177-1190.

Kiniburgh D.G., Miles D.L 1983. Extraction and chemical analysis of interstitial water from soils and rock, Environ. Sci. Technol., 17: 362-368.

Kinzelbach, W., Aeschbach, W., Alberich, C., Goni, I.B., Beyerle, U., Brunner, P., Chiang, W.-H., Rueedi J., Zoellmann K. 2002. A survey of methods for groundwater recharge in grid and semi-arid regions. Early Warning and Assessment Report Series, UNEP/DEWA/RS.02-2. United Nations Environment Programme, Nairobi: 1-117.

Kirchner, J.W. 2016. Aggregation in environmental systems. Part 1: Seasonal tracer cycles quantify young water fractions, but not mean transit times, in spatially heterogeneous catchments. Hydrology and Earth System Sciences, 20: 279–297.

Lambán, L.J., Custodio, E. 1999. Estudio del contenido en tritio en la precipitación y en las aguas subterráneas de la Unidad Anoia. Cálculo del tiempo medio de renovación de

las aguas subterráneas e implicaciones en el funcionamiento hidrogeológico del sistema. Boletín Geológico y Minero,.110(1): 41-52.

Lambán, L.J., Jódar, J., Custodio, E., Soler, A., Sapriza, G., Soto, R. 2015. Isotopic and hydrogeochemical characterization of high-altitude karst aquifers in complex geological settings. The Ordesa and Monte Perdido National Park (Northern Spain) case study. Science of the Total Environment, 506: 466-479.

Lamontagne, S., Cook, P.G., O'Grady, A., Eamus, D. 2005. Groundwater use by vegetation in a tropical savanna riparian zone (Daly River, Australia). Journal of Hydrology, 310: 280–293.

Land, L., Timmons, S. 2016. Evaluation of groundwater residence time in a high mountain aquifer system (Sacramento Mountains, USA): insights gained from use of multiple environmental tracers. Hydrogeology Journal, 24: 787–804.

Landon, M., Delin, G., Komor, S., Regan, C. 1999. Comparison of the stable isotopic composition of soil water collected from suction lysimeters, wick samplers, and cores in a sandy unsaturated zone. Journal of Hydrology, 224: 45:54.

Lapworth, D.J., MacDonald, M., Tijani, M.N., Darling, W.G., Gooddy, D.C., Bonsor, H.C., Araguás-Araguás, L.J. 2013. Residence times of shallow groundwater in West Africa: implications for hydrogeology and resilience to future changes in climate. Hydrogeology Journal, 21: 673–686.

Laudon, H., Slaymaker, O. 1997. Hydrograph separation using stable isotopes, silica and electrical conductivity: an alpine example. Journal of Hydrology, 201: 82-101.

Lauber, U., Goldscheider, N. 2014. Use of artificial and natural tracers to assess groundwater transit-time distribution and flow systems in a high-alpine karst system (Wetterstein Mountains, Germany). Hydrogeology Journal, 22: 1807–1

Leaney, F., Crosbie, R., O'Grady, A., Jolly, I., Gow, L., Davies, P., Wilford, J., Kilgour, P. 2011. Recharge and discharge estimation in data poor areas: Scientific reference guide. CSIRO: Water for a Healthy Country National Research Flagship: 1- 61.

Lechler, A.R., Niemi, N.A. 2012. The influence of snow sublimation on the isotopic composition of spring and surface waters in the southwestern United States: Implications for stable isotope–based paleoaltimetry and hydrologic studies. The Geological Society of America, Special Paper 509. Bulletin, 124(3-4): 318-334.

Leguy, C.; Rindsberger, M.; Zangwil, A.; Issar, A.; Gat, J.R. 1983. The relation between the oxygen–18 and deuterium contents of rainwater in the Negev Desert and air mass trajectories. Isotope Geosciences 1: 205–218.

Lehmann, B. E.; Loosli, H.H.; Balderer, W.; Fontes, J.Ch. ; Michelot, J.L.; Soreau, S. 1991. Chlorine–36. In: F.J. Pearson et al. (eds.), Applied Isotope Hydrology, Studies in Environmental Science 43: 250–265.

Lehmann, B.E.; Purtschert, R.; Loosli, H.H.; Love, A.; Sampson, L.; Collon, P.A.E.; Kutschera, W.; Beyerle, U.; Aechbach–Hertig, W.; Kipfer, R. 1999. ^{81}Kr, ^{36}Cl and ^{4}He dating in the Great Artesian basin, Australia. In: Isotope Techniques in Water Resources Development and Management, IAEA Vienna: SM–361–93P.

Levin, N.E., Zipser, E.J., Cerling, T.E. 2009. Isotopic composition of waters from Ethiopia and Kenya: Insights into moisture sources for eastern Africa. Journal of Geophisical Researc, 114, D23306, doi:10.1029/2009JD012166.

Li, J., Heap, A.D. 2011. A review of comparative studies of spatial interpolation methods in environmental sciences: Performance and impact factors. Ecological Informatics, 6: 228–241

Li, Z., Jasechko, S., Si, B. 2019. Uncertainties in tritium mass balance models for groundwater recharge estimation. Journal of Hydrology, 571, 150-158.

Lin, D., Jin, M., Liang, X., Zhan, H. 2013. Estimating groundwater recharge beneath irrigated farmland using environmental tracers fluoride, chloride and sulphate. Hydrogeology Journal, 21: 1469-1480.

Liu, J., Sonnenthal, E.L., Bodvarson, G.S. 2003. Calibration of Yucca Mountain unaturated zone flow and transport model using porewater chloride data. J. Contam. Hydrol., 62/63: 213–235.

Liu, W.J., Liu, W.Y., Li, P.J., Gao, L., Shen, Y.X., Wang, P.Y., Zhang, Y.P., Li, H.M.
2007. Using stable isotopes to determine sources of fog drip in a tropical seasonal rain forest of Xishuangbanna, SW China. Agricultural and Forest Meteorol., 143: 80 – 91.

Loáiciga, H. A. 2004. Residence time, groundwater age, and solute output in steady-state groundwater systems. Advances in Water Resources, 27(7), 681-688.

Loosli, H.H.; Oeschger, H. 1979. Argon–39, carbon–14 and krypton–85 measurements in groundwater samples. In: Isotope Hydrology II, IAEA Symposium Neuherberg, IAEA Vienna, 1978: 931–997.

López Rodríguez, J.J. 1997. Medida de la recarga por la lluvia: métodos instrumentales en parcelas y de trazadores. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 111–124.

Love, A.J., Herczeg, A.L., Sampson, L., Cresswel, R.G., Fifield, L.K. 2000. Sources of chloride and implications for 36Cl dating of old groundwater, southwestern Great Artesian Basin, Australia. Water Resources Research, 36(6):1561-1574.

Luther, K.H., Haitjema, H.M. 1998. Numerical experiments on the residence time distributions of heterogeneous groundwater sheds. Journal of Hydrology 207: 1–17.

Majoube, M. 1971. Fractionnement en oxygène–18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. J. Chim. Phys. 68: 1423–1436.

Małowszeswki, P., Zuber, A. 1982. Determining the turnover time of groundwater systems with the arid of environmental tracers, I. Models and their applicability. Journal of Hydrology, 57: 207–231

Małoszewski, P., Rauert, W., Stichler, W., Herrmann, A. 1983. Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. Journal of Hydrology, 66: 319–330.

Małoszewski, P., Zuber, A. 1996a. Manual on mathematical models in isotope hydrology. IAEA Tech. Rep. TECDOC–910: 1–107

Małowszeswki, P., Zuber, A. 1996b. Lumped parameter models for interpretation of environmental tracer data. In Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrogeology. IAEA–TECDOC 90, IAEA, Intern. Atomic Energy Agency, Vienna: 9–58.

Małoszewski, P., Stichler, W., Zuber, A., Rank, D. 2002. Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer, the Schneealpe, Austria, by modelling of environmental 18O and 3H isotopes. Journal of Hydrology 256: 48–59.

Manna, F., Cherry, J.A., McWhorter, D.B., Parker, B.L. 2016. Groundwater recharge assessment in an upland sandstone aquifer of southern California. Journal of Hydrology, 541: 787-799.

Manning, A.H., Solomon, D.K. 2003. Using noble gases to investigate mountain-front recharge. Journal of Hydrology 275:194–207.

Manning, A.H., Solomon, D.K. 2005. An integrated environmental tracer approach to characterizing groundwater circulation in a mountain block. Water Resources Research, 41, W12412, doi:10.1029/2005WR004178.

Manning, A.H., Clark, J.F., Diaz, S.H., Rademacher, L.K., Earman, S., Plummer, L.N. 2012. Evolution of groundwater age in a mountain watershed over a period of thirteen years. Journal of Hydrology, 460, 13-28.

Marandino, C.; De Bruyn, W.; Miller, S.; Saltzman, E. 2009. Open ocean DMS air/sea fluxes over the Eastern South Pacific Ocean. Atmos. Chem. Phys., 9: 345–356.

Maréchal, J.C., Varma, M.R.R., Riotte, J., Vouillamoz, J.M., Kumar, M.S.M., Ruiz, L., Sekhar, M., Braun, J.J. 2009. Indirect and direct recharges in a tropical forested watershed: Mule Hole, India. Journal of Hydrology, 364: 272–284.

Mark, B.G., McKenzie, J.M., 2007. Tracing increasing tropical Andean glacier melt with stable isotopes in water. Environ. Sci. Technol., 41(20): 6955–6960.

Marrero Díaz, R. 2010 Modelo hidrogeoquímico del acuífero de las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. Tesis doctoral. ETSICCP–Universidad Politécnica de Canarias, Barcelona

Marrero-Diaz, R., Alcalá, F.J., Nemesio M. Pérez , López, D.L., Melián, G.V., Padrón, E., Padilla, G.D. 2015. Aquifer recharge estimation through atmospheric chloride mass balance at Las Cañadas Caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. Water, 7(5): 2451-2471.

Marrero-Diaz, R., C.M. Regalado, A. Ritter, I. Iribarren Rodríguez, R. Poncela, E. Skupien Balon, J.C. Guerra y T. Arencibia. 2016. Evaluación de la contribución del agua de niebla a la zona saturada a través del balance de masas de cloruros en un bosque nublado del NE de Tenerife, Islas Canarias. Actas 9ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Madrid.

Marrero-Diaz, R., C.M. Regalado, J.C. Guerra, A. Ritter, A. Socorro, R. Poncela, I. Iribarren y E. Skupien. 2017. Características físico-químicas de los flujos hídricos en un bosque de laurisilva en Tenerife, Islas Canarias (España). Estudios en la Zona No Saturada del Suelo Vol. XIII- ZNS'17.

Martínez, D.E., Fourré, E., Quiroz Londoño, O.M., Jean-Baptiste, P.,Glok Galli, M., Dapoigny, A., Grondona, S.I. 2016. Residence time distribution in a large unconfined–semiconfined aquifer in the Argentine Pampas using 3H/3He and CFC tracers. Hydrogeology Journal, 24: 1107–1120.

Massoudieh, A. 2013. Inference of long-term groundwater flow transience using environmental tracers: A theoretical approach. Water Resources Research, 49, 8039–8052, doi:10.1002/2013WR014548.

Martínez, D.E., Solomon, K., Dapeña, C., Quiroz Londoño, M., Massone, H. 2009. Técnicas modernas en la determinación de la edad del agua: acuífero pampeano, cuenca del río Quequén Grande (Buenos Aires). VI Congreso Argentino de Hidrogeología. Actas II: 621–630. Santa Rosa, La Pampa. ISBN 978–987–1082–36–0.

Massone, H., Martinez, D., Alberto Vich, A., Quiroz Londoño, M., Trombotto, D., Grondona, S. 2016. Snowmelt contribution to the sustainability of the irrigated Mendoza's Oasis, Argentina: an isotope study. Environ. Earth. Sci., 75:520-.

Mather, T.; Tsanev, V.; Pyle, D.; McGonigle, A.; Oppenheimer, C.; Allen, A. 2004. Characterization and evolution of tropospheric plumes from Lascar and Villarrica volcanoes, Chile. J. Geophys. Rev., 109: D2I303.

Matthess, G. 1992. Progress in hydrogeochemistry. Springer-Verlag: 1-544

Matthess, G., Harvey, J.C. 1982. The properties of groundwater. Wiley-Interscience: 1-406.

Mazor, E. 1992. Reinterpretation of Cl–36 data: physical processes, hydraulic interconnections, and age estimates in groundwater systems. Appl. Geochem., 7: 351–360.

Mazor, E. 2004. Chemical and isotopic groundwater hydrology. M. Dekker Inc.: 1–449.

McCallum, J.L., Cook, P.C., Simmons, C.T., Werner, A.D. 2014. Bias of apparent tracer ages in heterogeneous environments. Groundwater, 52(2): 239-250.

McDonald, R.; Unni, C.; Duce, R. 1982. Estimation of atmospheric sea salt dry deposition: wind speed and particle size dependence. J. Geophys. Res. 87: 1246–1250.

McDonnel, J.J.; Bonell, M.; Stewart, M.K.; Pearce, A.J. 1990. Deuterium variations in storm rainfall: Implications for stream hydrograph separation. Water Resources Res., 26: 455–458.

McGuire, K.J., McDonnell, J.J., 2006. A review and evaluation of catchment transit time modeling. Journal of Hydrology, 330(3–4): 543-563.

McMahon, P.B., Plummer, L.N., Bohlke, J.K., Shapiro, S.D., Hinkle, S.R. 2011. A comparison of recharge rates in aquifers of the United States based on groundwater-based data. Hydrogeology Journal, 19: 779–800.

Meijer, H.A.J.; van der Plicht, J.; Gislefoss, J.S.; Nydal, R. 1995. Comparing long–term atmospheric 14C and 3H records near Groningen, The Netherlands with Fruholmen, Norway and lzaña, Canary Islands 14C stations. Radiocarbon, 37(1): 39–50.

Mejías, M., Ballesteros, B. J., Antón-Pacheco, C., Domínguez, J. A., Garcia-Orellana, J., Garcia-Solsona, E., Masqué, P., 2012. Methodological study of submarine groundwater discharge from a karstic aquifer in the Western Mediterranean Sea. Journal of Hydrology, 464 – 465: 27–40.

Merlivat L. 1970. L'étude quantitative de bilans de lacs à l'aide des concentrations en deutérium et oxygène–18 dans l'eau. In: Isotope Hydrology, IAEA Vienna: 89–107.

Merlivat, L. 1978. Molecular diffusivities of $H_2{}^{16}O$, HDO and $H_2{}^{18}O$ in gases. J. Chem. Phys., 69: 2864–2871.

Merlivat, L., Jouzel, J. 1979. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. J. Geophys. Res. 84 (C8): 5029–5033.

Michel, R.L., Aggarwal, P., Araguás-Araguás, L., Kurttas, T., Newman, B.D., Vitvar, T. 2015. A simplified approach to analyzing historical and recent tritium data in surface waters. Hydrological Processes 29: 572–578.

Milton, G.M., Milton, J.C.D., Schiff, S., Cook, P., Kotzer, T.G., Cecil, L.D. 2003. Evidence for chlorine recycling - hydrosphere, biosphere, atmosphere - in a forested wet zone on the Canadian Shield. Applied Geochemistry 18: 1027–1042.

Mook, W.G. (ed.) 2002. Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico: principios y aplicaciones. Traducción de P. Ramajo y E. Custodio. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid: 1–596.

Morgenstern, U., Taylor, C.B., 2009. Ultra-low-level tritium measurement using electrolytic enrichment and LSC. Isotopes in Environmental and Health Studies, 45(2): 96-117.

Moser H. W. Rauert. 1980. Isotopenmethoden in der Hydrologie. Lehrbuch der Hydrologie 8, Borntraeger, Stuttgart, Berlin:1-400.

Naranjo, G., Cruz-Fuentes, T., Cabrera, M.C., Custodio, E. 2015. Estimating natural recharge by means of chloride mass. Balance in a volcanic aquifer: northeastern Gran Canaria (Canary Islands, Spain). Water 7: 2555-2574.

Newberg, J.T.; Matthew, B.M.; Anastasio, C. 2005. Chloride and bromide depletions in sea–salts particles over the northeastern Pacific Ocean. J. Geophys. Res., 110: D06209.

Niewodniczanski, J., Grabczac, J., Baranski, L., Rzefra, J. 1981. The altitude effect on the isotopic composition of snow in high mountains. Journal of Glaciology, 27(95): 99-111.

Niazi, A., Bentley, L. R., Hayashi, M. 2017. Estimation of spatial distribution of groundwater recharge from stream baseflow and groundwater chloride. Journal of Hydrology, 546, 380-392.

Nordstrom, D.K., Muñoz, J.L. 1986. Geochemical thermodynamics. Blackwell Scietific Publications: 1-477.

Öberg, G., Sandén, P. 2005. Retention of chloride in soil and cycling of organic matter–bound chloride. Hydrological Processes, 19(11): 2123–2136.

O'Dowd, C.D.; Leeuw, G. 2007. Marine aerosol production: a review of the current knowledge. Phil. Trans. Roy. Soc. A, 365: 1753–1774.

OIEA/GNIP2014. Guía de muestreo de precipitación V2.02, Organización Internacional de Energía Atómica, Viena: 1-19.

Ortega, L.; Manzano, M.; Custodio, E.; Hornero, J.; Rodríguez–Arévalo, J. 2015. Using ^{222}Rn to identify and quantify groundwater inflows to the Mundo River (SE Spain). Chemical Geology, 395: 67–79.

Ortiz Gates, J.B., Edmunds, W.M., Ma, J. Scanlon, B.R. 2008 Estimating groundwater recharge in a cold desert environment in northern China using chloride. Hydrogeology Journal, 16: 893-910.

Oyarzún, R. Barrera, F., Salazar, P., Maturana, H., Oyarzún, J., Aguirre, E., Álvarez, P., Jourde, H., Nicole Kretschmer, N. 2014. Multi-method assessment of connectivity between

surface water and shallow groundwater: the case of Limarí River basin, north-central Chile. Hydrogeology Journal, 22: 1857–1873.

Ozyurt, N.N., Bayari, C.S. 2003. LUMPED: a Visual Basic code of lumped–parameter model for mean residence time analyses of groundwater systems. Computers & Geosciences 29(2003): 79–90.

Ozyurt, N.N.; Bayarí, C.S. 2005. LUMPED unsteady: A Visual Basic code of unsteady state lumped parameter models for mean residence time analyses of groundwater systems. Comput. Geosci., 31(3): 329–341.

Parkhurst, D.L., Plummer, L.N., Thorstenson, D.C. 1982, BALANCE, A computer program for calculating mass transfer for geochemical reactions in ground water: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 82-14: 1-29.

Parkhurst, D., Appelo, C., 1999. User's guide to PHREEQC (version 2) - A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Water Resources Research Investigations Report 99-4259: 1-326.

Parkhurst, D.L., and Charlton, S.R., 2008, NetpathXL—An Excel® interface to the program NETPATH: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6–A26: 1-11.

Pearson, F.J. 1991. Applied isotope hydrogeology. Elsevier. ISBN 0–444–88983–3.

Pearson, F.J., Fisher, D.W. 1971. Chemical composition of atmospheric precipitation in the northeastern United States. US Geological Survey, Water Supply Paper 1535-P. Washington D.C.: P1-P23.

Penna, D., Ahmad, M., Birks, S.J., Bouchaou, L., Brencic, M., Butt, S., Holko, L., Jeelani, G., Martínez, D.E., Melikadze, G., Shanley, J.B., Sokratov, S.A., Stadnyk, T., Sugimoto, A., Vreca, P. 2014. A new method of snowmelt sampling for water stable isotopes. Hydrol. Process. DOI: 10.1002/hyp.10273.

Phillips, F.M., Mattick, J.L., Duval, T.A., Elmore, D., Kubic, P.W. 1988. Chlorine 36 and tritium from nuclear weapons fallout as tracers for long-term liquid and vapor movement in desert soils. Water Resources Research, 24: 1877-1891.

Phillips, F. 1994. Environmental tracers for water movement in desert soils of the American Southwest. Soil Sci. Soc. Am. J., 58: 15-24.

Phillips, M.; Bentley, H.W.; Davis, S.N.; Elmore, D.; Swanick, G.B. 1986. Chlorine–36 dating of very old groundwater 2. Milk River aquifer, Alberta, Canada. Water Resour. Res., 22 (13): 2003–2016.

Plata, A. 1994. Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la península Ibérica. Monografía M-39, CEDEX, Madrid. ISSN 0221- 8203 0221- 8203.

Plata, A. 2006. Presente y futuro del tritio natural como herramienta de investigación hidrológica. Ingeniería Civil 143/2006: 15 pp.

Plata Bedmar, A., Pérez Zabaleta, E., Moreno Sánchez, J 1996. Evaluación de la recarga moderna de la unidad hidrológica Los Arenales usando técnicas isotópicas. Ingeniería Civil, 103: 121-145.

Plummer, L.N., Prestemon, E.C., Parkhurst, D.L. 1994. An interactive code (NETPATH) for modeling NET geochemical reactions along a flow PATH, version 2.0: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 94-4169: 1-130. http://pubs.er.usgs.gov/usgspubs/wri/wri944169

Plummer, L.N., Busemberg, E., Böhlke, J.K., Nelms, D.L., Michel, R.L., Schlosser P. 2001. Groundwater residence times in Shenandoah National Park, Blue Ridge Mountains, Virginia, USA: a multi–tracer approach. Chemical Geology 179: 93–111.

Plummer, L.N., Busemberg, E. 2006. Chlorofluorocarbons in aquatic environments. In, Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology. Intern. Atomic Energy Agency, Vienna: 1–8.

Plummer, L.N., Glynn, P.D. 2013. Radiocarbon dating in groundwater systems. In Isotope Methods for Dating Old Groundwater. IAEA, International Atomic Energy Agency, Vienna: 33-89

Poncela, R.; Manzano, M.; Custodio, E. 1992. Medidas anómalas de tritio en el área de Doñana. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, Madrid, XVII: 351–365.

Prada, S., Figueira, C., Aguiar, N., Cruz, J. V., 2015. Stable isotopes in rain and cloud water in Madeira: contribution for the hydrologic framework of a volcanic island. Environ. Earth Sci., 73: 2733-2742.

Prada, S., Cruz, J. V., Figueira, C. 2016. Using stable isotopes to characterize groundwater recharge sources in the volcanic island of Madeira, Portugal, J. Hydrol. 536, 409-425.

Prych, E.A. 1998. Using chloride and chloride–36 as soil–water tracers to estimate deep percolation at selected locations on the U.S. Department of Energy, Hanford Site, Washington. US Geological Survey Water Supply Paper 2481: 1–67.

Przewlocki, K., Yurtsever, Y. 1974. Some conceptual models and digital simulation approach in the use of tracers in hydrological systems. In: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, Proceedings Symposium, Vienna.IAEA, Vienna, II: 425–450.

Regalado, C.M., Guerra, J.C. Ritter, A., Arencibia, M.T. 2013. Estudio de la contribución del agua de niebla a la ZNS mediante isótopos estables Estudios en la Zona no Saturada del Suelo(Lugo), XI: 119-125 2013

Rodellas, V., Garcia-Orellana, J., Masqué, P., Feldman, M., Weinstein, Y. 2015. Submarine groundwater discharge as a major source of nutrients to the Mediterranean Sea. Proceedings National Academy of Sciences, 112(13): 3926–3930.

Rustad, L.E., Kahl, J.S., Norton, S.A., Fernandez, I.J. 1994. Underestimation of dry deposition by throughfall in mixed northern hardwood forests. Journal of Hydrology, 162: 319-336.

Salati, E.; Dall'ollio, A.; Matsui, E.; Gat, J.R. 1979. Recycling of water in the Amazon Basin, an isotopic study. Water Resources Res. 15: 1250–1258.

Salvucci, G.D., Entekhabi, D. 1994. Explicit expressions for Green–Ampt (delta function diffusivity) infiltration rate and cumulative storage. Water Resources Research, 30: 2661–2663.

Sami, K., Hughes, D.A. 1996. A comparison of recharge estimates to a fractured sedimentary aquifer in South Africa from a chloride mass balance and an integrated surface-subsurface model. Journal of Hydrology, 179: 111–136.

Sánchez–Vila, X., Carrera, J. 1995. Una ecuación alternativa para el transporte de solutos en medio heterogéneo. En: Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Asociación Española de Hidrología Subterránea, XIX: 827–843.

Savenije, H.H.G.1995. New definitions for moisture recycling and the relationship with land-use changes in the Sahel. Journal of Hydrology, 167: 57-78.

Scanlon, B.R. 1991. Evaluation of moisture flux from chloride data in desert soils. Journal of Hydrology, 128: 137-156.

Scanlon, B.R. 1992. Evaluation of liquid and vapor flow in desert soils based on chlorine–36 and tritium tracers and non–isothermal flow simulation. Water Resources Res., 28: 1–285.

Scanlon, B. 2000. Uncertainties in estimating water fluxes and residence times using environmental tracers in an arid unsaturated zone. Water Resources Research, 36: 395:409.

Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, W.M., Simmers, I. 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. Hydrological Processes, 20: 3335–3370.

Schemenauer, R y Cereceda P. 1992. The quality of fog water collected for domestic and agricultural use in Chile. Journal of Applied Meteorology, 31: 275-290.

Schmid, S., Burkard, R., Frumau, K.F.A., Tobon, C., Bruijnzeel, L.A., Siegwolf, R., Eugster, W. 2010. Using eddy covariance and stable isotope mass balance techniques to estimate fog water contributions to a Costa Rican cloud forest during the dry season. Hydrological Processes DOI: 10.1002/hyp.7739.

Schoeller, H. 1962. Les eaux souterraines. Ed. Mason. Paris.

Scholl, M.A., Ingebritsen, S.E., Janik, C.J., Kauahikaua, J.P. 1995. An isotope hydrology study of the Kilauea Volcano area, Hawaii. U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report 95 – 4213: 1-44.

Scholl, M.A., Gingerich, S.B., Tribble, G.W. 2002. The influence of microclimates and fog on stable isotope signatures used in interpretation of regional hydrology: East Maui, Hawaii. Journal of Hydrology, 264: 170 – 184.

Scholl, M.A., Giambelluca, T.W., Gingerich, S.B., Nullet, M.A., Loope, L.L. 2007. Cloud water in windward and leeward mountain forests: the stable isotope signature of orographic cloud water. Water Resources Research, 43: W12411, DOI: 10.1029/2007WR006011.

Scholl, M.A., Shanley, J.B., Zegarra, J.P., Coplen, T.B. 2009. The stable isotope amount effect: new insights from NEXRAD echo tops, Luquillo Mountains, Puerto Rico. Water Resources Research 45: W12407, DOI:10.1029/2008WR007515

Scholl, M., Eugster, W., Burkard, R. 2011. Understanding the role of fog in forest hydrology: stable isotopes as tools for determining input and partitioning of cloud water in montane forests. Hydrological Processes, 25(3): 353-366.

Seiler, K.-P., J.R. Gat, J.R. 2007. Groundwater recharge from run-off infiltration and percolation. Springer: 1-242.

Seraphin, P., Vallet-Coulomb, C., Gonçalvès, J. 2016. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: the Crau aquifer, France. J. Hydrol. Doi:10.1016/j.jhydrol.2016.09.005.

Sharma, M.L. 1988. Recharge estimation from the depth-distribution of environmental chloride in the unsaturated zone – Western Australian examples. In: I. Simmers (ed.), Estimation of Natural Groundwater Recharge. Reidel: 159-173.

Sharma, M.L. 1989. Groundwater recharge. Balkema. Rotterdam: 1–323.

Sharma, M., Hughes, M. 1985. Groundwater recharge estimation using chloride, deuterium and oxygen-18 profiles in the deep coastal sands of Western Australia. J. Hydrol., 81: 93-109.

Sharp, Z. 2007. Principles of stable isotope geochemistry. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River.

Si, B.C., de Jong, E., 2007. Determining long-term (decadal) deep drainage rate using multiple tracers. Journal of Environmental Quality, 36(6): 1686-1694.

Siegenthaler, U.; Oeschger, H. 1980. Correlation of 18O in precipitation with temperature and altitude. Nature, 285: 314.

Sigg, L., Stumm, W., Behra, P. 1992 Chimie des milieu aquatiques : chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. Masson, Paris: 1-391.

Simpson, E.S.; Duckstein, L. 1976. Finite–state mixing–cell models. In: V. Yevjevich (ed.), Karst Hydrology and Water Resources, 2, Water Resources Publications, Ft. Collins, CO.: 489–512.

Sofer, Z.; Gat, J.R. 1972. The isotopic composition of evaporating brines: effect of isotopic activity ratio in saline solutions. Earth Planet. Sc. Lett., 26: 179–186.

Solder, J.E., Stolp, B.J., Heilweil, V.M., Susong, D.D. 2017. Characterization of mean transit time at large springs in the Upper Colorado River Basin, USA: a tool for assessing groundwater discharge vulnerability. Hydrogeol. J., 24: 2017–2033.

Solomon, D.K.; Schiff, S.L.; Poreda, R.J.; Clarke, W.B. 1993. A validation of the 3H/3He method for determining groundwater recharge. Water Resour. Res., 29(9): 2851–2962.

Solomon, D.K.; Cook, P.G.; Sanford, W.E. 1998. Dissolved gases in subsurface hydrology. Isotope Tracers in Catchment Hydrology (Eds. C. Kendall y J.J. McDonnel). Elsevier, Amsterdam: 291–318.

Solomon, D.K., Cook, P.G., Plummer, L.N. 2006. Models of groundwater and residence times. In: Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology. Intern. Atomic Energy Agency, Vienna: 73–103.

Sonntag, Ch.; Münnich, K.O.; Jacob, H.; Rozanski, K. 1983. Variation of deuterium and oxygen 18 in continental precipitation and groundwater, and their causes. In: Street–Perrot et al. (eds.), Variation in the Global Water Budget Reidel Publ.: 107–124.

Sosa, E., Guerra, J.C., Arencibia, M.T. 2011a. Isotopic composition of rainwater in the subtropical region, Canary Islands. Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 13. EGU2011-8841-1, 2011.

Sosa. E., Guerra J.C., Arencibia M.T., 2011b. Isotopic composition of rainwater in the Subtropical Island of Tenerife, Canary Islands. Journal of Environmental Hydrology.

Spiegel, J.K., Aemisegger, F., Scholl, M. Wienhold, F.G., Collett Jr, J.L., Lee, T., van Pinxteren, D., Mertes, S., Tilgner, A., Herrmann, H., Werner, R.A., Buchmann, N., Eugster, W. 2012. Stable water isotopologue ratios in fog and cloud droplets of liquid clouds are not size-dependent. Atmos. Chem. Phys., 12: 9855–9863.

Steen-Larsen, H.C., Masson-Delmotte, V., Hirabayashi, M., Winkler, R., Satow, K., Prié, F., et al. 2014. What controls the isotopic composition of Greenland surface snow? Climate of the Past, 10(1): 377-392.

Stewart, M.K. 2012. A 40-year record of carbon-14 and tritium in the Christ church groundwater system, New Zealand: Dating of young sample with carbon-14. Journal of Hydrology, 430-431: 59-68.

Stewart, M.K., Morgenstern, U., McDonnell, J.J. 2010. Truncation of stream residence time: how the use of stable isotopes has skewed our concept of stream water age and origin. Hydrological Processes 24(12): 1646–1659.

Stewart, M.K., Morgenstern, U., Gusyev, M.A., Maloszewski, P. 2016. Aggregation effects on tritium-based mean transit times and young water fractions in spatially heterogeneous catchments and groundwater systems, and implications for past and future applications of tritium. Hydrology and Earth System Sciences: 1–26.

Stichler, W., Małoszewski, P., Moser, H. 1986. Modelling of river water infiltration using oxygen–18 data. J. Hydrol., 83: 355–365.

Stichler, W., Schotterer, U., Frohlich, K., Ginot, P., Kull, C., Gaggeler, H., Pouyaud, P. 2001. Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical Andes. J. Geophys. Res., 106 (B9): 22613–22620.

Stumm, W. 1992. Chemistry of the solid-water interface: processes at the mineral-water interfaces in natural systems. John Wiley & Sons: 1-428.

Stumm, W. Morgan, J.J. 1981. Aquatic chemistry. John Wiley & Sons: 1-780.

Sukhija, B.S., Reddy, D.V., Nagabhushanam, P. Chaud, R. 1988. Validity of the environmental chloride method for recharge evaluation of coastal aquifers, India. Journal of Hydrology, 99: 349–366.

Sutanto, S.J., Wenninger, J., Coenders-Gerrits, A.M.J., Uhlenbrook, S. 2012. Partitioning of evaporation into transpiration, soil evaporation and interception: a comparison between isotope measurements and a HYDRUS-1D model, Hydrol. Earth Syst. Sci., 16, 2605-2616.

Taylor, K., Woof, C., Ineson, P., Scott, W.A., Rigg, E. et al., 1999. Variation in seasonal precipitation chemistry with altitude in the northern Pennines, UK. Environ. Pollut. 104 (1): 1–9.

Thorburn, P.J., Cowie, B.A., Laurence, P.A. 1991. Effect of land development on groundwater recharge determined from non-steady chloride profiles. Journal of Hydrology, 124: 43-5.

Torgersen, T.; Clarke, W.B.; Jenkins, W.J. 1979. The tritium / helium–3 method in hydrology. Isotope Hydrology 1978, Vol. II. IAEA, Vienna: 917–930.

Torres, A.I., Andrade, C.F., Moore, W.S., Faleschini, M., Esteves, J.L., Niencheski, L.F.H., Depetris, P.J. 2018. Ra and Rn isotopes as natural tracers of submarine groundwater discharge in the Patagonian coastal zone (Argentina): an initial assessment. Environmental Earth Sciences, 77: 145 (10pp).

Tosaki, Y., Tase, N-, Sasa, K., Takahashi, T., Nagshima, Y. 2011. Estimation of groundwater residence time using the 36Cl bomb pulse. Ground Water, 49: 891–902.

Trudhill, S.T. 1986. Solute processes. John Wiley & Sons: 1-512.

Varay, L. S., Rai, S. P., Singh, S. K., Jain, V. 2017. Estimation of snow and glacial melt contribution through stable isotopes and assessment of its impact on river morphology through stream power approach in two Himalayan river basins. Environmental Earth Sciences, 76(23): 809-.

Varni, M.; Carrera, J. 1998. Simulation of groundwater age distributions. Water Resour. Res. 34(12): 3271–3281.

Varni, M.; Custodio, E. 2013. Estimación de la recarga al acuífero del Azul: 2. Balances de agua en el suelo y de deposición atmosférica de cloruro. En González, N., Kruse, E.E., Trovatto, M.M., Laurencena, P. (eds). Agua Subterránea Recurso Estratégico. Editorial de la Universidad de La Plata (Edulp). La Plata. Tomo 1: 38–45.

Vázquez–Suñé, E.; Custodio, E.; Soler, A.; Carrera, J. 2001. Aplicación de la geoquímica isotópica del azufre para la determinación de la recarga en los acuíferos del Llano de Barcelona. Las Caras del Agua Subterránea. IGME, Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas, IGME, Madrid, 1/2001 (I): 429–436.

Vleeshouwer, J., Cresswell, R.G., Stenson, M. 2009. Architecture and processes for national ion coverage. 18th World IMACS/MODSIM Congress, Cairas, Australia. Australia–Wide Network to Measure Rainfall Chemistry and Isotope composition. CSIRO Land and Water.

Vogel, J.C., Thilo, L., Van Dijken, M., 1974. Determination of groundwater recharge with tritium. Journal of Hydrology, 23(1): 131-140.

Waite, T.H. 1984. Principles of water quality. Academic Press Inc.: 1-289.

Walker, G.R., Jolly, I.D., Cook, P.G. 1991. A new chloride leaching approach to the estimation of diffuse recharge following a change in land use. J. Hydrol., 128: 49-67.

Walker, G.R., Cook, P.G. 1991. The importance of considering diffusion when using carbon-14 to estimate groundwater recharge to an unconfined aquifer. Journal of Hydrology, 128(1-4): 41-48.

Wang, B., Jin, M., Nimmo, J.R., Yang, L., Wang, W., 2008. Estimating groundwater recharge in Hebei Plain, China under varying land use practices using tritium and bromide tracers. Journal of Hydrology, 356(1–2): 209-222.

Wang, F., Michalski, G., Seo, J-H., Ge, W. 2014. Geochemical, isotopic, and mineralogical constraints on atmospheric deposition in the hyper-arid Atacama Desert, Chile. Geochimica et Cosmochimica Acta, 135, 29-48.

Warneck, P. 2000. Chemistry of the natural atmosphere. Academic Press, San Diego: 1–927.

White, J.W.C., Cook, E.R., Lawrence, J.R., Broecker, W.S. 1985. The D/H ratios of sap in trees: Implications for water sources and tree ring D/H ratios. Geochimica et Cosmochimica Acta 49: 237-246.

Winograd, I.J.; Pearson, F.J. 1976. Major carbon–14 anomaly in a regional carbonate aquifer: possible evidence for megascale channeling, south central Great Basin. Water Resources Res., Vol. 12(6): 1125–1143.

Wood, W.W. 1999. Use and misuse of the chloride–mass balance method in estimating ground water recharge. Ground Water, 37(1): 2–3.

Wood, W.W., Rainwater, K.A., Thompson, D.B. 1977. Quantifying macropore recharge examples from a semi-arid area. Ground Water, 35(6): 1097-1106.

Wood, W.W., Sanford, W.E. 1995. Chemical and isotopic methods for quantifying groundwater recharge in a regional, semiarid environment. Ground Water 33(3): 458–468.

Yin, L., Hu, G., Hung, J., Wen, D., Dong, J., Wang, X., Li, H. 2011. Groundwater- recharge estimation in the Ordos Plateau, China: comparison of methods. Hydrogeology Journal 19: 1583-1575.

Yokouchi, Y., Noijiri, Y., Barrie, L.A., Toom-Sauntry, D., Machida, T., Inuzuka, Y., Akimoto, H., Li, H-J., Fujimura, Y., Aoki, S. 2000. A strong source of methyl chloride to the atmosphere from topical coastal land. Nature, 403: 295–298.

Yoshida, N. (ed.) 2001. Hydrogen and oxygen isotopes in hydrology. UNESCO–IHP. Paris. Hydrospheric. Research Center. Univ. of Nagoya: 1–291

Yurtsever, Y. 1983. Models for tracer data analysis. Guidebook on Nuclear Techniques. Technical Report Series 91. Intern. Atomic Energy Agency Vienna: 381–402.

Zinn, B.A., Konikow, L.F. 2007. Potential effects of regional pumping on groundwater age distribution. Water Resources Research, 43 W06418: 17 pp.

Zhang, Y., Ye, S., Wu, J., 2011. A modified global model for predicting the tritium distribution in precipitation, 1960–2005. Hydrological Processes, 25(15): 2379-2392.

Zhang, Z.Q., Evaristo, J., Li, Z., Si, B.C., McDonnell, J.J., 2017. Tritium analysis shows apple trees may be transpiring water several decades old. Hydrological Processes, 31(5): 1196-1201.

Zhao, X., Li, F. 2017. Isotope evidence for quantifying river evaporation and recharge processes in the lower reaches of the Yellow River. Environ. Earth Sci., 76:123 (15pp).

Zhu, C., Winterle, J. R., Love, E. I. 1987. Late Pleistocene and Holocene groundwater recharge from the chloride mass balance method and chlorine-36 data. Water Resources Research, 39, (7). DOI 10.1029/2003WR001987.

Zuber, A. 1986. Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. In: Fritz, P. and Fontes, J–C (eds): Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, V.2., Elsevier, Amsterdam: 1–59.

Zuber, A. 1994. On calibration and validation of mathematical models for the interpretation of environmental tracer data. Mathematical Models and their Applications to Isotope Studies in Groundwater Hydrology. IAEA–TECDOC–777, Vienna: 11–41.

Zuber, A. 1986. On the interpretation of tracer data in variable flow systems. Journal of Hydrology 86: 45–57.

Zuber, A., Motyka, J. 1994. Matrix porosity as the most important parameter of fissured rocks for solute transport at large scales, Journal of Hydrology, 158: 19–46.

Capítulo 6.

Otros métodos de evaluación de la recarga natural.

Preámbulo

Se consideran diversos métodos de evaluación de la recarga, distintos o complementarios a los desarrollados en los Capítulos 3, 4 y 5. Se analiza la evaluación de la recarga a partir de la fluctuación del nivel freático y de la temperatura. Se aporta una breve introducción a los métodos geofísicos y se pone énfasis en la significación de las fluctuaciones de la gravedad terrestre. Se considera la utilización de métodos desde satélite en relación con la evaluación de la recarga.

Resumen

En este Capítulo 6 se consideran los métodos de evaluación de la recarga distintos de los de balance de agua en el suelo y de modelación del flujo que se exponen en los Capítulos 3 y 4 y de los de trazado químico e isotópico y de balance de la deposición atmosférica que se exponen en el Capítulo 5.

La recarga difusa debida a la precipitación produce una variación del nivel freático, con amortiguación y retraso, pero cuyo análisis puede estimar la recarga si se conoce la porosidad eficaz en el proceso de ascenso de niveles. Se trata de un análisis complejo si se plantea con carácter general y cuya resolución de detalle requiere conocer los parámetros hidráulicos del acuífero y del medio no saturado. El análisis se facilita mucho cuando los niveles freáticos son poco profundos, de modo que los eventos que ocasionan recarga producen cambios rápidos del nivel freático, sin quedar sensiblemente afectados por amortiguación y retraso. La aplicación en el caso de niveles freáticos someros supone suficiente detalle en las mediciones piezométricas, que han de hacerse en o próximas al nivel freático, y una buena evaluación de la porosidad eficaz llenable o que esta se pueda obtener por calibración y validación a partir de una larga serie de datos. El tratamiento evento a evento es tedioso y lento. Por eso se diseñan procedimientos automatizados, pero que requieren protocolos para eliminar el efecto de otros fenómenos que modifican el nivel freático y para evitar derivas.

El flujo de calor en el terreno condiciona la distribución de la temperatura. El movimiento del agua por el medio no saturado y por el medio saturado puede influir notablemente en esa distribución, debido al alto calor específico del agua. Esto se puede aprovechar para determinar la recarga, ya que la temperatura del agua que entra en el sistema subterráneo es distinta de la del terreno y fluctúa de forma diferente. El tratamiento numérico es relativamente sencillo y se puede modelar bien. La recarga difusa por la precipitación produce modificaciones en la distribución y fluctuación de la temperatura, pero son cuantitativamente pequeñas y por lo tanto deben medirse con suficiente precisión. Con la instrumentación termométrica común, con sensibilidad de ±0,1ºC, se requiere que la recarga sea grande, de por lo menos 100 mm/a, para que produzcan efectos cuantificables. Esto limita la aplicación cuando se estudian datos de sondeos. Cuando se trata de sistemas montaña–depresión (de frente montañoso) se pueden identificar las

aportaciones laterales, en especial si proceden de la fusión de nieve en momentos con mayores temperaturas ambientales. En el caso de ríos que recargan al acuífero, se puede cuantificar esa recarga midiendo la temperatura y la diferencia de temperatura en los sedimentos de fondo de cauce, tanto de cursos continuos como intermitentes, y también el intercambio río–terreno.

Los métodos geofísicos de superficie poco aportan a la determinación directa de la recarga más allá de la medición de algunos parámetros del suelo en superficie y en perforaciones, como la humedad a través de la constante dieléctrica.

Las variaciones del contenido total de agua del terreno afectan al valor de la gravedad terrestre referida a un territorio extenso. La variación en la intensidad del campo gravitatorio es muy pequeña en magnitud. Ésta agua total es la suma de la que está en superficie como agua, nieve o hielo, la humedad del medio no saturado (incluyendo el permafrost) y el almacenamiento de agua subterránea, el cual está principalmente definido por la posición del nivel freático. El Proyecto GRACE permite medir periódicamente esas variaciones, promediadas en territorios de dimensión de varias decenas de km y así cuantificar las causas de la variación si se conocen las otras contribuciones a la microgravedad. En condiciones favorables se puede obtener información sobre la recarga en periodos húmedos

Los sensores remotos, en especial los que dan imágenes multiespectrales periódicas de un mismo lugar mediante la observación desde satélite, son potencialmente interesantes para tratar de determinar la recarga natural. Sin embargo, no hay posibilidad de observación directa y hay que recurrir a medidas indirectas. Se pueden complementar los balances de agua con el cálculo de la salida por evapotranspiración mediante observaciones en el campo de la radiación en longitudes de onda corta y en la región térmica y de la humedad de la parte superior del terreno utilizando técnicas pasivas y activas que se sitúan en la frecuencia de las ondas de radar.

Nota: el contenido de este Capítulo se basa en el material publicado y en el recopilado, además de los escritos docentes preparados por el redactor para varios cursos sobre recarga natural y en la experiencia personal en cuanto a algunos de los modelos en proyectos y estudios de casos reales. Hay numerosas adiciones procedentes de textos, estudios y artículos que se referencian oportunamente. El contenido trata de mostrar el mejor conocimiento actual, aunque en ocasiones puede haber problemas de interpretación de las fuentes. No se trata de una revisión completa sobre el tema sino de contribuciones sistematizadas, con énfasis en los aspectos menos comunes y que tienen relevancia para el análisis de la evaluación de la recarga natural en España, que se considera en los Capítulos 9 y10.
Las figuras están en su mayoría tomadas de las referencias, tal como están y con la calidad con que se encuentran. Algunas pueden tener resolución deficiente, rotulaciones y cifras no legibles (se trata de compensar dando indicaciones en el pie de figura) o contenidos que faltan o sobran.
Se mencionan localidades cuya situación con frecuencia no está en mapas o figuras. El lector debe ubicarlas por otros medios.
En el texto se utilizan abreviaturas, símbolos y siglas que se definen cuando se introducen, excepto las más comunes y repetitivas. Estas se reúnen y definen en el Preámbulo general. Se usa m= metro, L = litro; d = día y a = año, afectadas por los indicadores internacionales de submúltiplos y múltiplos del sistema métrico decimal.

6.1 Introducción

Los principios básicos relativos a la recarga natural se presentan de forma general en el Capítulo 1 y sus procesos se analizan en el Capítulo 2. La evaluación de la recarga a distintas escalas espaciales y temporales en cuanto a métodos hidráulico-hidrológicos, entre ellos el balance del agua en el suelo, se considera en el Capítulo 3 y su tratamiento espacial en cuencas y acuíferos en el Capítulo 4. Además de estos métodos hidráulico-hidrológicos, son de notable relevancia los de trazadores naturales, tanto hidroquímicos como isotópicos, que son objeto del Capítulo 5, junto con otros métodos relacionados. Otros métodos para evaluar la recarga natural están disponibles y experimentados, que son los que se consideran en este Capítulo 6. Entre ellos están los de fluctuaciones de niveles freáticos someros y los térmicos, así como los métodos de sensores remotos para determinar las variables hidrológicas y también el propio balance de agua. Cada uno tiene sus propias limitaciones y campo de aplicación, a escalas temporales y espaciales que en general son diferentes de los otros métodos. Los resultados son no necesariamente coincidentes e incluso pueden no solaparse cuando se considera el rango de variación.

6.2 Evaluación de la recarga natural por la fluctuación de niveles freáticos

6.2.1 Niveles freáticos someros

Cuando en un territorio se produce un evento de precipitación que da origen a una recarga difusa, ésta se propaga por el medio no saturado. Al llegar al nivel freático produce un ascenso de niveles, que se superpone a la tendencia evolutiva previa. La transmisión de la recarga por el medio no saturado supone una acumulación con posterior disminución de la humedad del terreno. Esto se traduce en un retraso y una amortiguación de la señal originada en superficie, como se muestra en la Figura 1.3.8 del Capítulo 1 y en las Figuras 6.2.1 y 6.2.2. Esto ya se puso de relieve en los primeros trabajos sobre la recarga (Wenzel, 1936). El retraso y amortiguación se puede analizar por convolución (ver el Subcapítulo 2.9).

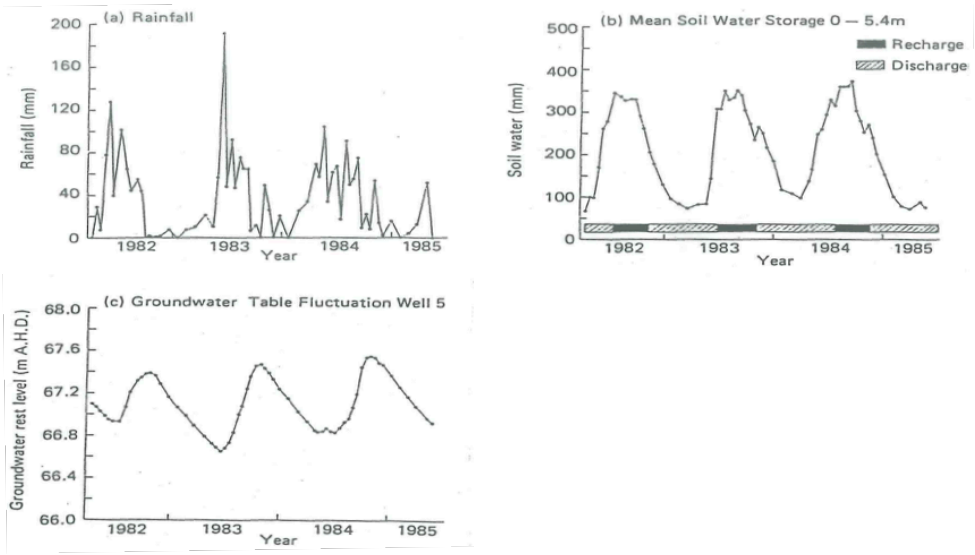


Figura 6.2.1 Evolución pluviométrica en un cierto lugar durante 4 años y respuesta de la humedad del suelo y del nivel freático relativamente profundo, que muestra el retraso y la amortiguación

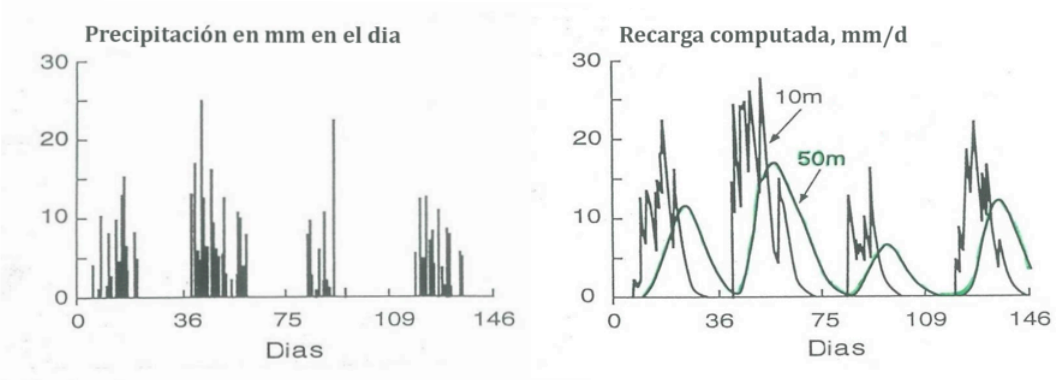


Figura 6.2.2 Evolución calculada de la recarga en un acuífero libre según la profundidad del nivel freático aplicando una convolución (Besbes y de Marsily, 1984). Cuanto más profundo esté el nivel freático mayor es la amortiguación de las fluctuaciones y el retraso respecto a los eventos de lluvia.

Los ascensos producidos por un evento de lluvia de cierta duración que produce recarga deben medirse respecto al nivel freático que se hubiese observado de no haberse producido el evento de recarga (Figura 6.2.3).

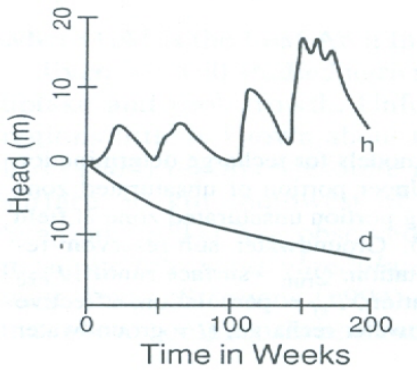


Figura 6.2.3 Niveles piezométricos medidos y evolución simulada si no se hubiese producido recarga a partir del momento que se toma como inicial. La diferencia entre las dos curvas es el ascenso real producido por la recarga (Besbes y de Marsily, 1984). Para ser más precisos, la elevación debería determinarse modificando el nivel de referencia tras cada evento parcial de recarga

Si el nivel freático es somero y tras el proceso de recarga, el aumento de la humedad del suelo vuelve a una situación cuasi-estacionaria en pocas horas. Puede suponerse que a nivel diario e incluso a nivel horario una cantidad igual a la de recarga en tránsito producida entra como recarga en el acuífero y produce un aumento de nivel, sin retraso ni amortiguación importantes. Con el aumento de la profundidad del nivel freático el efecto se amortigua y retrasa. El proceso puede desvirtuarse si hay alguna capa intercalada de suficiente pequeña permeabilidad.

El incremento del nivel freático se puede correlacionar con la recarga si previamente se eliminan o compensan otras causas que también producen aumento del nivel (Kayane y

Kaihotsu, 1988; Sophocleous, 1991; Healy y Cook, 2002; Park, 2012; Park y Parker, 2008; Cuthbert, 2010; 2014; Kim et al., 2013; Crosbie et al., 2005; Jie et al., 2011; Moon et al., 2004), tales como:

1) variaciones periódicas asociadas a la marea oceánica, terrestre y atmosférica y en su caso las debidas a la actividad de la vegetación cuando las raíces afectan a la zona freática o a la franja capilar,

2) variaciones ocasionales debido a que

a) las lluvias intensas saturan el suelo y comprimen el aire, dando lugar a un ascenso rápido del nivel freático (efecto Lisse) y

b) cuando el límite superior de la franja capilar está muy próxima o alcanza la superficie del terreno, basta una pequeña entrada de agua para producir un rápido ascenso de nivel ya que el suelo está casi saturado (efecto Wieringermeer inverso).

En el caso 2a, mientras el aire atrapado no escape, el aumento de presión produce una elevación del nivel freático que vale:

$$\Delta H = P \frac{b}{H_d - b} \frac{1}{\rho g}$$

P = presión atmosférica
H_d = profundidad al nivel freático (o al límite superior de la franja capilar)
b = espesor de la parte superior del suelo que se ha saturado
ρ = densidad del agua
g = aceleración de la gravedad

Además de las fluctuaciones naturales, existen fluctuaciones de origen antrópico (Gehrels, 1999) que también hay que filtrar o corregir. Tales son las debidas a cambios en campos de cultivo al regarlos o a bombeo de agua subterránea. La Figura 6.2.4 muestra el cambio de las fluctuaciones diarias del nivel piezométrico en un campo de cultivo antes y después de la eliminación de la cubierta vegetal.

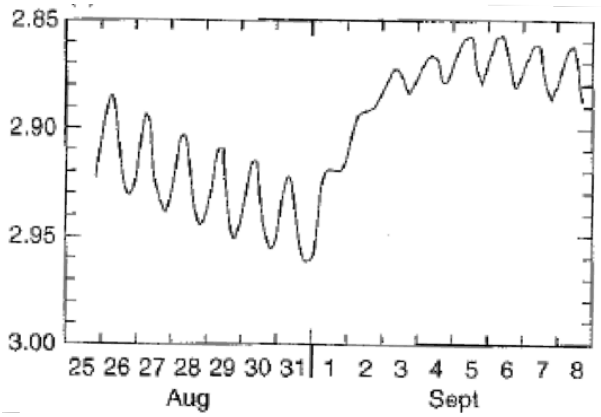


Figura 6.2.4 Cambio de las fluctuaciones diarias del nivel piezométrico en un campo de alfalfa antes y después del corte (Grivovski et al., 2008)

Para conocer la variación diurna real hay que tener en cuenta la tendencia estable, ascendente o de descenso general del nivel freático, como muestra la Figura 6.2.5. La tendencia diaria de variación del nivel freático es mucho menor que la fluctuación diaria. Esto es modelable en función de la variación de la evapotranspiración horaria (Johansson, 1986).

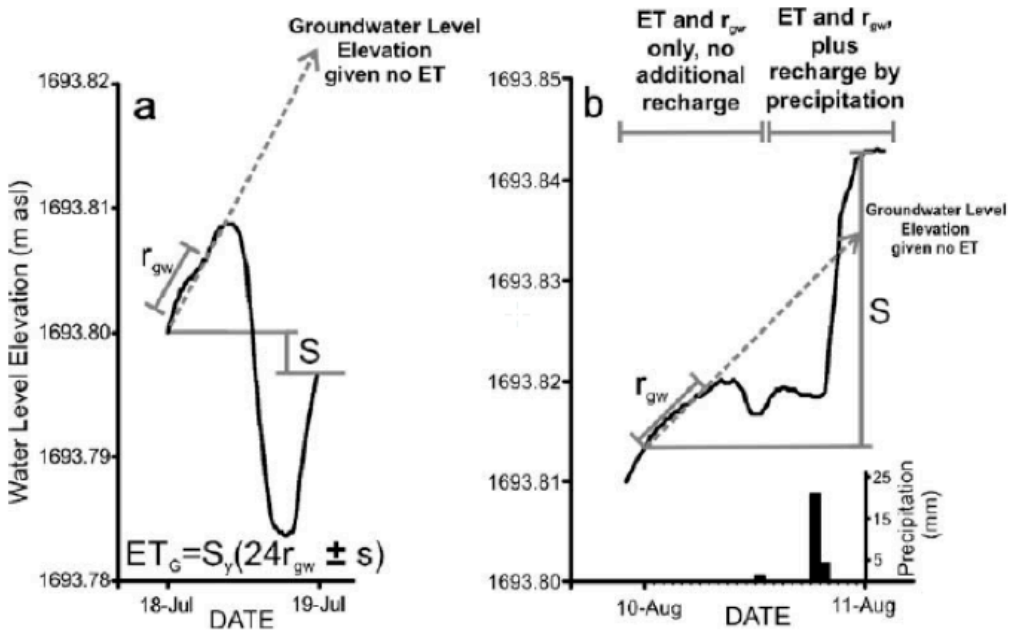


Figura 6.2.5 Fluctuación diaria por efecto de la vegetación (Lautz, 2008). No hay evapotranspiración ET entre 0 y 4 horas. Tras la extrapolación de la evolución a las 24 horas: cambio total de nivel = 24h'+s. La ET en el día = m_d(24h'+s), siendo md = porosidad drenable

Para compensar las variaciones no causadas por la recarga se puede proceder a: 1) suponer que el coeficiente de almacenamiento S_y varía con la profundidad del nivel freático, 2) prolongar la rama de recesión del hidrograma de niveles y 3) filtrar los efectos periódicos y el efecto Lisse. El efecto Lisse es de ascenso rápido y también descenso rápido cuando el aire atrapado consigue escapar (Weeks, 2002). La mejor aplicación es para profundidades del nivel freático entre < 1 a 1,5 m. Véase la Figura 6.2.6.

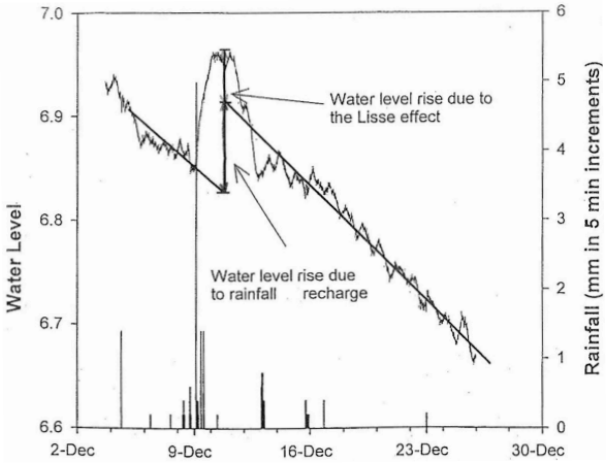


Figura 6.2.6 Hidrograma de niveles freáticos correspondiente a un acuífero libre en recesión que recibe recarga por una lluvia concentrada.

En un tiempo t se puede establecer que la recarga R vale

$$R = (h - h_{-1} + D\,\Delta t)S \quad \text{si } R > 0$$

Gráficamente es R = Δh·S si Δh es el ascenso desde la extrapolación de la tendencia de evolución del nivel freático previo al evento de lluvia.

D = tasa de descenso si no se hubiera producido la recarga (deducida del hidrograma de niveles freáticos), debido a que el agua del acuífero fluye, hay evaporación, transpiración y otros efectos.
h = nivel freático; -1 en el tiempo anterior, hace Δt
S = coeficiente de almacenamiento = porosidad (eficaz) llenable

Para poder estimar bien R hace falta conocer bien S y tener hidrogramas y yetogramas detallados y suficientemente sensibles, por lo menos horarios y deseablemente cada 5 min, con precisión de ± 0,5 mm para el nivel y de ± 0,1 mm para la precipitación. Es posible aplicar el procedimiento con datos semanales o mensuales, pero se pueden cometer errores importantes a causa del retraso y sobre todo de la amortiguación. Algunas aplicaciones prácticas pueden encontrarse en Pirastru y Niedda (2013), Neto et al. (2016) y Varni et al. (2010; 2013).

Cuando los eventos de lluvia están suficientemente separados, cada uno produce su propia respuesta en función de la recarga que realmente origina. Las lluvias relativamente pequeñas no producen recarga alguna. Si los eventos están próximos entre sí, sus efectos en los niveles freáticos se solapan. Para medir el ascenso real producido se requiere extrapolar correctamente la evolución de niveles desde la lluvia anterior, como muestra la Figura 6.2.7. Los eventos de lluvia de larga duración no permiten el análisis detallado y hay que realizar estimaciones.

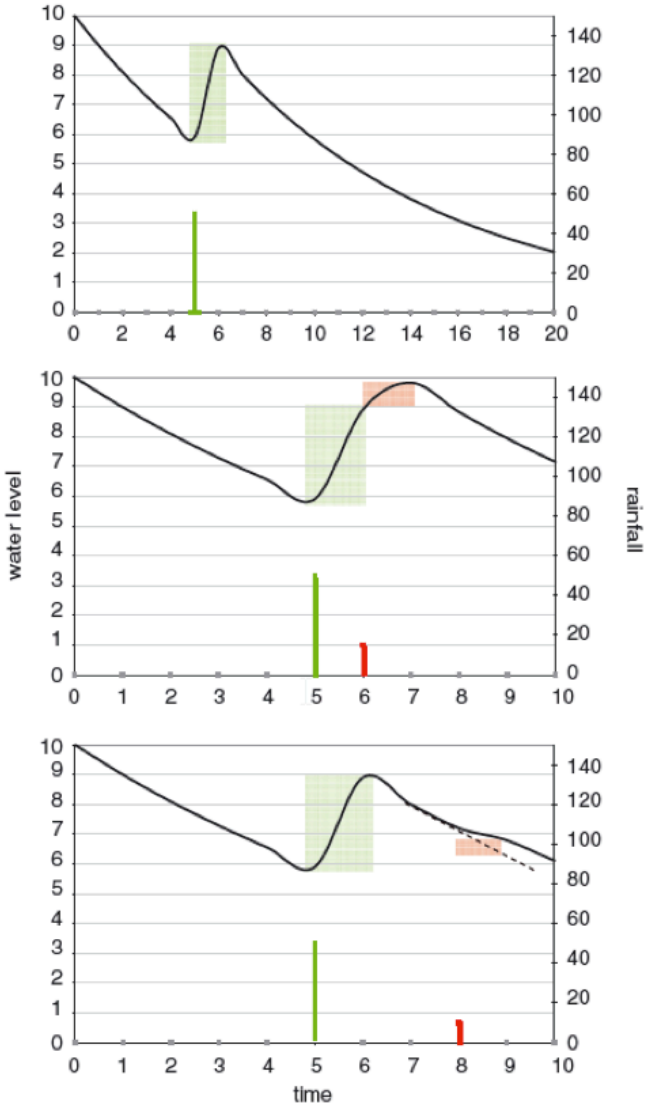


Figura 6.2.7 Representación esquemática que muestra la respuesta del nivel freático asociada a lluvias individuales. A) para un evento de lluvia aislado el nivel freático asciende simultáneamente a la lluvia, B) nuevo evento de lluvia cuando el nivel freático está aún ascendiendo tras el evento anterior; la respuesta al segundo evento se calcula como el ascenso a partir del punto de inflexión, y C) evento de lluvia que sucede cuando el nivel desciende, de modo que no se observa un pico pero se ven dos puntos de inflexión; la respuesta al evento se calcula como la diferencia entre el nivel freático observado en el segundo punto de inflexión y el valor contemporáneo de la pendiente proyectada y el nivel freático anterior a la primera inflexión.

El análisis de una serie larga de datos del nivel freático es lento y tedioso, por lo que se busca en lo posible métodos automatizados (Crosbie, 2005). El programa PULSE (Rutledge, 2014) es uno de los que se han creado para automatizar estas tareas. Para sistematizar el análisis, se pueden utilizar curvas tipo de agotamiento de niveles (Heppner et al., 2005). Una revisión actualizada puede encontrarse en van der Kamp y Schmidt (2017).

Para automatizar el tratamiento se hacen algunos filtrados previos, como

a) que haya ascenso $\Delta h = h - h_{-1} + D\,\Delta t > 0$,
b) que no haya habido lluvia previamente: $\Sigma P = 0$ para $t - \alpha < t' < t$, siendo α un parámetro de tiempo procedente y
c) que $h_t < h_{t+\beta} < D\Delta t$ para filtrar el efecto Lisse (β es un parámetro) de modo que si no se cumple es que el ascenso no es por recarga y se toma $R = 0$ en el tiempo considerado.

La sistemática de análisis a seguir es:

1) aplicar la transformada de Fourier de paso bajo (baja frecuencia) para eliminar las fluctuaciones diurnas, semidiurnas e instrumentales (por deriva a lo largo del día, por ejemplo, por cambios en la temperatura)

2) calcular la tasa de cambio del nivel entre eventos de lluvia en función de la profundidad del nivel

3) sumar los términos de descenso

4) eliminar los valores negativos que no vayan precedidos de lluvia hace un tiempo α

5) eliminar los términos debidos al efecto Lisse para obtener Δh

6) evaluar el valor S en cada vez en que hay un Δh

7) calcular $R \approx \Delta h\, S$

8) acumular los valores de R para tener la recarga en un cierto periodo

Si θ es la humedad volumétrica del suelo, siendo θ_s = valor saturado y θ_r = humedad residual, es $S = \theta_s - \theta_r$ con el nivel freático profundo, pero $S \rightarrow 0$ cuando el nivel freático es somero (efecto Weingermeer inverso). De acuerdo con la Figura 6.2.8, $\theta = \theta 1$ cuando el nivel freático está a la profundidad z_1 y $\theta = \theta_2$ para la profundidad z_2 ($\Delta z = z_2 - z_1$), según el perfil de humedad, suponiendo que en ambos casos se alcanza el equilibrio estacionario respecto a la profundidad del nivel freático H. Si la profundidad del nivel freático se modifica y se supone que el perfil de humedad se reequilibra rápidamente y la forma del perfil de humedad se mantiene (traslación Δz), el coeficiente de almacenamiento aparente es:

$$S_a = \frac{1}{\Delta z}\left[\int_{z_1}^{z_2} \theta_2 dz - \int_{z_1}^{z_2} \theta_1 dz\right]$$

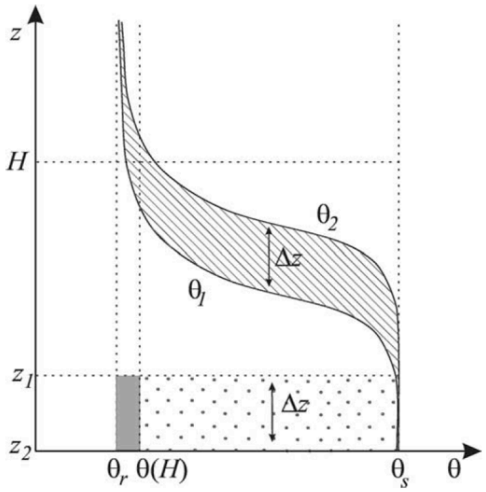


Figura 6.2.8 Perfiles de humedad estacionarios del medio no saturado entre la superficie y el nivel freático somero antes (2) y después (1) del evento de lluvia que produce un ascenso Δz

Si H es la profundidad de la superficie freática y z_1 – H es grande, el valor de S es la porosidad (eficaz) llenable.

Utilizando la fórmula de van Genuchten (Sección 2.2.3 del Capítulo 2):

$$\theta(\tau) = \theta_r - (\theta_s - \theta_r)[1 + (a\tau)^n]^{-1+(1/m)}$$

y una vez que el equilibrio se ha restablecido (por ejemplo, 15 horas tras la lluvia)

$$S_a = S_d - S_d\left[1 + \left(\frac{\alpha(z_i + z_f)}{2}\right)^n\right]^{-1+(1/m)}$$

S_d = porosidad llenable máxima
z_i = nivel inicial
z_f = nivel final

Si la profundidad del nivel freático es grande, $S_a = S_y$ y si es pequeña ($\rightarrow 0$) $S_a = 0$.

El valor Sd se puede obtener de la curva de retención del laboratorio θ de la respuesta del nivel freático a eventos bien conocidos de precipitación o de ensayos de bombeo en condiciones adecuadas, aunque frecuentemente los valores derivados de los ensayos de bombeo son dudosos y muchas veces excesivamente pequeños a causa de diversos efectos de drenaje diferido.

En suelos estratificados hay que considerar los perfiles de humedad en cada material (Figura 6.2.9). Para dos capas:

$$S_a = \frac{1}{\Delta z}\left[\int_{z_1}^{H_1}\theta_2 dz - \int_{z_1}^{H_2}\theta_1 dz\right] + \frac{1}{\Delta z}\left[\int_{H_1}^{H_2}\theta_2 dz - \int_{H_1}^{H_2}\theta_1 dz\right]$$

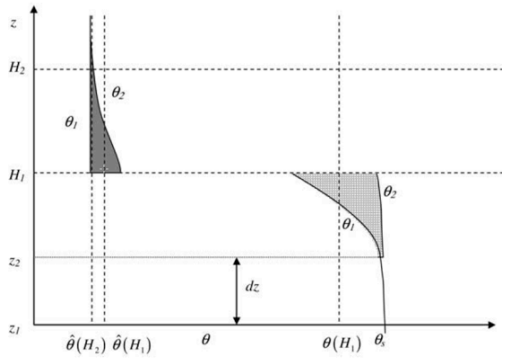


Figura 6.2.9 Perfiles de humedad estacionarios del medio no saturado entre la superficie y el nivel freático somero, cuando hay dos capas, para antes (2) y después (1) del evento de lluvia que produce un ascenso Δz

La variación de S con la profundidad del nivel freático puede ser notable, como indica la Figura 6.2.10. La existencia de la zona capilar tiene importancia cuando se consideran acuíferos someros (Gillham, 1984), tanto más cuanto más fino sea el material del medio no saturado, como se comenta en el Subcapítulo 2.2 y muestra la Figura 6.2.11.

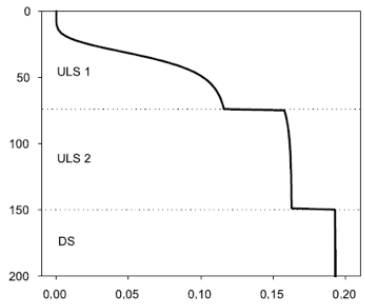


Figura 6.2.10 Variación del coeficiente de almacenamiento S con la profundidad (en m) para un suelo con dos capas, como el de la Figura 6.2.9. Por debajo de 1,5 m el medio está saturado. Por encima de 0,5 m la franja capilar queda próxima a la superficie del terreno con lo que Sy disminuye (Crosbie et al., 2005)

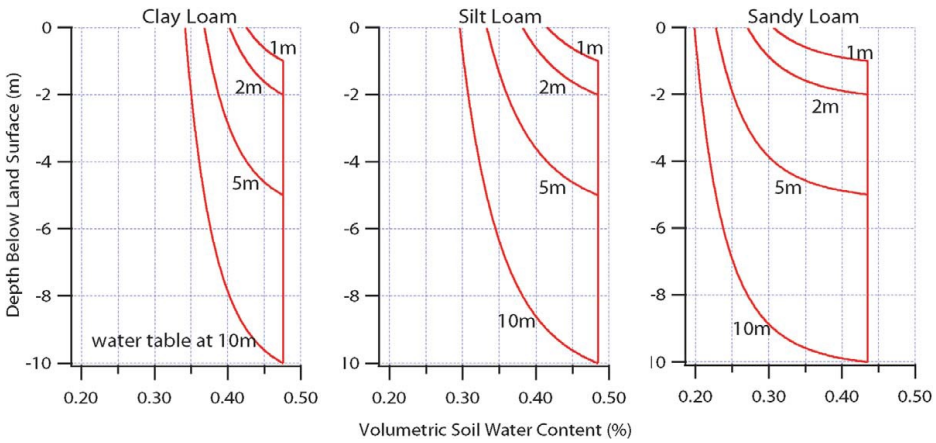


Figura 6.2.11 Humedad del perfil del suelo por encima del nivel freático cuando éste está a 10, 5 y 1 m bajo la superficie del terreno, para tres tipos de suelo: lodo arcilloso, lodo limoso y lodo arenoso (Fan et al., 2007; Salvucci y Entekhabi, 1984)

La Figura 6.2.12 muestra el resultado del cálculo de la recarga a partir del registro de niveles de un piezómetro corto en un acuífero freático con el nivel somero. Para analizar la evaluación realizada se puede proceder a comparar la recarga de cada evento con la lluvia que la ha producido, tanto evento por evento como por acumulación, como muestra la Figura 6.2.13.

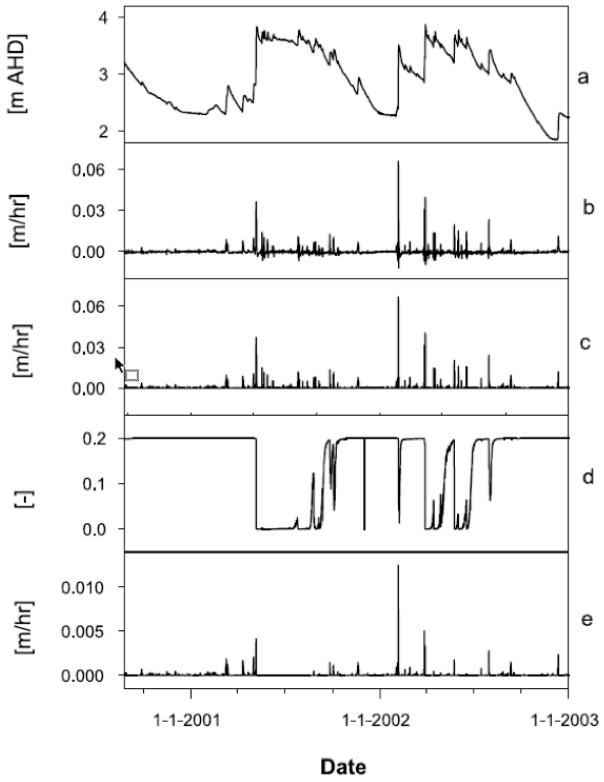


Figura 6.2.12 Cálculo de la recarga a partir del hidrograma de un piezómetro corto en un acuífero freático con el nivel somero: a) nivel freático, b) nivel freático diferenciado, c) ascensos del nivel freático como respuesta a la recarga, d) coeficiente de almacenamiento aparente y e) recarga (Crosbie et al., 2005).

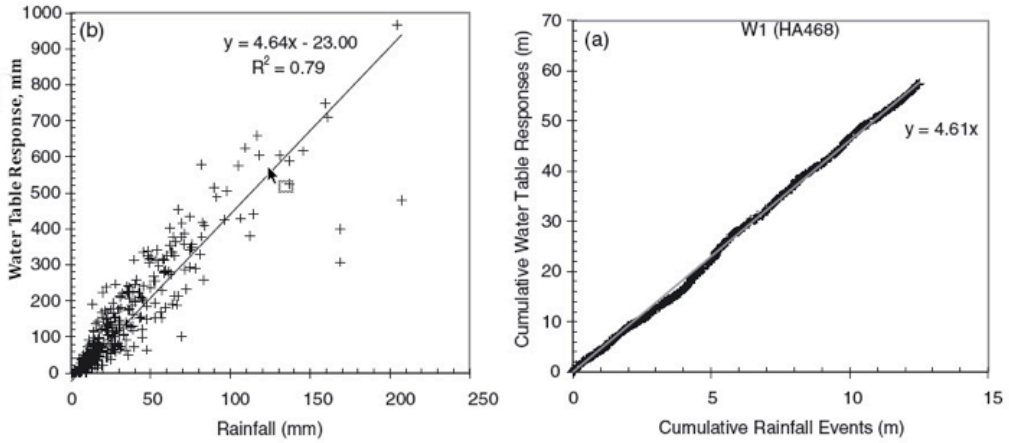


Figura 6.2.13 Acumulación de la respuesta del nivel freático representado en la Figura 6.2.12 y de las respuestas a eventos de lluvia individuales. La relación lluvia/ascenso es 0,21, que es una evaluación de la porosidad (eficaz) llenable. Las rectas no pasan por el origen, sino que cortan al eje de lluvia a 5 mm, que es un valor que puede corresponder a la interceptación (van Gaalen et al., 2013)

Los resultados son muy sensibles al coeficiente de almacenamiento. En general se trata de ascensos (porosidad llenable), pero con niveles que se agotan según la porosidad drenable. Ambos valores coinciden cuando se puede despreciar la histéresis en el medio no saturado, pero la realidad puede ser distinta. Si se tiene una estación de aforos que recoge toda el agua generada y se separa el caudal de base, es posible una calibración por acumulación durante un periodo de tiempo. Pero la separación de componentes del hidrograma es incierta y es posible que la cuenca superficial no coincida con la subterránea, en especial en medios muy transmisores y frecuentemente en acuíferos kársticos.

La hipótesis de que tras la modificación de la humedad del suelo tras un evento de recarga se vuelve rápidamente a tener un perfil de humedades cuasi-estacionario puede ser también causa de errores en la estimación de S, como muestran las Figuras 6.2.14 y 6.2.15.

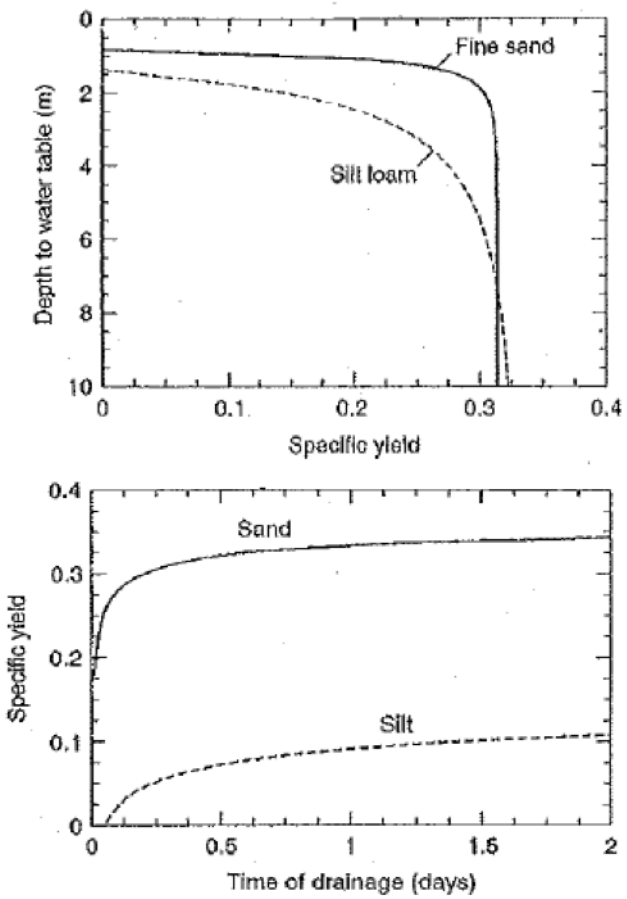


Figura 6.2.14 Comparación entre el coeficiente de almacenamiento (porosidad eficaz: llenable o drenable según el caso) de una arena y un limo. La figura superior son los perfiles, que dependen del estado de humedad de la parte superior. La figura inferior muestra cómo cambia el valor de la porosidad en función del tiempo. El regreso a las condiciones cuasi-estacionarias es de medio día para arena y de un día y medio para limo

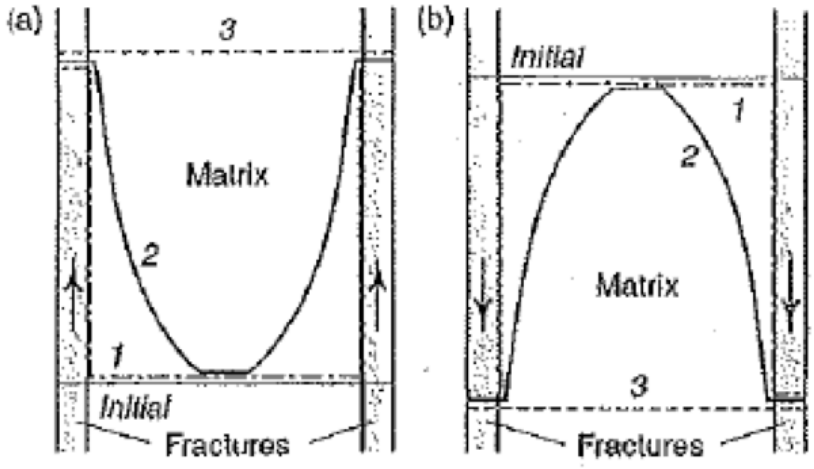


Figura 6.2.15 Evolución temporal de la porosidad eficaz de un medio de doble porosidad con difusión matriz–fisura. El cambio puede ser lento, tanto en condiciones de llenado como de vaciado. Depende del espaciado de las fisuras (tamaño de los bloques de matriz de suelo) y de la difusividad hidráulica de los bloques. S puede variar entre la porosidad de fisuras (frecuentemente menor que 0,01) y la porosidad total drenable

De las diferencias que se observan al comparar las series de niveles freáticos y los valores calculados se pueden deducir reajustes de la porosidad eficaz para un mejor afino (Figura 6.2.16). Si se dispone de series largas de observaciones cabe calibrar con una parte del periodo y validar los resultados con el resto (Figura 6.2.17).

Los resultados del método de la fluctuación de niveles freáticos se han comparado con los resultados de trazadores atmosféricos en las formaciones volcánicas jóvenes de la isla de Jeju, en Korea (Hagedom et al., 2011). Estos resultados se han utilizado para la cartografía de la recarga en los Emiratos Árabes Unidos (Sheriff et al., 2018).

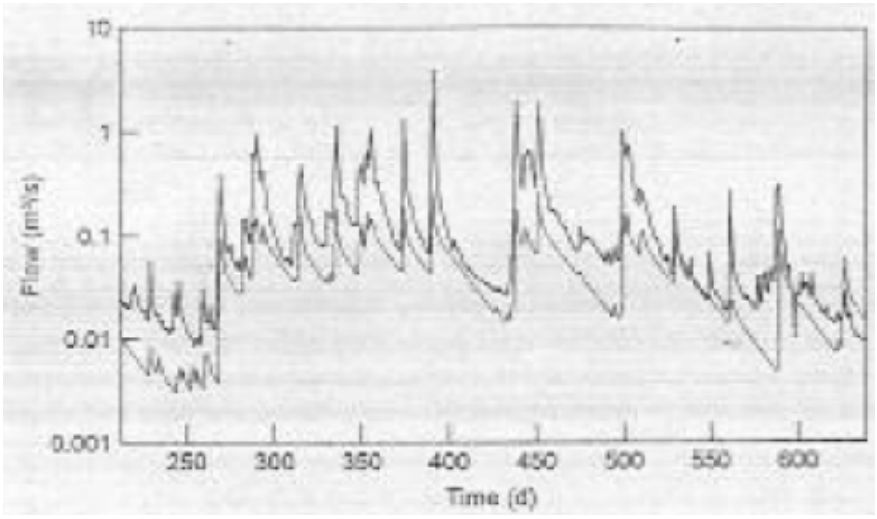


Figura 6.2.16 Diferencias al comparar las series de niveles freáticos y los valores calculados. De la figura superior se pueden deducir los reajustes de la porosidad eficaz para afinar más, como muestra la figura inferior.

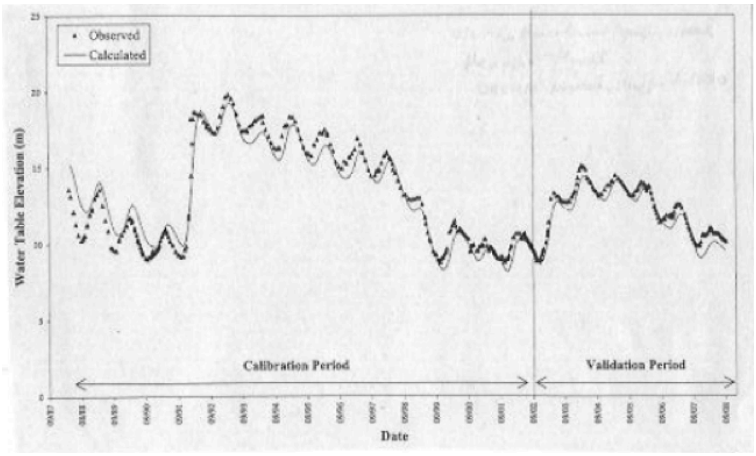


Figura 6.2.17 Cuando se dispone de series largas de observaciones se puede calibrar con una parte del periodo y validar los resultados con el resto

La calibración para determinar la recarga es un procedimiento largo y tedioso cuando hay muchos datos, si se quiere tener en cuenta los detalles anteriormente expuestos. Se pueden aplicar modos simplificados (Park y Parker, 2008; Park, 2012; Carretero y Kruse, 2012) para llegar a resultados rápidos que faciliten un ajuste posterior más sencillo.

Una variante del método de evaluación de la recarga según los cambios de los niveles freáticos, menos detallista y más agregado, es comparar directamente la aportación de la precipitación en la cuenca aguas arriba de una estación de aforos con los datos de la estación de aforos, según muestra la Figura 6.2.18, pero la evolución de la recarga no es la misma que la de la descarga.

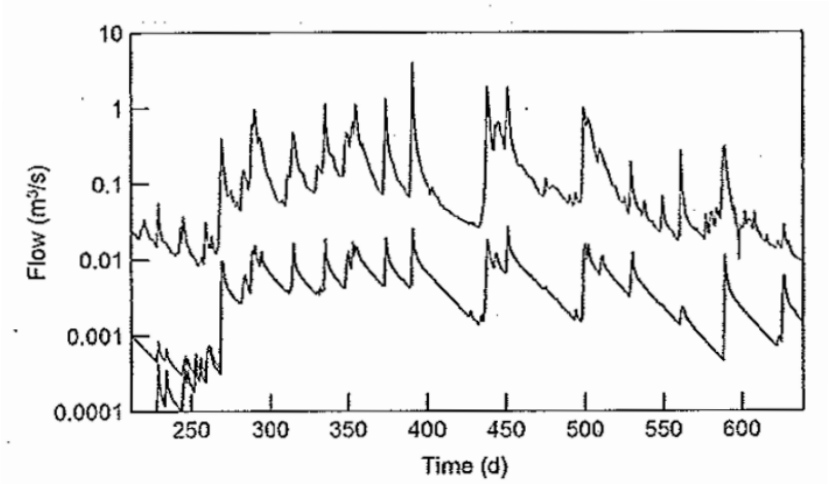


Figura 6.2.18 Caudal fluvial observado en una estación de aforos (gráfica superior) y simulación inicial de la descarga de agua subterránea en la gráfica inferior, que en realidad son dos gráficas que se superponen excepto al inicio, según se considere una descarga inicial nula o de 0,001 m^3/s (Rutledge, 2014). Para el cálculo automático de la recarga se ha usado un coeficiente de agotamiento medio. Para que ambas gráficas coincidan se procede a trasladar hacia arriba la gráfica simulada hasta superponerla con la de aforo (equivale a aplicar un factor constante, que expresa el error de la porosidad eficaz adoptada) y después a reajustes en los tramos con mayores diferencias, revisando el coeficiente de agotamiento para aproximarlo a los valores observados en ese tiempo

Con los valores de la porosidad efectiva es posible predecir la evolución de niveles freáticos en un determinado lugar o área según escenarios de pluviometría, lo que es de importancia en grandes llanuras de nivel freático somero, como La Pampa Argentina (Tanco y Kruse, 2001).

6.2.2 Niveles freáticos profundos

Cuando los niveles freáticos no son someros, la señal de la recarga en los niveles freáticos se amortigua, extiende y retrasa. Por lo tanto, los cálculos de las elevaciones ya no responden de una forma proporcionalmente sencilla a la señal de entrada. Para tratar estas situaciones hay que recurrir a realizar el cálculo completo del flujo. Esto es lo que tratan de hacer de forma simplificada diversos de los modelos que se consideran en el Capítulo 4, aunque el tratamiento del nivel freático es en general demasiado simple para reproducir en detalle sus variaciones. El modelo Visual-BALAN y su extensión GIS-BALAN son una aproximación razonable en muchas circunstancias si el medio está en estado natural, es decir libre de extracciones que modifiquen el flujo del agua en el acuífero.

En un sistema con diversas cuencas, la magnitud relativa de las oscilaciones piezométricas en las diferentes áreas es una indicación de la distribución territorial relativa de la recarga (Salama et al., 1999).

Existen soluciones analíticas para determinar la recarga en acuíferos alargados entre un borde impermeable y un rio en el que descarga. Se derivan de lo expuesto en la Sección 2.10.3 del Capítulo 2.

Para determinar la recarga directa o indirectamente, es posible acoplar modelos de recarga con modelos de flujo del medio no saturado, pero es complicado, lento, costoso en tiempo de cálculo y requiere un suficiente buen conocimiento de los parámetros hidráulicos involucrados o su calibración.

En casos de flujo 2-D en una sección vertical, el acoplo es más sencillo y se puede hacer considerando el flujo por el medio no saturado mediante la ecuación de Richards. Tal puede suceder en acuíferos alargados que descargan a lo largo de un río, calculando secciones perpendiculares al cauce (Cuthbert, 2010). Cuando se trata de cuencas grandes, la modelación debe incluir la transferencia de agua por los cauces ya que los tiempos pueden ser mayores que los de la discretización temporal. Chemingui et al. (2015) comparan los resultados de aplicar otros métodos, además del modelo acoplado, como separación de componentes del hidrograma fluvial y variación del nivel freático. Hay diferencias en los resultados, no sólo por los errores inherentes de cada método, sino por las distintas escalas espaciales y porque el valor de la recarga que proporciona cada modo de evaluación no responde al mismo concepto.

6.3 Evaluación de la recarga natural mediante la temperatura

6.3.1 Introducción

El terreno evacúa hacia la atmósfera el calor generado en el interior de la Tierra, principalmente en las capas más externas, donde se acumulan los isótopos radioactivos naturales. Así se produce un gradiente geotérmico que depende de la intensidad de las fuentes térmicas distribuidas y de la conductividad térmica volumétrica del medio.

Se suele suponer que el agua y el terreno están siempre a la misma temperatura si el contacto es íntimo, o sea que están en equilibrio térmico En ausencia de flujo significativo de agua, la temperatura del terreno, saturado o no, aumenta con la profundidad a causa de la generación de calor endógeno. En promedio se emiten unos 50 mW/m^2, lo que supone un gradiente geotérmico en la parte superior de la corteza terrestre de alrededor de 0,03 $ºCm^{-1}$, con pequeñas variaciones dependiendo de la naturaleza de las rocas. En ciertos casos el gradiente geotérmico está incrementado por la existencia de cuerpos magmáticos enterrados en proceso de enfriamiento o de agua calentada por los mismos o de procedencia profunda.

La distribución normal se ve perturbada por cambios en el flujo del agua subterránea, por la recarga y por modificaciones de la temperatura en superficie. La observación de esas perturbaciones y cambios, cuando son suficientemente grandes, pueden contribuir al conocimiento de la recarga (Anderson, 2005).

La constante solar es 1300 W/m^2 y el flujo térmico medio es 750 W/m^2 para la potencia solar incidente a nivel del terreno, que se reduce a 50–400 W/m^2 sobre el terreno y vegetación, dependiendo de las condiciones atmosféricas. El flujo calorífico solar es tres órdenes de magnitud más que el flujo de calor geotérmico medio global, que es de 54±4 mW/m^2, que en el continente vale normalmente entre 54 y 80 mW/m^2.

Esta condición de contorno superior produce una variación sinusoidal diurna y estacional de la temperatura en superficie del terreno alrededor de un valor medio, que es próximo a la temperatura media del lugar. Estas variaciones se propagan hacia abajo, atenuándose y retrasándose, según el tipo de roca, hasta hacerse imperceptibles (< 0,1 ºC) a partir de algunos pocos de metros de profundidad, según el tipo de roca.

6.3.2 Flujo calorífico en el terreno

La ecuación que describe el transporte de calor en un medio poroso saturado de agua puede deducirse fácilmente por balance de calor en un volumen elemental, para medio homogéneo, isótropo e incompresible. El balance energético por unidad de volumen y por unidad de tiempo, se puede escribir:

$$-\text{div}\, J_D - \text{div}\, J_A + F = \frac{\partial}{\partial t}(c'_m \theta)$$

J_D = flujo de calor por conducción (Ley de Fourier) = – K grad θ		$[EL^{-2}T^{-1}]$
K = conductividad térmica del medio		[EL–1T–1K–1]
θ = temperatura del agua y del sólido (supuestas iguales)		[K]
J_A = flujo de calor advectivo	JA = q ρa ca θ	$[EL^{-2}T^{-1}]$
q = flujo de agua (Ley de Darcy)	q = –k grad h	$[LT^{-1}]$
k = conductividad hidráulica		$[LT^{-1}]$
h = potencial hidráulico		[L]
ρ_a = densidad del agua		$[ML^{-3}]$
c_a = capacidad calorífica (calor específico) del agua		$[EM^{-1}K^{-1}]$
F = aportación (fuente) volumétrica de valor (negativa si es sumidero)		$[EL^{-3}T^{-1}]$
ρ_m = densidad del medio = (1 – m)ρs + mρa		$[ML^{-3}]$
ρ_s = densidad del sólido [ML–3]		
m = porosidad [adim.]		
c'_m = capacidad calorífica volumétrica del medio = (1 – m)ρscs + mρaca		$[EL^{-3}K^{-1}]$
c_s = capacidad calorífica del sólido		$[EM^{-3}K^{-1}]$

La conductividad térmica del terreno K varía entre 0,2 y 4 $W{\cdot}m^{-1}K^{-1}$, normalmente entre 0,8 y 3,4 $W{\cdot}m^{-1}K^{-1}$. Vale 0,6 $W{\cdot}m^{-1}K^{-1}$ para el agua. K depende del contenido de humedad del suelo (Figura 6.3.1).

La capacidad calorífica del terreno varía generalmente entre 0,1 y 0,2 $W{\cdot}m^{-3}K^{-1}$. Vale 0,24 $W{\cdot}m^{-3}K^{-1}$ para el agua (1 kcal/kg). Depende de la densidad y del contenido en humedad.

La difusividad térmica de un material se define como a_m $[L^2T^{-1}] = K/(c_p{\cdot}\rho)$, donde c_p $[EM^{-1}K^{-1}]$ es el calor específico del material a presión constante. El valor de la difusividad térmica del terreno está comprendido entre $0{,}8 \cdot 10^{-6}$ y $1{,}3 \cdot 10^{-6}$ m^2s^{-1} para la mayoría de los suelos y entre $1{,}9 \cdot 10^{-6}$ y $2{,}3 \cdot 10^{-6}$ m^2s^{-1} para las rocas. En el caso del agua, la difusividad térmica vale $2{,}2 \cdot 10^{-6}$ m^2s^{-1}. Los materiales no consolidados (arenas, limos y arcillas) saturados tienen una difusividad térmica am entre $0{,}6{\cdot}10^{-6}$ y $0{,}09{\cdot}10^{-6}$ m^2/s. La dispersividad hidrodinámica lleva a valores mayores que los indicados, debidos al movimiento de las partículas de fluido respecto a un plano medio. Recopilaciones de valores de las propiedades térmicas de los terrenos pueden encontrarse en de Vries (1963), Matthess y Harvey (1982) y Farouki (1986).

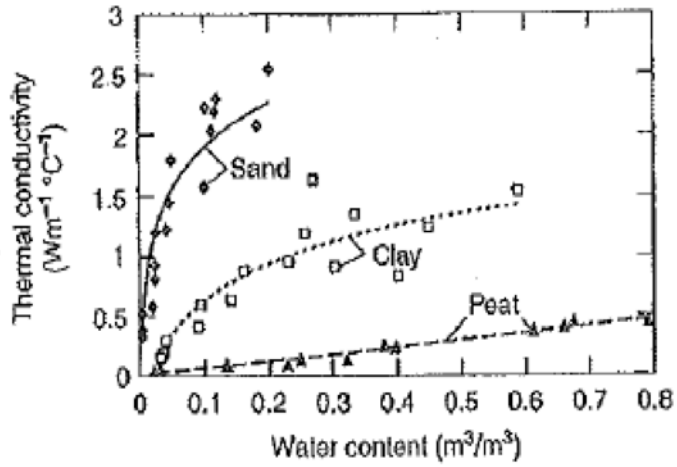


Figura 6.3.1 Conductividad térmica del terreno según el contenido de humedad para arena, arcilla y turba

Para flujo unidimensional vertical de calor y agua:

$$K\frac{\partial^2\theta}{\partial z^2} - q\rho_a c_a\frac{\partial\theta}{\partial z} + F = c'_m\frac{\partial\theta}{\partial t}$$

ya que $\partial q/\partial z = 0$ al considerarse el agua y el medio como incompresibles.

Si a_m = difusividad térmica del medio = K / c'_m $[L^{-2}T^{-1}]$, entonces se puede escribir:

$$a_m = \frac{\partial^2\theta}{\partial z^2} - q\frac{\rho_a c_a}{c'_m}\frac{\partial\theta}{\partial z} + \frac{F}{c'_m} = \frac{\partial\theta}{\partial t}$$

La ecuación del transporte de calor en estacionario para un medio sin flujo de agua (i.e. sin transporte advectivo) y con una fuente calorífica homogénea es:

$$K = \frac{\partial^2\theta}{\partial z^2} + F = 0$$

Integrando la ecuación anterior con la condición de contorno de $\theta = \theta_0$ para $z = 0$ (superficie del terreno), cuando z es positiva hacia abajo, y definiendo el gradiente térmico vertical $i = d\theta/dz|_0$, se obtiene como solución:

$$\theta - \theta_0 = iz - \frac{F}{2K}z^2$$

Para z << 2K/F, el segundo término de la derecha de la ecuación anterior es despreciable, obteniendo que $\theta-\theta_o \approx i \cdot z$, que responde al calentamiento geotérmico clásico.

La Figura 6.3.2 es un ejemplo de perfiles térmicos en pozos profundos.

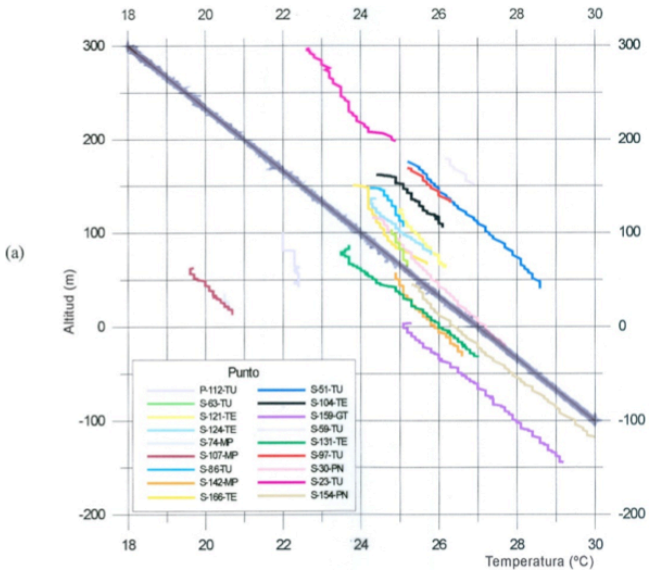


Figura 6.3.2 Perfiles de temperatura en pozos perforados en el Macizo de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias) según Herrera (1996) y Herrera y Custodio (2001a), en clima árido y con escasa recarga. La línea gruesa es el gradiente vertical de temperatura de 30 ºC/km. En los pozos el gradiente es muy ligeramente superior. Las diferentes posiciones de los perfiles son debidas a que los pozos están en lugares distintos con diferentes temperaturas medias anuales. El origen de cada perfil corresponde al nivel del agua en el pozo

6.3.3 Efecto de la recarga y flujo del agua en la temperatura del terreno somero

Las variaciones diarias y anuales de flujo térmico solar se traducen en un calentamiento y enfriamiento cíclico del terreno en superficie, que se propaga en profundidad de forma progresivamente amortiguada y con retraso, en función de las características térmicas del terreno. Las variaciones ya no son sensibles a partir de cierta profundidad, en función de la sensibilidad del termómetro utilizado, comúnmente de ±0,1 ºC, pero que puede ser de ±0,01 ºC con los instrumentos apropiados. Esta profundidad crece con la difusividad térmica del medio y con el periodo de la oscilación térmica en superficie. Puede llegar a 7-10 m para sensibilidad de 0,1 ºC y 15-20 m para sensibilidad 0,01 ºC. La recarga altera la distribución vertical debido a la gran capacidad térmica del agua. La importancia de la perturbación producida está relacionada con la tasa de recarga (Boyle y Saleem, 1979).

Si no hay flujo vertical de agua (recarga), $\log(\Sigma o/\Sigma z) = \mu z$, en la que Σo y Σz son respectivamente la amplitud de la oscilación en superficie y a profundidad z [L] y $\mu[L^{-1}] = [\pi/(\tau a_m)]1/2$, siendo am $[L^2T^{-1}]$= difusividad térmica del medio y τ[T]= período de la oscilación.

La Figura 6.3.3 representa perfiles térmicos estacionales medios. El perfil térmico en un momento determinado es más complejo, ya que muestra la propagación retrasada y amortiguada de la variación en superficie, como se muestra en la Figura 6.3.4.

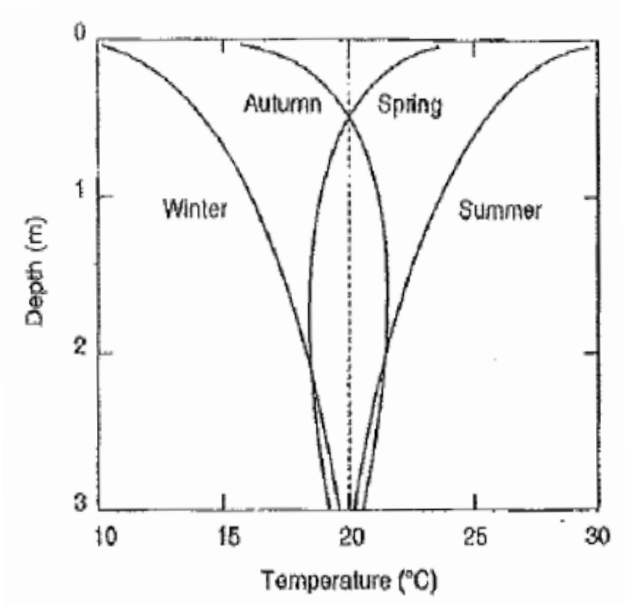


Figura 6.3.3 Perfiles térmicos estacionales habituales. En el caso representado el efecto se extingue hacía los 4 m, en función de la precisión con la que se mide la temperatura.

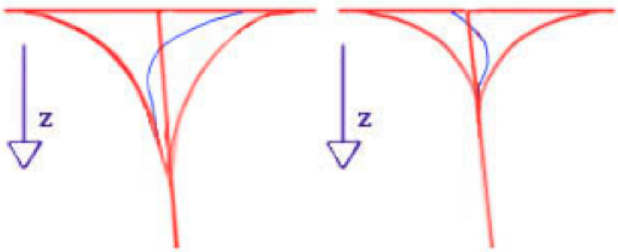


Figura 6.3.4 Perfil térmico en un momento determinado dentro de los valores extremos posibles. La propagación retrasa y amortigua la variación en superficie

La existencia de recarga hace penetrar más la fluctuación térmica (Figura 6.3.4), de modo que según Taniguchi (1993),

$$\ln(\Sigma_o / \Sigma_z) = \gamma \cdot z$$

siendo

$$\gamma = \left[\sqrt{\mu^4 + \frac{\xi^4}{4}} + \frac{\xi^2}{2}\right]^{1/2} - \xi$$

$$\mu = \sqrt{\frac{\pi c'_m}{K\tau}} \quad ; \quad \xi = q\frac{c_a \rho_a}{2K}$$

La relación entre log(Σ/Σo) y z (Figura 6.3.5) debe ser una recta de pendiente m = γ/ln(10) y la relación entre γ y $\xi \cdot \mu^{-1/2}$ es la de la Figura 6.3.6. De la pendiente de la relación lineal se obtiene γ y con este valor se obtiene ξ·μ-1/2 y con el mismo el de q tras combinar μ y ξ. Teniendo en cuenta que log(X)=ln(X)/ln(10), la expresión $\ln(\Sigma_o/\Sigma_z) = \gamma \cdot z$ se puede poner en función de $\log(\Sigma_o/\Sigma_z)$, dividiendo a ambos lados de la ecuación $\ln(\Sigma_o/\Sigma_z) = \gamma \cdot z$ por ln(10). La relación lineal entre $\log(\Sigma/\Sigma_0)$ y z queda como γ/ln(10) = 0.43γ.

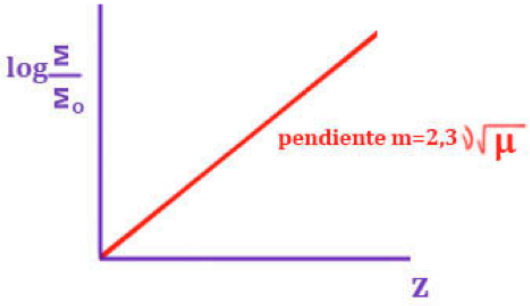


Figura 6.3.5 Relación lineal entre $\log(\Sigma/\Sigma_0)$ y z, con pendiente m = γ/ln(10) = 0.43γ = 2,3ν/√μ

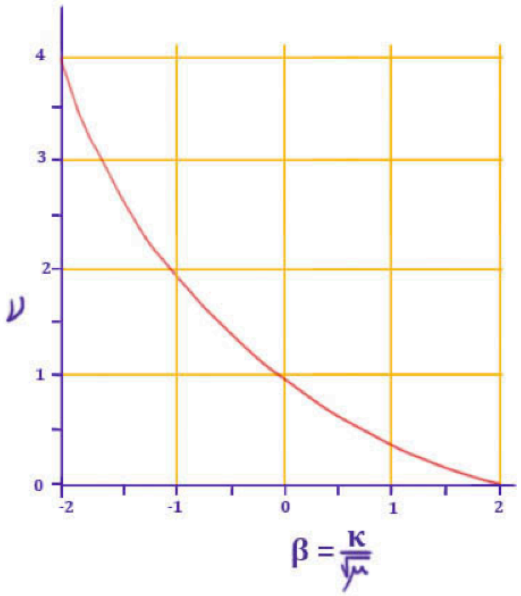


Figura 6.3.6 Relación entre γ y $x \cdot \mu^{-1/2}$

6.3.4 Efecto de la recarga y flujo del agua en la temperatura del terreno profundo

El agua es la substancia natural que tiene mayor calor específico. Al fluir puede afectar a la distribución térmica en el terreno. La recarga perturba el perfil de temperatura, cuyo gradiente vertical se altera, para decrecer cerca de donde el penetra agua y luego crecer en puntos más dejados, a partir de los que se restablece el flujo térmico conductivo dominante. La recarga por la lluvia desde la superficie es en general más fría, mientras que el agua que se puede transferir ascensionalmente desde formaciones profundas hacia otras menos profundas, a través de un acuitardo o zonas intermedias de un acuífero de gran espesor, suele ser más caliente. Pero a veces sucede lo contrario por circunstancias locales.

El estudio de los perfiles verticales de temperatura en pozos puede proporcionar información importante y cuantificable del flujo del agua subterránea en el acuífero, con la condición de que lo que se mida sea la temperatura del terreno. En un sondeo abierto, la distribución vertical de la temperatura puede estar afectada por flujos de aire por encima del nivel de agua y de agua por debajo del mismo (Custodio, 1999).

La distribución del gradiente térmico vertical entre dos niveles horizontales isotermos de terreno a profundidades $z_o = 0$ y z_f, para una difusividad térmica a y temperatura θ_o donde penetra la recarga vertical y θ_f fija en el otro extremo, viene dada por la ecuación (Cartwright, 1979; Bredehoeft y Papadopulos, 1965):

$$\frac{\theta - \theta_o}{\theta_f - \theta_o} = \frac{e^{\beta z/z_f} - 1}{e^{\beta} - 1} \quad ; \quad \beta = \frac{q\, z_f}{a}$$

θ = temperatura a la profundidad z
q = flujo vertical de agua = recarga para la penetración de agua desde la superficie

La Figura 6.3.7 es la representación gráfica de la solución anterior, que es válida cuando el flujo horizontal de agua es pequeño. La recarga produce una disminución del gradiente térmico en la parte superior y un aumento en la inferior. La parte del terreno bajo el nivel del flujo horizontal (z_f) se supone que sigue el gradiente térmico normal a partir del valor θ_f.

En la práctica, sólo se puede apreciar la existencia de flujo vertical a partir de una desviación sensible del gradiente geotérmico esperable si la recarga o descarga regionales superan 100 mm/a. Esta es una situación poco común para la recarga en áreas semiáridas, aunque no tanto para la descarga a lo largo de depresiones y fondos de valle.

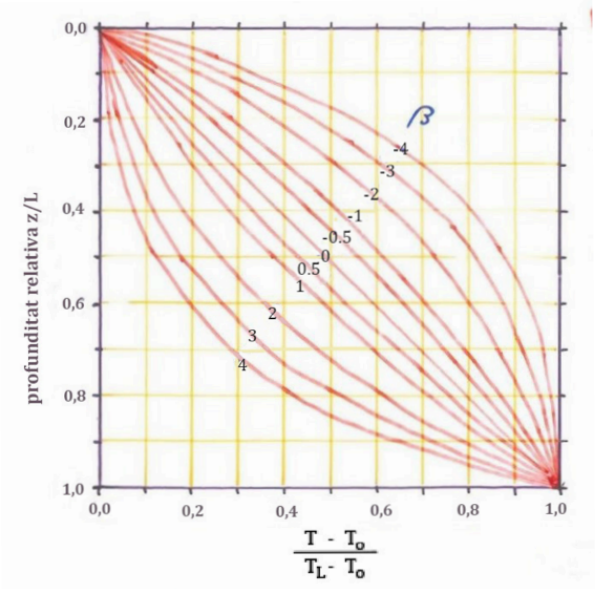


Figura 6.3.7 Perfiles adimensionales de temperatura–profundidad con flujo vertical de agua. θ *= temperatura a la profundidad z;* θ_o *= temperatura en superficie (en z =* z_o *= 0);* θ_f *= temperatura en la base (z =* z_f*);* $\beta = c_a \rho_a q z_f / K$*;* c_a *= capacidad calorífica del agua,* ρ_a *= densidad del agua,* z_f *= espesor de la capa, K = conductividad térmica del terreno; q = flujo vertical de agua (+ hacia abajo; – hacia arriba). z aumenta desde la superficie hacia abajo*

El perfil logarítmico del gradiente geotérmico (dθ/dz) en función de la profundidad (z) viene dado por:

$$\log \frac{d\theta}{dz} = \frac{\beta}{z_f} \log e \cdot z + \log\left(\frac{\beta}{z_f} \cdot \frac{\theta_f - \theta_o}{e^{\beta} - 1}\right)$$

que es una recta de pendiente:

$$\frac{\beta}{z_f} \log e = \frac{\beta}{2{,}302 z_f}$$

y gradiente térmico en z = 0

$$i_o = \frac{\beta}{e^{\beta} - 1} \frac{\theta_f - \theta_o}{z_f} = \frac{\beta}{e^{\beta} - 1} i$$

en que i = gradiente térmico lineal promedio entre z=0 y z_f.

El análisis de perfiles térmicos por debajo de la zona de efecto térmico estacional permite determinar β y por lo tanto q, siempre y cuando pueda suponerse que el flujo del agua es esencialmente vertical.

La Figura 6.3.8 es una aplicación al Parque Nacional de Doñana.

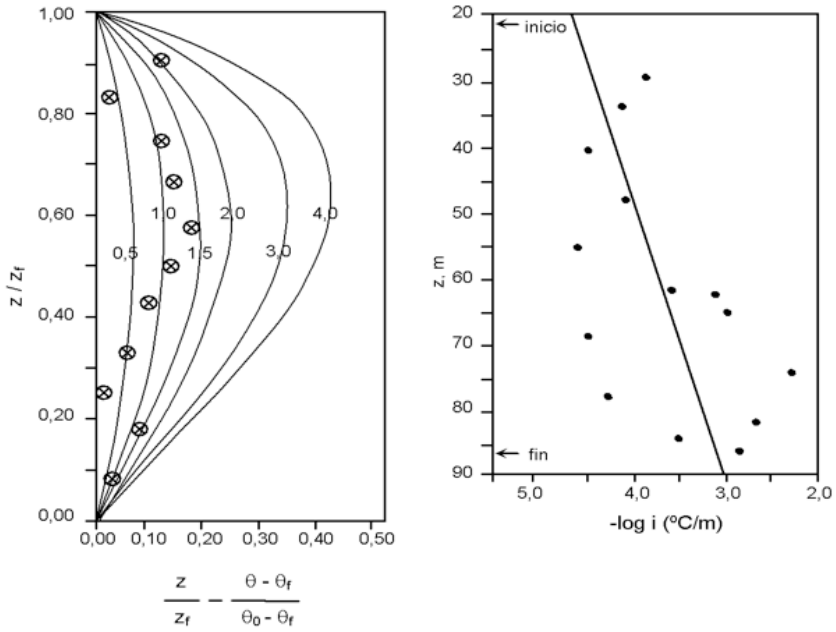


Figura 6.3.8 Análisis del perfil geotérmico del sondeo entubado con la rejilla en el sondeo El Arenosillo (área costera del oeste del área de Doñana), con datos con sensibilidad de 0,1ºC. Las notables desviaciones respecto a lo esperable teóricamente son debidas a insuficiente sensibilidad térmica para ver los cambios de la recarga real. La recarga se estima en >200 mm/a, que es exagerada, aunque comparable con los resultados de otros métodos (Custodio et al., 1996)

Estos cálculos suponen que el medio es homogéneo. Si ni es así, el flujo de agua es variable espacialmente y eso perturba las distribuciones térmicas resultantes, aunque para moderada heterogeneidad el efecto es pequeño (Farlin y Małoszewski, 2017).

6.3.5 Modificación de los perfiles térmicos por recarga y cambio de uso del territorio

La situación no estacionaria queda descrita por la ecuación general unidimensional. Si el medio descrito en la Sección 6.3.4 está en estado estacionario, con una recarga constante q, se mantienen las mismas condiciones en z_f y se produce un cambio de uso del territorio que incrementa θ_o en $\Delta\theta_o$ y la recarga q cambia en Δq, el resultado para $\Delta\theta_o$ positivo es una onda térmica que se propaga hacia abajo y produce gradientes térmicos verticales negativos a profundidades intermedias, como se representa cualitativamente en la Figura 6.3.9. El frente del flujo de pistón con equilibrio térmico con el medio se dispersa por conductividad térmica. Es tanto más similar a una función de error cuanto más lejos del origen, pero muy asimétrica cerca de los límites (Custodio, 1997b; 2009; 2010; Custodio et al, 1996).

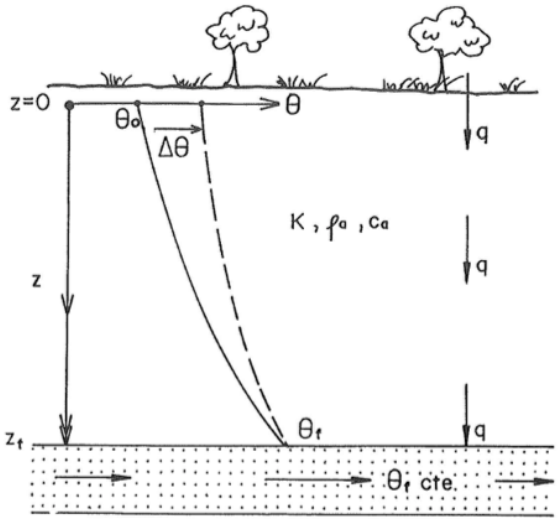


Figura 6.3.9 Efecto de un cambio rápido de temperatura superficial en un medio previamente en estado estacionario y una recarga constante q. Se mantienen las mismas condiciones de temperatura en profundidad en z_f y se produce un cambio de uso del territorio que incrementa θ_o en $\Delta\theta_o$ y la recarga q cambia en Δq. El resultado para Δθo positivo es una onda térmica que se propaga hacia abajo y produce gradientes térmicos verticales negativos a profundidades intermedias

La aplicación al Parque Nacional de Doñana, en el entorno de Matalascañas, que había sido urbanizado algunos años antes, lleva a la situación que describe la Figura 6.3.10.

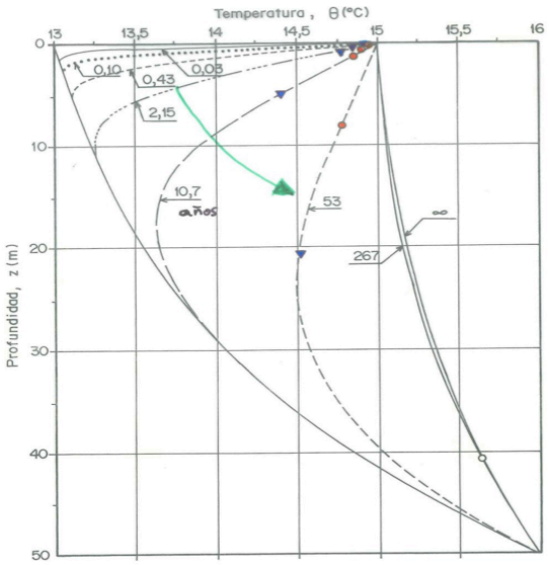


Figura 6.3.10 Cálculo del efecto de un aumento rápido de temperatura superficial en un medio previamente en estado estacionario y recarga constante q. Se mantienen las mismas condiciones de temperatura en profundidad en zf y se produce un cambio de uso del territorio que incrementa θ_o = 13ºC en $\Delta\theta_o$ = 2ºC. El resultado es una onda térmica que se propaga hacia abajo y produce gradientes térmicos verticales negativos a profundidades intermedias. Los resultados son para z_f = 50 m, θ_o = 13 ºC, θ_f = 16 ºC, $\Delta\theta_o$ = 2 ºC, ρ_a = 1000 kg m^{-3}, β = 2,05, c_a = 4184 J·$kg^{-1}K^{-1}$, c'_m = 3,29·10^{-6} J·m-3K^{-1}, a = 4,32·10^{-6} días, m =0,30, q = 127 mm/a. Resulta una velocidad del frente de recarga v = 0,42 m a^{-1} y del frente térmico para flujo de pistón v' = 0,16 m a-1 (v / v' = 2,6)

Suponiendo z = 0 en el nivel freático, para una recarga constante q con temperatura $\theta_o + \Delta\theta_o$, el frente de fluido avanza q/m cada periodo de tiempo unitario, pero el frente térmico se retrasa a causa del intercambio de calor con el medio, de modo que desciende a una velocidad $q\ \rho_a\ c_a\ /\ c_m$. Este frente térmico se suaviza por conducción térmica, tanto más cuanto mayor sea la edad del frente. El 68% de la variación térmica (±σ) está aproximadamente entre $\Delta z = \pm\sqrt{(2a_m t)}$, en que t es la edad del frente y a_m es la difusividad térmica del medio. Esta expresión procede de la similar del desplazamiento de pistón de un fluido a lo largo de una columna (Custodio y Llamas, 1976/1983, Sec. 12). La entrada de agua de recarga supone el desplazamiento q/m de toda el agua hacia abajo, por unidad del tiempo, con lo que el perfil térmico inicial desciende $q\rho_a c_a/c_m$ y el terreno tiende a enfriarse, aunque normalmente no es apreciable dada la notable conducción térmica desde el nivel de temperatura constante θ_f a profundidad z_f. Así, a causa de la conducción térmica, el frente observado progresa más rápidamente que el frente térmico de pistón. Existe una solución analítica (Custodio et al., 1996; Custodio, 2010)..

Si se conocen los momentos históricos en que se han producido cambios territoriales a gran escala que hayan afectado a temperatura media en superficie (regadío, urbanización, substitución del bosque por pradera, etc.), es posible identificar esos cambios en profundidad. Véase un ejemplo en la Figura 6.3.11.

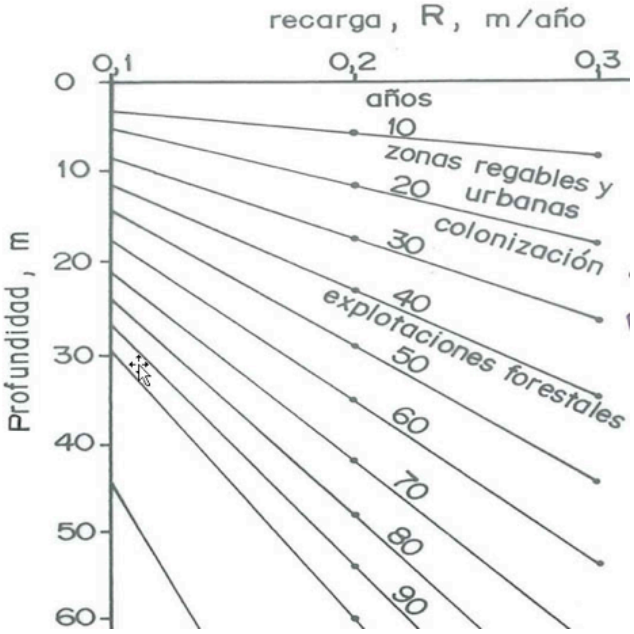


Figura 6.3.11 Relación entre recarga y profundidad en el Parque Nacional de Doñana, Huelva (Custodio, 2010). Las rectas indican la profundidad del punto de gradiente térmico vertical nulo en función de la tasa de recarga, para distintos años transcurridos desde la perturbación que originó el incremento térmico en superficie. Los datos de base son: v/v' = 2, $\Delta\theta o$ = 1ºC, θ_o = 18ºC, θ_z = 21ºC y z_f = 100 v/v' = 2, $\Delta\theta o$ = 1ºC, θo = 18ºC, θz = 21ºC

$v / v' = 2$, $\Delta\theta_o = 1ºC$, $\theta_o = 18ºC$, $\theta_z = 21ºC$ y $z_f = 100$ m

También la evaporación del agua freática en lugares con el nivel freático somero produce un enfriamiento del terreno. Este enfriamiento es difícil de observar debido a las variaciones diurnas y condiciones atmosféricas, pero en áreas desérticas, con eventos de lluvia esporádicos separados por largos periodos de tiempo, es posible llegar a situaciones

cuasi-estacionarias, que se pueden analizar y cuantificar con teledetección espacial, como en algunos salares del desierto de Atacama, en el Norte de Chile (Urqueta et al., 2018)

6.3.6 Aplicación de las mediciones termométricas para la evaluación de la recarga fluvial

El agua del río o canal que recarga a un acuífero por infiltración, además de tener frecuentemente una temperatura diferente, tiene oscilaciones térmicas, diarias y anuales, que penetran en el terreno. Aunque la temperatura del agua no se conserva ya que se intercambia rápidamente con la del terreno, el gran calor específico del agua produce cambios locales de la temperatura que identifican el proceso y que además es cuantificable si hay suficiente información, mediante cálculo o por modelación numérica cuando las condiciones son complejas o las variaciones irregulares (Anderson, 2005). En la literatura se encuentran ejemplos exitosos, aunque más para cuantificar la descarga (Constanz, 1998; Constanz et al., 1994; 2002, 2003; Constanz y Thomas, 1997; Hatch et al., 2006) que para cuantificar recarga.

La recarga sostenida en un tramo de río o canal produce que los sedimentos y el terreno que está debajo mantengan una temperatura que en general es diferente de la normal del terreno, como muestra la Figura 6.3.12. Algo similar se muestra en la Figura 6.3.13. Las variaciones en la recarga se traducen en diferentes penetraciones de la señal térmica, como en la Figura 6.3.14.

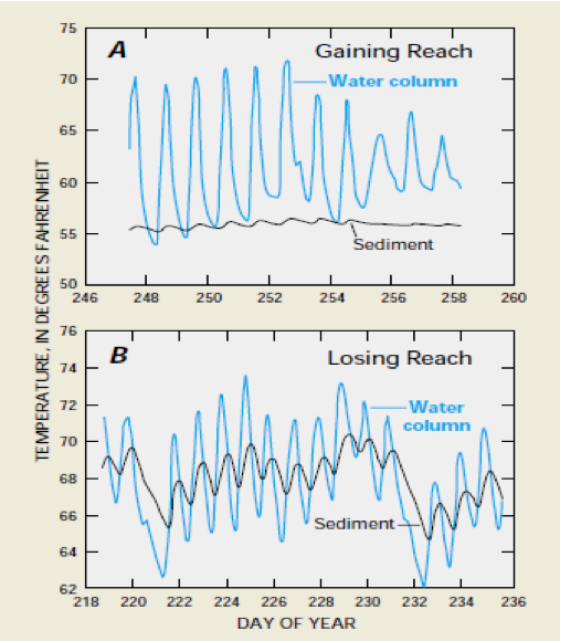


Figura 6.3.12 Relación entre temperatura de un río (más variable en general) y temperatura del agua subterránea en relación (menos fluctuante). En tramos de río ganadores, la temperatura del agua subterránea es más estable (figura superior) que en los tramos perdedores (Silliman y Booth, 1993)

Utilizando sensores a dos o más profundidades a lo largo de los sedimentos de fondo y conociendo las características térmicas e hidráulicas de los materiales, Hatch et al. (2006) modelaron el flujo vertical de agua a través de los mismos y la sensibilidad. Mediante la atenuación de la amplitud de la variación térmica se pueden medir flujos del orden de 2 a 3 m/d y del orden de 10 m/d mediante el desfase de la señal.

En la Tabla 6.3.1 se comparan otros métodos con el térmico.

Tabla 6.3.1. Comparación de métodos para determinar la infiltración / exfiltración a través de cauces con agua permanente (modificado de Hatch et al., 2006). s = segundos; h = horas; d = días

Método	Escala espacial	Escala temporal	Ventajas	Inconvenientes
Medidor de infiltración	cm^2 a m^2	h a d, hasta meses	directo, barato y repetible	puntual en espacio y tiempo; errores de aplicación
Nivel piezométrico	cm^2 a m^2	s a min.	sencillo, grad h, preciso	puntual en espacio y tiempo, laborioso
Aforos diferenciales (manuales o automatizados)	10 m^2 a km^2	h, hasta meses y años	directo, simple	Laborioso; difícil con caudal alto o bajo; curvas de tarado; mantener las estaciones; calcular ET entre estaciones
Ensayos de inyección de trazador	10 m^2 a km^2	h a d	evaluar pérdidas de caudal y entradas en tramos	no separa recarga de flujo subsuperficial; posible adsorción; puntual en el tiempo
Temperatura del lecho fluvial	cm^2 a m^2	s a min, hasta meses	barato, largos registros, ver flujo y sentido	puntual espacialmente; no separa recarga de flujo subsuperficial

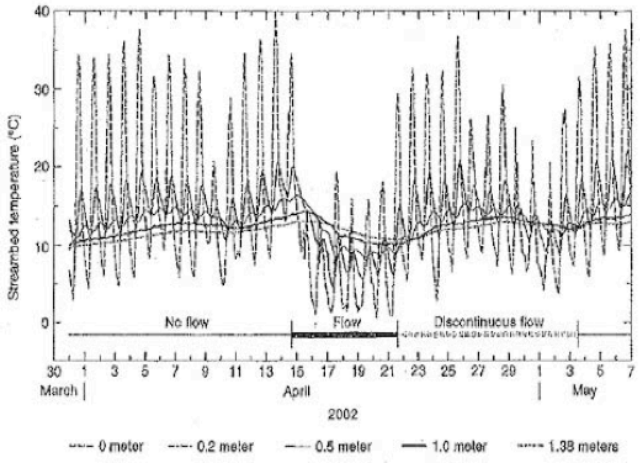


Figura 6.3.13 Relación entre la temperatura muy fluctuante de un arroyo discontinuo (Trout Creek) y la temperatura del agua subterránea debajo, que es mucho menos fluctuante. En tramos de río ganadores, la temperatura del agua subterránea es más estable que en los tramos perdedores. Se dan las temperaturas en superficie y a varias temperaturas en profundidad (hasta casi 1,4 m). Cuando circula agua continuamente, se produce un notable enfriamiento (Prudic et al., 2003)

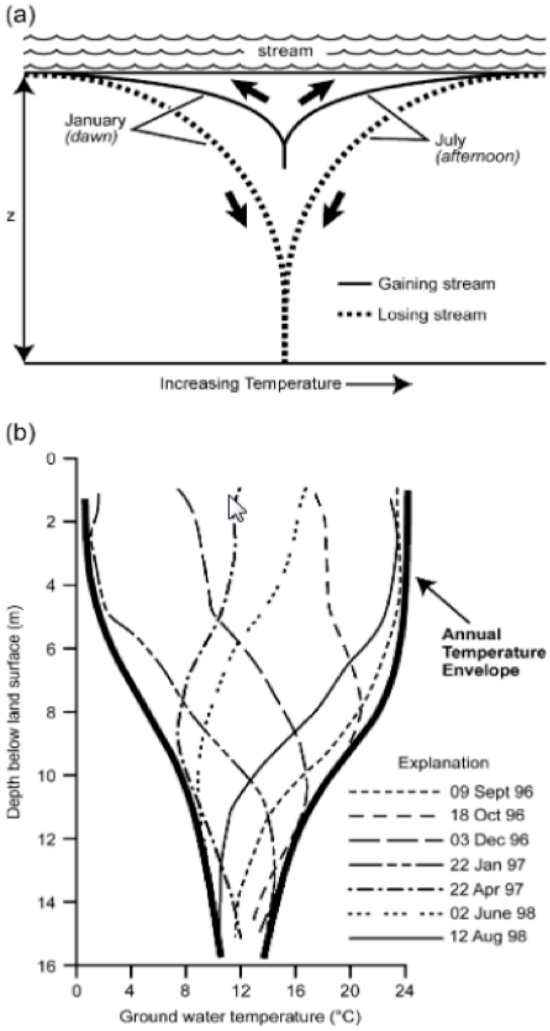


Figura 6.3.14 Perfiles térmicos bajo ríos: (a) modelo conceptual que muestra los perfiles térmicos en tramos de ríos ganadores (flujo ascendente) y perdedores (flujo descendente, en recarga), modificado de Constantz y Stonestrom (2003); (b) conjunto de perfiles térmicos que muestran la variabilidad térmica bajo el Rio Grande, en las cercanías de Albuquerque (Nuevo México); los perfiles térmicos varían del verano al invierno. La perturbación es más profunda en las épocas de recarga que en las épocas de no recarga y en las de descarga, en que el flujo ascendente tiende a borrar la marca de la época de recarga precedente; los perfiles tienen medidas cada 15 cm (modificado de Bartolino, 2003 y Bartolino y Niswonger, 1999)

6.3.7 Aplicación de las mediciones termométricas para la evaluación de la recarga ocasional en áreas inundables

La recarga modifica la distribución de temperatura del terreno en regiones áridas y semiáridas (Constantz et al., 2003a; Blasch et al., 2004, Shanafield y Cook, 2014), donde hay inundaciones periódicas procedentes de barrancos efímeros que pueden contribuir de forma importante a la recarga, como sucede en el área andina (Kikuchi y Ferré, 2017). El análisis de la temperatura de la zona no saturada, tanto por encima de la profundidad de extinción (Constantz y Thomas, 1996; Dowman et al., 2003) como por debajo de la misma (Shan y Bodvarsson, 2004) puede proporcionar estimaciones de la tasa de recarga. También

el análisis de la temperatura en cauces de ríos efímeros puede proporcionar información de la duración del flujo (Blasch et al., 2004, Gungle, 2006) y puede cuantificar las tasas de infiltración (Roman et al., 1998, Constantz et al., 2003a; 2005; Hoffman et al., 2007). Una amplia revisión de la utilización de la temperatura como trazador para caracterizar las interacciones entre el agua superficial y el agua subterránea ha sido realizado por Rau et al. (2014).

La velocidad vertical del agua por el medio no saturado se puede calcular según la solución analítica de la ecuación de transporte de calor (Stallman, 1965), como:

$$v = \frac{k}{c_o\ \rho_o} \cdot \frac{b^2 - a^2}{a}$$

k = conductividad térmica; se obtiene de curvas adimensionales que relacionan a/b con el factor $\frac{v\ c_o\ \rho_o}{k}\left(\frac{k_w}{\pi\ c\ \rho}\right)^{1/2}$

c = calor específico; co del fluido

ρ = densidad del terreno húmedo; ρo del fluido

v = velocidad del fluido

a = parámetro relacionado con el cociente de amplitudes; se obtiene de la inversa de la pendiente del ajuste lineal de un gráfico $\log\left(\frac{T_{m,z} - T_A}{\Delta t}\right)$ en función de la profundidad z

b = desfase entre los sensores en la misma vertical; depende del retraso Δφ entre dos termógrafos (diferencia temporal en que en cada termógrafo pasa por el valor T_A)

$T_{m,z}$ = temperatura máxima a profundidad z

T_A = temperatura ambiente a la profundidad de extinción

ΔT = variación térmica en la superficie

τ = periodo de oscilación de la temperatura en la superficie del terreno

La velocidad mínima detectable es (Stallman, 1965):

$$v_i = \frac{k}{10\ c_o\ \rho_o}\left(\frac{k\ w}{\pi\ c\ \rho}\right)^{-1/2}$$

La desviación estándar móvil (DEM) de las series de datos de temperatura del agua del barranco cuando fluye (Blasch et al., 2004) proporciona una descripción cuantitativa de la variabilidad de la temperatura a una cierta profundidad, usando una ventana móvil de 24h centrada en el tiempo de la medida. La existencia de caudal circulante se identifica comparando el DEM con un valor umbral, que es igual DEM multiplicado por una determinada constante (multiplicador del umbral de caudal). Desde la superficie del terreno hasta una cierta profundidad de transmisión en el cauce, la existencia de caudal reduce la variabilidad de la temperatura en comparación con periodos en que no hay infiltración, tal como cuantifica el DEM. Esto es debido a la mayor capacidad calorífica del agua en comparación con la del aire durante los periodos de caudal y produce una disminución de la variación de la temperatura superficie. Por encima de esta profundidad, los periodos de caudal se identifican cuando el DEM queda por debajo del valor umbral.

Por debajo de la profundidad de transición, la existencia de caudal aumenta la variabilidad de temperatura, cuantificado por el DEM, lo que es debido al transporte advectivo de las variaciones de temperatura a mayor profundidad durante los periodos de caudal. La profundidad de transición depende de la influencia relativa del transporte conductivo

respecto al advectivo en el cauce. Blasch et al. (2004) estimaron un valor de 0,2 m para la profundidad de transición para cauces de barrancos y arroyos efímeros de frentes montañosos.

Para el cálculo de los flujos verticales se parte de las soluciones analíticas de Luce et al. (2013) para ke y υ en la ecuación general

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_e \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \mu \frac{\rho_o c_o}{\rho \upsilon} \frac{\partial T}{\partial z}$$

que considera υ [LT] variable y k_e [L^2T] cambiante según se deduce de los termogramas.

$$k_e = \frac{\eta \omega \Delta z^2}{\ln^2 Ar + \Delta\phi^2} \qquad \upsilon = \frac{c \rho}{c_o \rho_o} \frac{\omega \Delta z}{[\ln^2 Ar + \Delta\phi^2]^{1/3}} \frac{1-\eta^2}{(1+\eta^2)^{1/2}}$$

Δφ = desfase relativo entre pares de termogramas	[-]
ω = periodo de la oscilación de temperatura	[T]
Ar = A_2/A_1 entre amplitudes a profundidad $z_2 > z_1$	[-]
η = –ln A_1 / Δφ	[-]
Δz = distancia vertical	[L]

La aplicación a la cuenca desértica del salar de Lagunillas (Altiplano andino chileno de la Región de Tarapacá), con 140 mm/a de pluviometría media, lleva a una recarga media del 2 al 8% de la precipitación total (Kikarchí y Ferré, 2017), o sea entre 3 y 11 mm/a.

En formaciones kársticas, la situación local en dolinas y situaciones de concentración del agua de precipitación originan circunstancias similares a la de infiltración de barrancos y quebradas, que producen modificaciones térmicas que los caracterizan (Sun et al., 2016).

6.4 Métodos geofísicos en relación con la recarga natural

6.4.1 Consideraciones generales

Los métodos geofísicos de superficie poco aportan a la determinación directa de la recarga más allá de la medición de algunos parámetros del suelo en superficie y en perforaciones, como la humedad a través de la constante dieléctrica. Aunque en teoría es posible determinar el nivel freático mediante prospección eléctrica, tanto puntual (sondeos eléctricos verticales, SEV) como por tomografía eléctrica, hace falta un contraste suficiente y la precisión obtenida de las variaciones del nivel freático es muy inferior a la normalmente requerida. Lo mismo puede decirse de la prospección sísmica de refracción. Las técnicas térmicas se consideran en el Subcapítulo 6.3 y las de satélite y aerotransportadas en el Subcapítulo 6.9. En la Sección 6.4.2 se consideran las variaciones de la microgravimetría terrestre.

La Figura 6.4.1 es la representación de la realización de un sondeo eléctrico vertical de forma muy simplificada. La Figura 6.4.2 muestra un dispositivo de tomografía eléctrica vertical y la Figura 6.4.3 los puntos sobre los que se concentran las mediciones de la

conductividad eléctrica (o de la resistividad eléctrica) de una tomografía eléctrica. La Figura 6.4.4 es el resultado de un perfil de tomografía eléctrica una vez tratados los resultados para presentarlos como una imagen continua.

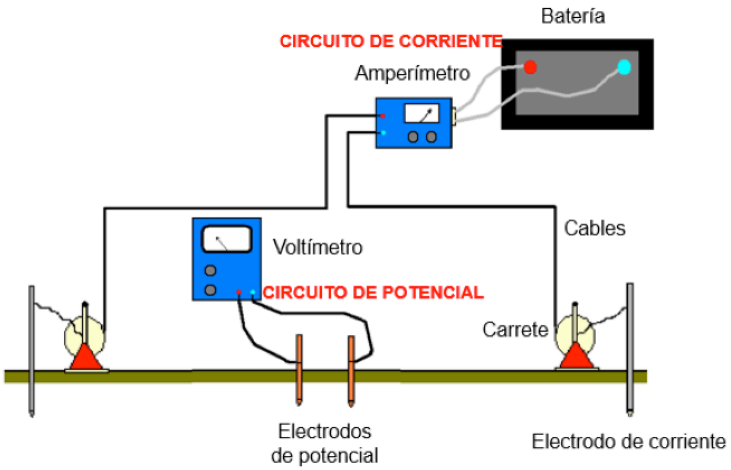


Figura 6.4.1 Representación de la realización de un sondeo eléctrico vertical de forma muy simplificada.

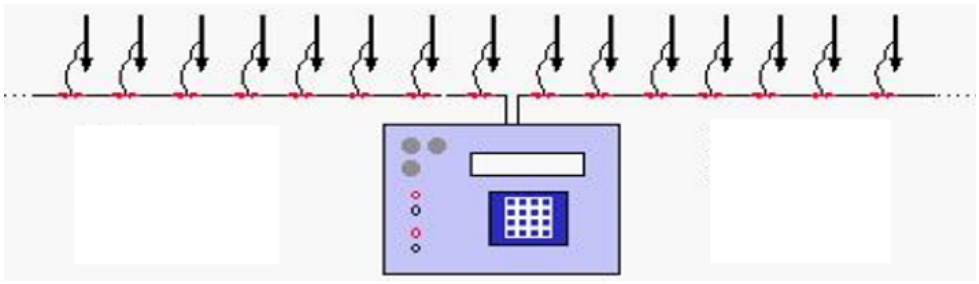


Figura 6.4.2 Dispositivo de tomografía eléctrica vertical

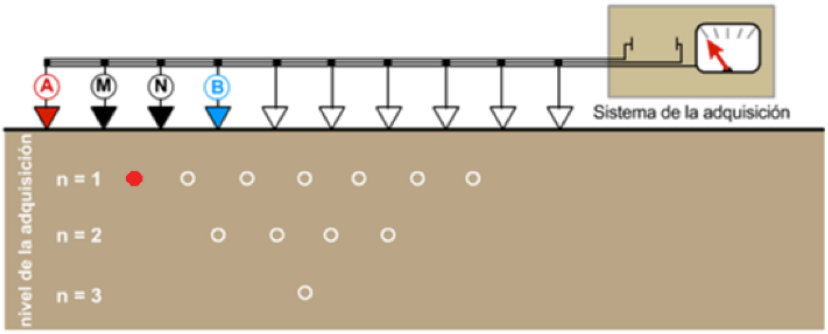


Figura 6.4.3 Puntos sobre los que se concentran las mediciones de la conductividad eléctrica (o de la resistividad eléctrica, que es su inversa) de una tomografía eléctrica.

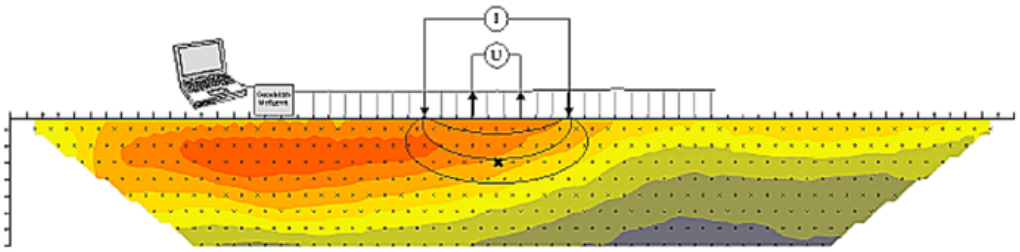


Figura 6.4.4 Resultado de un perfil de tomografía eléctrica una vez tratados los resultados para presentarlos como una imagen continua.

Los dispositivos geofísicos basados en el electromagnetismo (Ward y Hahmann, 1988) pueden ser aerotransportados, en general mediante helicóptero. Hay diversas variantes del dispositivo. Según sea la resistividad eléctrica del terreno, la penetración puede alcanzar normalmente entre 200 y 400 m (hasta 500 m), con resolución vertical del orden de metros a decámetros y resolución lateral según la línea de vuelo de unos 30 m (Knight et al., 2018) y lateral entre las líneas de vuelo que depende de su espaciado, que puede variar entre 250 m y 30 km. La interpretación es por inversión con programas apropiados (Christensen et al., 2017; Jørgensen et al., 2013; Marker et al., 2015).

Actualmente se tiene gran experiencia en aplicaciones de campo del sistema SkyTEM (TEM = *time electromagnetic*), que utiliza un transmisor de momento dual que permite al mismo tiempo el estudio con pequeña y con gran penetración (Bedrosian et al., 2015; Auken et al., 2009). El helicóptero se desplaza a unos 30 m sobre el terreno a 80–100 km/h, con el transmisor y receptor debajo. La corriente que fluye por un bucle transmisor genera un campo magnético primario. Al interrumpir la corriente se produce un descenso temporal del campo magnético que origina corrientes turbulentas que fluyen a diversas profundidades bajo la superficie del terreno, con mayor intensidad y más lento descenso cuanto mayor es la resistencia eléctrica de los materiales de la región. Las corrientes turbulentas crean sus campos magnéticos secundarios, que se miden en el bucle receptor, que está centrado con el bucle emisor.

Para la interpretación se utilizan datos de terreno, existentes o generados expresamente. Si se conoce la posición del nivel freático en puntos discretos, es posible su interpolación en el territorio.

La medición directa del nivel freático es muy sencilla, económica y automatizable mediante sondeos (piezómetros) de longitud apropiada, pero hay que evitar la existencia de flujos verticales que alteren las medidas y les reste representatividad (Custodio, 1995; 1997a). Los sondeos en los que la parte superior está entubada o cementada carecen de precisión suficiente para mostrar la posición del nivel freático, aunque la sonda de neutrones puede dar indicaciones de interés (Castel et al., 1987). La humedad del medio no saturado y sus variaciones se pueden medir a lo largo de sondeos mediante la observación de las propiedades dieléctricas. Las sondas de neutrones pueden no ser suficientemente precisas.

Es posible medir la humedad del terreno no destructivamente mediante sus propiedades eléctricas y magnéticas, ya que el contenido de agua hace variar de forma notable determinados parámetros físicos medibles desde la superficie o en sondas enterradas a lo largo de sondeos. Las relaciones humedad-parámetro físico no son unívocas ya que influyen otras magnitudes que en parte dependen de la litología del terreno, de la salinidad del agua intersticial y de la geometría del sensor, de su ubicación y del sondeo. En buena parte es posible hacer correcciones, pero hace falta calibrar periódicamente, ya que puede haber derivas, a veces importantes.

Los métodos de medida de la humedad del terreno más comunes y confiables, en parte ya considerados en la Sección 2.2.3 del Capítulo 2, son la dispersión de neutrones rápidos (Evett, 2000; Evett et al., 1996), la capacitancia del terreno (Bell et al., 1987; Dean et al., 1987; Evett, 2000; Evett et al., 1996; Mohamed et al., 1997; Tomer y Anderson, 1996), la reflectometría electromagnética en dominio de tiempos (TDR) (Dalton et al., 1984; Dasberg y Dalton, 1985; Evett, 2000) y la resonancia electromagnética nuclear (Martínez et al., 2010). Con estos métodos es posible cartografiar de humedad del terreno (Topp et al., 1980). Bajo condiciones favorables se pueden aplicar en áreas kársticas (Pérez Bielsa et al., 2012).

En la Tabla 6.4.1 se resumen de algunas técnicas geofísicas para determinar el contenido de agua del suelo.

Tabla 6.4.1 Resumen de algunas técnicas geofísicas para determinar el contenido de agua del suelo. Modificado de la tabla 5.1 de Healy y Scanlon (2010). El régimen de aplicación se refiere al lugar de medida: superficie del terreno (S), subsuperficie (SS) o testificación geofísica (BH). Cuantitativo indica que se pueden obtener estimaciones cuantitativas del contenido de agua (si no está comprobado, la técnica solo proporciona información cualitativa).

Método	Propiedad medida	Escala medida espacial m	Régimen de aplicación	Cuantitativo
TDR	PE	0,1-1	SS	si
GPR	PE	1-10	S, SS, BH	sólo somero
EMI	CE	1-10s	S, SS, BH	

PD = permisividad dieléctrica; CE = conductividad eléctrica; TDR = reflectometría en dominio de tiempo (*time-domain reflectometry*); GPR = georadar (*ground-penetrating radar*); EMI = inducción electromagnética

6.4.2 Microgravimetría

Los cambios de la cantidad del agua almacenada en un lugar, superficial y subterránea, produce sutiles variaciones de la aceleración de la gravedad (intensidad del campo magnético) local, que son medibles con los instrumentos actualmente disponibles (Hector et al., 2013; Seraphin et al., 2014). Hay aplicaciones a pie de terreno y aerotransportadas, que son herramientas geofísicas, y también desde satélite, que se presentan en la Sección 6.4.3 al comentar el proyecto GRACE. Los gravímetros absolutos miden directamente la aceleración de una masa que cae libremente en el vacío, con precisión de 10 a 20 nm/s^2. Los gravímetros relativos, más compactos, se basan en el esfuerzo sobre un muelle, con precisión de aproximadamente 50 nm/s^2 (Lederer, 2009). Las medidas se relacionan con

una estación de base para ver las variaciones espaciales y temporales (Melchior, 2008). En un determinado lugar se miden las variaciones temporales, que se interpretan para obtener variables hidrológicas (Chapman et al., 2008; Jacob et al., 2008; 2010; Christiansen, 2011; Pool y Eychaner, 1965). La interpretación requiere compensar derivas a causa de la marea terrestre y marina y de la variación de la presión atmosférica.

La variación de la aceleración de la gravedad Δg se puede expresar según el modelo de placa de Bouguer como:

$$\Delta g = 2\pi\rho\, G\, \Delta w$$

ρ = densidad del agua
G = constante universal gravitatoria
Δw = variación del espesor de una capa de agua con extensión horizontal infinita
Δw = cambio de la cantidad de agua en el medio no saturado y en los acuíferos.

Si m_e es la porosidad eficaz

$$m_e \cdot \Delta H = \frac{\Delta g}{2\pi\rho\, G} - \Delta S$$

ΔH = variación de la profundidad del nivel freático
ΔS = cambio de almacenamiento en el medio no saturado

Esto permite estimar la recarga y el aumento de la humedad del terreno que produce una lluvia. Si se consigue una cartografía de me a partir de observaciones en una red de puntos para variaciones de ΔH conocidas, es posible utilizar esos valores con las ΔH de las series de datos para determinar la recarga y relacionarla con la precipitación.

6.4.3 Proyecto GRACE

El Proyecto GRACE, o Misión GRACE, toma su nombre de las siglas de *Gravity Recovery and Climate Experiment* (Experimento sobre Clima y Medición de la Gravedad). Se trata de una misión espacial conjunta entre la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) y la Agencia Espacial de Alemania, para cartografiar con precisión el campo gravitatorio terrestre. Fue lanzada el 17 de marzo de 2002. La misión consta de dos naves idénticas (apodadas "Tom y Jerry"), que vuelan en formación a una distancia de unos 220 km entre ellas, en una órbita polar a 500 km de la superficie terrestre. Las variaciones en el campo gravitatorio terrestre, debidas a las diferentes distribuciones de masa en la superficie terrestre, producen pequeñas variaciones en la distancia entre ambas naves, que son medidas con un GPS mediante un sistema de transmisión de señales de microondas entre las naves.

Las variaciones de la gravedad se pueden relacionar con cambios en la masa de agua en un cierto lugar, que es la suma del agua en superficie (el mar en el océano y las continentales en tierra firme), en el suelo (humedad), en los acuíferos y como nieve y hielo. Se puede ver como esa masa de agua cambia en el tiempo y, conocidos o estimados los otros sumandos, determinar la variación del almacenamiento de agua subterránea en

los acuíferos. Los cambios se pueden traducir en recarga si se conocen los cambios de humedad del suelo y las extracciones de agua subterránea (Felfelani et al., 2017; Tang et al., 2017; Döll et al., 2014; Strassberg et al., 2007; Hatchborn et al; 2017). Hay numerosas aplicaciones con objetivos relacionados con la variación del almacenamiento total de agua, buscando la evapotranspiración (Ramillen et al., 2006; Rodell et al., 2004), el cambio de humedad del suelo y del almacenamiento subterráneo (Swenson et al., 2006; 2008; Andersen et al., 2005; Rodell et al., 2007; Syed et al., 2008), con énfasis en sequías (Yirdaw et al., 2008) y en grandes cuencas (Syed, 2005; Ramillien et al., 2014; Pereira y Pacino, 2012). Otras aplicaciones se refieren a la Pampa Argentina (Cesanelli y Guarracino, 2010) y las variaciones del gran humedal de Iberá (Corrientes, Argentina), que se extiende en un área de 12.900 km^2 (Valladares et al., 2013), a Canadá (Castellazzi et al., 2016; Huang et al., 2916), a Oriente Próximo (Liesch y Ohmer, 2016), a Oriente Medio (Longuevergne et al., 2013; Mulder el al., 2015) y a China (Feng et al., 2013; Huang et al., 2015; Shen, 2015; Hu et al., 2015). En aplicaciones realizadas en la parte central de la India (Katpatal et al., 2018), en situaciones acuíferas complejas, los resultados de la estimación de la recarga en píxeles que suelen abarcar de 50 a 90 pozos de observación, es similar a la obtenida con otros métodos. Se ha realizado una aplicación de los datos GRACE a la determinación de la minería del agua subterránea en los acuíferos alrededor del lago de Tiberiades, Israel (Quba'a et al., 2018).

El principal problema es que el GRACE requiere análisis numéricos sofisticados para filtrar eficazmente los numerosos ruidos y poder reducir el tamaño del área en que se promedian los datos. Esta área es extensa, de modo que no se logran análisis de detalle. Se ha ido avanzando mucho, desde valores iniciales del tamaño del área de varios cientos de km lineales hasta por debajo de 100 km actualmente, con sensibilidad variable (Chen et al., 2005), aunque esta escala continúa siendo demasiado grande para decisiones de gestión de las aguas subterráneas (Lakshmi, 2016). Castellazzi et al., (2016) consideran que se pueden tomar decisiones con el apoyo de la técnica InSAR (Interferometry of Synthetic Aperture Radar) en cuanto a la medida de las deformaciones del terreno al variar el almacenamiento de agua.

El Goddard Space Flight Center de la NASA genera cada semana indicadores de sequía de la humedad del suelo y del agua subterránea, que se basan en las observaciones del almacenamiento terrestre de agua que se derivan de los datos de los satélites GRACE. Se elaboran, conjuntamente con otras observaciones, mediante un modelo numérico que considera el agua superficial y los procesos de energía. Los indicadores de sequía describen las condiciones de humedad o sequedad del momento y se expresan como un percentil que muestra desde 1948 hasta el momento presente la probabilidad de situaciones más secas de lo normal (colores rojos) y más húmedas que lo normal (colores azules). Véase la Figura 6.4.5.

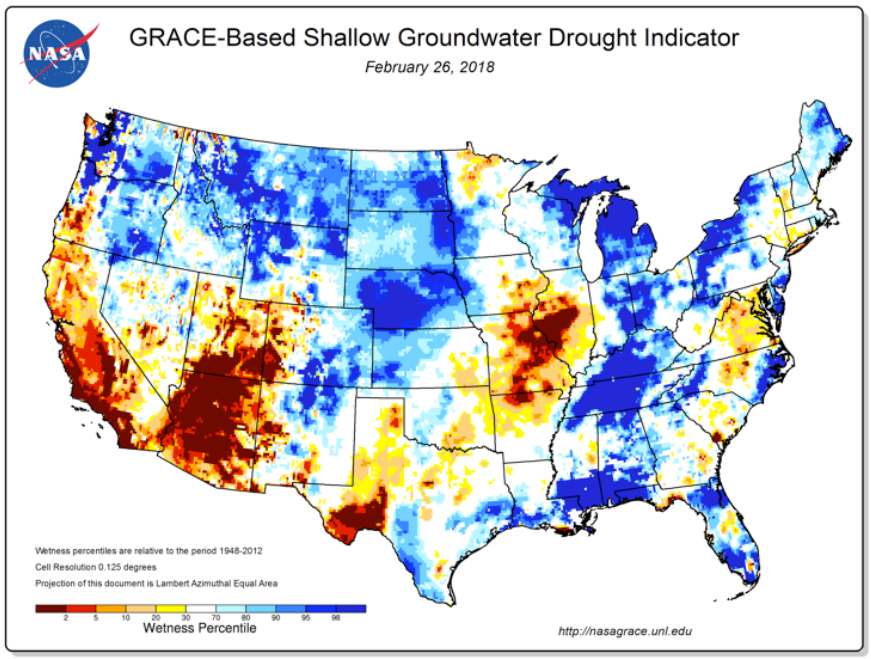


Figura 6.4.5 Percentiles de humedad en el suelo más aguas subterráneas en la parte contigua Norteamericana de los Estados Unidos, obtenidos por el sistema de satélites GRACE (NDMC, 2018)

Los datos elaborados por el sistema GRACE para las dos recientes sequías de California en el periodo 2002-2016 (14,5 años) muestran un consumo de reservas de agua subterránea de 16,5 km^3 entre 2007 y 2009 (5,5 ± 0,3 km^3/a) y de 40,0 km^3 entre 2012 y 2017 (10,0 ± 0,2 km^3/a). Según Thomas et al. (2017) y Xiao (2017), estos resultados concuerdan con los de los balances de agua obtenidos mediante otros métodos. En los acuíferos de la India sometidos a intensa exploración y minería del agua subterránea, los resultados son también son similares a lo observado (Bhanya et al., 2016).

Después de más de 15 años en órbita, la misión GRACE ha finalizado en 2018 las operaciones científicas. Durante todo este tiempo, los satélites gemelos GRACE han proporcionado información sin precedentes sobre cómo está cambiando el planeta Tierra mediante el seguimiento del movimiento continuo del agua líquida, hielo y la parte sólida.

6.5 Evaluación de la recarga con apoyo de sensores remotos

6.5.1 Consideraciones generales

Los sensores remotos aerotransportados y desde satélite son poderosas herramientas para los estudios hidrológicos (Meijerink et al., 2007), aunque con ellos se miden variables que no están directamente relacionadas con el balance hídrico y la recarga. También se pueden utilizar sensores remotos en instalaciones locales para reducir las medidas en campo y permitir la transmisión a distancia. En este sentido, son otro tipo de métodos

geofísicos. Hay aplicaciones para determinar la evapotranspiración y la humedad del suelo (Sánchez Martín, 2009).

La teledetección se define como la capacidad de obtener información de un objeto, sin mantener contacto físico con él. El término teledetección se restringe a aquellos métodos que emplean la energía electromagnética reflejada o irradiada por los objetos, lo que excluye las investigaciones eléctricas, magnéticas y gravimétricas, que miden campos de fuerza (SABINS, 1978). El láser, RADAR, escáneres multiespectrales y cámaras fotográficas, son los instrumentos sensores más utilizados en teledetección mediante aviones y satélites, que son las plataformas de observación sobre las que se instalan para la obtención de los datos.

La contribución desde satélite, a través de diversos programas, misiones e instrumentación específica, permite el análisis periódico de las diferentes áreas de la Tierra. Algunos sensores a bordo de satélite acumulan datos desde hace décadas. El primer satélite de la serie Landsat fue lanzado en 1972. Los principios de su aplicación están bien establecidos (Richards, 1990; Congalton y Green, 1998) y se basan en clasificar convenientemente los rasgos de superficie a partir de características identificables remotamente (Anderson et al.,1976; Arora y Beer, 2005).

Los sensores remotos aprovechan preferentemente ciertas ventanas del espectro solar (Figuras 6.5.1 y 6.5.2), en forma de bandas, como muestra la Tabla 6.5.1. Se denomina microondas a las ondas electromagnéticas entre 1 GHz y 300 GHz, es decir, longitudes de onda de entre 30 cm a 1 mm, aunque se puede considerar un rango mayor. Incluye las bandas de radiofrecuencia.

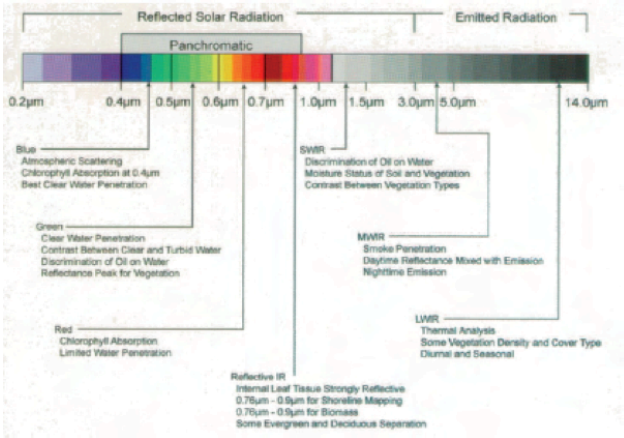


Figura 6.5.1 Regiones del espectro electromagnético y sus principales aplicaciones (Montesinos et al., 2012)

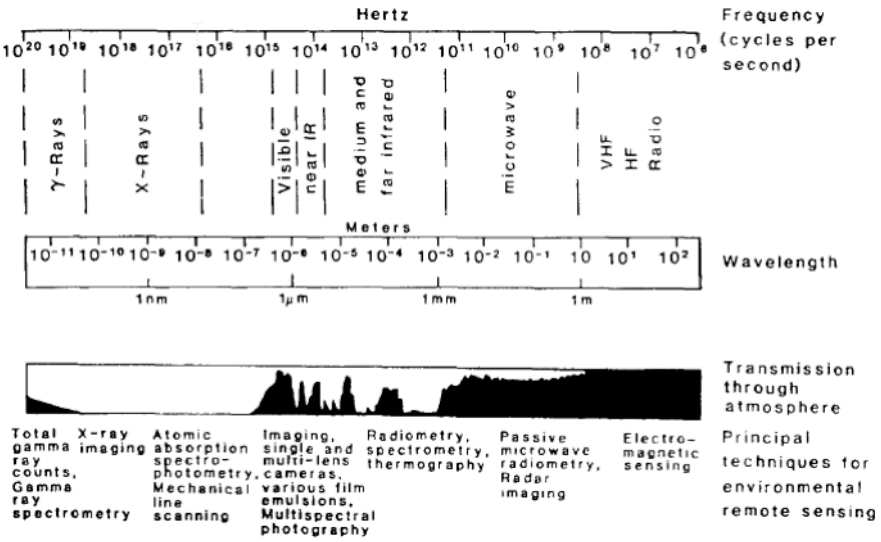


Figura 6.5.2 Porción del espectro electromagnético de interés hidrogeológico (Schultz, 1998)

Tabla 6.5.1. Principales ventanas atmosféricas utilizadas en teledetección (Montesinos, 1990)

Banda	Tipo de sensor
0,3–1,35 μm	Cámaras fotográficas y escáner multiespectral
1,5–1,8 μm	Escáner multiespectral
2,0–2,4 μm	Escáner multiespectral
2,9–4,2 μm	Escáner multiespectral y escáner térmico
8,0–14 μm	Escáner multiespectral y scanner térmico
3-50 mm	Radar y microondas de la Tierra (1-90 GHz)

Las principales fuentes de datos ("imágenes") proceden de satélites con sensores especializados, lanzados y mantenidos por la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) y ESA (*European Space Agency*), a los que recientemente se han sumado satélites de agencias espaciales de otros países, como India y China. Estos satélites son distintos de los de telecomunicaciones y de los de observación permanente de una parte del territorio (Chuvieco y Huete, 2010). Se trata de satélites que orbitan en dirección Norte-Sur mientras la Tierra realiza su movimiento de rotación, lo que permite un recubrimiento de toda la superficie terrestre. Pasan periódicamente por el mismo punto a la misma hora, desde cada 1-2 días (MODIS) hasta frecuencias aproximadamente quincenales (16 días para Landsat o 10 días de Sentinel 2). Llevan sensores de distintos tipos, con frecuencia multiespectrales, cuyas imágenes cubren un cierto territorio que varía desde 11 km x 11 km de satélites de muy alta resolución (Ikonos, WordView...) hasta cientos de kilómetros (Landsat 185 km x 179 km

o Sentinel 2 con una órbita de 192 km de ancho). La resolución espacial corresponde a la agregación de una porción de terreno (píxel) de dimensiones variables entre cm y hm. La Figura 6.5.3 muestra la disposición de los píxeles en una imagen Landsat TM.

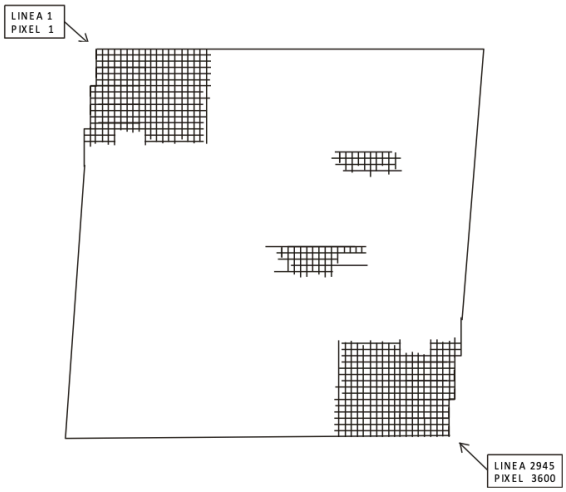


Figura 6.5.3 Disposición de los píxeles en una imagen Landsat TM (Montesinos, 1990)

La Figura 6.5.4 muestra los primeros satélites lanzados la Figura 6.5.5 los satélites NASA en órbita en 2016 y la Figura 6.5.6 los satélites ESA en órbita en 2016. La Figura 6.5.7 muestra el programa Landsat.

La visión del terreno, cuando no es fotográfica (limitada al espectro visible y a la parte más energética del infrarrojo), se hace por barrido (escaneado, *scanning*) a lo largo de la línea de vuelo, con un ancho de visión y una definición determinada (mismo valor medido en una pequeña porción de superficie o pixel), como esquematiza la Figura 6.5.8.

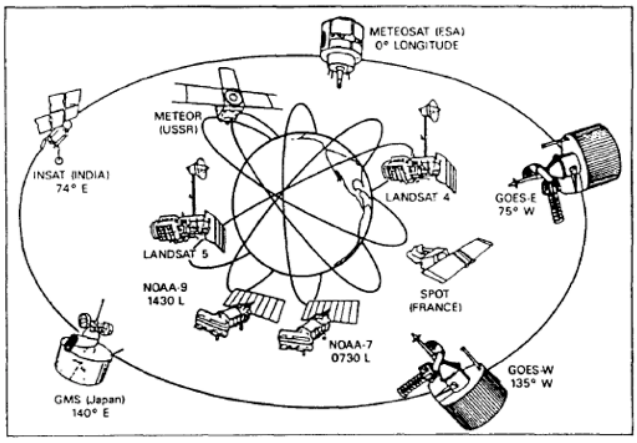


Figura 6.5.4 Primeros satélites de observación de la Tierra Landsat en operación en 1984, dedicados a observar los rasgos globales del tiempo atmosférico, rasgos geológicos y productividad agrícola, en los programas NESDIS de operaciones satelitales NOAA (McElroy y Schneider, 1985)

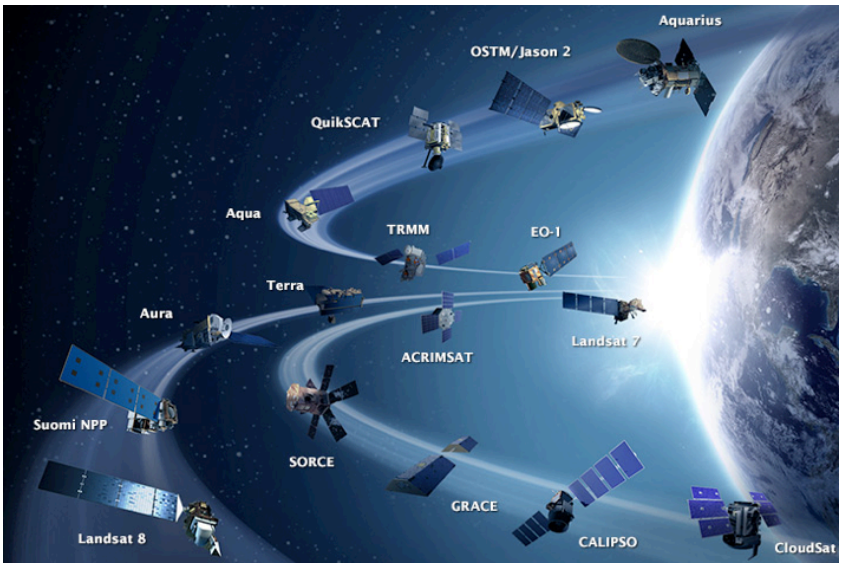


Figura 6.5.5 Satélites NASA en órbita en 2016 (fuente NASA)

Figura 6.5.6 Satélites ESA en órbita (fuente ESA)

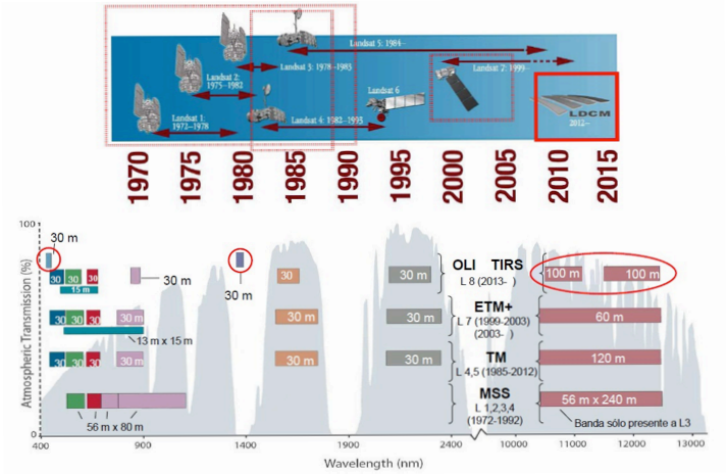


Figura 6.5.7 Programa Landsat. En la parte superior, línea del tiempo de los diferentes satélites. El satélite LDCM, renombrado posteriormente como Landsat 8 (Roy et al., 2014), fue lanzado en 2013. En la parte inferior, los distintos sensores, con el rango multiespectral que cubre cada uno de ellos y la resolución espacial del dato (fuente NASA).

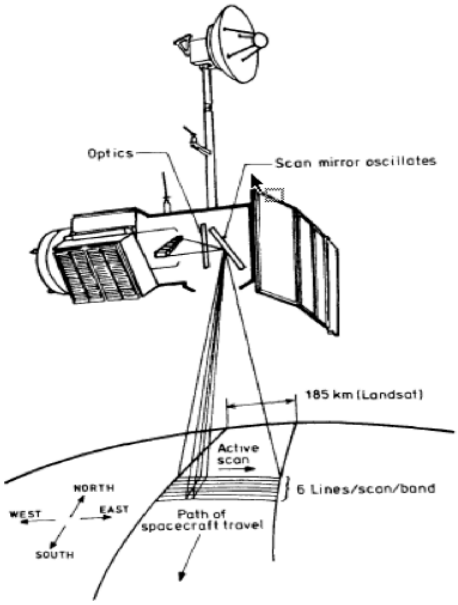


Figura 6.5.8 Esquema de funcionamiento de un radiómetro de barrido (scanning), instalado en un satélite de órbita polar (en este ejemplo, Landsat)

La transmisión de la radiación electromagnética a través de la atmósfera supone absorciones de diversa intensidad (amortiguación), que varía según la longitud de onda. La Figura 6.5.9 muestra los principales componentes atmosféricos que producen esta amortiguación. Por esta razón, las medidas realizadas en el espectro solar requieren correcciones por las condiciones atmosféricas, además de las distorsiones geométricas debidas a los movimientos del satélite (Rahman y Dedieu, 1994).

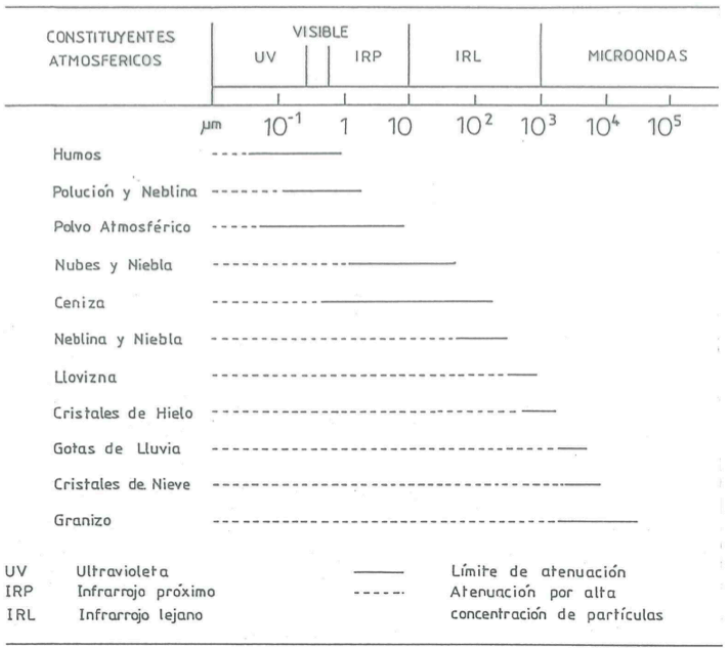


Figura 6.5.9 Constituyentes atmosféricos que afectan a la transmisión del espectro electromagnético

Como la duración en órbita de un satélite es de sólo algunos años, la continuidad de las mediciones supone relanzamientos en los que los nuevos sensores van mejorando en precisión y definición. Los satélites de la serie Landsat, de la NASA, que se inició en 1972 y que en el año 2013 lanzó el número 8 de serie, son de especial interés para aspectos relacionados con la recarga. El satélite Earth Resources está operativo desde 1975. En la Tabla 6.5.2 se resume la situación anterior a 2002. Con el tiempo ha ido mejorando la resolución temporal y espacial de los diferentes dispositivos de sensores remotos y añadiéndose nuevas posibilidades. En la actualidad existen cientos de satélites con configuraciones diversas y se prevé que su número aumentará en los próximos años, dado el número de aplicaciones que se están desarrollando.

Tabla 6.5.2 Plataformas y sensores satelitales con fines científicos de interés hidrológico, según Alberich (2002).

	Platform	Sensor	1st launch	Bands	Spatial resolution	Revisit period
Meteorological Satellites	Meteosat		Nov_1977	Visible 0.45 - 1.0 µm Water vapour 5.7 - 7.1 µm Infrared 10.5 -12.5 µm	2.5 km 5 km 5 km	30 min
	GMS	VISSR	Oct_1977	Visible 0.55 -1.0 µm Infrared 10.5 -12.5 µm	1.25 km 5 km	
	GOES	GOES Imager		0.55 - 0.75 µm 3.80 - 4.00 µm 6.50 - 7.00 µm 10.20 - 11.20 µm 11.50 - 12.50 µm	1 km 4 km 8 km 4 km 4 km	26 min
	FENG YUN		Sep_1988	Visible 0.55 - 1.05 µm Water vap. 6.2 - 7.6 µm Infrared 10.5 - 12.5 µm	1.25 km 5 km 5 km	1 hour
	NOAA	AVHRR	Jun_1979	band 1 0.58 - 0.68 µm band 2 0.725 - 1.0 µm band 3 3.55 - 3.93 µm band 4 10.3 – 11.3 µm band 5 11.4 – 12.4 µm	1.1 km	12 hours
Earth Resources Satellites	Landsat	MSS	July_1972	band 4 0.5 - 0.6 µm band 5 0.6 – 0.7 µm band 6 0.7 – 0.8 µm band 7 0.8 – 1.1 µm band 8* 10.4 – 12.6 µm * only on Landsat 3	79 m 79 m 79 m 79 m 237 m	18 days (Landsat1,2,3) 16 days (Landsat 4,5)
		TM ETM +	Jul_1982 1999	band 1 0.45 - 0.52 µm band 2 0.52 - 0.60 µm band 3 0.63 - 0.69 µm band 4 0.76 - 0.90 µm band 5 1.55 - 1.75 µm band 7 2.08 - 2.35 µm band 6 10.4 – 12.5 µm	30 m 30 m 30 m 30 m 30 m 30 m 120 m (TM) 60 m (ETM+)	16 days

Son de especial interés los sensores TM (Tematic Mapper), OLI (Operational Land Imager), VHR (Very High Resolution), AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer, desde 1981), Terra-ASTER (Advanced Space Thermal Emission and Reflection Radiometer), MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectro-Radiometer) y AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observation System). Los sensores de microondas pueden trabajar en frecuencia radar (3 a 50 mm), recibiendo señales naturales emitidas por la Tierra (sistemas pasivos) y también con la posibilidad de emitir-recibir señales (sistemas activos). A estos sensores se suma la medición de la microgravedad (GRACE) que se comenta en la Sección 6.8.

Los tamaños de píxel están entre 10 y 30 m para la radiación electromagnética de onda corta y media y 250-500 m para el MODIS y 500-1100 m para el AVHRR. El sensor indio RESOURCESAT-1 tiene una resolución de 24 a 56 m. Hay satélites, como IKONOS, QuickBird, WordlView o GeoEye, con resoluciones espaciales por debajo de 1 metro (Tabla 6.5.3)

Tabla 6.5.3 Satélites de muy alta resolución (cortesía de S. Montesinos)

Satellite	Sensor	No. of Bands	Spatial Resolution [m]	Archive from
Pléiades 1B	MS - HiRI		2.8	2013
Pléiades 1B	PAN - HiRI	1	0.5	2013
SPOT 6	NAOMI MS	4	6.0	2013
SPOT 6	NAOMI PAN	1	1.5	2013
Pléiades 1A	MS - HiRI	4	2.8	2012
Pléiades 1A	PAN - HiRI	1	0.5	2012
NigeriaSat-2	MS - VHRI	4	5.0	2011
NigeriaSat-2	PAN - VHRI	1	2.5	2011
WorldView-2	MS	8	1.84	2009
WorldView-2	PAN	1	0.5	2009
GeoEye-1	MS	4	2.0	2008
GeoEye-1	PAN	1	0.5	2008
Theos	PAN	1	2.0	2008
WorldView-1	PAN	1	0.5	2007
ALOS	PRISM	1	2.5	2006
EROS B	EROS B	1	0.7	2006
KOMPSAT-2	MS	4	4.0	2006
KOMPSAT-2	PAN	1	1.0	2006
CartoSat-1	PAN 1	1	2.5	2005
CartoSat-1	PAN 2	1	2.5	2005
FORMOSAT-2	PAN	1	2.0	2005

6.5.2 Aplicaciones hidrológicas y a la determinación de la recarga

Los sensores que captan la radiación en la región del visible del infrarrojo son útiles para determinar las condiciones de buen estado y de evapotranspiración de la vegetación. Se usan comúnmente en agronomía, estudios forestales y de estimación de usos del agua. Los que captan la radiación en el infrarrojo medio son para determinar temperatura. Ciertos sensores proporcionan la temperatura de la superficie, aunque hay que hacer correcciones, pues cerca de la superficie del suelo y de la vegetación los gradientes térmicos son grandes y no necesariamente representan la temperatura en la propia superficie. Se puede determinar la fenología de cultivos (Sakamoto et al., 2005), el tipo de cultivos en un determinado momento y separar la cobertura arbórea de la herbácea (Roderick et al., 1999) y tratar de determinar el LAI (índice de superficie foliar) (Szillagi, 2000; Nemani y Running, 1989).

Una de las primeras utilizaciones hidrológicas, para aportar información al balance energético que precede al balance de agua, es la determinación del albedo de la superficie del terreno (Brest, 1987; Bastiaanssen et al., 1998; Csiszar y Gutman, 1999; Valiente et al., 1986).

Con la emisión radiante en la ventana de 8–12 µm se puede medir la evaporación E a partir de la temperatura en superficie Ts (Morán y Jackson, 1991; Prata et al., 1996), pero hay que hacer correcciones según la emisividad de la superficie. Ts varía rápidamente en la vertical y E no es una función única de Ts y además es variable en el píxel. Esta evaporación es la que se produce y por lo tanto corresponde a la evapotranspiración real ETR en el terreno. La Figuras 6.5.10 y 6.5.11 muestran dos ejemplos.

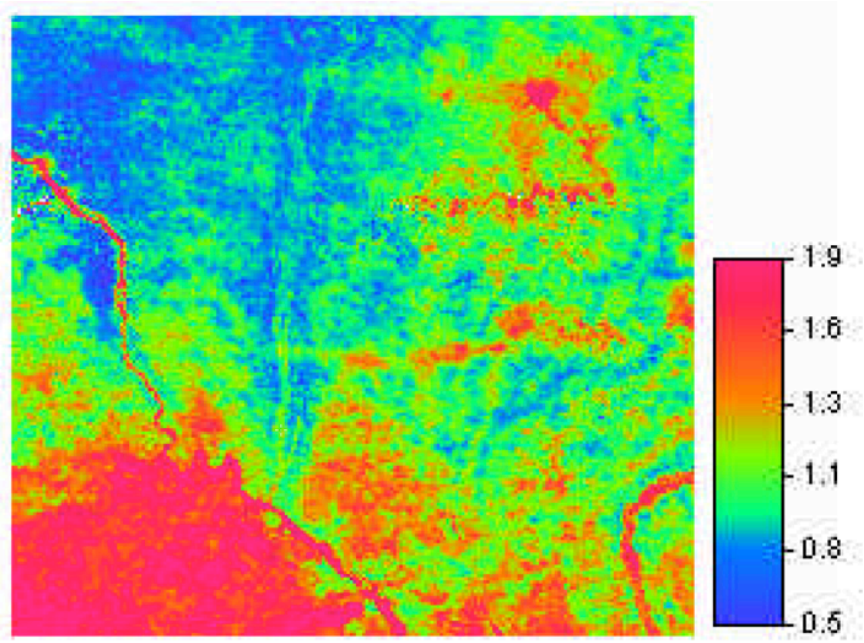


Figura 6.5.10 Cartografía de la evaporación (evapotranspiración real de un territorio a partir de los datos diarios de satélite NOAA-AVRR en mm/d para el 05-03-1992 (tomado de Alberich, 2002).

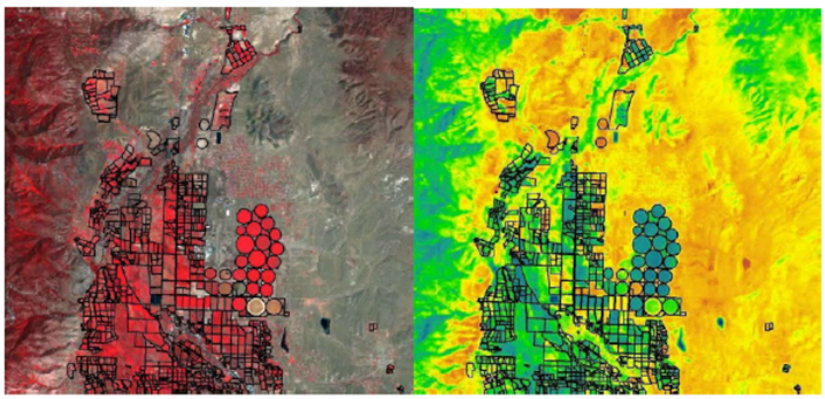


Figura 6.5.11 Imágenes Landsat del Northern Carson Valley, Nevada, que muestran la existencia de terrenos regados y no regados el 03-08-2009 (cortesía del Desert Research Institute). Figura izquierda: imagen infrarroja en falso color. Figura derecha: imagen de la evapotranspiración a partir del balance de energía, con los terrenos regados en azul

Las aplicaciones hidrológicas más directas de la teledetección son para determinar la humedad del suelo por radiometría pasiva o por radar activo. Se utiliza la propiedad que en la región de las microondas (10–500 mm) la constante dieléctrica del agua es un orden de magnitud mayor que la del suelo seco. Es la misma propiedad que se utiliza en sensores de campo. Se puede determinar la variación de la humedad del suelo según la temperatura en superficie, aunque con precisión moderada. También se puede detectar y efectuar medidas del agua subterránea cuando el nivel freático es somero y contribuye a la evaporación (Becher, 2000). El sensor AVHRR tiene buenas posibilidades para cubierta de nieve, temperatura en superficie y humedad del suelo y el MODIS para cubierta de nieve, temperatura en superficie con apoyo de estaciones, flujo radiante de energía y el océano, pero requiere que no haya nubes. El AMSR-E es adecuado para determinar la humedad del suelo, con un píxel de menos de 10 m. Se pueden encontrar recopilaciones sobre las principales aplicaciones en de Jong et al. (2008), McVicar y Jupp (1998) y Serbina et al. (2014). Se han realizado numerosos estudios con el sensor AVHRR (de Fries, et al., 1995; Gutman 1999; Kaufman, et al., 2000; Lu et al., 2003; McVicar et al., 1996; Tanre et al., 1992) y con MODIS (Zhang y Wegehenkel, 2006). Otra importante aplicación es la determinación de la evaporación, que en el territorio es la evapotranspiración real de la vegetación natural, de los cultivos (Jackson et al., 1987; Kustas, 1990; 1996) y también la evaporación del suelo. El estudio de las diferencias entre los resultados derivados de diferentes sensores desde satélite (Kite y Groogers, 2000) y los obtenidos con otros métodos de estimación de la recarga indica que se requiere calibración para compensar sesgos (Crosbie et al., 2015; Allam et al., 2016).

Se ha utilizado el balance de agua en el suelo con apoyos desde satélite para determinar recarga en los afloramientos de acuíferos. En áreas de clima relativamente húmedo de Nueva Zelanda (Rosen et al., 1999), del gran acuífero Guaraní que están principalmente en Brasil (Lucas et al., 2015) y de las extensas áreas de dunas de Sudáfrica (Münch et al., 2013) se han comparado los resultados con los de otros métodos. Los valores medios son comparables, pero hay diferencias en los valores en años más húmedos. Faltan experiencias contrastadas para climas semiáridos.

En la serie de satélites Landsat de la NASA se tienen observaciones con radiómetro multiespectral desde 1982, hasta 23 imágenes por año y resolución de 15-30 m. Estas medidas están tipificadas por bandas, que corresponden a sucesivas ventanas espectrales, según la Tabla 6.5.4. La Tabla 6.5.5 muestra los canales del AVHRR.

Tabla 6.5.4 Bandas del espectro electromagnético de la serie Landsat. Los límites varían algo con los sucesivos sensores utilizados

Banda	Rango µm	Comentarios
B1	0,43-0,45	visible
B2	0,45-0,51	visible
B3	0,53-0,59	visible verde
B4	0,64-0,67	visible rojo
B5	0,85-0,88	infrarrojo próximo
B6	1,57-1,65	mide la reflectancia; identifica suelos húmedos
B7	2,11-2,29	

Tabla 6.5.5 Canales del AVHRR/3 (tomado de Boronina y Ramillian, 2008)

Canal	µm	Uso
1	0,58-0,68	Mapas diarios de nubes y superficie
2	0,725-1,00	Límites agua-terreno
3A	1,58-1,64	Detección de agua y hielo
3B	3,55-3,93	Mapa nubes noche, temperatura superficie del mar
4	10,30-11,30	Mapa nube noche, separar temperatura
5	11,50-12,50	Temperatura de superficie del mar

La Unión Europea y la Agencia Espacial Europea (ESA) han puesto en marcha el programa Copernicus. Este programa busca información precisa, actual y de fácil acceso para mejorar la gestión del ambiente y entender e investigar los efectos del cambio climático.

La ESA es la responsable de coordinar la distribución de los datos recogidos por más de 30 satélites, mientras que la Agencia Europea del Ambiente (EEA) es la encargada de la información recopilada por sensores en tierra o aerotransportados. La Comisión Europea está a cargo de la iniciativa en nombre de la Unión Europea y define los requisitos y gestiona los diferentes servicios.

Los productos son de libre acceso para los investigadores. Se mantiene la base de datos DAIS (Copernicus Data and Information Access Services) para hacer accesible la información existente, facilitar las correcciones, incorporar modos de mejora del tratamiento y obtener datos derivados, como la evapotranspiración (Sobrino et al., 2004; 2005). Para comparar modelos y métodos, en 2002 se realizó el proyecto SMACEX-02, especialmente orientado a la evaluación de la evaporación (French et al., 2005; Su et al., 2005).

La ESA está desarrollando cinco familias de misiones, denominadas Sentinel, para atender a las necesidades del programa Copernicus. Los satélites Sentinel proporcionarán un conjunto único de observaciones, comenzando por las imágenes radar de Sentinel-1, capaz de observar la superficie de la Tierra en cualquier condición meteorológica, de día o de noche. Sentinel-2 toma imágenes ópticas de alta resolución para monitorizar la superficie del planeta Tierra y Sentinel-3 transporta varios instrumentos para llevar a cabo una larga serie de estudios de la Tierra y de sus océanos. Sentinel-4 y Sentinel-5 medirán la composición de la atmósfera desde una órbita geoestacionaria y una órbita polar, respectivamente.

El Componente Espacial de Copernicus se completa con su segmento de tierra, que permitirá distribuir los datos recogidos por los satélites Sentinel, y por las Misiones Colaboradoras a la comunidad de usuarios. El Componente Espacial de Copernicus constituye la contribución europea al Sistema Global de Sistemas de Observación de la Tierra (GEOSS).

Cada misión Sentinel se basa en un sistema de dos satélites, que cumplen los requisitos establecidos de periodicidad de paso por un punto, además de los específicos, y tiene un apoyo desde tierra o aerotransportado. En estas misiones se utiliza un conjunto de tecnologías tales como radar e ingeniería multiespectral para la observación del terreno, el océano y la atmósfera. Los lanzamientos se han ido realizando a partir de 2014 (Tabla 6.5.6).

Tabla 6.5.6. Misiones Sentinel del Programa Copernicus de la UE

Sentinel	Fechas	Órbita	Objetivos	Condiciones climáticas	Tecnología
1	2014 / 2016	polar	terreno y océano	cualquiera, día y noche	radar
2	2015 / 2017	polar	vegetación, cobertura agua y suelo, cursos de agua, costa		multiespectral AR
3	2016 / 2018	polar	elevación mar, temperatura superficie mar y terreno, color mar y tierra		multi–instrumento
4	futuro	geoestacionaria	atmósfera (en Meteosat)		
5	2017 y futuro	polar	atmósfera (en MetOP), gases traza, aerosoles		
6			altura global mar y terreno		altímetro radar

Sentinel 2 tiene 13 bandas en el espectro visible, infrarrojo próximo e infrarrojo de onda corta, para trabajar entre 58ºS y 84ºN. Esto permite cubrir todo el mar Mediterráneo. Cada 5 días la imagen se repite con el mismo ángulo. El ancho de barrido es de 240 km. La resolución espacial para las diferentes bandas se indica en la Tabla 6.5.7. Con Sentinel 2 se busca información agrícola y forestal y determinar índices de clorofila en la superficie foliar y en el agua. Se busca cartografiar la cobertura del terreno (l*and cover*) y los bosques.

Tabla 6.5.7 Bandas utilizadas en el Proyecto Copernicus

Banda	Color o cubrimiento	λ central µm	Resolución m	Ancho banda nm
1	Aerosol costero	0,443	60	27 / 45
2	Azul	0,490	10	98
3	Verde	0,560	10	45
4	Rojo	0,665	10	38
5	Infrarrojo próximo vegetación	0,705	20	20
6	Infrarrojo próximo vegetación	0,740	20	18
7	Infrarrojo próximo vegetación	0,783	20	28
8	Infrarrojo próximo	0,842	10	115
8A	Infrarrojo próximo estrecho	0,865	20	20
9	Vapor agua	0,945	60	20
10	SWIR cirrus	1,375	60	20
11	SWIR	1,610	20	90
12	SWIR	2,190	20	180

λ = longitud de onda

SWIR = infrarrojo de onda corta (short wave infrared)

Copernicus se apoya, además en otros satélites, como:

- ERS (*European Remote Satelite)*: ERS–1 (1991–2000) y ERS–2 a partir de 1995
- Envisat (2002–2012) como ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*) y MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) para observar el terreno, atmósfera, océano y casquetes de hielo
- Earth Explorers, para aspectos específicos y de corta duración
- MSG (*Meteosat Second Generation*)
- MetOp (2006 →) 3 satélites con objetivos climáticos
- SPOT (*Satellite pour l'Observation de la Terre*), que es una secuencia de satélites. Incluye el sensor VEGETATION dedicado a ecosistemas continentales
- Terra AR–x para información y cartografía topográfica
- COSMO–SkyMed para la observación del Mediterráneo y cartografía agrícola
- PLEIADES, dos satélites para imágenes de gran detalle

En los Estados Unidos opera el Climate Data Guide (http://climatedataguide.ucar.edu) de la National Science Foundation, el NCAR (National Center for Atmospheric Research) y la Warp (Web-based Access and Retrieval Portal, https://warp.nga.mil) para científicos (EOS 26-03-2013, 94(13)).

Tras la corrección atmosférica, incluyendo la presencia de aerosoles, uno de los índices más utilizados para obtener valores físicos de reflectancia a nivel del suelo es el NDVI (normalized difference vegetation index, índice de vegetación de diferencia normalizada). Combina las reflectancias promedio del píxel de las bandas del infrarrojo próximo (NIR) y del rojo visible (R). Se define como:

$$\mathrm{NDVI} = \left(\frac{\mathrm{NIR} - \mathrm{R}}{\mathrm{NIR} + \mathrm{R}}\right)$$

El NDVI mide el grado del verde, que se relaciona con el vigor de las plantas. Cada tipo de cultivo y su estado tiene una respuesta que se sitúa en un cierto rango de NDVI (Al-Bakri et al., 2016). El NDVI tiene relación con la emisividad térmica (van de Griend y Owe, 1993). Se suele trabajar con varias imágenes para observar los cambios estacionales o progresivos de la vegetación y también para mayor precisión en las delimitaciones. En cada imagen combinada se hace una clasificación digital, utilizando métodos paramétricos de agrupación (clustering), supervisados o no. Las variaciones del brillo del suelo pueden producir grandes variaciones en el NDVI de una imagen a otra (Liu y Huete, 1995). Esto permite evaluar la humedad del suelo a partir de imágenes de la temperatura radiativa y el índice de vegetación (Holzman y Rivas, 2013; Rivas et al., 2013).

Se han realizado estudios en la provincia de Córboba, Argentina (Ferreira et al., 2012), en los que se relaciona el NDVI con la ETR obtenida con sensores remotos y la temperatura T diurna en superficie cada 8 días, en primavera y en otoño (australes):

ETP = 246,4 NDVI – 88,3T para ETR en mm/mes y T en ºC.

En una aplicación de las imágenes MODIS a la Provincia de Buenos Aires se utiliza un índice de temperatura-sequedad de la vegetación TVDI, con un píxel de 500 m, que da resultados que se asemejan a las medidas de humedad del suelo superior obtenido con radares satelitales pasivos (píxel de 20-40 km) y activos (píxel de 10-30 m), cada 10-25 días. El TVDI se define en función de las temperaturas como

$$TVDI = (Ts - Tsmin) / (Tsmax - Tsmin)$$

Ts de imágenes; Tsmin del límite seco; Tsmax el máximo de la imagen (límite húmedo)

La determinación de índices de sequía ha ido evolucionando para mejorar la toma de decisiones en la gestión del agua, como muestra la figura 6.5.12. Lo realizado en España se comenta en el Subcapítulo 9.3.

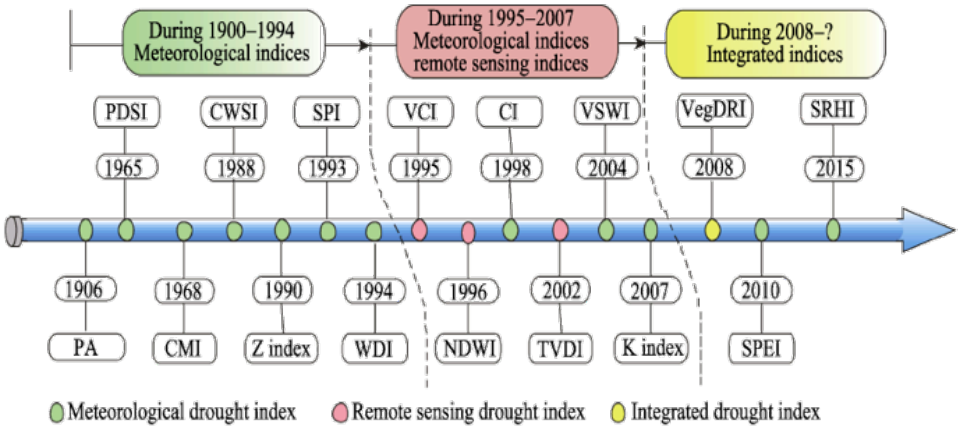


Figura 6.5.12 Evolución de los índices de sequía (Liu et al., 2016)

Como se expone en la Sección 2.6.5 del Capítulo 2, un parámetro que caracteriza el papel hídrico de la vegetación es el área foliar de los doseles LAI (leaf area index), que es la superficie de hojas (se considera una cara) por unidad de superficie de terreno (Norman, 1993; Roderick et al., 2000). El valor del LAI está directamente relacionado con la evapotranspiración y la evaporación de la interceptación y está inversamente relacionado con la evaporación del suelo y otras superficies verticales. Se supone que la interceptación de la lluvia por el dosel y el mantillo es una función lineal del LAI. El LAI es una característica muy dinámica de la vegetación. Es tanto mayor cuanto más favorables son las condiciones para el crecimiento. Varía cíclicamente para la vegetación anual y caducifolia y de forma atenuada para la vegetación perennifolia.

El NDVI, el LAI y la fracción de suelo cubierto por vegetación no son variables totalmente independientes (Carlson y Ripley, 1997), aunque en ocasiones se supone que lo son. El NDVI crece casi linealmente con el LAI hasta un cierto punto en que el NDVI tiende a la horizontal cuando el recubrimiento vegetal es total (Curran, 1983). El grado de relación depende de cómo se defina el LAI, ya que puede o no tener en cuenta parcialmente la existencia de espacios no vegetados. Según Carlson y Ripley (1997), el NDVI graduado entre un valor mínimo (suelo desnudo) y el mayor recubrimiento vegetal, no es sensible a la corrección atmosférica, tanto en condiciones claras como turbias, por lo menos para ángulos de visión menores que unos 20o desde el nadir. Hay una dependencia sensible

entre el LAI y el NDVI cuando el LAI es menor que 2 a 4, a causa de la variación de la parte de suelo desnuda. Los valores del LAI para vegetación que recubre completamente el terreno está entre 2 y 4 (Carlson y Ripley, 1997). A los valores de recubrimiento del 100% le corresponden valores del NDVI ligeramente menores que los mayores que se obtienen allí donde la vegetación es densa.

Hay estudios encuentran que el NDVI tiene cierta correlación con el LAI (Turner et al., 1999), con la fracción de recubrimiento vegetal y las condiciones de la vegetación y biomasa (poco clara) y depende de la hora, atenuación, sensibilidad al LAI (empeora al crecer LAI más que >2 a 3) y el brillo del suelo (domina). El NVDI varía linealmente con el LAI hasta 0,5-0,8 (vegetación densa) y luego tiende a hacerse asintótico (LAI >2 a 4). Para suelo desnudo es DNVI = -0.1 a -0,2.

Según Wang et al. (2007)

$$ETR = R_n(a_o + a_1 NDVI + a_2 T_{med})$$

a_o, a_1, a_2 = coeficientes a calibrar con la humedad del suelo
T_{med} = temperatura promedio ambiental.

Según Salas-García et al. (2014), a_o = 0,1308; a1 = 0,432; a2 = 0,0036 para el Valle de Toluca (México). El NDVI = 0,79 para el bosque y NDVI = 0,14 para áreas urbanas.

La fracción de recubrimiento por la vegetación es más fácil de obtener con datos de satélite que el LAI (Choudhury et al., Gillies y Carlson, 1995).

Se define el NDVI escalado como

$$NDVI^* = \left(\frac{NDVI - NDVI_0}{NDVI_s - NDVI_0}\right)$$

en la que $NDVI_0$ es el valor para suelo desnudo y $NVDI_s$ es el valor con total recubrimiento de vegetación o con terreno saturado de agua. En el NDVI* la escala de grises (más claros a mayor actividad de evapotranspiración) se resalta con la banda en el infrarrojo medio (1,55-1,75 nm), en la que cuanto menor sea el valor, mayor es la humedad.

Véase la Figura 6.5.13.

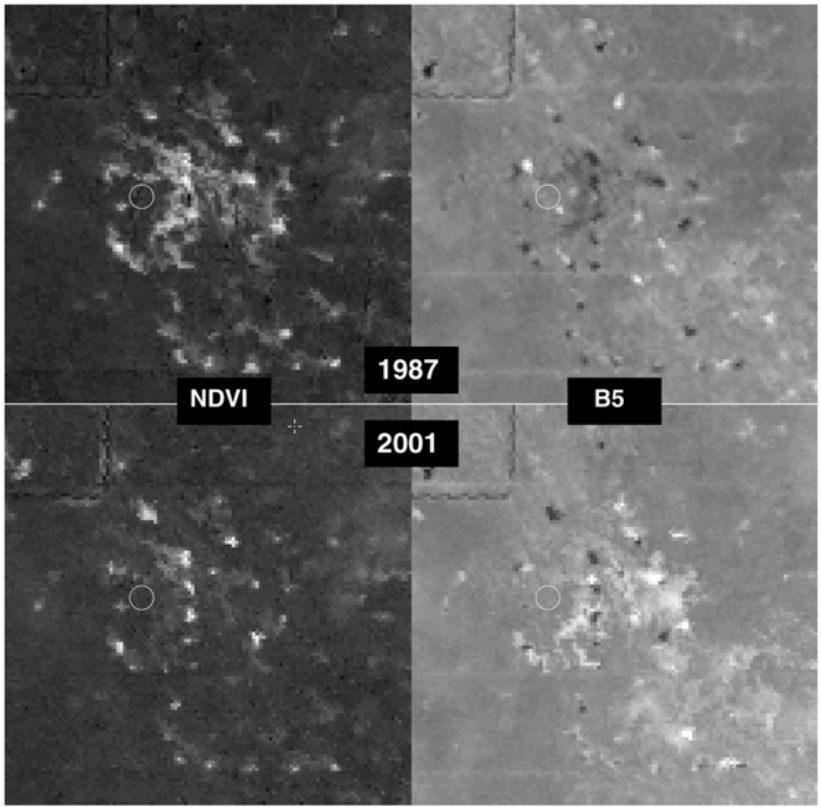


Figura 6.5.13 Uso combinado de imágenes NDVI (lado izquierdo) y de la reflectancia según la banda de infrarrojo medio (B5, lado derecho) para determinar la actividad de evapotranspiración en una zona árida, con matorrales y bosquetes alcalinos freatofíticos, en el SW Norteamericano (Groeneveld, 2008), en los años 1987 (parte superior) y 2001 (parte inferior). Los colores claros (brillantes) de las imágenes NDVI* corresponden a mayor vigor de evapotranspiración de la vegetación y los grises más obscuros en las imágenes de la banda B5 (infrarrojo medio) a superficies húmedas.*

Se ha usado el NDVI* derivado de imágenes (escenas) multiespectrales anuales veraniegas del sensor TM (*Tematic Mapper*) de Landsat para estudiar la evapotranspiración total ET_t de freatofitas en áreas áridas y separar la ET que corresponde al consumo de agua subterránea ET_g (Groeneveld et al., 2007). La recarga es $ET_t - ET_g$ si no hay cambios hidrológicos. En áreas con baja cobertura de vegetación, pero con suelo desnudo húmedo por estar afectado por la franja capilar, se puede confundir la señal con la existencia de vegetación (Groeneveld y Baugh, 2007).

Además del NDVI, existen otros índices espectrales de interés que se obtienen desde las observaciones satelitales, como son los VI (Vegetation Index), que miden la reflectancia espectral de las superficies vegetadas en el rango del espectro visible y del infrarrojo cercano. El índice SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index; Huete 1988) se obtiene directamente desde las imágenes del Landsat-8 y se utiliza mediante el modelo VI-ET_0 (González-Dugo et al., 2009; Campos et al., 2016) para estimar el consumo de agua de las diferentes cubiertas vegetales. En el Anejo A6 de este capítulo se presenta una aplicación conjunta del uso del índice SAVI a través del modelo VI-ET_0 y un modelo hidrológico conceptual HBV

para estimar el consumo de agua de la vegetación por evapotranspiración en dos cuencas vecinas de alta montaña y estimar su descarga anual total y además se analiza el patrón de consumo de agua de los principales tipos de cobertura vegetal en el área considerada.

Con los datos de satélite corregidos (Groeneveld y Baugh, 2007) es posible determinar la evapotranspiración de áreas extensas a partir de la actividad de la cubierta vegetal (Groeneveld et al., 2007) o de áreas grandes de humedales (Johnston y Barson, 1993).

En los grandes humedales se puede llegar a separar el agua libre y el terreno vegetado con ayuda de los datos satelitales de radar de emisión oblicua (Martí Cardona, 2016), con buenos resultados para el conocimiento de la parte encharcada de la Marisma de Doñana cuando la vegetación impide la visión directa.

Los datos de satélite permiten determinar la radiación solar neta (Dubayah, 1992) y la temperatura superficial del terreno, calibrada con apoyo de datos locales (Seguin y Itier, 1983; Gao et al., 2008; Girolimeto et al., 2007). Esta información permite evaluar la evaporación del terreno (Rivas y Caselles, 2004; Caselles y Sánchez, 2010). Utilizando bandas distintas, es posible compensar el efecto de la cobertera de vegetación corta y larga (Li et al., 2005).

El TIR (Thermal InfraRed o infrarrojo térmico) es la información de base para determinar la emisividad del terreno y los flujos de vapor utilizando las bandas infrarrojas próxima y térmica (Anderson et al., 1997; Chehbouni et al., 2001; Choudhury et al., 1987; Inoue y Moran, 1997; Nagler et al., 2005; Ogawa et al., 2002; Sánchez et al., 2007; 2008; Valor y Caselles, 1996; 2005; Wan y Li, 1997).

La emisividad de la superficie se puede medir también con microondas (Venturini et al., 2010), además de la humedad del suelo y el recubrimiento de nieve (Basit et al., 1998; Bindlish, 2003; Choudhury, 1991; Fily et al., 2003; Jackson et al., 2002; Ulaby, 1986).

El análisis de imágenes de satélite en varios momentos sucesivos a lo largo de un año y durante varios años permite caracterizar estacionalmente el uso del territorio y su distribución, como el bosque, el terreno natural y los cultivos. Se usan bandas de alta frecuencia (longitud de onda corta) como las que proporciona la NOAA y más recientemente el sensor MODIS, con el apoyo de la clasificación de la cubierta vegetal con el TM (tematic mapper) de Landsat para aumentar la definición, y actualmente con imágenes SPOT, Sentinel o imágenes de alta resolución VHR (Very High Resolution). Para la corrección geográfica de las imágenes de satélite, se requieren puntos de control terrestre fácilmente identificables. Se realiza una corrección radiométrica de las bandas de interés (rojo e infrarrojo próximo) que determinan el NDVI. El crecimiento estacional de la densidad de vegetación se refleja bien en el NDVI. Algunos valores frecuentes del NDVI son 0,3–0,45 para bosque perennifolio y ~0,1 para áreas urbanas. Los terrenos desnudos aparecen con valores pequeños. El agua debe tener el menor NDVI, pero en la práctica puede variar entre 0,1 y 0,3 si hay turbidez (Makhamreh, 2018).

La consideración de que la evaporación y transpiración aumentan la humedad atmosférica y por lo tanto afectan a la precipitación local, puede ser relevante para el correcto funcionamiento de los modelos de precipitación-escorrentía y también para evaluar la recarga a los acuíferos. La información de satélite ayuda a definir mejor las condiciones de esas situaciones locales (Zhao et al., 2018). Esto soporta las observaciones sobre la evapotranspiración real y de referencia (Sección 2.8.10 del Capítulo 2).

Se ha comparado favorablemente el valor de la recarga derivado de balances de agua en el suelo con apoyo de información derivada desde satélite con otros métodos, como el de la fluctuación del nivel freático (Crosbie et al., 2015). La profundidad radical influye en la evaporación freática y por lo tanto en la total. Cuando hay evaporación freática, el método de la fluctuación de niveles da resultados menores que el balance de agua ya que aquel calcula valores netos y éste valores totales. El efecto es más sensible para el bosque, más profundamente enraizado, que para la pradera. La información de satélite también se ha empleado para mejorar la definición del número de curva para la modelación de la escorrentía (Ferrer i Julià, 2002; Ferrer, 2003).

En las áreas propensas a nieblas que pueden ser condensantes y producir lluvia horizontal, se puede proceder a su seguimiento y cartografía mediante observaciones de satélite (Liu el al., 2011; Pérez et al., 2011).

Recientemente se ha comparado el NDVI con factores meteorológicos y con la humedad del suelo obtenida mediante el modelo SWAT (Sección 4.8.3 del Capítulo 4). Zhang et al. (2018) han encontrado una buena correlación entre el NDVI y la precipitación, temperatura, evaporación y humedad del suelo en un área de China.

6.5.3 Evaluación de la ETR

El cálculo de la ETR regional con el apoyo de datos de satélite sigue las mismas pautas de la evaluación de la ETP que se desarrolla en el Subcapítulo 2.8 y parte de los mismos principios y funciones que los que conducen a la fórmula de Penman-Monteith (Sección 2.8.6 del Capítulo 2). El cálculo de la ETR es muy sensible a las condiciones y circunstancias superficiales. Esto ha sido estudiado en detalle por Sánchez et al. (2008), que proponen el procedimiento esquematizado en la Figura 6.5.14 para evaluaciones regionales.

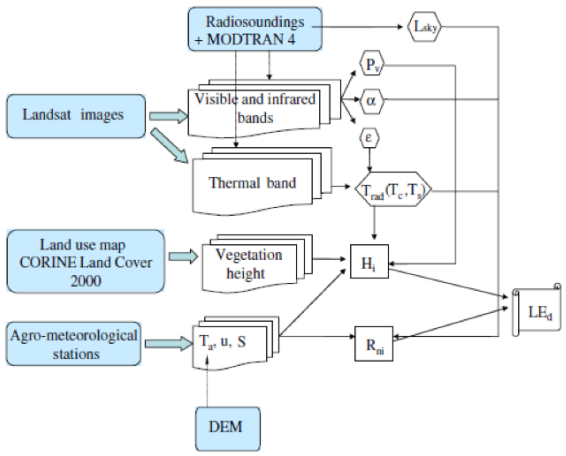


Figura 6.5.14 Esquema de la metodología para obtener la evapotranspiración diaria a escala regional (Sánchez et al., 2008)

La propuesta metodológica de Sánchez et al. (2008) para obtener las diferentes variables que se necesitan para evaluar la ETR regional, utiliza imágenes ASTER, imágenes TM, imágenes del Landsat 7, imágenes MODIS y perfiles atmosféricos obtenidos con radiosondas. El procedimiento consiste en:

- Medir las temperaturas T_c y T_a instantáneas alrededor del mediodía (c = dosel, a = aire) y con su diferencia calcular la ETc (evapotranspiración real del dosel de la vegetación)
- Hacer el balance de energía superficial midiendo la tasa de variación de la T radiométrica durante la mañana; no hace falta medir T_a cerca de superficie
- Medir laT_a radiativa a 2 ángulos distintos y aplicar un modelo de dos capas
- Determinar el índice de déficit de agua en lugares total o parcialmente vegetados a partir de T_s (en superficie) y la reflectancia satelital, más algunos datos meteorológicos; es para lugares total o parcialmente vegetados

En el balance de energía (Sección 2.8.3 del Capítulo 2):

$R_n = G + H + \lambda E \quad W/m^2$

G es despreciable a nivel diario, como se comenta en la Sección 2.8.6 del Capítulo 2.

$R_n = (1 - \alpha)S + \varepsilon_l L - \varepsilon\sigma T^4_{rad}$

α = albedo superficial,
ε = emisividad efectiva media de la superficie (en áreas semiáridas ε = 0,23),
ε_l = emisividad efectiva media para la radiación de onda larga L procedente del cielo y
S = radiación solar total.

El calor sensible H se calcula de Hd/Rnd = Hi/Rni (i = instantáneo, d = diario), con lo que

$$\lambda E_d = (R_{nd}/R_{ni})\cdot(R_{ni} - H_i)$$

$H = H_s + H_c = P_v H_c + (1 - P_v)H_s$, siendo s = suelo; c = *canopy* o dosel y

$H_c = \rho c_p (T_c - T_a) / r_a^H$ y $H_s = \rho c_p (T_s - T_a) / (r_a^a - r_a^s)$ con a = aire

r_a^H = resistencia aerodinámica entre c y la altura referencia rref [s/m]

r_a^a = resistencia aerodinámica a la transferencia de calor entre z0+d y rref

z_0 = longitud de rugosidad

d = altura de desplazamiento

r_a^s = resistencia aerodinámica a transferencia de calor en la capa límite inmediatamente encima de superficie del suelo [s/m]

P_v = fracción de la superficie que está vegetada

Los sensores TM y ETM+ tienen una banda térmica de 10,4 a 12,5 µm (efectiva de 11,457 µm), lo que no permite separaciones.

R_i(satélite) = [R_{ad} + Li*(θ) = $\varepsilon_i B_i T_{rad}$ + (1-ε_i)L_i+]T_i + L_i* según
R_{ad} = radiación a nivel del suelo (con atenuación atmosférica según la transmitancia atmosférica T_i)
L_i*(θ) = radiancia (onda larga) del cielo hacia arriba que emite la atmósfera en la dirección de la visión y que depende del ángulo θ de la dirección de observación (medida en el nadir)
Li_+ = radiancia (onda larga) del cielo hacia abajo que emite la atmósfera en la dirección de la visión
B_i = función de Plank a Trad
ε_i = emisividad de la superficie,

Hay que medir T_i, Li*, y Li_{+atm} mediante radiosondas

$\varepsilon = \varepsilon_c P_v + \varepsilon_s (1 - P_v)(1 - 1{,}74P_v) + 1{,}7872P_v(1-P_v)$

que incluye la distribución geométrica de superficie vegetada y reflexiones internas.
Para determinar la fracción de cobertera vegetal P_v, se utilizan las bandas del rojo (banda 3, 0,63-0,69 µm), infrarrojo próximo (banda 4, 0,76-0,96 µm) de los sensores TM y ETM+, previamente corregidas por efectos atmosféricos con datos de radiosondas. Con ello se estima el NDVI.
La reflectividad del canal en la superficie vale

$$\rho_i = \frac{\pi(R_i - L_i)d^2}{\tau_i(ESUN_i \cos\alpha \cdot \tau(\alpha) + L_+)}$$

τ = transmisividad atmosférica entre el Sol y la superficie
α = ángulo zenital
$ESUN_i$ = irradiancia solar espectral en techo de la atmósfera;
d = distancia Sol-Tierra
La cobertera vegetal P_v vale:

$$P_V = \frac{1-\beta}{(1-\beta) - K(1-\beta)};\ \beta = \frac{NDVI}{NDVI_S};\ K = \frac{RNIRv - RREDv}{RNIRs - REDs}$$

NIR = near-infrared reflectivity (reflectividad al infrarrojo próximo)
RED = red visible reflectivity (reflectividad en el espectro visible)
v = totalmente vegetado a Tc
s = desnudo a Ts

El albedo se evalúa teniendo en cuenta el espectro radiante entre 0,3 y 3 µm, dividido en 10 bandas, como:

$\alpha = 0{,}221\rho_1 + 0{,}162\rho_2 + 0{,}102\rho_3 + 0{,}354\rho_4 + 0{,}059\rho_5 + 0{,}0195\rho_7$, con error 2%

Hace falta disponer de T_a y u (velocidad horizontal del viento) para encontrar r y S, que se registran continuamente, y L, que varía poco y basta con usar un solo valor. El error en T_a induce un probable error en ETR.

Cuando pasa el satélite Landsat por un cierto lugar, $T_{rad} > T_a$ en la mayoría de áreas, de modo que $H > 0$ en general.

6 Agradecimientos

Se agradecen los detallados comentarios, aportaciones, sugerencias y correcciones de A. Montesinos (Geodim. Maluenda, Zaragoza y Universidad de Castilla-La Mancha), J.V. Giráldez (Universidad de Córboba) y J. Jódar como revisor general, así como los comentarios de P. Martín Vide (Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona).

A pesar del esfuerzo de revisión y aportaciones, pueden quedar algunos errores, malinterpretaciones e inexactitudes, de los que el autor es el único responsable, junto con las opiniones y consideraciones de carácter personal.

6 Referencias

AEMET/IM 2011. Atlas climático Ibérico–Iberian climate Atlas. Madrid AEMET & IM: 1-80.
Al-Bakri, J.T., Shawash, S., Ghanim, A., Abdelkhaleq, R. 2016. Geospatial techniques for improved water management in Jordan. Water, 8, 132; doi:10.3390/w8040132

Alberich, C. 2002. Estimation of the spatial distribution of evapotranspiration using optical remote sensing. En: W.Kinzelbach et al., A Survey of Methods for Groundwater Recharge in Arid and Semi-arid regions. Early Warning and Assessment Report Series, UNEP/DEWA/RS.02-2. UN Environment Programme, Nairobi, Kenya: 57-64.

Allam, M.M., Jain Figueroa, A., McLaughlin, D.B., Eltahir, E.A.B. 2016. Estimation of evaporation over the upper Blue Nile basin by combining observations from satellites and river flow gauges. Water Resources Research, 52(2), 644–659.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Roma: 1-300. http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e07.htm

Andersen, O., Seneviratne, S., Hinderer, J., Viterbo, P. 2005. GRACE–derived terrestrial water storage depletion associated with the 2003 European heat wave. Geophysical Research Letters, 32, L18405.

Anderson, M.P. 2005. Heat as a ground water tracer. Groundwater, 43(6), 951-968.

Anderson, M.C., Norman, J.M., Diak, G.R., Kustas, W.P., Mecikalski, J.R. 1997. A two–source time integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. Remote Sensing of Environment, 60: 195–216.

Anderson, S.R., Hardy, E.E., Roach, J., Witner, R.E. 1976. A land use/cover classification system for use with remote sensor data. U.S. Geological Survey Preferencial Paper, 964. Sioux Falls. USA.

Arora, V.K., Beer, G.J. 2005. A parametrization of leaf phenology for the terrestrial ecosystem component of climate models. Glob. Change Biol., 11: 39–59.

Auken, E., Christiansen, A.V., Westergaard, J.H., Kirkegaard, C., Foged, N., Viezzoli. A. 2009. An integrated processing scheme for high resolution airborne electromagnetic surveys, the SkyTEM system. Exploration Geophysics, 40(2): 184–192.

Bartolino, J.R. 2003. The Rio Grande—Competing demands for a desert river. In: D.A. Stonestrom y J. Constantz (eds.), Heat as a Tool for Studying the Movement of Ground Water Near Streams, 8–16. USGS Circular 1260. Reston, Virginia.

Bartolino, J.R., y R.G. Niswonger. 1999. Numerical simulation of vertical ground-water flux of the Rio Grande from ground-water temperature profiles, central New Mexico. Water Resources Investigation Report 99-4212. Albuquerque, New Mexico: USGS.

Basist, A., Grody, N.C., Peterson, Williams, T.C., 1998. Using special sensor microwave/ imager to monitor land surface temperatures, wetness and snow cover. Journal of Applied Meteorology. 37: 888–917.

Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes R.A., Holtschlag, A.A. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for Land (SEBAL), Journal of Hydrology, 212-213: 198-229.

Becker, M.W. 2006. Potential for satellite remote sensing of ground water. Ground Water, 44(2): 306–318.

Bedrosian, P.A., Schamper, C., Auken. E. 2015. A comparison of helicopter-borne electromagnetic systems for hydrogeological studies. Geophysical Prospecting, 64(1): 192–215.

Bell, J., Dean, T., Hodnett, M. 1987. Soil moisture measurement by an improved capacitance technique, part II. Field techniques, evaluation y calibration. J. Hydrol., 93: 79-90.

Besbes, M., De Marsily, G. 1984. From infiltration to recharge: use of a parametric transfer function. Journal of Hydrology, 74: 271–298.

Bhanja, S.N., Mukherjee, A., Saha, D., Velicogna, I., Famiblietti, J.S. 2016. Validation of GRACE based groundwater storage anomaly using in-situ groundwater level measurement in India. Journal of Hydrology, 543: 729-738.

Bindlish, R., Jackson, T., Wood, E., Gao, H., Starks, P., Bosch, D., Lakshmi, V. 2003. Soil moisture estimates from TRMM Microwave Imager observations over the Southern United States. Remote Sensing of Environment, Volume 85(4): 507–515.

Blasch, K.W., Ferré, T.P.A., Hoffmann, J.P. 2004. A statistical technique for interpreting streamflow timing using streambed sediment thermographs. Vadose Zone J., 3: 936–946.

Boronina, A., Ramillian, G. 2008. Application of AVHRR imaginery and Grace measurements for calculation of actual evapotranspiration over the Quaternary aquifer (Lake Chad Bain) and validation of groundwater models. J.Hydrol., 348: 98-109.

Boyle, J.M., Saleem, Z. A. 1979. Determination of recharge rates using temperature-depth profiles in wells. Water Resources Research, 15(6), 1616-1622.

Bredehoeft, J.D.; Papadopulos, I.S. 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. Water Resources Research, 15: 1616–1622.

Brest, C.L., Goward, S.N. 1987. Deriving surface albedo measurements from narrow band satellite data, International Journal of Remote Sensing 8(3): 351-367.

Campos, I., Balbontín, C., González-Piqueras, J., González-Dugo, M.P., Neale, C.M.U., Calera, A. 2016. Combining a water balance model with evapotranspiration measurements to estimate total available soil water in irrigated and rainfed vineyards, Agr. Water Management, 165: 141–152.

Carlson, T.N., Ripley, D.A. 1997. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index, Remote Sens. Environ., 62: 241–252.

Carretero, S.C., Kruse, E.E. 2012. Relationship between precipitation and water-table fluctuation in a coastal dune aquifer: northeastern coast of the Buenos Aires province, Argentina. Hydrogeology Journal, 20: 1613–1621.

Cartwright, K. 1979. Measurement of fluid velocity using temperature profiles: experimental verification. Journal of Hydrology, 43: 185–194.

Caselles, V., Sánchez, J.M. 2010. Estimating actual daily evapotranspiration at a regional scale using an energy balance approach. Application to Landsat imagery. In: M. Varni, I. Entraigas, L. Vives (eds.), Hacia la Gestión Integral de los Recursos Hídricos en Zonas de Llanura. Instituto de Hidrología de Llanuras. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Azul, Buenos Aires, Argentina: 30–38.

Castel, J.R., Bautista, I., Ramos, C., Cruz, G. 1987. Evapotranspiración y eficiencia del riego en huertos de cítricos de la comunidad valenciana. Riegos y Drenajes, 14: 17-24.

Castellazzi, P., Martel, R., Galloway, D.L., Longuevergne, L., Rivera, A. 2016. Assessing groundwater depletion and dynamics using GRACE and InSAR: Potential and limitations. Groundwater, 54(6): 768–780.

Cesanelli, A., Guarracino, L. 2010. Estimación de la variación del almacenamiento de agua en la cuenca del Río Salado y cuencas tributarias a partir de datos gravimétricos satelitales. In: M. Varni, I. Entraigas, L. Vives (eds.), Hacia la Gestión Integral de los Recursos Hídricos en Zonas de Llanura. Instituto de Hidrología de Llanuras. 1er Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Azul, Buenos Aires, Argentina: 547–554.

Chapman, D.S., Sahm, E., Gettings, P. 2008. Monitoring aquifer recharge using repeated high-precision gravity measurements: a pilot study in South Weber, Utah. Geophysics 73: WA83–WA93.

Chemingui, A., Sulis, M., Paniconi, C. 2015. An assessment of recharge estimates from stream and well data and from a coupled surface-water/groundwater model for the des Anglais catchment, Quebec (Canada) Hydrogeology Journal, 23: 1731–1743.

Chen, J., Wilson, C., Famiglietti, J., Rodell, M. 2005. Spatial sensitivity of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time–variable gravity observations. Journal of Geophysical Research, 110: B08408.

Chehbouni, A., Nouvellon, Y., Lhomme, J.–P., Watts, C., Boulet, G., Kerr, Y.H., Moran, M.S., Goodrich, D. C. 2001. Estimation of surface sensible heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature. Agricultural and Forest Meteorology, 108: 55–65.

Choudhury, B. J. 1991. Passive microwave remote sensing contribution to hydrological variables. Surv. Geophys. 12: 63–84.

Choudhury, B.J., Idso, S.B., Reginato, R. J. 1987. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared–temperature based energy balance equation. Agric. and Forest Meteorol., 39: 283–297.

Choudhury, B.J., Ahmed, N.U., Idso, S.B., Reginato, R.J., Daughtry, C.S.T. 1994. Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model sirnulations. Remote Sens. Environ., 50: 1-17.

Christensen, N.K., Minsley, B.J., Christensen, S. 2017. Generation of 3-D hydrostratigraphic zones from dense airborne electromagnetic data to assess groundwater model prediction error. Water Resources Research 53: 1019–1038.

Christiansen, L., Binning, P.J., Rosbjerg, D., Andersen, O.B., Bauer-Gottwein, P. 2011. Using time-lapse gravity for groundwater model calibration: an application to alluvial aquifer storage. Water Resour Res 478129. doi 10.1029/2010WR009859.

Chuvieco, E., Huete, A. 2010. Fundamentals of satellite remote sensing. CRC Press: 1-148.

Congalton, R.G., Green, K. 1998. Assessing the accuracy of remotely sensed data: principles and practices. Lewis Rocc. Raton.

Consoli, S., Barbagallo, S. 2012. Estimating water requirements of an irrigated mediterranean vineyard using a satellite-based approach, J. Irrig. Drain. E., 138, 896–904.

Constantz, J., Thomas, C.L. 1996. The use of streambed temperature profiles to estimate the depth, duration, and rate of percolation beneath arroyos. Water Resour. Res., 32(12): 3597–3602.

Constantz, J. 1998. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in alpine streams. Water Resources Research, 34(7): 1609–1616.

Constantz, J., Thomas, C.L., Zellweger, G. 1994. Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge. Water Resources Research, 30(12): 3253–3264.

Constantz, J., Thomas, C.L. 1997. Streambed temperatures profiles as indicators of percolation characteristics beneath arroyos in the Middle Rio Grande Basin, USA. Hydrologic Processes, 11(12): 1621–1634.

Constantz, J., Stewart, A.E., Niswonger, R., Sarma, L. 2002. Analysis of temperature profiles for investigating stream losses beneath ephemeral channels. Water Resources Research, 38(12): 52-1–52-13.

Constantz, J., Stonestrom, D.A.. 2003a. Heat as a tracer of water movement near streams. In, D.A.Stonestrom y J. Constantz (eds.), Heat as a Tool for Studying the Movement of Ground Water Near Streams, 1–6. USGS Circular 1260. Reston, Virginia.

Constantz, J., Cox, M.H., Su, G.W. 2003b. Comparison of heat and bromide as ground water tracers near streams. Ground Water 41(5): 647–656.

Constantz, J., Tyler, S.W., Kwicklis, E. 2005. Temperature profile methods for estimating percolation rates in arid environments. Vadose Zone J., 2: 12–24.

Crosbie, R.S., Binning. P., Kalma, J.D. 2005. A time series approach to infering groundwater recharge using the water table fluctuation method. Water Resources Research. 41, W01008,

Crosbie, R.S. Davies, P., Harrington, N., Lamontagne, S. 2015. Ground truthing groundwater-recharge estimates derived from remotely sensed evapotranspiration: a case in South Australia. Hydrogeol. J., 23: 335–350.

Csiszar, I., Gutman, G. 1999. Mapping global land surface albedo from NOAA AVHRR, Journal of Geophysical Research, 104(D6): 6215-6228.

Curran, P.J. 1983. Multispectral rernote sensing for the estimation of green leaf area index. Philos. Trans. R. Lond. Ser. A, 309: 257-270.

Custodio, E. 1995. The impact of vertical water flow in boreholes on monitoring operations. Hydrogéologie. Orléans, 3(1995): 3–12.

Custodio, E. 1997a. Effect of vertical flows inside monitoring boreholes in coastal areas. In: G. Barrocu (ed.), Proc. 13th Salt Water Intrusion Meeting. 1994: 213–226.

Custodio E. 1997b. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 83–110.

Custodio, E. 1999. Alteraciones en los registros térmicos por flujo vertical de agua a lo largo de perforaciones. Boletín Geológico y Minero, Madrid, 110(4): 371–380.

Custodio, E. 2009. Recarga a los acuíferos extensos a partir de la deposición atmosférica de cloruros y de la temperatura del terreno. Boletín Geológico y Minero, Madrid, 120(4): 631–640.

Custodio, E. 2010. Groundwater flow and recharge in the Doñana aquifer system (Huelva, SW Spain) from temperature profiles in boreholes. In: A. Zuber, J. Kania & E. Kmiecik (eds.), Groundwater Quality Sustainability. XXXVIII IAH Congress, Krakow. Extended Abstracts 266: 669–675.

Custodio, E. y Llamas, M.R. (eds.) 1976/1983. Hidrología subterránea. Ediciones Omega. Barcelona, 3 Vols: 1–2350.

Custodio, E.; Manzano, M.; Iglesias, M. 1996. Análisis térmico preliminar de los acuíferos de Doñana. IV Simposio sobre El Agua en Andalucía. SIAGA–96. Almería. II: 57–87.

Cuthbert, M.O. 2010. An improved time series approach for estimating groundwater recharge from groundwater level fluctuations. Water Resources Research, 46, W09515, doi:10.1029/2009WR008572.

Cuthbert. M.O. 2014. Straight thinking about groundwater recession. Water Resour. Res., 50: 2407–2424.

Dalton, F., Herkelrath, W., Rawlins, D., Rhoades, J. 1984. Time-domain reflectometry: simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity with single probe. Science, 224: 989-990.

Dasberg, S., Dalton, F. 1985. Time domain reflectometry field measurements of soil water content and electrical conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J., 49: 293-297.

Dean, T., Bell. J., Baty, J. 1987. Soil moisture measurement by improved capacitance technique, Part I. Sensor design and performance. Journal of Hydrology, 93: 67-78.

De Fries, R., Hansen, M., Townshend, J. 1995. Global discrimination of land cover types from metrics derived from AVHRR pathfinder data, Remote Sens. Environ., 54: 209–222.

De Jong, S.; van der Kwast, H.; Addink, E.; Su, B. 2008. Remote sensing for hydrological studies. In: Berkens et al. (eds), Climate and the Hydrological Cycle. IAHS SP8: Cap 15: 297–319 + 331–332.

de Vries, D.A. 1963. Thermal properties of soils. In: W.R. van Wijk (ed.), Physics of plant environment,. Amsterdam: North-Holland Publishing Company.

Döll, P., Fritsche, M., Eicker, A., Müller Schmied, H. 2014. Seasonal water storage variations as impacted by water abstractions: comparing the output of a global hydrological model with GRACE and GPS observations. Surv Geophys 35: 1311–1331.

Dowman, C.E., Ferré, T.P.A., Hoffman, J.P., Rucker, D.F., Callegary, J.B. 2003. Quantifying ephemeral streambed infiltration from downhole temperature measurements collected and after streamflow. Vadose Zone J., 2: 595–601.

Dubayah, R. 1992. Estimating net solar radiation using Landsat Thematic Mapper and digital elevation data. Wat. Res. Res., 28: 2469–2484.

Evett, S. 2000. Some aspects of time domain reflectometry, neutron scattering, and capacitance methods for soil water content measurement. In: Comparison of Soil Water Measurement Using the Neutron Scattering, Time Domain Reflectometry and Capacitance Methods.. Intern. Atomic Energy Agency, IAEA-TECDOC-1137: 5-49.

Evett, S., Steiner, J. 1995. Precision of neutron scattering and capacitance type soil water content gauge from field calibration. Soil Sci. Soc. Am. J., 59: 961-968.

Farlin, J., Małoszewski, P. 2017. On using lumped parameter models and temperature cycles in heterogeneous aquifers. Groundwater 43(6): 951–968.

Farouki, O.T. 1986. Thermal properties of soils. Series on Rock and Soil Mechanics, 11. Clausthal-Zellerfeld, Germany: Trans Tech Publications.

Felfelani, F., Wada, Y., Longuevergne, L., Pokhrei, Y.N. 2017. Natural and human-induced terrestrial water storage change: A global analysis using hydrological models and GRACE. Journal of Hydrology, 553: 105-118

Feng, W., Zhong, M., Lemoine, J.-M., Biancale, R., Hsu, H.-T., Xia, J. 2013. Evaluation of groundwater depletion in North China using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data and ground-based measurements. Water Resources Research, 49(4).

Ferreira G, Rodríguez, M.M. 2012. Utilización de información procedente de teledetección para el análisis de sistemas subterráneos. Aqua-LAC 4(1): 9-18

Ferrer i Juliá, M, 2002. Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro número de curva del modelo hidrológico del SCS: datos de perfiles de suelos y teledetección. Tesis doctoral. Fac. Geografía e Historia. Universidad de Salamanca.

Ferrer, M. 2003. Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro número de curva: perfiles de suelos y teledetección. Cuadernos del CEDEX. Madrid. C–48: 1–346.

Fily M., Royer A., Goita, K., Prigent C. 2003. A simple retrieval method for land surface temperature and fraction of water surface determination from satellite microwave brightness temperatures in sub–arctic areas. Remote Sensing of Environment. 85(3) 3: 328–338.

French, A.N., Jacob, F., Anderson, M.C., Kustas, W.P., Timmermans, W., Gieske, A., Su, Z., Su, H., McCabe, M.F., Li, F., Prueger, J., Brunsell, N. 2005. Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). Remote Sensing of Environment, 99 (1–2): 55–65.

Gao, H., Fu, R., Dickinson, R.E., Negron Juarez, R.I. 2008. A practical method for retrieving land surface temperature from AMSR–E over the Amazon forest. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 46(1): 193–199.

Gehrels, J. 1999. Groundwater level fluctuations; separation of natural from anthropogenic influences and determination of groundwater recharge in the Veluwe area, the Netherlands. Doctoral thesis, Vrije Universiteit Amsterdam: 1-269.

Gillies, R.R., Carlson, T.N. 1995. Thermal remote sensing of surface soil water content with partial vegetation cover for incorporation into climate models. J. Appl. Meteorol., 34: 745-756.

Gillham, R. 1984. The effect of the capillary fringe on water-table response. J. Hidrol., 67: 307:324.

Girolimetto, D., Venturini, V., Rodríguez, L. 2007. Influencia de la resolución espacial de la temperatura de superficie teledetectada en el contexto NDVI–To. Teledetección–Hacia un Mejor Entendimiento de la Dinámica Global y Regional. Ed. Martín, Argentina: 299–305. ISBN: 978–987–543–126–3.

González-Dugo, M.P., Neale, C.M.U., Mateos, L., Kustas, W.P., Prueger, J.H., Anderson, M.C., Li, F. 2009. A comparison of operational remote sensing-based models for estimating crop evapotranspiration, Agr. Forest Meteorol., 149: 1843–1853.

González-Dugo, M.P., Escuin, S., Mateos, L., Cano, F., Cifuentes, V., Padilla, F.L.M., Tirado, J.L., Oyonarte, N., Fernández, P. 2013. Monitoring evapotranspiration of irrigated crops using crop coefficients derived from time series of satellite images. II. Application on basin scale, Agr. Water Management, 125: 92–104.

González-Ramón, A., Moral-Martos, F., Marín-Lechado, C., Martos-Rosillo, S., Pedrera, A., Ruiz-Constán, A., Durán-Valsero, J.L. 2015. Factores geomorfológicos condicionantes de la hidrogeología de la cuenca alta del Río Bérchules (Sierra Nevada, Granada). SIAGA-2015,.1: 283-294.

Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J., Kucsara, M. 2008. Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations. Journal of Hydrology, 349: 6–17.
Groeneveld, D.P. 2008. Remotely-sensed groundwater evapotranspiration from alkali scrub affected by declining water table. J. Hydrol., 358: 294–303.nd

Groeneveld, D.P., Baugh, W.M., 2007. Correcting satellite data to detect vegetation signal for eco-hydrologic analyses. Journal of Hydrology 344: 135–146.

Groeneveld, D.P., Baugh, W.M., Sanderson, J.S., Cooper, D.J. 2007. Annual groundwater evapotranspiration mapped from single satellite scenes. Journal of Hydrology 344: 146–156.

Gungle, B. 2006. Timing and duration of flow in ephemeral streams of the Sierra Vista Subwatershed of the Upper San Pedro Basin. Cochise County, Southeastern Arizona. U.S. Geol. Surv. Sci. Invest. Rep. 2005–5190: 1-55.

Gutman, G.G. 1999. On the use of long-term global data of land reflectances and vegetation indices derived from the advanced very high resolution radiometer, J. Geophys. Res.-Atmos., 104: 6241–6255.

Hatch, C.E., Fisher, A.T., Revenaugh,J.S., Constantz, J., Ruehl, C. 2006. Quantifying surface water–groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. Water Resources Research, 42, W10410, doi:10.1029/2005WR004787.

Hachborn, E., Berg, A., Levison, J., Ambadan, J.T. 2017. Sensitivity of GRACE-derived estimates of groundwater-level changes in southern Ontario, Canada. Hydrogeol. J., 25: 2391–2402.

Hagedorn, B., El-Kadi, A. I., Mair, A., Whittier, R. B., Ha, K. 2011. Estimating recharge in fractured aquifers of a temperate humid to semiarid volcanic island (Jeju, Korea) from water table fluctuations, and Cl, CFC-12 and 3H chemistry. Journal of hydrology, 409(3-4): 650-662.

Hargreaves, G., Samani, Z. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. Applied Engineering in Agriculture, 1: 96–99.

Healy, R.W. Cook, P.G. 2002. Using groundwater levels to estimated recharge. Hydrogeol. J., 417 10: 91–109.

Healy, R.W., Scanlon, B.R. 2010. Physical methods: unsaturated zone. Chap 6. Estimation of Groundwater Recharge. Cambridge University Press: 117-135.

Hector, B., Seguis, L., Hinderer, J., Descloitres, M., Vouillamoz, J.M., Wubda, M., Boy, J.P., Luck, B., Le Moigne, N. 2013. Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. Geophysics Journal International, 194: 737–750.

Heppner, C.S., Nimmo, J.R. 2005. A computer program for predicting recharge with a master recession curve. U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2005-5172

Herrera, C. 2001. Caracterización hidrogeoquímica del macizo de Betancuria. Fuerteventura, Archipiélago de Canarias, Memoria de Tesis, Universidad Politécnica de Cataluña, Depósito legal/ISBN: B.37618-2001/84-699-5747-3.

Herrera, Ch.; Custodio, E. 2001a. Saline water in central Fuerteventura Island, Canary Islands, Spain. SWIM, Miedzyzdroje–Wollin Island, Poland. Nicholas Copernicus University, 80: 81–86.

Hoffmann, J.P., Blasch, K.W., Pool, D.R., Bailey, M.A., Callegary, J.B. 2007. Estimated infiltration percolation, and recharge rates at the Rilito Creck focused recharge investigation site. Pima Country. Arizona. Chap. H, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1703.

Holzman MF, Rivas R. 2013 Evaluación de la humedad del suelo mediante imágenes de temperatura radiativa e índice de vegetación. La Plata Temas Actuales, 219-224

Hu, L., Jiao, J.J. 2015. Calibration of a large-scale groundwater flow model using GRACE data: a case study in the Qaidam Basin, China. Hydrogeology Journal, 23: 1305–1317.

Huang, Z., Pan, Y., Gong, H., Yeh, P.J.F., Li, X., Zhou, D., Zhao, W. 2015. Subregional-scale groundwater depletion detected by GRACE for both shallow and deep aquifers in North China Plain. Geophys Res Lett 42: 1791–1799.

Huang, J., Pavlic, G., Rivera, A., Palombi, D., Smerdon,B. 2016. Mapping groundwater storage variations with GRACE: a case study in Alberta, Canada. Hydrogeol. J., 24: 1663–1680.

Huete, A. R. 1988, A soil-adjusted vegetation index (SAVI). Remote Sens. Environ., 25: 295–309.

Inoue, Y., Moran, M.S. 1997. A simplified method for remote sensing of daily canopy transpiration–a case study with direct measurements of canopy transpiration in soybean canopies. International Journal of Remote Sensing, 18 (1): 139–152.

Jackson, R.D., Moran, M.S., Gay, L.W., Raymond, L.H.1987. Evaluating evaporation from field crops using airborne radiometry and ground-based meteorological data, Irrigation Science 8: 81-90.

Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Jourde, H., Le Moigne, N., Boy, J.P., Hinderer, J., Luck, B., Brunet, P. 2008. Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the Larzac plateau (southern France). J. Hydrol., 359:105–117.

Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Le Moigne, N. 2010. Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. J. Geophys. Res. Solid Earth, 115(6): B06402

Jackson, T.J., Gasiewski, A.J., Oldak, A., Klein, M., Njoku, E.G., Yevgrafov, A., Chistiani, S., Bindlish, R. 2002. Soil moisture retrieval using the C–band polarimetric scanning radiometer during the Southern Great Plains. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,40(10): 2151–2161.

Jie, Z., van Heyden, J., Bendel, D., Barthel, R. 2011. Combination of soilwater balance models and water-table fluctuation methods for evaluation and improvement of groundwater recharge calculations. Hydrogeol. J., 19: 1487–1502.

Jiménez-Olivenza, Y., Porcel-Rodríguez, L., Caballero Calvo, A., Bonet, F.J. 2015. Evolución de los usos del suelo en Sierra Nevada en los últimos 50 años y cambios del paisaje. 54-56. 2015. In: Zamora, R., Pérez-Luque, A.J., Bonet, F.J., Barea, Azcón J.M., Aspizua, R. (eds.), La huella del Cambio Global en Sierra Nevada: Retos para la conservación. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Junta de Andalucía.

Jódar, J., Carpintero, E., Martos-Rosillo, S., Ruiz-Constán, A., Marín-Lechado, C., Cabrera-Arrabal, J.A., Navarrete-Mazariegos, E., González-Ramón, A., Lambán, L.J., Herrera, C., González-Dugo, M.P. 2018: Combination of lumped hydrological and remote-sensing models to evaluate water resources in a semi-arid high altitude ungauged watershed of Sierra Nevada (Southern Spain). Science of the Total Environment,. 625: 285-300.

Johansson, P-O. 1986. Diurnal groundwater level fluctuations in sandy till – a model analysis. Journal of Hydrology, 87: 125-134.

Johnston, R.M., Barson, M.M. 1993. Remote sensing of Australian wetlands: an evaluation of Landsat TM data for inventory and classification. Marine and Freshwater Research 44: 235–252.

Jørgensen, F., Møller, R.R., Nebel, L., Jensen, N.P., Christiansen, A.V. Sandersen, P.B. 2013. A method for cognitive 3D voxel modeling of AEM data. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 72(3–4): 421–432.

Katpatal, Y.B.,Rishma, C., Singh, C.K. 2018. Sensitivity of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) to the complexity of aquifer systems for monitoring of groundwater. Hydrogeol. J., 26: 933–943.

Kaufmann, R.K., Zhou, L.M., Knyazikhin, Y., Shabanov, N.V., Myneni, R.B., Tucker, C.J. 2000, Effect of orbital drift and sensor changes on the time series of AVHRR vegetation index data, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 3

Kayane, I., Kaihotsu, I. 1988. Some experimental results concerning rapid water table response to surface phenomena. Journal of Hydrology, 102: 215-234.

Kikuchi, C.P., Ferré, P.A. 2017. Analysis of subsurface temperature data to quantify groundwater recharge rates in a closed Altiplano basin, northern Chile. Hydrogeol. J., 25: 103–121.
Kim, N.W., Kim, Y.J. Chung, I.M. 2013. Development of analyzing model of groundwater table fluctuation (I): Theory of model, J. of Korean Soc. of Civ. Engineering, 33(6): 2277-2284.

Kite, G.W., Droogers, P. 2000. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data, Journal of Hydrology 229: 3-18.

Knight, R., Smith, R., Ash, T., Abraham, J., Cannia, J., Viezzoli, A., Fogg, G. 2008. Mapping aquifer systems with airborne electromagnetics in the Cental Valley of California. Groundwater, doi: 10.111/gwat.12656.

Kustas, W.P., Daughtry, 1990. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data, Agricultural and Forest Meteorology 49: 205-223.

Kustas, W.P., Norman J.M. 1996 Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces, Hydrological Sciences Journal 41: 495-516.

Lakshmi, V. 2016. Beyond GRACE: Using satellite Data for groundwater investigations. Groundwater, 54(5): 615-619.

Lautz, L.K. 2008. Estimating groundwater evapotranspiration rates using diurnal water-table fluctuations in a semi-arid riparian zone. Hydrogeology Journal, 16:483-497.

Lederer, M. 2009. Accuracy of the relative gravity measurement. Acta Geodyn. Geomater., 6:155

Li, F., Kustas, W.P., Prueger, J. H., Neale, C. M. U., Jackson, T. J. 2005. Utility of remote sensing based two–source energy balance model under low and high vegetation cover conditions. Journal of Hydrometeoroloy, 6 (6): 878–891.

Liesch, T., Ohmer, M. 2016. Comparison of GRACE data and groundwater levels for the assessment of groundwater depletion in Jordan. Hydrogeology Journal, 24: 1547-1563.

Liu, J., Chen, J.M., Cihlar, J. 2003. Mapping evapotranspiration based remote sensing: an application to Canada's landmass. Water Resour. Res., 39(7): 1-89.

Liu, L., Wen, X., Gonzalez, A., Tan, D., Du, J., Liang, Y., Li, W., Fan, D., Sun, K., Dong, P., Xiang, D., Zhou, Z. 2011. An object-oriented daytime land-fog-detection approach based on the mean-shift and full lambda-schedule algorithms using EOS/MODIS data. International Journal of Remote Sensing. 32–17: 4769 - 4785.

Liu, Q., Huete, A. 1995. A feedback based modification of the NDVI to minimize canopy background and atmospheric noise. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 33: 457-465.

Liu, X., Zhu, X., Pan, Y., Li, S., Liu, Y., Ma, Y. 2016. Agricultural drought monitoring Progress, challenges, and prospects. J. Geogr. Sci., 26(6): 750-767.

Longuevergne, L., Wilson, C.R., Scanlon, B.R., Crétaux, J.F. 2013. GRACE water storage estimates for the Middle East and other regions with significant reservoir and lake storage. Hydrol Earth Syst. Sci., 17: 4817–4830.

Lu, H., Raupach, M.R., McVicar, T.R., Barrett, D.J. 2003. Decomposition of vegetation cover into woody and herbaceous components using AVHRR NDVI time series, Remote Sens. Environ., 86: 1–18.

Lucas, M., Oliveira, P.T.S., Melo, D.C.D., Wendland, E. 2015. Evaluation of remotely sensed data for estimating recharge to an outcrop zone of the Guarani Aquifer System (South America). Hydrogeology Journal, 23: 961–969.

Luce, C.H., Tomina, D., Gariglio, F., Applebee, R. 2013. Solutions for the diurnally forced advection–diffusion equation to estimate bulk fluid velocity and diffusivity in streambeds from temperature time–series. Water Resour. Res., 49: 488–506.

Makhamreh, Z. 2018. Derivation of vegetation density and land-use type pattern in mountain regions of Jordan using multi-seasonal SPOT images. Environmental Earth Sciences, 77: 384-.

Marker, P.A., Foged, N., He, X., Christiansen, A.V., Refsgaard, J.C., Auken, E., Bauer-Gottwein, P. 2015. Performance evaluation of groundwater model hydrostratigraphy from airborne electromagnetic data and lithological borehole logs. Hydrology and Earth System Sciences 19(9): 3875–3890.

Martí Cardona, B. 2016. Spaceborne SAR imaginery for monitoring the inondation in the Doñana wetlands. Universitat Politècnica de Catalunya. Barcelona.

Martinez, G., Vanderlinden, K., Giráldez, J.V., Espejo, A.J., Muriel, J.L. 2010. Field-scale soil moisture pattern mapping using electromagnetic induction. Vadose Zone J. 9: 871-881.

Martos-Rosillo, S., González-Ramón, A., Marín-Lechado, C., Cabrera, J.A., Guardiola-Albert, C., Jodar, J., Navarrete, E., Ruiz-Constán, A., Moral, F., Pedrera, A., Navas, R., López, M, Durán, J.J. 2017. Las acequias de careo de Sierra Nevada (sur de España), un sistema de recarga ancestral en acuíferos de alta montaña. En: Ó.r Escolero, C. Gutiérrez y E. Mendoza (eds.), Manejo de la Recarga de Acuíferos: Un Enfoque Hacia Latinoamérica. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Cap.16:.527-563.

Matthess, G., Harvey, J.C. 1982. The properties of groundwater. Wilwy-Interscience: 1-406.

McElroy, J., Schneider, S. 1985. The space station polar platforms-Integrating research and operational missions. In Earth Observing Systems Conference.

McVicar, T.R. Jupp, D.L.B. 1998. The current and potential operational uses of remote sensing to aid decisions on drought exceptional circumstances in Australia: a review, Agricultural Systems, 57: 399–468.

McVicar, T.R., Walker, J., Jupp, D.L.B., Pierce, L.L., Byrne, G.T., Dallwitz, R. 1996. Relating AVHRR vegetation indices to in situ measurements of leaf area index, Technical Memorandum 96.5, CSIRO Division of Water Resources, Canberra.

Meijerink, A.M.J. (ed.), Bannert, D., Batelaan, O., Lubczynski, M.W., Pointet, T. 2007. Remote sensing applications to groundwater. UNESCO, IHP-VI, Series on Groundwater 16, Paris: 1-312.

Melchior, P. 2008. Gravimetric measuring techniques. Phys. Methods Instrum. Meas. Encycl. Life Support Syst. EOLSS, 2: 259–290.

Mohamed S., Bertuzzi, P., Bruand, A., Raison, L., Bruckler, L. 1997. Field evaluation and error analysis of soil water content measurement using the capacitance probe method. Soil Sci. Soc. Am. J., 61: 399-408.

Montesinos, S. 1990. Teledetección: su utilización en la cuantificación y seguimiento de recursos hídricos aplicados al regadío. Informaciones y Estudios 51. Servicio Geológico, MOPU, Madrid: 1–95.

Montesinos, S., Fernández, L. 2012. Geographic Information Systems: data versus information. Introduction to Remote Sensing. Options Méditerranéennes, 67. CIHEAM, Zaragpza.

Moon, S-K., Woo, N.C., Lee, K.S. 2004. Statistical analysis of hydrographs and water table fluctuation to estimate groundwater recharge. Journal of Hydrology, 292: 198–209.

Moran, M.S., Jackson R.D. 1991 Assessing the spatial distribution of evapotranspiration using remotely sensed inputs, Journl of Environmental Quality, 20: 725-737.

Mulder, G., Olsthoorn, T.N., Al-Manmi, D.A.M.A., Schrama, E.J.O., Smidt, E.H. 2015. Identifying water mass depletion in northern Iraq observed by GRACE. Hydrol. Earth. Syst. Sci., 19:1487–1500.

Münch, Z., Conrad, J.E., Gibson, L.A., Palmer. A.R., Hughes, D. 2013. Satellite earth observation as a tool to conceptualize hydrogeological fluxes in the Sandveld, South Africa. Hydrogeology Journal, 21: 1053–1070.

Nagler, P., Cleverly, J., Glenn, E., Lampkin, D., Huete, A., Wan, Z. 2005. Predicting riparian evapotranspiration from MODIS vegetation indices and meteorological data. Remote Sensing of Environment, 94: 17–30.

NDMC 2018. The National Drought Mitigation Center. University of Nebraska-Lincoln. 8: 584–2597.

Nemani, R.R. Running, S.W. 1989. Testing a theoretical climate soil leaf-area hydrologic equilibrium of forests using satellite data and ecosystem simulation, Agric. For. Meteorol., 44: 245–260.

Neto, D.C., Chang, H.K., van Genuchten, M.T. 2016. A mathematical view of water table fluctuations in a shallow aquifer in Brazil. Groundwater, 54(1): 82–91.

Norman, J.M. 1993. Scaling processes between leaf and canopy levels, In: J.R. Ehleringer and C.B. Field (eds.), Scaling Physiological Processes – Leaf to Globe. Academic, San Diego, 41–76.

Odi-Lara, M., Campos, I, Neale, C.M.U., Ortega-Farías, S., Poblete-Echeverría, C., Balbontín, C., Calera, A. 2016. Estimating evapotranspiration of an apple orchard using a remote sensing-based soil water balance. Remote Sens., 8: 253

Ogawa, K., Schmugge, T., Jacob, F., French, A. 2002. Estimation of broadband land surface emissivity from multi–spectral thermal infrared remote sensing. Agron., 22: 695–696.

Park, E., Parker, J.C. 2008. A simple model for water table fluctuations in response to precipitation. Journal of Hydrology. 356(3–4): 344–349.

Park, E. 2012. Delineation of recharge rate from a hybrid water table fluctuation method. Wat. Res. Res. 48, W07503, doi:10.1029/2011WR011696

Pereira, A., Pacino, M.C. 2012. Annual and seasonal water storage changes detected from GRACE data in the La Plata Basin. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 212-213: 88-99.

Pérez, J.C., González, A., Armas-Padilla, M. 2011. Remote sensing of water cloud properties from MSG/SEVIRI nighttime imagery. Remote Sensing of Environment. 115(2): 738-746.

Pérez Bielsa, C., Lambán, J., Plata, J.L., Rubio, F.M., Soto, R. 2012. Characterization of a karstic aquifer using magnetic resonance sounding (MRS) and electrical resistivity tomography (ERT): a case–study of Estaña Lakes (Northern Spain). Hydrogeol. J., 20: 1045–1059.

Pirastru, M., Niedda, M. 2013. Evaluation of the soil water balance in an alluvial flood plain with a shallow groundwater table. Hydrolog. Sci. J., 58: 898- 911.

Polo, M.J., Aguilar, C., Díaz-Gutiérrez, A., González-Dugo, M.P. 2013. Cuantificando la interceptación en cuencas heterogéneas: la cuenca del río Guadalfeo (Granada), Interceptación de la lluvia por la vegetación en España, Instituto Euromediterráneo del Agua. Murcia: 297-317.

Pool, D.R., Eychaner, J.H. 1995. Measurements of aquifer-storage change and specific yield using gravity surveys. Ground Water, 33: 425–432.

Prata, A.J., Caselles, V., Coll, C., Sobrino, J.A., Ottlé, C. 1996. Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites, Current status and future prospects, Remote Sensing Reviews, 12: 175-224.

Prudic, D.E., Niswonger, R.G., Wood, J.L., Henkelman, K.K., 2003. Trout Creek: estimating flow duration and seepage losses along an intermittent stream tributary to the Humboldt River, Lander and Humboldt counties, Nevada. Heat as a Tool for Studying the Movement of Ground Water Near Streams, 1260: 57-71.

Quba'a, R., Alameddine. I., Abou Najm, M, El-Fadel, M. 2018. Modeling the depletion of groundwater storage over time in the Levant: lessons learned from a water-stressed region. Environmental Earth Sciences, 77:505-.

Rahman, H., Dedieu G. 1994. SMAC: A simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum, International Journal of Remote Sensing, 15(1): 123-143.

Ramillien, G., Frappart, F., Günter, A., Ngo–Duc, T., Cazenave, A., Laval, K. 2006. Time variations of the regional evapotranspiration rate from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite gravimetry. Water Resources Research, 42, W10403.

Ramillien, G., Frappart, F., Seoane, L. 2014. Application of the regional water mass variations from GRACE satellite gravimetry to largescale water management in Africa. Remote Sens., 6: 7379–7405.

Rau, G.C., Andersen, M.S., McCallum, A.M., Rosham, H., Aeworth, R. 2014. Hear as a tracer to quantify water flow in near–surface sediments. Earth Sci. Rev. 129: 40–58.

Rivas, R., Caselles, V. 2004. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing–based surface temperature and local meteorological data. Remote Sensing of Environment, 93: 68–76.

Rivas, R., Niclós, R., Santos García, V., Doña, C., Caselles, V., Holzman, M., Bayala, M., Carmona, F., Ocanpo, D., Hibeault, M., Soldano, A. 2013. Validación de los datos de humedad de suelos SMDS en la región pampeana argentina. La Plata, Temas Actuales: 225-230.

Richards, J.A., Jin, X. 1990. Remote sensing digital image analysis: an introduction. Springer. N.Y.

Rodell, M., Famiglietti, J., Chen, J., Seneviratne, S.I., Viterbo, P., Holl, S., Wilson, C.R. 2004. Basin scale estimate of evapotranspiration using GRACE and other observations. Geophysical Research Letters, 31: L20504.

Rodell, M., Chen, J., Kato, H., Famiglietti, J., Nigro, J., Wilson, C. 2007. Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. Hydrogeology Journal, 15: 159–166.

Roderick, M.L., Noble, I.R., Cridland, S.W. 1999. Estimating woody and herbaceous vegetation cover from time series satellite observations. Global Ecology and Biogeography, 8: 501–508.

Roderick, M.L., Berry, S.L., Noble, I.R. 2000. A framework for understanding the relationship between environment and vegetation based on the surface area to volume ratio of leaves. Functional Ecology, 14: 423–437.

Roman, A.D., Prudic, D.E., Thodal, C.E., Contantz, J. 1998. Field study and simulation of diurnal temperature effects on infiltration and variably saturated flow beneath an ephemeral stream. Water Resour. Res., 34(9): 2137–2153.

Rosen, M., Bright, J., Carran, P., Steward, M., Reeves, R.1999. Estimating rainfall recharge and soil water residence times in Pukekohe, New Zealand, by combining geophysical, chemical, and isotopic methods. Ground Water, 37: 836-844.

Roy, D.P., Wulder, M.A., Loveland, T.R., Woodcock, C.E., Allen, R.G., Anderson, M.C., Helder, D., Irons, J.R., Johnson, D.M., Kennedy, R., Scambos, T.A., Schaaf, C.B., Schott, J.R., Sheng, Y., Vermote, E.F., Belward, A.S., Bindschadler, R., Cohen, W.B., Gao, F., Hipple, J.D., Hostert, P., Huntington, J., Justice, C.O., Kilic, A., Kovalskyy, V., Lee, Z.P., Lymburner, L., Masek, J.G., McCorkel, J., Shuai, Y., Trezza, R., Vogelmann, J., Wynne, R.H., Zhu, Z. 2014. Landsat-8: science and product vision for terrestrial global change research. Remote Sens. Environ. 145: 154–172.

Rutledge, A.T. 2014. Use of groundwater levels with the PULSE analytical model. Groundwater, 52(5): 789-797.

Sabins, F.F. 1978. - Remote sensing. Principles and interpretation. Freeman. San Francisco

Sakamoto, T., Yokozawa, M., Toritani, H., Sthibayama, M., Ishitsuka, N., Ohno, H. 2005. Crop phenology detection method using time–series MODIS data. Remote Sensing Environment, 96: 366–374.

Salama, R.B., Farrington, P., Bartle, G.A., Watson, G.D. 1999. Distribution of recharge and discharge areas in a first-order catchment as interpreted from water level patterns. Journal of Hydrology, 143: 250-277.

Salas-García, J., Garfías Soliz, J., Llanos Acebo, H., Martel, R., Bibiano, L. 2014. Análisis comparativo de la estimación de la recarga regional espacialmente distribuida en un acuífero volcánico. II Congreso Ibérico de Aguas Subterráneas. Valencia. Editorial Universitat Politécnica de València: 805-822.

Salvucci, G.D., Entekhabi, D. 1994. Explicit expressions for Green–Ampt (delta function diffusivity) infiltration rate and cumulative storage. Water Resources Research, 30: 2661–2663.

Sánchez, J.M., Caselles, V., Niclòs, R., Valor, E., Coll, C., Laurila, T. 2007. Evaluation of the B–method for determining actual evapotranspiration in a boreal forest from MODIS data. International Journal of Remote Sensing, 28 (5–6): 1231–1250.

Sánchez, J.M., Scarone, G., Caselles, V., Valor, E., Copertino V.A., Telesca, V. 2008. Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region. Journal of Hydrology, 351: 58-70.

Sánchez, J.M., Kustas, W.P., Caselles, V., Anderson, M. 2008. Modelling surface energy fluxes over maize using radiometric soil and canopy temperature observations. Remote Sensing of Environment, doi: 10.1016/j.rse.2007.07.018.

Sánchez Martín, N. 2009. Teledetección óptica aplicada a un modelo distribuido de balance hídrico (HIDROMORE) para el cálculo de evapotranspiración y humedad de suelo. Tesis Doctoral. Departamento de Ingeniería Cartográfica y del Terreno, Universidad de Salamanca: 1-410.

Schultz, G.A., 1988. Remote sensing in hydrology. J.Hydrol., 100(1-3): 239-265.

Seguin, B., Itier, B. 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. Int. Journal of Remote Sensing, 4 (2): 371–383.

Seraphin, P., Gonçalvès, J., Vallet-Coulomb,C., Cédric Champollion, C. 2018. Multi-approach assessment of the spatial distribution of the specific yield: application to the Crau plain aquifer, France. Hydrogeology Journal, 26: 1221–1238.

Serbina, l., Miller, H.M. 2014. Landsat uses and benefits—Case studies by application area: U.S. Geological Survey Open-File Report 2014–1108: 1-61

Shan, C., Bodvarsson, G. 2004. An analytical solution for estimating percolation rate by fitting temperature profiles in the vadose zone: J. Contam. Hydrol., 68: 83–95.

Shanafield, M., Cook, P.G. 2014. Transmission losses, infiltration, and groundwater recharge through ephemercal and intermittent streambeds: a review of applied methods. J. Hydrol., 511: 518–529.

Shen, H., Leblanc, M., Tweed, S., Liu, W. 2015. Groundwater depletion in the Hai River Basin, China, from in situ and GRACE observations. Hydrol. Sci. J., 60: 671–687.

Sherif, M.M., Ebraheem, A.M., Al Mulla, M.M., Shetty, A.V., 2018. New system for the assessment of annual groundwater recharge from rainfall in the United Arab Emirates. Environmental Earth Sciences, 77: 412-.

Silliman, S.E., Booth, D.F. 1993. Analysis of time series measurements of sediment temperature for identification of gaining versus losing portions of Juday Creek, Indiana. Journal of Hydrology, 146: 131-138.

Sobrino, J.A., Jiménez–Muñoz J.C., Paolini, L. 2004. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. Remote Sensing of Environment, 90: 434–440.

Sobrino, J.A., Gómez, M., Jiménez–Muñoz, J.C., Olioso, A., Chehbouni, G. 2005. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. Journal of Hydrology, 315: 117–125.

Sophocleous, M. 1991. Combining the soil water balance and water level fluctuation method to estimate natural groundwater recharge: Practical aspects. J. Hydrol. 124: 229–241.

Stallman, R.W. 1965. Steady one–dimensional fluid flow in a semi–infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. J. Geophys. Res., 70(12): 2821–2827.

Strassberg, G., Scanlon, B.R., Rodell, M. 2007. Comparison of seasonal terrestrial water storage variations from GRACE with groundwater-level measurements from the High Plains Aquifer (USA). Geophys. Res. Lett. 34(13).

Su, H., McCabe, M.F., Wood, E.F., Su, Z., Prueger, J. H. 2005. Modelling evapotranspiration during SMACEX02: Comparing two approaches for local and regional scale prediction. Journal of Hydrometeorology, 6 (6): 910–922.

Sun, Z., Ma, R., Wang, Y., Ma, T., Liu, Y. 2016. Using isotopic, hydrogeochemical-tracer and temperature data to characterize recharge and flow paths in a complex karst groundwater flow system in northern China. Hydrogeol. J., 24: 1393–1412.

Swenson, S., Yeh, P.J.–F., Wahr, J., Famiglietti, J. 2006. A comparison of terrestrial water storage variations from GRACE with in situ measurements form Illinois. Geophysical Research Letters, 33. L16401.

Swenson, S., Famiglietti, J., Basara, J., Wahr, J. 2008. Estimating profile soil moisture and groundwater variations using GRACE and Oklahoma Mesonet soil moisture data. Water Resources Research, 44, W01413.

Syed, T., Famiglietti, J., Chen, J., Rodell, M., Seneviratne, S., Viterbo, P., Wilson, C. 2005. Total basin discharge for the Amazon and Mississippi River basins from GRACE and a land–atmosphere water balance. Geophysical Research Letters, 32, L24404.

Syed, T., Famiglietti, J., Rodell, M., Chen, J., Wilson, C. 2008. Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. Water Resources Research, 44, W02433.

Szilagyi, J. 2000. Can a vegetation index derived from remote sensing be indicative of areal transpiration? Ecological Modelling, 127: 65–79.

Tang, Y., Hooshyar, M., Zhu, T., Ringler, C., Sun, A.Y., Long, D., Wang, D. 2017. Reconstructing annual groundwater storage changes in a large-scale irrigation region using GRACE data and Budyko model. Journal of Hydrology, 51: 397-406.

Taniguchi, M. 1993. Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature–depth profiles. Water Resources Research, 28(7): 2021–2026.

Tanco, R., Kruse, E. 2001. Prediction of seasonal water–table fluctuations in La Pampa and Buenos Aires, Argentina. Hyd J, 9: 339–347.

Tanre, D., Holben, B.N., Kaufman, Y.J. 1992. Atmospheric correction algorithm for NOAA-AVHRR products – theory and application. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30: 231–248.

Thomas, B.F., Famiglietti, A.S., Landerer, F.W., Wise, D.N., Molotch, N.P., Argus, D.F. 2017. GRACE groundwater drought index: evaluation of California Central Valley groundwater drought. Remote Sensing Environment, 198: 384-392.

Tomer, M, Anderson, J. 1995. Field evaluation of a soil water–capacitance probe in a fine sand. Soil Sci.,159: 90-97.

Topp, G., Davis, J., Annan, A. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. Water Resour. Res. 16: 574-582.

Turner, D.P., Cohen, W.B., Kennedy, R.E., Fassnacht, K.S., Briggs, J.M. 1999. Relationships between leaf area index and Landsat TM spectral vegetation indices across three temperate zone sites. Remote Sensing of Environment, 70(1), 52-68.

Ulaby, F.T., Moore, R.K., Fung, A.K. 1986. Microwave remote sensing III: from theory to applications. Norwood, MA: Artech House.

Urqueta. H., Jódar, J., Herrera, C., Wilke, H-G., Medina, A., Urrutia, J., Custodio, E., Rodríguez, J. 2018. Land surface temperature as an indicator of the unsaturated zone thickness: A remote sensing approach in the Atacama Desert. Science of the Total Environment, 612: 1234-1248

Valor, E., Caselles, V. 1996. Mapping Land Surface Emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American Areas. Remote Sensing of Environment, 57: 167–184.

Valiente, J.A, Nuñez, M., López-Baeza, E., Moreno, J.F.1996, Narrow-band to broad-band conversion form Meteosat-visible channel and broad-band albedo using both AVHRR-1 and -2 channels, Intern. J. of Remote Sensing 16(6): 1147-1166.

Valladares, A., Guarracino, L., Rodríguez, L., Vives, L., 2013. Estimación de las variaciones de almacenamiento de agua en los esteros del Iberá a partir de datos gravimétricos satelitales. La Plata, Temas Actuales: 213-218.

Valor, E., Caselles, V. 2005. Validation of the vegetation cover method for land surface emissivity estimation. In: Recent Research Developments in Thermal Remote Sensing. Research Signpost. Kerala (India). 1–20.

van de Griend, A.A., Owe M.1993. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces, International Journal of Remote Sensing, 14(6): 1119-1131.

van der Kamp, G., Schmidt, R. 2017. Review: Moisture loading—the hidden information in groundwater observation well records Hydrogeol. J., 25: 2225–2233.

van Gaalen, J.F., Kruse, S., Lafrenz, W.B-, Burroughs, S.M. 2013. Predicting water table response to rainfall events, central Florida. Groundwater, 51(3): 350-362.

Varni, M., Comas, R., Weinzettel, P., Dietrich, S. 2010. Análisis de 18 años de registros diarios de nivel freático en la zona central de la cuenca del arroyo del Azul, Buenos Aires, Argentina. In: M. Varni, I. Entraigas, L. Vives (eds.), Hacia la Gestión Integral de los Recursos Hídricos en Zonas de Llanura. Instituto de Hidrología de Llanuras. I Congr. Intern. Hidrología de Llanuras. Azul, Buenos Aires: 347–353.

Varni, M., Comas, R., Weinzettel, P. Dietrich, S. 2013. Application of the water table fluctuation method to characterize groundwater recharge in the Pampa plain, Argentina. Hydrol. Sci. J. 58(7): 1445–1455.

Venturini, V., Girolimetto, D., Rivas, R. 2010. Uso conjunto de imágenes infrarrojas térmicas y de microondas para determinar emisividad de la superficie. In: M. Varni, I. Entraigas, L. Vives (eds.). Hacia la gestión integral de los recursos hídricos en zonas de llanura. Instituto de Hidrología de Llanuras. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Azul, Buenos Aires, Argentina: 1115–1121.

Wan, Z., Li, Z. 1997. A physics–based algorithm for retrieving land surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 35(4): 980–996.

Wang, K., Wang, P., Li, Z., Cribb, M., Sparrow, M. 2007. A simple method to estimate actual evapotranspiration from a combination of near radiation, vegetation index, and temperature. J. Geophysical Research, 112(D15): 1-14.

Ward, S.H., HohmannG.W. 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications, Ch. 4. In: M.N. Nabighian (ed.), Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.

Weeks, E.P. 2002. The Lisse effect revisited. Ground Water, 40: 652–656.

Wenzel, L.K. 1936. Several methods of studying fluctuations of ground-water levels. Eos, Transactions American Geophysical Union (2): 400–405.

Xiao, M., Koppa, A., Mekonnen, Z., Pagán, B.R., Zhan, S., Cao, Q., Aierken, A., Lee, H., Lettenmeier, D.P. 2017. How much water did California's Central Valley lose during the 2012-2016 drought? Geophysical Research Letters 44(10): 4872-4879.

Yirdaw, S., Snelgrove, K., Agboma, C. 2008. GRACE satellite observations of terrestrial moisture changes for drought characterization in the Canadian Prairie. Journal of Hydrology, 356: 84–92.

Zhang, Y., Wegehenkel, M. 2006. Integration of MODIS data into a simple model for the spatial distributed simulation of soil water content and evapotranspiration. Remote Sens. Environ., 104: 393-

Zhang, H., Chang, J., Zhang, L., Wang, Y., Li, Y., Wang, X. 2018. NDVI dynamic changes and their relationship with meteorological factors and soil moisture. Environmental Earth Sciences, 77:582-.

Zhao, H.G., Yang, S.T., Huang, Y.C. 2018. Correction to: Utilizing the MODIS-derived leaf area index to investigate the impact of vegetation processes on hydrological simulation of macroscale catchment. Environmental Earth Sciences, 77: 129-

Anexo A6

Uso de los coeficientes del dosel vegetal obtenidos a partir de datos satelitales del índice SAVI para estimar la evapotranspiración y la descarga en cuencas hidrográficas mediterráneas de alta montaña. J. Jódar

Jorge Jódar, Instituto Geológico y Minero de España, Zaragoza. Previamente Grupo de Hidrología Subterránea, Dept. de Ingenieria Civil y Ambiental, Universidad Politécnica de Cataluña; Aquageo Proyectos S.L., Barcelona
E. Carpintero, Instituto Andaluz de Investigación y Formación Agraria, Pesquera, Alimentaria y de la Producción Ecológica de Andalucía (IFAPA), Córdoba
Sergio Martos-Rosillo, Instituto Geológico y Minero de España, Granada
M.P. González-Dugo, Instituto Andaluz de Investigación y Formación Agraria, Pesquera, Alimentaria y de la Producción Ecológica de Andalucía (IFAPA), Córdoba
Nota: este Anexo se ha editado por E. Custodio para sumar textos y evitar repeticiones con la Sección 6.4

En este Anexo se comenta el modelo VI-ET_0, que utiliza imágenes de satélite, y se presenta una aplicación práctica del mismo para estimar el consumo de agua de la vegetación en dos cuencas vecinas de alta montaña del Sur de España. Se lleva a cabo una evaluación de los recursos hídricos en ambas cuencas, que incluye la de la recarga, combinando el enfoque VI-ET_0 con los resultados obtenidos mediante un modelo hidrológico agregado (HBV), aplicado también a ambas cuencas, y se analiza el patrón de consumo de agua en el área de estudio en términos de los principales tipos de cobertura vegetal. VI son las siglas en inglés del Índice de Vegetación (*Vegetation Index*).

El área considerada está compuesta por las cuencas adyacentes de los ríos Bérchules y Mecina, ubicadas en la parte central del cordón axial que define el principal eje de macizo alpino de Sierra Nevada (Figura A6.1). Ambas cuencas drenan hacia el sur y son similares en tamaño, forma, orientación, vegetación, suelo y sustrato geológico. La cuenca del río Bérchules tiene una superficie de 68 km^2, con una altitud mínima de 980 m s.n.m. en la salida de la cuenca, donde se encuentra su estación de aforos (Narila), y una altitud máxima de 2910 m s.n.m. La cuenca del Mecina tiene una superficie de 55 km^2 y un intervalo de elevaciones comprendido entre 1042 y 2618 m s.n.m. Carece de estación de aforos.

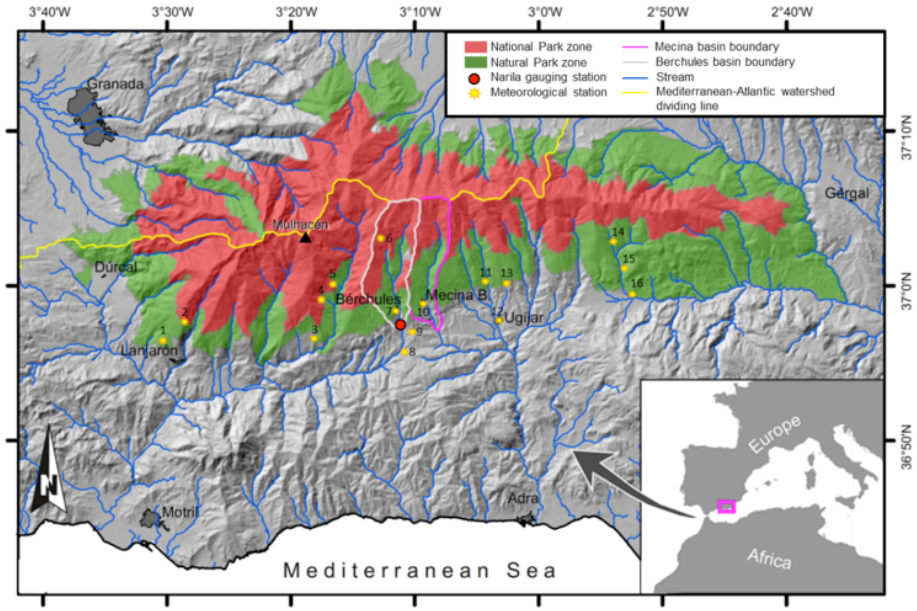


Figura A6.1 Ubicación geográfica del área considerada (Jódar et al., 2018). Las estrellas indican la posición de las estaciones meteorológicas existentes en la zona, la 7 en el Bérchules y la 10 en el Mecina. El punto rojo indica la posición de la estación de aforos de Narila, ubicada en la salida de la cuenca del río Bérchules.

El límite norte del área de estudio se encuentra a lo largo de la cresta principal de Sierra Nevada, muy cerca del pico Mulhacén (Figura A6.1). De acuerdo con la clasificación climática de Köppen-Geiger (Peel et al., 2007), el clima es frío, con una estación seca, veranos suaves y fríos y variaciones altitudinales significativas (AEMET/IM, 2011), pero en la parte baja de ambas cuencas el clima es templado mediterráneo. La presencia y persistencia de la nieve se restringe a elevaciones superiores a 2400 m s.n.m., entre noviembre y mayo. Las precipitaciones se asocian con vientos húmedos provenientes tanto del océano Atlántico como del mar Mediterráneo. Estas precipitaciones se dan en otoño, invierno y, en menor grado, durante la primavera.

En la estación meteorológica de Bérchules (7, Figura A6.1), ubicada a 1319 m s.n.m., la temperatura media anual T es de 13,3 °C, la precipitación promedio P es 677 mm/a y la evapotranspiración potencial ETP es 1012 mm/a. La estación meteorológica del Mecina (10, Figura A6.1), tiene una elevación de 1200 m.s.n.m., la temperatura media anual T es de 14,6 ° C, el promedio de P es 593 mm/a y la ETP de 1005 mm/a. El clima es semiárido. La gran variación de la elevación entre las partes más altas y más bajas hace que sea necesario tener en cuenta los gradientes verticales de P y T. Del análisis de las series de tiempo disponibles de precipitación y temperatura provenientes de estaciones meteorológicas ubicadas en lugares vecinos (Figura A6.1) se obtienen gradientes verticales de P de 20 mm/100 m y de T de -0,56 ºC/100 m.

La práctica totalidad de ambas cuencas están sobre rocas metamórficas del Nevado-Filábride (Figura A6.2), si bien en la parte más meridional afloran materiales pertenecientes al complejo Alpujárride. La secuencia Nevado-Filábride que aflora principalmente en

el entorno investigado tiene un espesor superior a 1000 m. Se trata fundamentalmente de micaesquistos feldespáticos con numerosas intercalaciones de cuarcitas, con una secuencia superior donde alternan mármoles y calcoesquistos. Existe una foliación muy penetrante que afecta a toda la secuencia metamórfica. El buzamiento general es hacia el N-NE, localmente deformado por pliegues tardíos tumbados de dirección E-O.

Las formaciones superficiales recientes que se desarrollan a partir de los materiales metamórficos son las que juegan un rol más importante en el funcionamiento hidrológico-hidrogeológico. La zona de alteración, de hasta unos 30 metros de potencia, constituye un acuífero superficial de gran interés local, en el que desde más de 1000 años se recarga el acuífero con agua procedente del deshielo mediante zanjas excavadas en las partes altas de la cuenca o acequias de careo, que son canales excavados sobre el terreno, que toman las aguas de los ríos y las derivan por las laderas para que se infiltren a lo largo del recorrido y/o en zonas puntuales de mayor permeabilidad

La franja de alteración favorece la infiltración del agua de precipitación, tanto en forma de nieve como de lluvia, para alimentar posteriormente a los ríos, lo que permite que estos mantengan un caudal permanente a lo largo del año hidrológico. Las cabeceras de las cuencas de los ríos que nacen en Sierra Nevada tienen ríos ganadores, con una importante componente subterránea en su caudal. Las aguas de precipitación, tanto en forma de nieve como de lluvia, que no son evapotranspiradas y/o interceptadas por la vegetación, se infiltran mayoritariamente en el acuífero asociado a la zona de alteración, tanto de forma natural como artificial mediante las acequias de careo. El agua que se infiltra alcanza la zona saturada de la franja de alteración y fluye hacia el río, pudiendo moverse por dos zonas de distinta permeabilidad dentro la franja de alteración. La zona más permeable se sitúa en la zona de contacto con la roca inalterada y en ella predomina el flujo por fracturas y discontinuidades en la roca. En la zona menos permeable y más superficial predomina el flujo de tipo poroso. Esta agua descarga a través de numerosos manantiales en la parte baja de la cuenca durante los meses de verano, que es cuando mayor es la demanda (Martos-Rosillo et al., 2017).

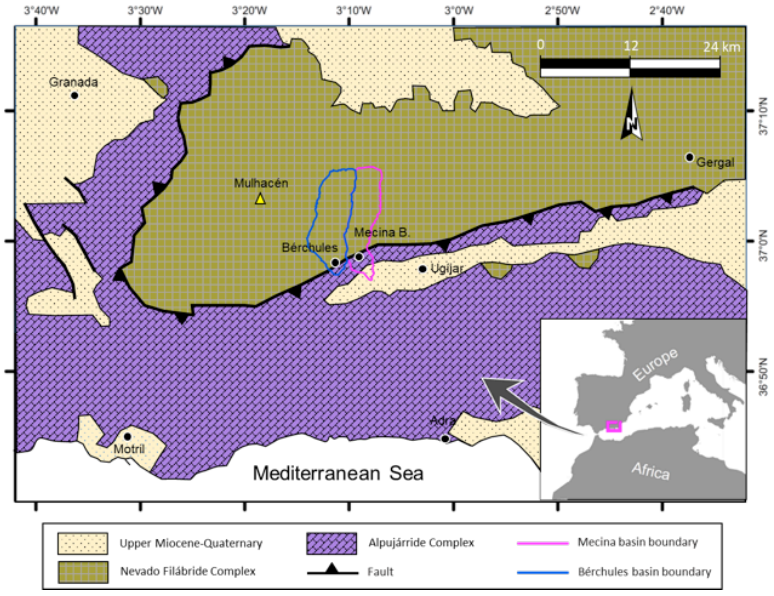


Figura A6.2 Marco geológico del área de estudio

El área de estudio se caracteriza principalmente por la vegetación natural de pastizales, matorrales, coníferas y robles, seguida de cultivos hortícolas de regadío y árboles frutales de secano (Figura A6.3).

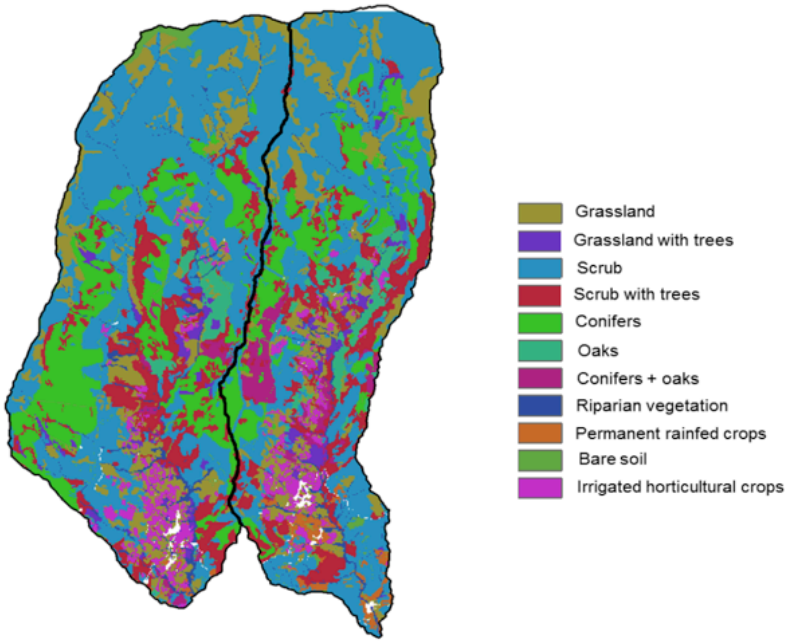


Figura A6.3 Mapa de cobertura vegetal en las cuencas del Bérchules y del Mecina (Jódar et al., 2018)

Para la simulación hidrológica se ha desarrollado un modelo HBV (véase la Sección 4.8.2 del Capítulo 4) para la cuenca del río Bérchules, en la que existe la estación de aforos de Narila, en la salida de la cuenca. La serie temporal de caudales medidos abarca desde 1970 hasta el 2014 (Figura A6.4). Los caudales de la primera parte de la serie (1970-2000) se utilizan para calibrar los parámetros del modelo y la serie temporal de caudales que cubre el periodo 2000-2014 se utiliza para validarlo (Jódar et al., 2018). Aunque la cuenca del río Mecina no tiene estación de aforos, dadas las similitudes geográficas, geológicas y geomorfológicas existentes entre esta cuenca y la del Bérchules, se han utilizado los parámetros calibrados del modelo HBV del Bérchules para simular la dinámica de la descarga en la cuenca del Mecina.

Para poder simular el rol que juega la deposición, acumulación y fusión de nieve en la recarga y posterior descarga de caudal en las cuencas de cada modelo HBV (Bérchules y Mecina), estas se han dividido en 7 zonas altitudinales. Los resultados se muestran en las Figuras A6.4 y A6.5.

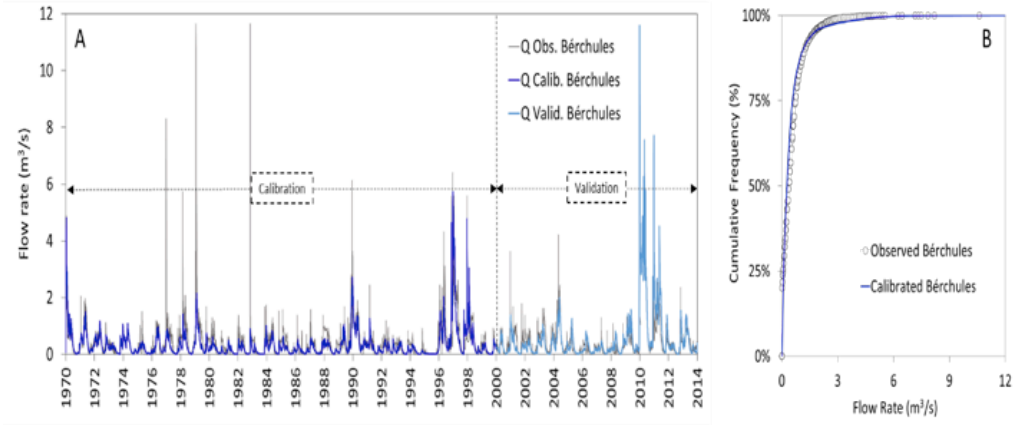


Figura A6.4 (A) Evolución de los caudales medidos y calculados con el modelo calibrado de HBV para la cuenca del Bérchules. (B) Distribución acumulada de frecuencias para las series de caudal observada y calculada

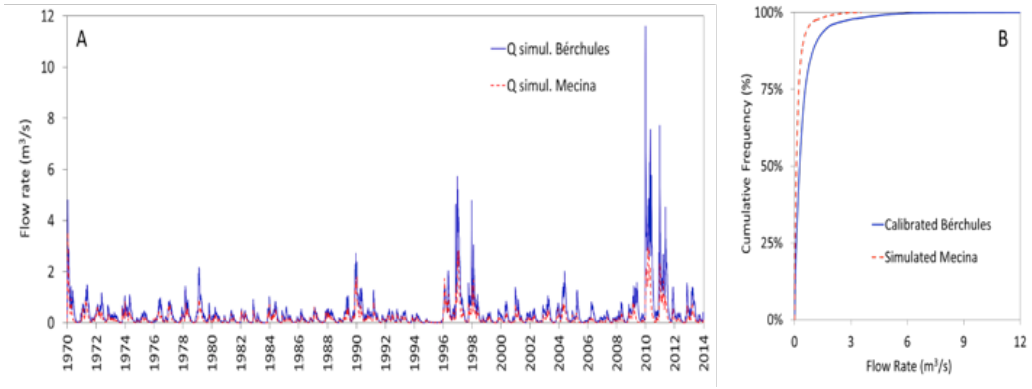


Figura A6.5 (A) Evolución de los caudales calculados con el modelo calibrado de HBV para la cuenca del Bérchules (línea azul) y del Mecina (línea roja). (B) Distribución acumulada de frecuencias para las series de caudal calculadas para ambas cuencas hidrológicas.

También se ha aplicado el modelo VI-ET_0, que se basa la determinación de la evapotranspiración de referencia ET_0 [L], que tiene en cuenta la demanda atmosférica y se obtiene fácilmente con la ecuación de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985), y (2) el coeficiente de cultivo o dosel K_c [-], que se deriva del SAVI que se expone en la Sección 6.4 y considera el efecto que tiene un dosel específico en la evapotranspiración respecto a la evapotranspiración de una superficie de césped de referencia. Se utiliza el método dual, en la forma popularizada por la FAO (Allen et al., 1998).

El modelo VI-ET0 separa la transpiración del dosel de la evaporación de la superficie del suelo y calcula la evapotranspiración como:

$ET = K_c \cdot ET_0$

El coeficiente de cultivo K_c se puede expresar como

$$K_c = K_{cb}K_s + K_e$$

K_{cb} [-] = coeficiente basal del dosel y determina la transpiración de la vegetación,
K_s [-] = coeficiente de estrés hídrico, que cuantifica la reducción de la transpiración debida a los déficits hídricos del suelo y
K_e [-] = coeficiente de evaporación del suelo.

El valor de K_{cb} se deriva de la respuesta espectral del dosel, a partir de imágenes de satélite. En la bibliografía se encuentran numerosas relaciones empíricas entre VI de satélite y K_{cb}, tanto para cultivos herbáceos y arbóreos (Consoli y Barbagallo, 2012; Odi-Lara et al., 2016) como para terrenos naturales (Campos et al., 2013). No obstante, por su sencillez y generalidad, se recomienda la aproximación propuesta por González-Dugo et al. (2009), basada en el índice SAVI a través de la expresión:

$$K_{cb} = \begin{cases} K_{cb\,max}\left(\frac{f_c}{f_{c_0}}\right) & f_c < f_{c_0} \\ K_{cb\,max}\, f_c \geq f_{c_0} \end{cases}$$

$$f_c = \left(\frac{SAVI - SAVI_{min}}{SAVI_{max} - SAVI_{min}}\right)$$

$K_{cb_{max}}$ [-] = máximo valor de Kcb (Tabla A6.1)
f_c [-] = fracción de cobertura vegetal del suelo, cuyo estado y evolución se obtienen remotamente desde el satélite (Figura A6.6)
f_{c_0} [-] = valor de f_c cuando Kcb = $K_{cb_{max}}$
$SAVI_{max}$ [-] y $SAVI_{min}$ [-] = valores correspondientes al índice SAVI [-] en el caso de tener cobertura vegetal de suelo muy extensa y suelo desnudo, respectivamente.

Tabla A6.1 Valores de los parámetros K_(cb_max) y p para los diferentes tipos de vegetación (Jódar et al., 2018)

Clase de vegetación	$K_{cb_{max}}$ (a) (-)	p (b) (-)
Pradera	0.70	0.60
Pradera con árboles	0.70	0.60
Maleza	0.80	0.65
Maleza con árboles	0.80	0.65
Coniferas	0.95	0.70
Robles	0.80	0.65
Coniferas + robles	0.80	0.70
Vegetación ribereña	0.95	0.70
Cultivos en secano	0.65	0.60
Culticos regados (tomate y judía)	1.12	0.42

(a): Coeficiente máximo de dosel de base;
(b): Fracción de agotamiento

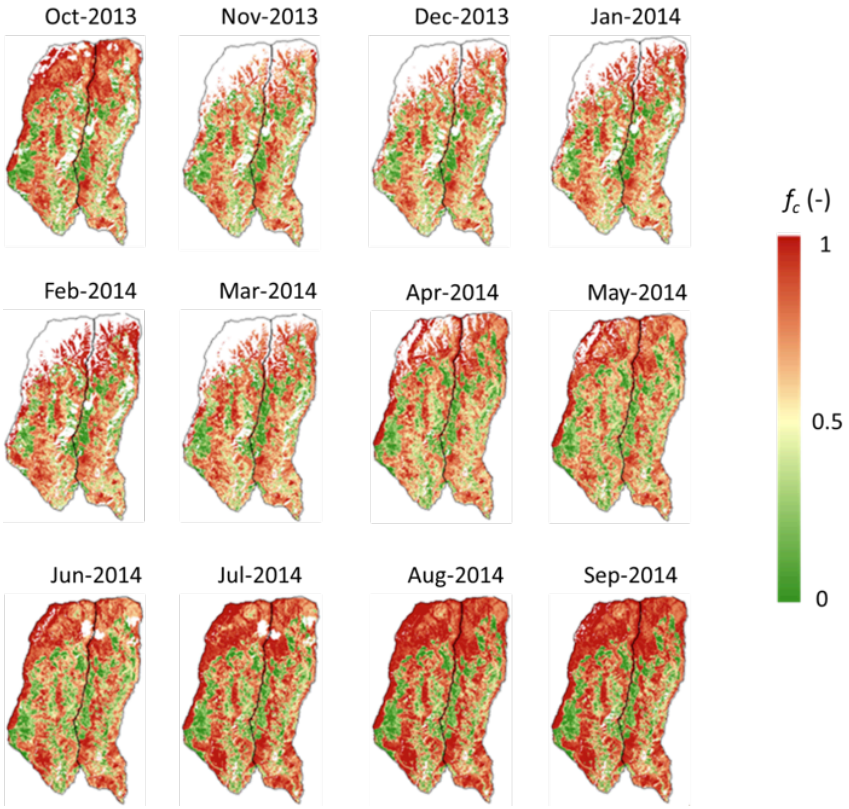


Figura A6.6 Evolución mensual de la fracción de cubierta vegetal del suelo f_c en las cuencas de los ríos Bérchules y Mecina para el año hidrológico 2013/14 a partir de datos de satélite (Jódar et al., 2018).

Se puede suponer que los parámetros $\mathbf{f_{c0}}$, $SAVI_{max}$ y $SAVI_{min}$ son constantes para todos los tipos de vegetación, con valores respectivos de 0,8, 0,75 y 0,09 (González-Dugo et al., 2013). Landsat-8 provee, con frecuencia quincenal, imágenes con la distribución espacial del índice SAVI. Para obtener campos diarios de este índice, se procede a interpolar linealmente entre dos imágenes consecutivas del índice SAVI.

El coeficiente K_s cuantifica la variación de la transpiración debida a la variación del déficit hídrico del suelo. Este coeficiente se obtiene a escala diaria mediante un balance de agua en la zona radical. Para el día i-ésimo, este balance se puede expresar como

$$\Psi_i = \Psi_{i-1} + ET_{i-1} - R_i$$

Ψ [L] = déficit hídrico en la zona radical (Figura A6.7),
ET [L] = evapotranspiración diaria
R [L] = precipitación y/o aporte de riego, diario.
El subíndice "i-1" hace referencia al valor de la variable del día anterior.

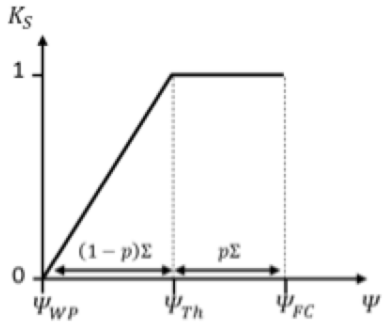


Figura A6.7 Relación entre el coeficiente de estrés hídrico Ks y el déficit hídrico de la zona radical Ψ*, donde* Ψ_{WP} Ψ_{FC} *y* Ψ_{th} *se corresponden respectivamente con el déficit hídrico de la zona radicular en el punto de marchitez, en el punto umbral (por debajo del cual la zona radical sufre estrés hídrico), y la capacidad de campo.*

Conocido el déficit hídrico diario Ψ_i, entonces el valor diario del coeficiente de estrés hídrico K_{si} se puede calcular como

$$K_{s_i} = \begin{cases} \dfrac{\Sigma - \Psi_i}{(1-p)\Sigma} & \Psi_i < \Psi_{Th} \\ 1 & \Psi_i \geq \Psi_{Th} \end{cases}$$

Σ [L] = capacidad de retención de agua de la zona radical = diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez
Ψ_{th} [L] = valor umbral de déficit hídrico por debajo del cual se considera que hay estrés hídrico en la zona radical
p [-] = fracción de Σ por encima de Ψ_{th} o fracción de vaciado (Tabla A6.1).

El coeficiente Ke se obtiene como

$$K_e = K_r\left(K_{c_{max}} - K_{cb}\right)$$

K_r [-] = coeficiente de reducción de la evaporación, que depende del agotamiento de agua en el suelo (Allen et al., 1998).

Conocidas las series espacio-temporales asociadas a los coeficientes K_{cb}, K_s y K_e, es posible estimar la evolución de la ETR para el área de estudio (Figura A6.8).

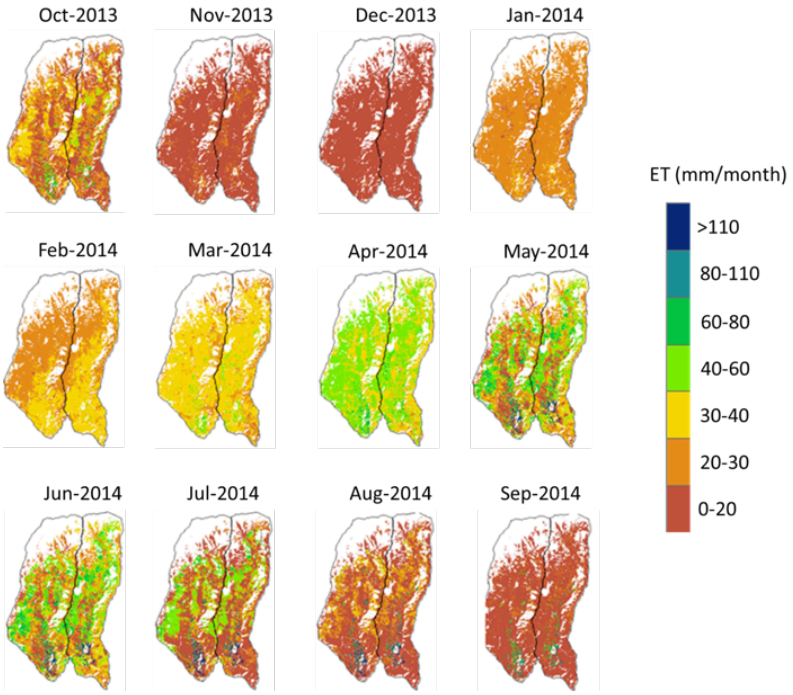


Figura A6.8 Evolución mensual de la evapotranspiración real ETR en las cuencas de los ríos Bérchules y Mecina para el año hidrológico 2013/14 (Jódar et al., 2018).

Teniendo en cuenta las series temporales observadas de precipitación y temperatura para la zona de estudio y la evolución de la ETR que se obtiene del modelo VI-ET_o, es posible estimar la descarga anual para ambas cuencas.

Se han comparado estos valores de descarga con los obtenidos con el modelo HBV, tanto para la cuenca del Bérchules como la del Mecina (Figura A6.9). Los caudales anuales obtenidos para ambas cuencas mediante el modelo VI-ET_0 y el moldeo hidrológico HBV son muy similares, lo que valida la extrapolación a la cuenca del Mecina de los parámetros agregados del modelo HBV obtenidos para la cuenca del Bérchules. La concordancia en los caudales de descarga obtenidos con VI-ET_o y HBV indica que el valor de la evapotranspiración estimado mediante VI-ET_o es una buena aproximación de la ETR.

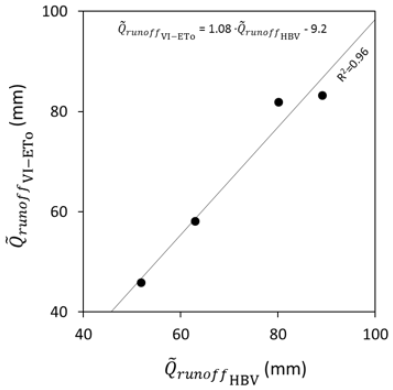


Figura A6.9 Caudales anuales de descarga obtenidos con el modelo VI-ET_0 basado en el índice espectral SAVI y el moldeo hidrológico HBV (Jódar et al., 2018)

Para evaluar los recursos hídricos se han agregado anualmente para cada cuenca los valores diarios de ET y mediante un sencillo balance de aguas superficiales se estima la escorrentía anual de las cuencas hidrográficas (Q_{runoff}) como

$$Q_{runoff} = P - ET - I$$

P = precipitación
I = interceptación de la lluvia por la vegetación, que se asume el 8% de la lluvia, según Polo et al. (2013).

La calibración del modelo HBV ha permitido reproducir el comportamiento hidrológico observado en la cuenca del Bérchules tanto para el periodo de calibración como el de validación (Figura A6.4). El caudal promedio de descarga para toda la serie temporal es de 12,31 hm^3/año. Los caudales de descarga para los años hidrológicos 2013/14 y 2014/15 se incluyen en la Tabla A6.2.

Tabla A6.2 Datos de escorrentía anual calculados para las cuencas hidrográficas de Bérchules y Mecina para los años hidrológicos 2013/14 y 2014/15.

	Descarga anual (mm)				
	Bérchules			Mecina	
Año hidrológico	Observado[a]	VI-ET_0	HBV	VI-ET_0	HBV
2013/2014	87,3	81,9	80,1	45,9	51,9
2014/2015	78,8	83,2	89,1	58,1	63,0

(a): Observado en la estación de aforos de Narila, a la salida de la cuenca del Bérchules

El caudal promedio de descarga obtenido para la cuenca del Mecina es de 6,32 hm^3/año. La cuenca del Mecina descarga un caudal menor que la cuenca del Bérchules. No obstante, la dinámica de su serie temporal de caudales es muy similar a la obtenida para la cuenca del Bérchules (Figura A6.5).

Dada la mayor elevación en la cuenca del Bérchules, la precipitación en forma de nieve representa el 14% de toda la precipitación, mientras que en la cuenca del Mecina es el 3%. La recarga del acuífero formado por los esquistos alterados en superficie supone el 26% y el 19% de la precipitación en el Bérchules y en el Mecina, respectivamente. En ambas cuencas, la descarga total del sistema viene controlada por la descarga de agua subterránea, que es respectivamente el 95% y el 98% de la descarga total para las cuencas del Bérchules y del Mecina.

Los valores más bajos del SAVI se pueden encontrar en las partes superiores de las cuencas hidrográficas y corresponden a pastizales y matorrales de alta montaña. Las áreas de coníferas, ubicadas en la ladera oeste y soleada de cada cuenca, presentan los valores de f_c más altos y más estables a lo largo del año. Los cultivos hortícolas de regadío predominan en el sur de ambas cuencas, con cambios significativos durante el año (Figura A6.8).

El consumo diario de agua por parte del dosel vegetal se obtiene con frecuencia diaria. Estos valores por pixel se pueden integrar espacio-temporalmente para conocer el caudal evaporado a las escalas de agregación deseadas. La Figura A6.8 presenta los valores de la ET por pixel a escala mensual. El valor promedio de ET para los dos años hidrológicos 2013/14 y 2014/15 fue de 353,5 mm/a en la cuenca del Bérchules y de 352,2 mm/a en la del Mecina.

La discretización espacial de los campos de ET obtenidos mediante el índice SAVI de manera remota permite refinar la selección de los cultivos a la hora de analizar su consumo de agua. La Figura A6.10 presenta la ET en dos áreas distintas, con un dosel vegetal diferente de coníferas y cultivos hortícolas de regadío, en diversos meses del año hidrológico 2013/2014. Estos dos usos del suelo presentan un interés particular, ya que sus superficies en el ámbito de Sierra Nevada han experimentado un aumento significativo en las últimas décadas. Para el periodo 1956-2011, Jiménez-Olivenza et al. (2015) cuantificaron un aumento del 22,5% en la superficie de coníferas en Sierra Nevada y una disminución del 12% de la superficie asociada a usos agrícolas. No obstante, la autoridad de cuenca ha observado en los últimos años un claro aumento de la horticultura intensiva. Ambos cambios en los usos del suelo tienen implicaciones significativas desde la perspectiva del consumo de agua a escala de cuenca. La estimación remota de la ET permite evaluar los consumos diarios de agua para ambos usos del suelo en la zona de estudio. Para la zona de huerta y regadío, el consumo de agua es de >5 mm/día durante los meses de verano (i.e. crecimiento del cultivo y temporada de riego). Del mismo modo, las áreas de coníferas pueden identificarse bien con valores altos de ET en junio y julio (2-3 mm/día).

La Figura A6.11 muestra la evolución temporal de la ET_0 y la ET estimada, tanto para los cultivos hortícolas de regadío como para las coníferas

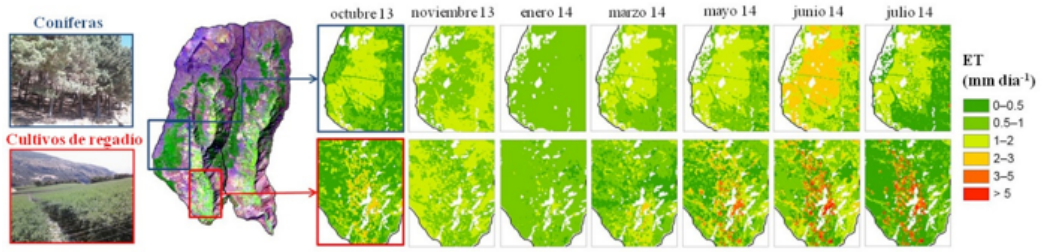


Figura A6.10 Evolución de los valores distribuidos de ET diarios para una zona de la cuenca del Bérchules con coníferas (cuadrado azul) y con cultivos hortícolas de regadío (cuadrado rojo) como dosel vegetal representativo (Carpintero et al., 2018).

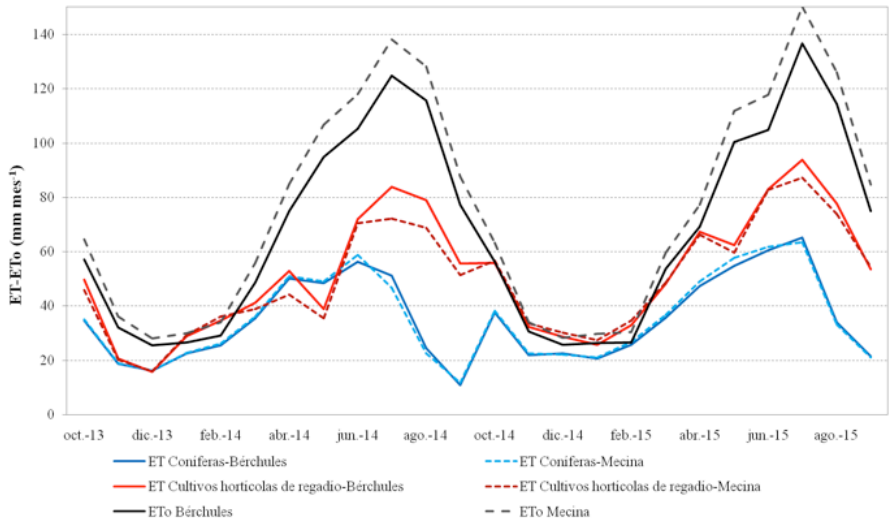


Figura A6.11 Valores mensuales de ET_0 y ET estimados para coníferas y cultivos hortícolas de regadío para las cuencas de Bérchules y Mecina (Carpintero et al., 2018).

Las coníferas presentan cambios interanuales de la ET, junto con variaciones en la demanda evaporativa de la atmósfera, mientras mantienen una cobertura de vegetación bastante regular a lo largo del año. La evolución de la ET de los cultivos hortícolas de regadío sigue un patrón estacional, con un pico anual principal a mediados del verano (entre 69 y 93 mm/ mes), con cultivos que comienzan su ciclo de crecimiento en mayo y presentan valores bastante bajos durante el final de otoño e invierno.

En términos cuantitativos, la agricultura de regadío presenta los valores más altos de consumo de agua (604,1 mm/año en promedio). Sin embargo, este uso del suelo cubre el 4% del área total, lo significa que sólo representa una pequeña contribución (6-7% en promedio) del uso total de agua de la cuenca. Por otro lado, las coníferas presentan un consumo de 422 mm/ año, que es menor que el de las zonas de huerta. No obstante, como las coníferas cubren el 15% del territorio, son responsables del 18,5% de la ET total. Considerando que antes de 1956 el área de coníferas era casi nula y el suelo estaba ocupado por pastizales y matorrales (Jiménez-Olivenza et al., 2015), que tienen un menor consumo anual de agua, actualmente las coníferas extraen (evapotranspiran) el 18% de los recursos hídricos que antaño descargaban por los numerosos manantiales que hay inventariados en el área de estudio (González-Ramón et al., 2015).

Los valores de escorrentía obtenidos de manera remota para la cuenca del Bérchules son de 81,9 mm/a y 83,2 mm/a para los años hidrológicos 2013/14 y 2014/15, respectivamente. Esos valores para la cuenca del Mecina son de 45,9 mm/a y 58,1 mm/a (Tabla A6.2). Estos valores son muy similares a los valores correspondientes obtenidos con el modelo HBV (Figura A6.9). Este resultado indica que el valor de la evapotranspiración estimado mediante VI-ET_0 es una buena aproximación a lo que realmente ha acontecido en términos de ETR. La concordancia en los caudales de descarga obtenidos con VI-ET_0 y HBV indica que es válida la extrapolación a la cuenca del Mecina de los parámetros agregados del modelo HBV obtenidos para la cuenca del Bérchules, abriendo la puerta para usar la presente metodología para estimar de manera remota los recursos hídricos disponibles

en las cuencas hidrológicas de alta montaña no instrumentadas, que son la gran mayoría de ellas.

Las referencias citadas están incluidas en las referencias de este Capítulo 6.

Capítulo 7.

Recarga natural en situaciones especiales

Preámbulo

Se considera la recarga natural en diversas situaciones especiales, distintas o complementarias a las desarrolladas en los Capítulos 3, 4, 5 y 6. Se comenta la recarga en rocas duras que afloran y se considera el caso especial de las rocas carbonatadas y karstificadas. Se considera la recarga en los sistemas montaña–depresión y su relevancia en áreas áridas. Se aportan comentarios sobre la evaluación de la recarga en áreas áridas y semiáridas. Se considera la importancia de la recarga bajo cubierta de nieve y en áreas urbanas.

7 Resumen

En este Capítulo se considera la recarga natural en situaciones especiales, entendiendo como tales aquellas que requieren consideraciones complementarias a las expuestas en los Capítulos 3, 4, 5 y 6 o en las que hay que modificar la forma de evaluación.

Las rocas duras que afloran pueden recibir una parte importante de la recarga a través de la zona superior alterada y por fisuras. En el caso de carbonatos karstificados, gran parte de la infiltración y por lo tanto la recarga puede concentrarse en discontinuidades, conductos y rasgos de disolución interiores. A mayor heterogeneidad del medio por el que realiza la infiltración, más difícil es la evaluación. En el karst se puede tratar de evaluar la recarga y su distribución a partir del caudal de los grandes manantiales que descargan los macizos y de sus fluctuaciones. Es un tema clásico en hidrogeología, aunque con frecuencia se queda en evaluaciones cualitativas. Ante la dificultad de una modelación de detalle, por lo complicado que es la obtención de parámetros agregados representativos, se buscan modelos empíricos, que se tratan de calibrar en situaciones bien conocidas. A este grupo pertenece el ya antiguo método de Kessler y el más reciente método APLIS. En estos casos, la extrapolación del método y de sus parámetros a áreas de características distintas a las de calibración puede llevar a resultados dudosos.

Los sistemas montaña–depresión, tanto en el frente montañoso como en el bloque montañoso, tienen una gran relevancia práctica, en especial en las áreas de relieve agreste en clima semiárido y árido. Los recursos de agua naturales captables artificialmente se encuentran mayormente en las partes bajas llanas, donde además se asienta la actividad humana, mientras que la mayoría de la recarga se produce en la parte de montaña o altiplanos asociados. Hay transferencia de agua de la montaña o del altiplano al llano colindante y áreas deprimidas marginales. Esto supone que cada parte debe ser estudiada por separado y luego acoplar los resultados. Es una situación en la que en los llanos y depresiones colindantes frecuentemente se observan condiciones de nivel piezométrico y de composición química e isotópica ambiental que son una mezcla imperfecta de las recargas en ambos ámbitos y en los abanicos aluviales.

Es relativamente frecuente que parte de la precipitación quede temporalmente retenida como nieve y hielo en la montaña, lo que en muchos casos favorece la recarga in situ y la que se deriva de los barrancos y arroyos que nacen en las partes altas y se extienden al pie de las mismas y en las partes llanas. La nieve joven es permeable al agua de lluvia y a la de fusión, lo que favorece la recarga local, al tiempo que reduce la evaporación desde el suelo, además de la sublimación de la nieve y el hielo. En las épocas de fusión de la nieve, una parte del agua generada escurre y se infiltra y otra se concentra en torrentes a lo largo de los cuales se puede producir recarga por infiltración ya que los niveles piezométricos son frecuentemente profundos y se sitúan bajo el nivel de los cauces en áreas de montaña y de ladera. Es posible simular la acumulación-fusión de la nieve mediante balances térmicos diarios. Se pueden evaluar las variaciones de la superficie de nieve mediante sensores de satélite, siempre y cuando la visibilidad a las longitudes de onda seleccionadas lo permitan.

El estudio y conocimiento de la recarga natural por la precipitación en áreas de nieblas condensantes frecuentes ha despertado el interés popular desde siempre, pero raras veces se ha cuantificado. Muchas de las aseveraciones en uso, al igual que las sobre la real importancia de la nieve, no tienen base cuantitativa. La lluvia horizontal se produce en áreas relativamente pequeñas y en periodos de tiempo irregularmente distribuidos, de modo que gran parte del agua que se genera se consume in situ como evapotranspiración.

En las áreas semiáridas y especialmente en las áridas, la generación de recursos de agua es una pequeña a muy pequeña fracción de la precipitación, de modo que se produce una gran concentración de la salinidad aportada por la deposición atmosférica, frecuentemente con un factor multiplicativo entre varias decenas hasta varias centenas de veces o incluso más de 1000. Así, los recursos de agua generados están relativamente mineralizados, con efectos más acusados en las áreas costeras, donde la salinidad de la deposición atmosférica es mayor. En estas áreas áridas y semiáridas, las aguas subterráneas son generalmente el principal recurso de agua disponible y a veces el único. La recarga es muy variable espacial y temporalmente y suele estar ligada a eventos poco frecuentes e intensos de precipitación. La recarga se produce principalmente en áreas con suelos poco retentivos y escasamente vegetados, tales como médanos y campos de dunas o con recubrimientos volcánicos recientes de cenizas groseras, lapilli (picón) y en malpaíses. Es importante un buen conocimiento de los suelos.

Al aumentar la aridez, la recarga distribuida generalmente pierde importancia respecto a la concentrada en arroyos y torrentes. En estos casos, la condición de montaña- depresión (llano) suele ser la más favorable a que se produzca recarga. En las áreas llanas bajas, las crecidas de tormenta se extienden sobre grandes superficies, pero la capacidad de producir recarga no es bien conocida ya que el agua queda retenida como humedad en la parte superior del terreno, de donde se evapora, salvo en aluviales y allí dónde el espesor de lámina de agua haya sido mayor.

En esas zonas llanas los niveles piezométricos suelen estar a poca profundidad, de modo que puede ser relevante la cantidad evaporada desde el nivel freático o la tomada por las plantas freatófitas, que pueden ocupar superficies grandes, como matorral y bosque bajo con baja densidad de plantas, pero con extensas raíces.

Buena parte de lo comentado más arriba hace referencia a la recarga natural distribuida. La determinación de la recarga concentrada por aguas superficiales requiere estudios de detalle apropiados a las circunstancias de cada caso, cuando piezométricamente esa recarga es posible. Tal sucede en acuíferos con niveles mantenidos bajos por extracciones, en ríos de montaña y en muchas situaciones de torrentes, arroyos, barrancos, quebradas y ramblas en áreas áridas. En el estudio hay que distinguir entre a) cauces con agua permanente, en los que es posible hacer aforos diferenciales a lo largo del recorrido, si bien en el caso de crecidas hay que recurrir al análisis detallado de los hidrogramas de caudal o a balances de masa disuelta, b) cauces con agua intermitente y c) cauces con crecidas efímeras en áreas áridas. El carácter ocasional de los flujos hace que su observación sea difícil, que sea poco viable mantener una red de observación operativa y que a veces sea imposible la presencia humana en el territorio durante los eventos. La recarga se produce principalmente en cauces definidos, ya que en zonas áridas el agua de crecidas que acaba por extenderse sobre el territorio, se evapora y transpira en su mayoría o en la totalidad. A veces hay notables discrepancias entre los estudios realizados en diversos lugares y momentos, unas veces por no ser completos o no estar suficientemente soportados por datos, pero en otras porque las circunstancias locales son distintas y condicionan la importancia relativa de la recarga en el cauce, en los laterales del cauce y por extensión.

La población urbana ocupa grandes extensiones de terreno, que se traen recursos de agua de un área alrededor cada vez mayor o transvasada desde otros territorios o de desalinización de agua del mar, en especial en ubicaciones costeras. Además, en la periferia urbana suelen concentrarse áreas de cultivo intensivo y huertas.

En las áreas urbanas, una parte del territorio tiene el suelo compactado, impermeabilizado o cubierto, lo que reduce la recarga difusa por la lluvia que cae encima, pero también hay fugas importantes de las redes de abastecimiento y saneamiento (en especial si entran en carga en tormentas), parte del saneamiento puede ser por vertido al terreno y se introducen áreas ajardinadas y huertas regadas. El balance final es normalmente a favor de un aumento de la recarga respecto a la que se producía en estado natural.

El aumento de la recarga lleva a un ascenso de niveles freáticos. Así, en áreas sin drenaje se pueden producir problemas de encharcamiento, además de inundación de excavaciones y espacios subterráneos. En numerosas ocasiones estos espacios se habían construido en épocas en que se explotaban intensamente las aguas subterráneas locales, con niveles freáticos deprimidos. Si, como sucede en muchos casos, cesa la explotación de los pozos o se abandonan posteriormente al contaminarse o intensificarse la densidad de edificación, se generan serios problemas de anegamientos.

Nota: el contenido de este Capítulo se basa en el material publicado y en el recopilado y obtenido de los diferentes organismos consultados, además de los escritos docentes preparados por el redactor para varios cursos sobre recarga natural y en la experiencia personal en cuanto a algunos proyectos y estudios de casos reales. Hay numerosas adiciones procedentes de textos, estudios y artículos que se referencian oportunamente. El contenido trata de mostrar el mejor conocimiento actual, aunque en ocasiones puede haber problemas de interpretación de las fuentes. No se trata de ningún modo de una revisión completa sobre el tema sino de contribuciones sistematizadas, con énfasis en los aspectos menos comunes y que tienen relevancia para el análisis de la evaluación de la recarga natural en España, que se considera en los Capítulos 9 y 10.

Las figuras se han tomado en su mayoría de las referencias, tal como están y con la calidad con que se encuentran. Algunas pueden tener resolución deficiente, rotulaciones y cifras no legibles (se trata de compensar dando indicaciones en el pie de figura) o contenidos que faltan o sobran.

Se mencionan localidades cuya situación con frecuencia no está en mapas o figuras. El lector debe ubicarlas por otros medios.
En el texto se utilizan abreviaturas, símbolos y siglas que se definen cuando se introducen, excepto las más comunes y repetitivas. Estas se reúnen y definen en el Preámbulo general. Se usa m= metro, L = litro; d = día y a = año, afectadas por los indicadores internacionales de submúltiplos y múltiplos.

7.1 Introducción

Los principios básicos relativos a la recarga natural se presentan de forma general en el Capítulo 1 y sus procesos se analizan en el Capítulo 2. La evaluación de la recarga a distintas escalas espaciales y temporales en cuanto a métodos hidrológicos, entre ellos el balance del agua en el suelo, se tratan en el Capítulo 3 y su tratamiento espacial en cuencas y acuíferos en el Capítulo 4. Además de estos métodos hidrológicos, son de notable relevancia los de trazadores naturales, tanto hidroquímicos como isotópicos, que son objeto del Capítulo 5, junto con otros métodos relacionados. Diversos otros métodos para evaluar la recarga natural están disponibles y experimentados y son el objeto del Capítulo 6. En este Capítulo 7 se trata la recarga natural en situaciones especiales, entendiendo como tales aquellas que requieren consideraciones complementarias a las expuestas en los Capítulos 3, 4, 5 y 6 o en las que hay que modificar la forma de evaluación.

Diversos autores e investigadores han realizado comparaciones entre los distintos métodos de evaluación de la recarga en áreas semiáridas. A lo largo de este Capítulo 7 se mencionan diversos intentos, como el de Liggett y Allen (2010) para un área semiárida fría y la síntesis de métodos para áreas áridas y semiáridas de Scanlon et al. (2006), Kinzelbach et al., (2002) y Simmers et al. (1997).

7.2 Recarga natural en terrenos en que aflora roca

La recarga natural en roca debida a la precipitación difiere de la que se produce cuando existe suelo, ya que teóricamente no es posible establecer parámetros asimilables a los que definen la zona edáfica donde se produce la evapotranspiración. En áreas con roca aflorando, la cobertura vegetal o no existe o suele ser discontinua, la evaporación del agua retenida en la parte superior del terreno domina sobre la posible transpiración y parte del agua infiltrada puede penetrar profundamente por grietas y fisuras y escapar total o parcialmente de su devolución a la atmósfera. En general cabe esperar fraccionamiento isotópico en la recarga, aun cuando el incremento de la concentración química sea moderado.

En la realidad, en numerosas áreas de roca aflorando, la parte superior está alterada y su comportamiento se aproxima al de un suelo. Esta zona alterada puede variar entre casi no existente a varias decenas de metros de potencia, con un tránsito desde roca muy meteorizada que puede incluir niveles de materiales poco permeables, hasta roca dominantemente fisurada y finalmente roca sana, con un tránsito de mayor permeabilidad. El espesor de la franja alterada depende de los procesos de erosión, el tipo de roca y la intensidad de alteración química y mecánica, por ejemplo, por cambios rápidos de temperatura entre la noche y el día o por congelación-fusión. La roca sana puede tener o no una permeabilidad primaria significativa y puede incluir discontinuidades importantes localizadas que correspondan a fallas y fracturas regionales. Estas discontinuidades pueden actuar como barreras al flujo o conducir el mismo, según su tipo y circunstancias. La recarga suele ser mayor allí donde hay menos suelo y menos roca alterada, aunque en ellos la infiltración sea menor. En clima árido, la toma de agua por las plantas puede tener gran relevancia en el balance de agua y en la disminución de la transferencia lateral de agua (Butterworth et al.,1999a; 1999b).

Los estudios realizados en el Karoo (Sudáfrica) han combinado el balance de humedad en el suelo, la posición en profundidad del plano de flujo cero, el movimiento de la humedad 1-D, el análisis de las fluctuaciones freáticas, la desviación respecto a la pluviometría acumulada, la modelación numérica inversa y las técnicas isotópicas y de perfiles de soluto (van Tonder y Kirchner, 1990; Xu y van Tonder, 2001). Se trata de un medio fracturado con flujo dominantemente por caminos preferenciales, con una recarga del 2-5% para una precipitación entre 200 y 500 mm/a, que llega al 5% en áreas con colinas y es <3% si hay suelo potente.

Como primera aproximación, es frecuente realizar en los afloramientos de roca balances de agua en el suelo, dando valores agregados a lo que en los códigos de cálculo se definen como parámetros del suelo. Su valor es dudoso si no se pueden ajustar de algún modo mediante calibración, dentro de un rango esperable de valores físicos.

Se han obtenido resultados aceptablemente buenos en las rocas de basamento de Serra da Estrela, en el NW de la Península Ibérica (Espinha Marques et al., 2010), en clima húmedo y con vegetación, en la cuenca granítica del río intermitente Sardón (Figura 7.2.1) en un área semiárida próxima a la anterior (con evaporación freática) y en la cuenca del Bérchules, en la Alpujarra de Granada (Jódar et al., 2017; Barberá et al., 2018; Anexo A6), donde dominan las pizarras alteradas en clima semiárido y en parte con cubierta de nieve temporal (Figura 7.2.2). En este último lugar se ha considerado la fusión de nieve (Carrera Arrabal et al., 2015) y se han comparado los resultados de varios modelos de balance en el suelo (se dispone de una estación de aforos) y el balance de la deposición atmosférica de cloruros, con resultados razonablemente coincidentes. En el río Sardón se calculó la recarga con el programa EARTH, obteniendo valores de 0 a 6,1 mm/d en junio y 0 a 9,3 mm/d en septiembre, evapotranspiración freática media del Quercus ilex de 0,3 a 0,7 mm/d (de 1,7 a 2,0 mm/d en junio) y 0,7 a 1,4 mm/h para el Quercus pirenaica (Lubczynski y Gurwin, 2005). Las medidas de flujo de savia en troncos de árbol durante 3 días, con cielo claro dieron como resultado medio 2.5 mm/h, con un máximo de 4,7 mm/h. El balance a largo plazo lleva a una recarga de 56 mm/a (0,11P), una evapotranspiración freática de 20 mm/a (0,04P) y una escorrentía superficial de 36 mm/a (0,07P), siendo P la precipitación media anual.

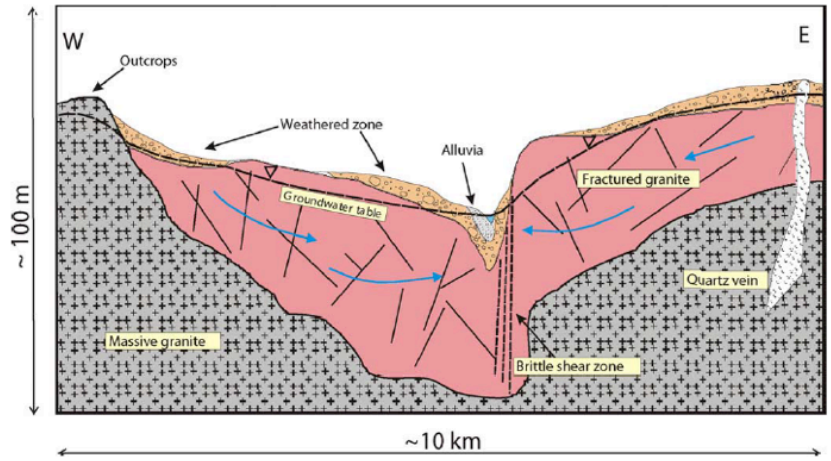


Figura 7.2.1 Corte hidrogeológico esquemático en el río Sardón, en el NW de la Península Ibérica. Se trata de granitos masivos con una parte fracturada por descompresión-alteración y un pequeño recubrimiento de roca meteorizada (Lubczynski y Gurwin, 2005)

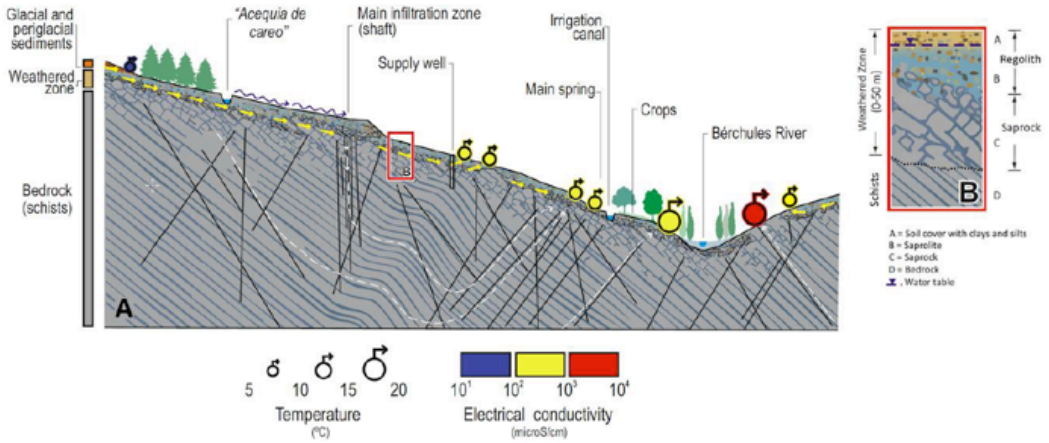


Figura 7.2.2 Representación esquemática de una sección lateral de la cuenca del rio Bérchules, que es la parte superior del río Guadalfeo, en Granada (Jódar et al., 2017). La recarga en los esquistos fracturados con la parte superior alterada se produce en la parte alta, donde la pluviometría es mayor y hay acumulación temporal de nieve. Se favorece adicionalmente la recarga mediante canales filtrantes excavados en el terreno rocoso (acequias de careo).

Entre las rocas fracturadas está la creta, que puede estar sometida a procesos de disolución de carbonatos, aunque no llegue a estar propiamente karstificada, con grandes conductos. La creta es una roca que se encuentra en numerosas áreas de notable ocupación humana, como en la Cuenca del Támesis en Inglaterra y la Cuenca de París, donde es ampliamente aprovechada por una población dispersa o que vive en pequeños núcleos de población. También existe en áreas semiáridas de oriente próximo (Nativ et al., 1995). En esas áreas templadas, la recarga se puede evaluar mediante métodos de balance en el suelo, con parámetros adecuados y teniendo en cuenta la abundante fisuración de la creta. De hecho, gran parte de los métodos en uso se elaboraron en esas áreas.

En la Figura 7.2.3 (página siguiente) se representa del flujo del agua subterránea en bloques montañosos como consecuencia de la recarga distribuida por la precipitación, cuando existe una parte superior alterada y fracturada más permeable y posibles barreras internas, como diques o áreas de falla impermeabilizadas.

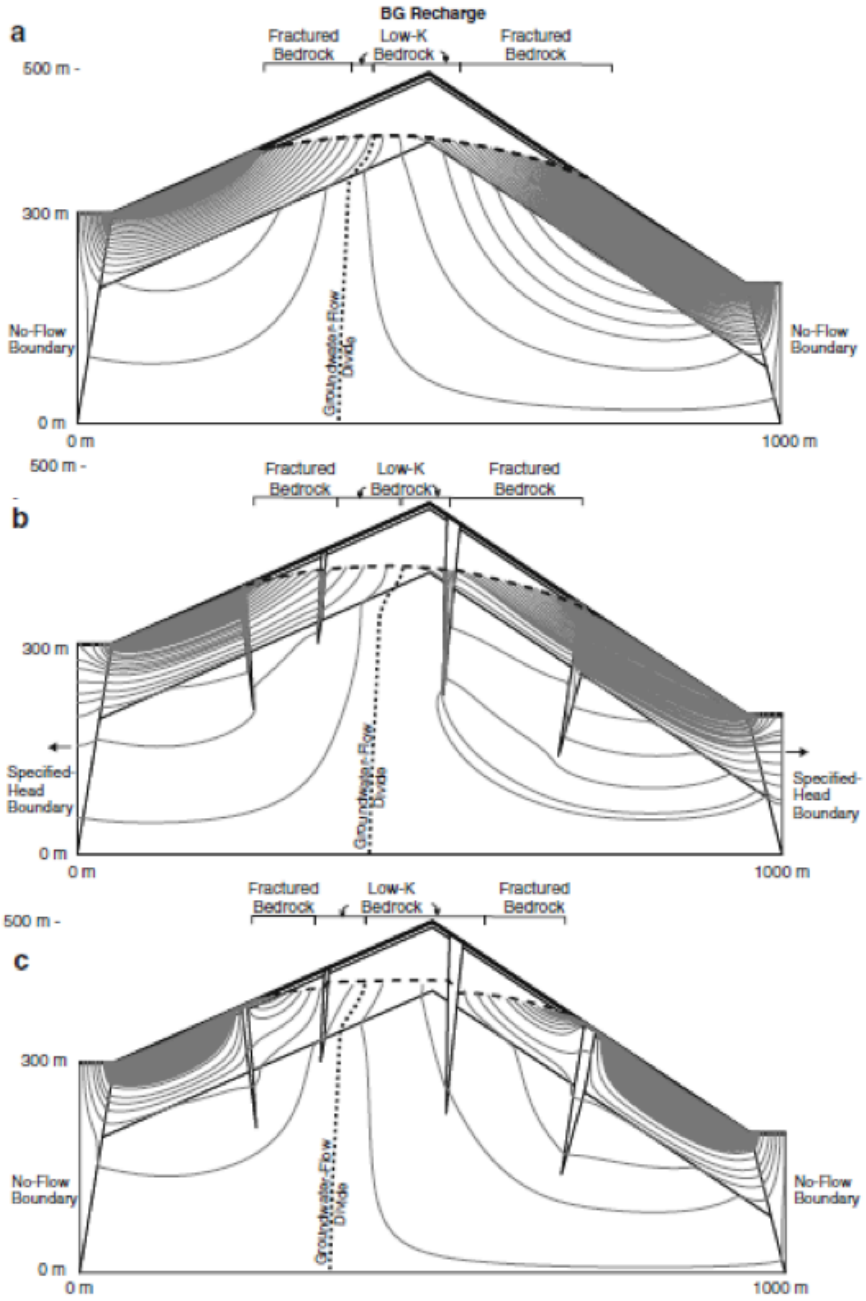


Figura 7.2.3 Representaciones del flujo del agua subterránea en bloques montañosos como consecuencia de la recarga distribuida por la precipitación. Se supone una parte superior alterada y fracturada más permeable y la existencia de posibles barreras internas, como diques o áreas de falla impermeabilizadas (Welch y Allen, 2014).

La recarga que llega a las fisuras de las rocas consolidadas depende del terreno de recubrimiento y de la parte alterada superior, que hace que pueda haber una notable variación de la recarga de un año a otro (van Wyk et al., 2012).

Risser et al. (2005) presentan una comparación de métodos para estimar la recarga y el caudal de base en cuencas pequeñas con roca fisurada.

7.3 Recarga natural en rocas carbonatadas y en el karst

7.3.1 Introducción

En numerosas regiones del mundo abundan las rocas carbonatadas: calizas y dolomías. Unas son de plataforma y otras están asociadas a las orogénesis, con edades muy variables, desde el Paleozoico (Cámbrico) hasta la actualidad, con gran desarrollo en el Jurásico-Cretácico y en el Mioceno (Ford y Wiilams, 2007). Su origen es dominantemente marino, aunque también hay formaciones continentales hidrogeológicamente importantes que están asociadas a grandes lagos y mares interiores y a manantiales (travertinos). Algunas de ellas pueden conservar una notable porosidad, como las calcarenitas miocenas. En general, son rocas duras que se fracturan fácilmente y que pueden disolverse por agua que tenga cierta acidez, como la que comunica la disolución del CO_2 del suelo o el generado por oxidación de materia orgánica en las formaciones y en turberas o endógeno en áreas con volcanismo relativamente reciente. Los procesos de disolución, comúnmente conocidos como de karstificación, pueden afectar a la superficie de las formaciones (exokarst) o a una potencia grande de roca cuando el nivel freático actual o en el pasado era profundo (endokarst). La sucesiva acumulación de sedimentos de carbonato puede dejar niveles exokársticos enterrados que, si no han sido obliterados por otros sedimentos posteriores, constituyen niveles permeables preferentes dentro de una acumulación carbonatada. Los procesos de recarga pueden ser diversos, dependiendo de cada caso (Fiorillo y Pognzzi, 2015).

Las formaciones carbonatadas dominan en un tercio del territorio español y en buena parte de los territorios peri-mediterráneos (Figura 7.3.1). Han sido muy estudiadas desde muchos puntos de vista, incluso como almacenes de petróleo en condiciones favorables. Mangin (1970; 1975) realizó estudios hidrogeológicos de detalle del karst del NW mediterráneo y Bakalowicz (1979) lo hizo bajo el punto de vista hidrogeoquímico. Dreybroth (1988) ha estudiado los procesos de karstificación bajo el punto de vista genético y evolutivo y Hunkeler y Mudry (2007) y Hanshaw y Back (1979) bajo el punto de vista hidroquímico. Frecuentemente las formaciones karstificadas descargan por uno o unos pocos manantiales principales de gran caudal, aunque variable, situados al final de una cavidad interna de disolución (cueva). Es raro encontrar otros manantiales salvo algunos pequeños que responden a heterogeneidades de las formaciones y que están recargados localmente, pero cuyo estudio puede ser importante bajo en punto de vista hidrogeoquímico e isotópico ambiental para la evaluación de la recarga.

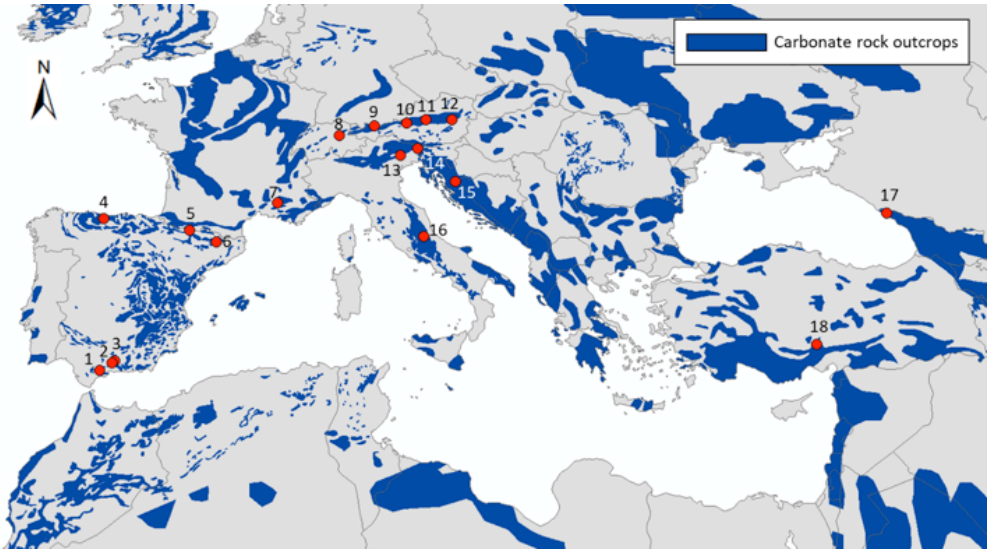


Figura 7.3.1 Afloramiento de formaciones carbonatadas en el área peri-mediterránea. Los puntos rojos marcan la posición donde hay simas kársticas (código de identificativo en Tabla 7.3.1) en las que el nivel piezométrico regional está a una profundidad superior a 500 m (Herms et al., 2019).

Tabla 7.3.1. Resumen de los estudios de investigación publicados sobre los sistemas kársticos con una zona no saturada (ZNS) importante, ubicados en zonas de montaña del ámbito peri-mediterráneo. El código-ID hace referencia a la numeración en la Figura 7.3.1

Código ID	Sistema kárstico de alta montaña	Espesor ZNS (m)	Referencias
1	Yunquera-Sierra de las Nieves	1000	Andreo et al. (2004) Pardo-Igúzquiza et al. (2015)
2	Alta Cadena	700	Mudarra and Andreo (2011)
3	Sierra Gorda	500	Mudarra and Andreo (2015)
4	Picos de Europa	1500	Ballesteros et al. (2015) Fernández and Piedrabuena (2012)
5	Ordesa y Monte Perdido	1500	Lambán et al. (2015) Jódar et al. (2016)
6	Port del Comte	1000	Herms et al., (2019)
7	Fontaine Vaucluse	800	Fleury et al. (2007)
8	Schlichenden Brünnen-Muotathal	1000	Jeannin (2001)
9	Wetterstein Mountains (Zugspitze)	1000	Lauber and Goldscheider (2014)
10	Wimbachtal catchment	1500	Małoszewski et al. (1992)
11	Totes Gebirge	1000	Laimer (2010)
12	Schneealpe Massif	900	Rank et al. 1992 Małoszewski and Zuber (2002)
13	Cansiglio-Cavallo karst aquifer	800	Filippini et al. (2018)
14	Mount Kanin	2000	Zini et al. (2015) Turk et al. (2015)
15	Gacka	1000	Ozyurt et al. (2014)
16	Gran Sasso aquifer	1500	Falcone et al. (2008) Amoruso et al. (2013)
17	Arabika Massif	2500	Klimchouk et al. (2009)
18	Aladaglar Mountains	2000	Ozyurt and Bayari (2008)

Los aspectos hidráulicos cuantitativos de los grandes manantiales han atraído la atención de numerosos estudiosos desde hace más de un siglo. Entre estos estudios destacan los pioneros de Maillet (1905). Algunos ejemplos son: Kovács et al. (1997); Birk et al. (2006); Cruz Sanjulián y Morales (1987); López y Sanz Pérez (1997). En muchos casos se ha tratado de establecer una relación entre recarga y descarga, aunque no es una tarea fácil ya que los límites de la formación que descarga en el manantial no son bien conocidos e incluso puede variar de una época a otra. Los estudios directos de recarga son menos frecuentes. La calibración se hace con los caudales de los manantiales o ríos que recogen las descargas, con la incertidumbre en cuanto a los límites y estabilidad del área que contribuye al manantial. En karst de montaña (karst alpino) raramente se dispone de variaciones del nivel piezométrico en puntos alejados de los de descarga, ya que el nivel freático puede estar muy profundo (Tabla 7.3.1) o la respuesta piezométrica de los sondeos no es utilizable cuando están en bloques de roca de muy baja permeabilidad, ya que el tiempo de estabilización puede ser muy largo.

El análisis de los hidrogramas de descarga de grandes manantiales es una notable fuente de información sobre cómo se realiza la recarga y su relación con la precipitación (Fiorillo, 2009; Fiorillo et al., 2007; Soulios, 1991), con análisis de correlación simple o cruzada y determinación de los espectros estadísticos de las series de caudales (Larocque et al., 1998).

Los métodos geofísicos clásica eléctricos y electromagnéticos pueden teóricamente determinar áreas de recarga a través del efecto de la mayor humedad, pero la interpretación es difícil, cuando no demasiado arriesgada, dadas las complejas situaciones, pero cabe utilizarlos en condiciones favorables (Carrière et al., 2015; Pérez Bielsa et al., 2012) y también se pueden utilizando técnicas de resonancia magnética nuclear y de tomografía eléctrica resistiva.

Los métodos de trazadores ambientales químicos e isotópicos aplicados a los manantiales suelen aportar información relevante, como se expone en el Subcapítulo 5.3 y también la información térmica, como se comenta en la Sección 6.3.6 del Capítulo 6. Se ha aplicado en áreas extensas (Sun et al., 2016).

Cuando la karstificación es moderada, es posible modelar el flujo del agua subterránea en los macizos carbonatados, pero es más difícil están muy karstificados. Tras comparar 4 modelos aplicados a un acuífero en creta en Inglaterra, Bradford et al., (2002) concluyeron que los modelos distribuidos no siempre son mejores que los más sencillos de parámetros agregados. El estudio del agotamiento de manantiales es importante para lograr una buena relación pluviometría - escorrentía y por lo tanto la recarga (Drogue et al., 1982; Estrela y Sahuquillo, 1997), si se logra una buena interpretación teórica de las causas de los cambios en los coeficientes de agotamiento de los hidrogramas de los manantiales o de los caudales de base de los ríos a los que descargan estos macizos.

La Figura 7.3.2 muestra el aspecto de un macizo carbonatado de montaña en clima semiárido y la Figura 7.3.3 un sistema carbonatado de alta montaña. Puede tratarse de roca que simplemente aflora, haber vegetación que aprovecha un suelo poco desarrollado

discontinuo de espesor variable y existir un suelo razonablemente desarrollado que transfiere la recarga en tránsito a la roca carbonatada que está debajo.

La presencia o ausencia de suelo y su naturaleza y continuidad tienen con frecuencia un papel dominante en la recarga de la roca carbonatada que está debajo, ya que un suelo retentivo reduce la fracción de la precipitación que produce recarga (Herms et al., 2019). La presencia de niveles someros compactos puede limitar la penetración de las raíces de la vegetación que pueda existir (Fiorillo, 2011). En cuanto a la posible generación de recarga, es importante separar las áreas con drenaje al exterior de las endorreicas (Pardo-Igúzquiza et al., 2012; Fiorillo et al., 2014). Esto se puede hacer manualmente a partir de la topografía disponible o automáticamente (Pardo-Igúzquiza et al., 2013; 2015).

Frecuentemente se concluye que el agua de los manantiales es una mezcla de aguas con diferentes tiempos de tránsito (Lauber y Goldschneider, 2014), entre pocos días y más de un año en los sistemas carbonatados con hasta 1000 m no saturados de Alemania-Suiza, incluso en casos en que la descarga está producida por la fusión de nieve (Asante et al., 2018).

Figura 7.3.2 Aspecto de un macizo carbonatado de montaña en clima semiárido. Torcal de Antequera, Málaga

Figura 7.3.3. Aspecto de un macizo carbonatado de alta montaña en clima frío, con parte del año cubierto de nieve y moderadamente lluvioso. Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, Huesca

Se han realizado trabajos en el interior de cuevas para tratar de determinar la recarga mediante la medida del goteo y de las estructuras de crecimiento de los espeleotemas (Sanz y López, 2000), pero los resultados son posiblemente sólo cualitativos por su valor local y por no tener en cuenta la evaporación. Esta puede ser pequeña en ambiente casi saturado si el ámbito es cerrado, pero no si es abierto y con flujo de aire. El estudio de crecimiento y de la composición química e isotópica del carbonato y del agua atrapada de los espeleotemas (estalagmitas y estalactitas) y de los goteos puede informar sobre cambios en la recarga a lo largo del tiempo en relación con la variabilidad climática. En cuanto a su relación con la recarga, existe un planteamiento teórico (Durán et al., 2013; Fairchild et al., 2006; Hendy 1971; McDermott, 2004; 2006) y de realización general (Genty et al., 2002), así como de la relevancia del contenido de magnesio y estroncio como componentes menores que son excluidos parciamente en la formación de la calcita (Fairchild et al, 2000; Fairchild y Treble, 2009; Sinclair et al, 2012; Turrero et al., 2008; 2015; Johnson et al., 2006; Cruz et al., 2015). Unas veces se identifican variaciones contemporáneas o recientes, pero en otros casos es posible obtener registros de algunos miles de años, a veces hasta cientos de milenios, si las condiciones de formación y preservación de los espeleotemas son buenas. Hay numerosas aplicaciones en España (Bartolomé et al., 2001; Jiménez de Cisneros y Cabello, 2013; Jiménez de Cisneros et al., 2015; Moreno et al., 2010; 2013; Muñoz-García et al., 2007; Martín-Chivelet et al., 2006; 2013) y en otros países. El estudio químico (Wang et al., 2018) y los isótopos de las series del U-Th (Edmunds et al., 1987; Marshall et al., 2009) pueden indicar si el goteo es una mezcla de agua de la lluvia precedente o agua de precipitaciones anteriores. El estudio de espeleotemas muestra que en el Este español la relación $\delta^{2}H$-$\delta^{18}O$ se ha ajustado a la línea meteórica mediterránea a lo largo del tiempo (Matthews et al., 2000).

7.3.2 Métodos empíricos. Métodos de Kessler y APLIS

La falta de suelo o su discontinuidad, la presencia de rasgos exokársticos y el inicio de los sistemas endokársticos en fracturas y en dolinas hacen muy difícil una descripción y cálculo detallado de los procesos de recarga, si es que es posible hacerlo a una escala que no sea de detalle. Por esta razón, se han ideado métodos empíricos que tratan de relacionar precipitación con recarga. Esta recarga se mide en los puntos de descarga tras una modificación de amplitud y tiempo dentro del macizo según el tiempo de residencia. Estos métodos buscan esa relación a nivel mensual o anual. Dos de esos métodos son el de Kessler y el APLIS. Van más allá de calcular la recarga anual como una fracción de la precipitación anual, según el tipo de terreno y tratan de tener en cuenta la precipitación mensual y sus variaciones (método de Kessler, de base hidrológica) o bien introducir consideraciones territoriales más detalladas que la geológica o descripción de la parte superior del terreno (método APLIS, de base territorial) .

El método de Kessler (Kesler,1957) se desarrolló en una formación carbonatada kárstica en Hungría. Para cada mes del año determina el cociente entre la descarga media mensual en el periodo de observaciones y la precipitación media en ese mismo periodo. Este valor puede ser superior el valor 1 en algún mes (en este caso en marzo) a causa del almacenamiento precedente en el acuífero y que corresponde a recarga en el mes anterior aún no descargada. El autor observó que la descarga se producía preferentemente en los 4 primeros meses del año civil (en el hemisferio norte), pero con años con desviaciones que se atribuyen al efecto diferido de los cuatro últimos meses del año anterior, lo que permite establecer un factor corrector de la precipitación mensual k. Este factor k se puede obtener a partir del cociente x, que es la diferencia entre la pluviometría de los cuatro últimos meses del año precedente al que se considera y el valor medio de esos cuatro meses a largo plazo, dividida por ese valor medio, según la Tabla 7.3.2.

Tabla 7.3.2 Factor k empírico a partir de valor x para valores positivos de x, porcentuales. Para los valores negativos es k = 0.

x	0–5	6–15	16–25	26–35	36–45	46–55	56–60	61–63	66–70	>71
k	0	1	2	3	4	5	7	10	13	15

Se comprobó que el método daba respuestas razonables en otras formaciones de Hungría y Austria, a diferentes alturas, aunque con algunas desviaciones en función de la densidad de vegetación de coníferas (abetos).

Una metodología similar se desarrolló para el karst dinárico (Bonacci, 2001).

El método APLIS se ha diseñado en España, conjuntamente por la Universidad de Málaga y el IGME (IGME-GHUMA, 2003), para evaluar la descarga media multianual por agua de lluvia en formaciones carbonatadas y karstificadas. Su nombre deriva de las iniciales de Altitud, Pendiente, Litología, Infiltración y Suelo, que son las variables que se consideran. El territorio que se estudia, que es la supuesta cuenca hidrogeológica de un gran manantial, se divide en porciones razonablemente homogéneas, en cada una de las cuales se calcula

un índice que representa la posibilidad de recarga. Para reunir y tratar la información se trabaja en un entorno SIG (Sistema de Información Geográfica). De acuerdo con la Figura 7.3.4 se considera: 1) recarga procedente de escorrentía sobre materiales impermeables, 2) infiltración directa del agua de lluvia y 3) transferencia subterránea desde acuíferos detríticos adyacentes.

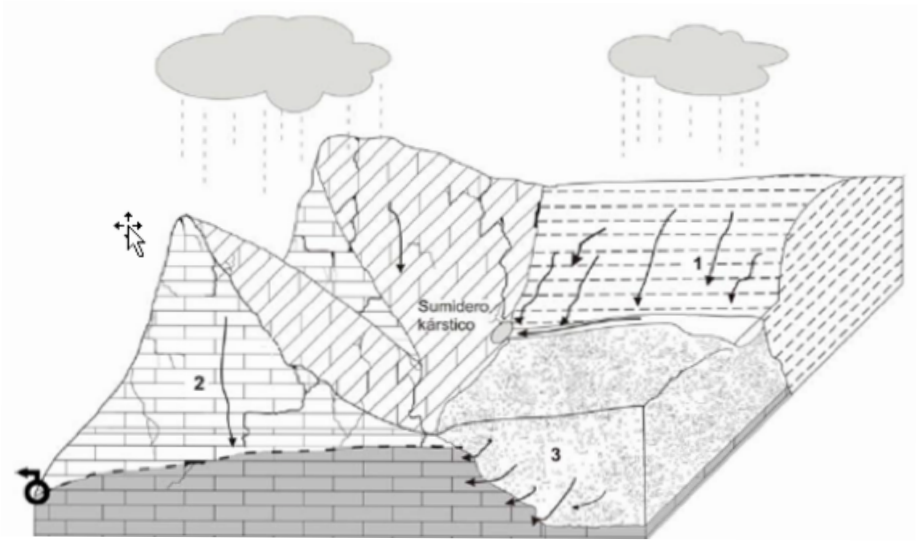


Figura 7.3.4 Tipos de recarga en acuíferos carbonatados según el esquema simplificado: 1) recarga procedente de escorrentía sobre materiales impermeables, 2) infiltración directa del agua de lluvia y 3) transferencia subterránea desde acuíferos detríticos adyacentes

La recarga media en acuíferos carbonatados producida por lluvia, expresada como porcentaje de la precipitación media, se estima mediante la combinación de diferentes variables geológicas y geográficas, de modo similar a otros métodos de índices, en que los que se establecen variables que se gradúan y se combinan mediante coeficientes de ponderación. Tal es el caso del método DRASTIC (Aller et al., 1987) para evaluar la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos.

El método APLIS original (Andreo et al., 2004; 2007; 2008) se ha calibrado en casos en que se disponía de uno o varios manantiales que descargaban la totalidad del agua de recarga de un acuífero con límites bien definidos, al que le supone aislado. Posteriormente se han propuesto modificaciones (Marín, 2009) para mejorar la aplicabilidad y salvar algunas de las limitaciones del método APLIS en su versión original:

- homogenización de la variable pendiente, que pasa de 9 a 10 clases
- creación de una clase nueva, de valor intermedio, para la variable formas de infiltración preferencial
- incorporación de un factor de corrección (Fh) dependiente de las características hidrogeológicas de los materiales que afloran en superficie.

La estimación de la recarga es cuantitativa, aunque parte de las variables que se utilizan en este método son de naturaleza cualitativa: litología, zona preferencial de infiltración, suelo y características hidrogeológicas. Por ello, deben transformarse en valores ordinales para su posterior tratamiento.

Las variables que contempla el método APLIS modificado son: Altitud (A), Pendiente (P), Litología (L), Formas de infiltración (recarga) preferencial (I), Suelo (S) y Características hidrogeológicas y Factor de corrección (Fh) basado en las características hidrogeológicas del medio.

A cada variable se le asigna un valor comprendido entre 1 y 10 (graduación), que generalmente sigue una progresión aritmética. De este modo, el valor 1 indica la mínima incidencia de los valores de esa variable en la recarga del acuífero, mientras que el valor 10 expresa la máxima influencia. En la Tabla 7.3.3 se muestran las graduaciones de cada variable.

Tabla 7.3.3 Graduación de las variables del método APLIS

Grado	A Altitud metros	P Pendiente %	L Litología	I Infiltración	S Suelo	Fh
1	< 300	>100	Es, Pi, Li, Ar	escasa	vert	0,1; 1
2	300-600	65-100	Plu, Met		plan	0,1; 1
3	600-900	45-65	Cong.		luv cr	0,1; 1
4	900-1200	30-45	S, Gr, Colu		his, luv	0,1; 1
5	1200-1500	20-30	Cal, Dol fr	moderada	cam eú	0,1; 1
6	1500-1800	15-20	Cal, Dol fr		cam	0,1; 1
7	1800-2010	10-15	Cal, Dol fr(k)		reg eú, dis, solon	0,1; 1
8	2100-2400	5-10	Cal, Dol fr)(k)		reg cal, fluv	0,1; 1
9	2400-2700	3-5	Cal, Dol k		rre. xer	0,1; 1
10	>2700	<3	Cal, Dol k	alta	lept	0,1; 1

L: Calizas y dolomías karstificadas 10 – 9; Calizas y dolomías fracturadas o ligeramente karstificadas 8 – 7; Calizas y dolomías fisuradas 6 – 5; Arenas y gravas, coluviones 4; Conglomerados 3; Rocas plutónicas y metamórficas 2, Esquistos, pizarras, limos, arcillas 1
S: Leptosoles 10; Arenosoles y Xerosoles 9; Regosoles calcáreos y fluvisoles 8; Regosoles eútricos, dístricos y solonchaks 7; Cambisoles 6; Cambisoles eútricos 5; Histosoles y luvisoles 4; Luvisoles crómicos 3; Planosoles 2; Vertisoles
Fh: Características acuíferas 1; de otro modo 0,1

El algoritmo utilizado para estimar el porcentaje de recarga media respecto a la pluviometría media r es:

$$r = [(A + P + 3L + 2I + S) / 0{,}9] \cdot Fh$$

Una vez estimada la recarga porcentual, ésta se representa agrupada en cinco intervalos regulares, a cada uno de los cuales se le asigna una categoría según el porcentaje de lluvia que recarga el acuífero, según:

⩽ 20 %	Muy Baja
20 - 40 %	Baja
40 - 60 %	Moderada
60 - 80 %	Alta
> 80 %	Muy Alta

El método APLIS permite transformar precipitación media en recarga media en cada una de las unidades homogéneas en que se ha discretizado el territorio. Se han realizado trabajos para determinar la sensibilidad (Farfán et al., 2010).

Además de las aplicaciones en los karsts del SE de la Península Ibérica, donde que se diseñó el método, hay otras en la Sierra de las Nieves y acuíferos del área, en Málaga (Guardiola-Albert et al., 2012; 2015), en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Lambán et al, 2018) y en la Amazonía del Perú (Espinoza et al., 2015).

7.3.3 Aplicación de métodos convencionales de balance de agua en el suelo

En muchos casos se calcula la recarga por la precipitación en terrenos carbonatados por balance de agua en el suelo, aun a sabiendas de que se puede llegar a resultados muy dudosos cuando el suelo está poco desarrollado o es discontinuo y aún más si la vegetación es escasa o está ausente. La selección de los valores que caracterizan al suelo y que demandan la mayoría de modelos en uso (ver los Capítulos 3 y 4) tiene teóricamente poco sentido, pero se pueden hacer intentos si se toman como valores empíricos agregados a calibrar. Es deseable que tengan algún significado físico aproximado, para poder estimar el posible rango esperable de variación. La existencia de roca fracturada sin suelo y en su caso con karstificación se puede considerar a través de una función que representa la infiltración de parte de la precipitación que no se almacena temporalmente en el suelo, sino que penetra en profundidad y que por lo tanto no está sometida a evapotranspiración. Eso supone un parámetro agregado más a calibrar. Esto está previsto en el modelo Visual-BALAN (Sección 3.5.6 del Capítulo 3). La evapotranspiración a aplicar depende de la vegetación existente o mejor de la proporción de los diferentes tipos, para en su caso efectuar correcciones según el grado de recubrimiento y el posible desarrollo radical.

La forma de proceder indicada ha dado resultados razonables en formaciones carbonatadas de montaña con bosque no denso, como en los carbonatos de los Alpes Dináricos (Jemcov y Petric, 2009; Jukić y Denić-Jukić, 2014) y en España en el área de Carme-Capellades-Sant Quintí de Mediona, en la Cordillera Prelitoral de Barcelona (Lambán, 1997) y en áreas menos vegetadas como la Serra de Tramuntana de Mallorca (Cardoso da Silva, 1997), los Ports de Tortosa-Beseit (Espinosa Martínez, 2014; Espinosa Martínez y Custodio, 2014; Espinosa et al., 2014), la Sierra de Gádor en Almería (Alcalá et al., 2011; Contreras et al., 2008) y en el SE (Andreu et al., 2011; Martínez-Santos y Andreu, 2010). Se han hecho aplicaciones similares en carbonatos en Israel y en Italia (Allocca et al., 2014) y en formaciones de creta (chalk) en Inglaterra (Ragab et al., 1997). Los diferentes métodos se han revisado por Hartmann et al. (2014), en el SE de España (Guardiola-Albert et al., 2014; Touhami et al., 2014; Andreo et al., 2018), incluyendo el método APLIS y las aplicaciones por Guardiola-Albert et al. (2012) y Andreu y Pulido-Bosch, 2011). Con frecuencia se observa una muy rápida respuesta de los manantiales y los niveles piezométricos a la precipitación, a pesar de grandes espesores de medio no saturado, como se observa en Sierra de las Nieves, en Málaga (Heredía Díaz et al., 2015; Pardo-Igúzquiza et al., 2012) y en el Parque Nacional de Ordesa (Jódar et al, 2016a). Hay situaciones en las que se constata que se producen variaciones en la recarga calculada a lo largo de los años, ya que varía el área que contribuye a un manantial (Hartmann et al., 2013).

La modelación numérica se ha realizado numerosas veces, unas con modelos clásicos de medio continuo, basados en el balance de agua en el suelo (Padilla y Pulido-Bosch, 2008) o en modelos superficiales-subterráneos de parámetros agregados por cuencas, como el MIKE-SHE (Doummar et al, 2012), o bien tratando de incorporar las grandes discontinuidades (Kiraly, 1997).

Los modelos de recarga en karst tratan de combinar flujos rápidos y lentos, tanto en la zona saturada como no saturada. Si es relevante, estos modelos incorporan la entrada de agua superficial por rasgos en superficie, tales como dolinas y sumideros. Las cavidades kársticas en el medio no saturado suponen un paso rápido hacia el nivel saturado. En el medio saturado, los elementos kársticos son drenajes rápidos a los que contribuyen las partes menos conductoras de las formaciones. Estos desarrollos kársticos también pueden conectar vertical y lateralmente formaciones que de otro modo lo estarían con dificultad. Uno de los aspectos más difíciles de modelar es el cambio de propiedades hidráulicas del medio al variar el nivel piezométrico, en especial en momentos de gran recarga rápida, cuando conductos que están normalmente en la zona no saturada quedan inundados y se activan.

Uno de los modelos para formaciones kársticas saturadas es el MODALP (Arikan, 1988), que es similar al realizado por Drogue et al. (1982) en el Sur de Francia. El modelo divide el terreno saturado en dos niveles (depósitos), uno superior con notable desarrollo kárstico y otro inferior con menor desarrollo y predominio de fisuras que se extinguen hacia abajo (Figura 7.3.5). El esquema del modelo es el de la Figura 7.3.6, en el que se considera que existe una cuenca principal y cuencas endorreicas laterales conectadas. Se admite que el agotamiento de caudales es lineal (función exponencial). La Figura 7.3.7 es una aplicación a una cuenca fluvial en Turquía. Un esquema de un modelo de depósitos conectados es el de la Figura 3.5.2 del Capítulo 3.

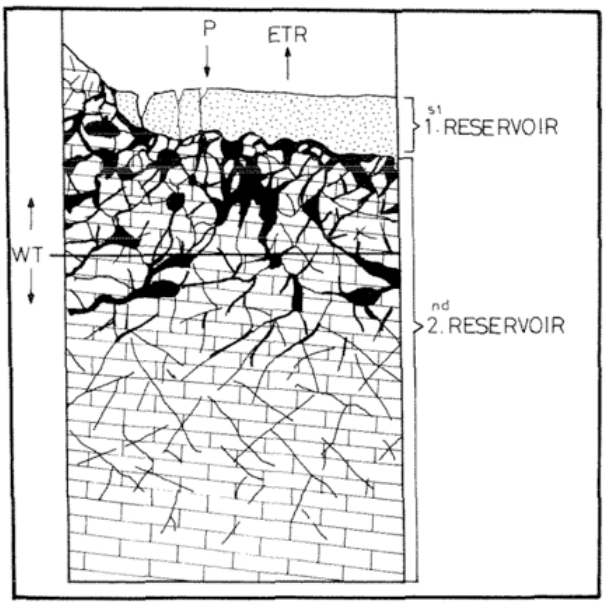
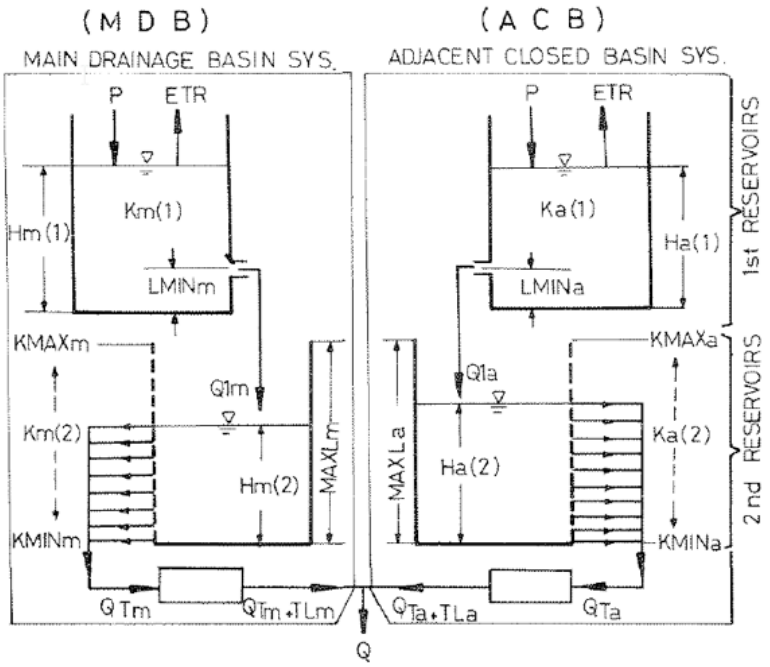


Figura 7.3.5. Corte idealizado del terreno kárstico, con una zona saturada superior y otra inferior, a modo de depósitos conectados (Arikan, 1988).



MDB = cuenca principal de drenaje
ACB = sistemas cerrados (endorreicos) adyacentes
P = precipitación; ETR = evapotranspiración real
LMIN = nivel del agua mínimo para transferir agua a los depósitos inferiores
K = coeficiente de descarga de los depósitos superiores
KMIN = coeficiente de descarga entre KMAX y KMIN en función de H
Q = caudal de transferencia de los depósitos superiores a los inferiores
H = nivel en los depósitos inferiores
MAXL = nivel máximo en los depósitos inferiores
T = tiempo (días)
TL = retraso temporal entre precipitación y respuesta de caudal (días)
QT + TL = caudal considerando el retraso (mm)
Q = descarga total de los sistemas, según sus áreas, en m^3/s

Figura 7.3.6. Estructura del modelo MODALP (Arikan, 1988)

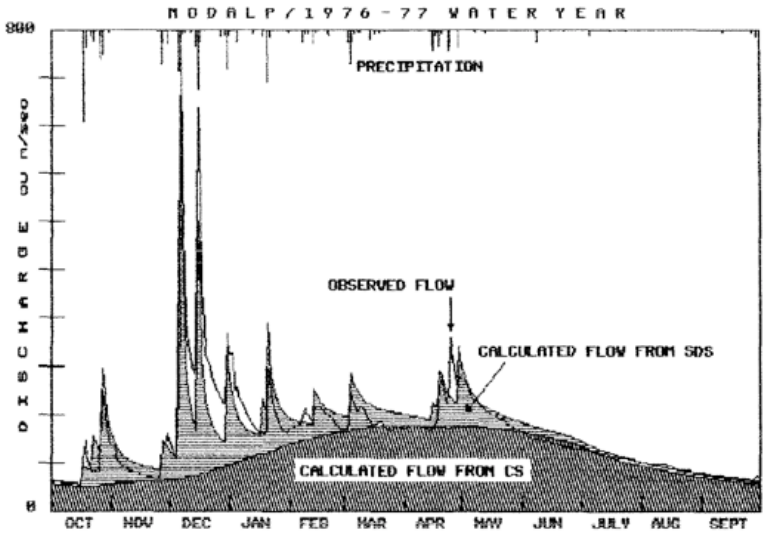


Figura 7.3.7 Hidrogramas del río Manavgat (Turquía) para el año hidrológico 1976–1977, obtenida con parámetros calibrados en el periodo 1970–1971 (Arikan, 1988). Caudales en m^3/s.

En general no es posible establecer un modelo con conductos que se asemeje a la realidad, salvo en casos esenciales bien estudiados en karsts muy desarrollados. Por eso se consideran dos y a veces tres medios interconectados, uno de comportamiento lento y similar a un medio poroso común y otro de gran transmisividad (productividad hidráulica en el caso de que se trabaje considerando 3 dimensiones espaciales). La observación de los hidrogramas de los manantiales da indicaciones de las características de esos medios mediante modelos lineales (Cuchi et al., 2009) y permiten la calibración. Sin embargo, no deben confundirse los cambios de pendiente de las curvas de agotamiento de caudal tras una crecida con los que se producen en una situación homogénea a causa de que el agotamiento de un depósito homogéneo de extensión limitada es la suma de una serie de exponenciales (Sahuquillo y Gómez-Hernández, 2003).

Cuando se utiliza el caudal de un manantial principal para la calibración, es preciso asegurar que no hay salidas difusas ni otras salidas secundarias durante el periodo transitorio. Si las hubiese, se debe tratar de efectuar las correcciones correspondientes.

Para la modelación mediante parámetros agregados se han aplicado trazadores para determinar los contornos y las funciones más apropiadas (Durán et al., 2015). Para un modelado que reproduzca los caudales de los manantiales a nivel diario hace falta disponer de la recarga diaria. Esto es un serio obstáculo, que se trata de resolver groseramente determinando coeficientes de recarga mensuales y anuales a partir de los caudales acumulados y después aplicar esos coeficientes a la lluvia diaria del correspondiente periodo (Fiorillo y Doglioni, 2010).

Los resultados de la aplicación de los distintos métodos en el SE español han sido sintetizados por Martos-Rosillo et al. (2015). En ocasiones, cuando la explotación del acuífero es intensiva, con notable consumo temporal o permanente de reservas, es posible calcular la recarga a partir de las recuperaciones de niveles en periodos húmedos (Martos-Rosillo et al., 2013; MASE, 2015).

En áreas carbonatadas, son frecuentes las situaciones hidrogeológicas que dan lugar a acuíferos colgados que descargan por manantiales. Weis y Gvirtzman (2007) modelaron acuíferos colgados en Israel, separado el caudal de base de los manantiales. Según estos autores, la recarga anual a esos acuíferos no está bien representada por una relación lineal con la precipitación por tramos y lo está mejor con una relación $R = AP^2 – BP – C$, para precipitaciones anuales P de 500-660 mm/a y relaciones R/P entre 0,21 y 0,42.

7.3.4 Aplicación de métodos hidroquímicos e isotópicos ambientales

Los diferentes métodos hidroquímicos e isotópicos ambientales que se presentan en el Capítulo 5 son de aplicación en formaciones carbonatadas, aunque con sucesivas limitaciones al aumentar el grado de karstificación. Frecuentemente se busca relacionar recarga con descarga a través de una función de convolución apoyada en determinaciones de tritio, isótopos del agua y fluctuaciones de la composición iónica del agua (Herczeg et al., 1997; Hershey et al., 2010, Kirk y Campana, 2005; Custodio y Bayó, 1983; Kohfhal et al., 2008; Pérez-Bielsa et al., 2015; Iribar y Antigüedad, 1996).

La aplicación del balance de la deposición atmosférica de cloruro (CMB) puede presentar problemas cuando la recarga local difusa alimenta a formaciones subyacentes a una depresión (véase el Subcapítulo 5.4). Esta recarga en tránsito puede acceder al acuífero por rasgos kársticos, tales como dolinas, y ser transferida desde áreas montañosas colindantes karstificadas. Esto ha sido objeto de discusión en Australia (Somaratne, 2014, 2015 y Werner 2014). Se pueden separar las recargas si se consideran las características químicas e isotópicas del agua, para diferenciar los orígenes y aplicar el CMB a muestras que representen condiciones bien identificadas. Tal es el caso de los Ports de Tortosa-Beseit (Espinosa Martínez, 2014; Espinosa Martínez y Custodio, 2014; Espinosa et al., 2013; 2014). La variación espacial de la recarga en cuanto a su composición química se refleja en la hidroquímica de los manantiales y eso permite conocer mejor el funcionamiento del karst (Perrin et al., 2003; Moore et al., 2009). En la parte central de Italia, el análisis de los datos isotópicos ambientales ha permitido determinar las áreas de recarga del macizo carbonatado si se tienen en cuenta las condiciones hidrogeológicas (Sappa et al., 2018).

En sistemas kársticos de montaña muy desarrollados, a pesar de tenerse espesores no saturados de centenares de metros, la respuesta de las descargas a la recarga es rápida, de pocos meses, lo que permite cuantificar la relación y el tiempo medio de residencia a partir de las variaciones estacionales de la recarga, que puede ser una combinación de lluvia y fusión de nieve (Lambán et al., 2014; 2015; Jódar et al., 2016a; 2016b; Jódar Bermúdez et al., 2016)

7.4 Recarga en sistemas de montaña, de frente montañoso y en intercuencas

En numerosas situaciones hidrogeológicas reales se encuentran acuíferos en áreas llanas, como amplios valles y depresiones tectónicas rellenas, que están limitadas por elevaciones montañosas rocosas que responden a formaciones carbonatadas, construcciones volcánicas y otras rocas potencialmente permeables o con una zona superior con cierta permeabilidad. Tales son los casos esquematizados en las Figuras 7.4.1 y 7.4.2 en relación con formaciones volcánicas jóvenes, en la Figura 7.4.3 de una cadena montañosa carbonatada y en la Figura 7.4.4 de una formación cristalina con depresiones interiores rellenas con materiales volcánicos y de erosión.

Figura 7.4.1 Dibujo esquemático de la acumulación de rocas volcánicas (lavas, piroclastos y diques) a lo largo de una fisura principal que forma una elevación montañosa con mayor precipitación y acumulación estacional de nieve, colindante con una depresión sintectónica rellena con materiales del desmantelamiento erosivo del volcanismo y locales, con coladas de lavas intercaladas. Inspirado en las condiciones del área de Viscachas, en el altiplano andino de Tacna (Perú). En rojo materiales volcánicos e intrusivos, en morado sedimentos previos sobre el basamento marrón de ignimbritas y en verde sedimentos recientes de desmantelamiento y locales

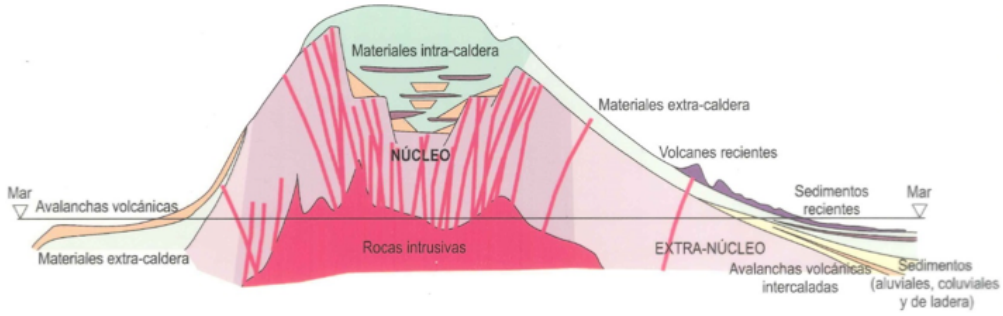


Figura 7.4.2 Dibujo esquemático de la acumulación de rocas volcánicas (lavas y piroclastos) insulares a lo largo de una gran fisura principal que forma una gran elevación montañosa sobre el nivel del mar, rodeada por formaciones periféricas costeras, en parte volcánicas, en parte de acumulación de productos groseros de erosión y en parte de depósitos litorales, algunos de ellos terrazas marinas levantadas. Inspirado en las condiciones en la isla de Gran Canaria

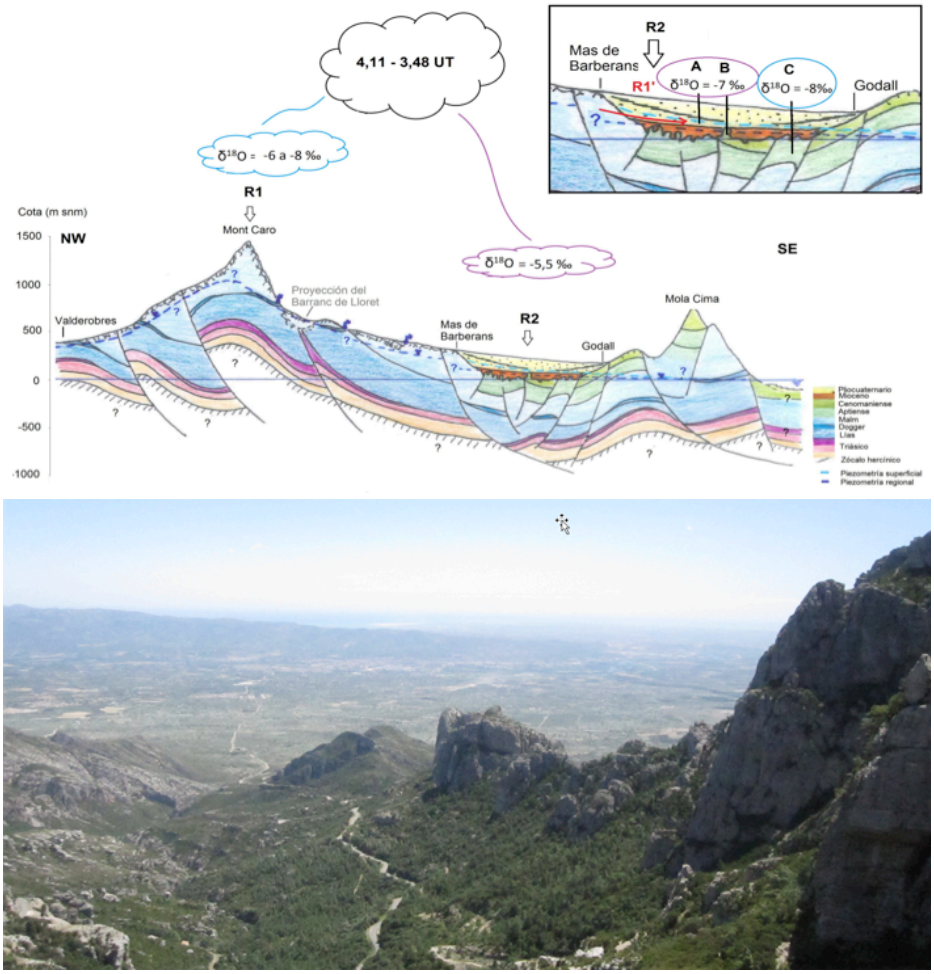


Figura 7.4.3 Corte geológico W-E entre los Ports de Tortosa-Beseit y el mar, que muestra las formaciones carbonatadas dominantes de los Ports y del Montsià (lado E lindando con el mar) y la depresión tectónica asimétrica de la Plana de La Galera entre los dos, la cual se ha rellenado por sedimentos dominantemente arcillosos con niveles detríticos (Espinosa Martínez, 2014). La figura inferior es una vista de la depresión desde los Ports de Tortosa (Baix Ebre, Tarragona). Los valores numéricos hacen referencia a la composición isotópica del agua.

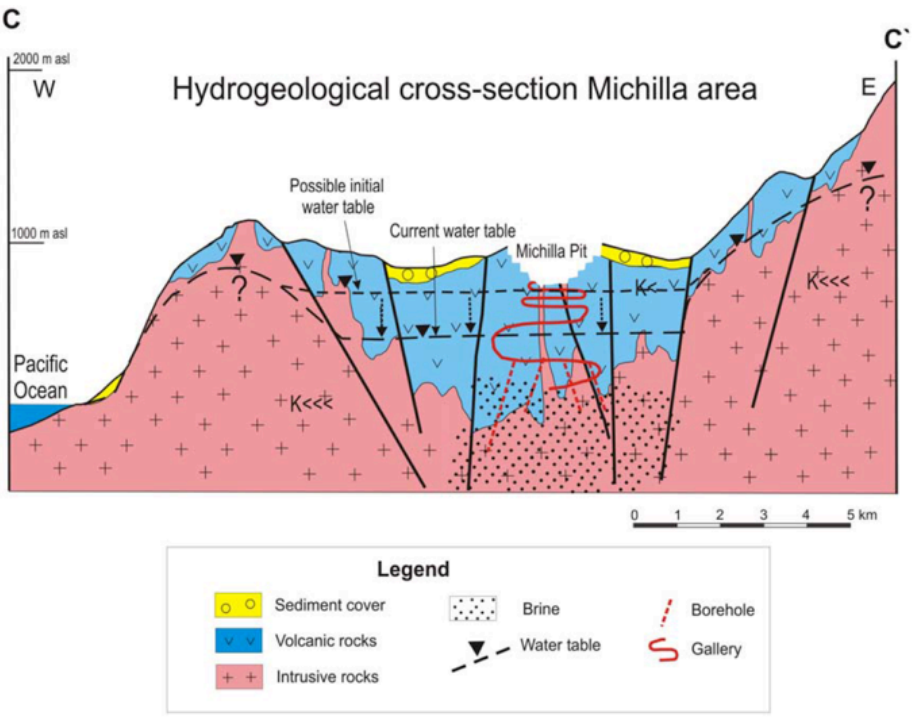


Figura 7.4.4 Corte W-E de la Cordillera de la Costa al N de Antofagasta, en el Norte de Chile, donde el clima es hiperárido. Las formaciones cristalinas están falladas y presentan depresiones interiores que se han rellenado con materiales volcánicos y algunos sedimentos. El drenaje producido por una mina de minerales metálicos ha deprimido los niveles del agua en la depresión, que es moderadamente permeable y recibe transferencia lateral desde los bloques montañosos delimitantes. Este drenaje es en buena parte el resultado del lento agotamiento de recarga en épocas pasadas más áridas (Herrera et al., 2017).

La recarga en sistemas montañosos tiene tres componentes (Wilson y Guan, 2004): 1) aporte fluvial, que se infiltra después en cauces fluviales en o bajo el límite entre la roca de basamento menos permeable y los sedimentos más permeables, 2) flujo subterráneo por aluviones que cruzan el límite y 3) flujo subterráneo desde el bloque montañoso al sedimento que rellena la cuenca, que depende de que haya porosidad conectada significativa por fracturación o karstificación. En este tercer componente, Magruder et al. (2009) distinguen la recarga que se produce por fallas y fracturas de la que se produce por la matriz de la roca.

En áreas con pluviometría alta en áreas de montaña, en especial en las graníticas y metamórficas, suele ser importante la escorrentía hipodérmica y la presencia de numerosos pequeños manantiales, de interés para el abastecimiento local (Samper et al., 2011).

Como el relieve suele ser importante, hay que considerar la variación altitudinal de la precipitación (Abdulaziz et al., 2012) y su evolución a un régimen cada vez más nival cuanto más alto. Esto es más importante cuanto más árido es el clima.

En el área andina (Kikuchi y Ferré, 2017) hay inundaciones periódicas procedentes de barrancos efímeros, que pueden contribuir de forma importante a la recarga.

En estas situaciones de montaña-depresión, en especial en clima árido y semiárido, es frecuente que la recarga natural que se produce en la depresión o áreas llanas periféricas sea una pequeña fracción de la pluviometría, a causa de existir suelos retentivos y vegetación, mientras que en la parte montañosa, no sólo la precipitación es frecuentemente mayor y creciente con la altitud, a veces con contribución de nieve, sino que la evapotranspiración es menor al ser los suelos menos retentivos y menos vegetados y la temperatura menor (Acosta y Custodio, 2008; Scheihing et al., 2017).

Cabe distinguir entre 1) sistemas de ladera o de frente montañoso (mountain-front), en que la transferencia de agua se hace por infiltración al llegar a la depresión de la escorrentía montañosa por torrentes ganadores, permanentes o intermitentes. Además, se puede producir transferencia subterránea por la parte alterada superior o por las formaciones más profundas de moderada permeabilidad (Wilson y Guan, 2004) y 2) de los macizos montañosos (mountain-block), cuando las formaciones son suficientemente transmisivas como para que los niveles piezométricos sean profundos y la transferencia subterránea domine, aunque puede haber una recarga significativa de escorrentía directa de tormenta a llegar al llano (Figura 7.4.5). La recarga natural en regiones áridas y semiáridas, además de la recarga local puede depender en gran manera de la recarga en frente montañoso y en montaña.

Las evaluaciones de la recarga en el llano, donde además están generalmente los usos humanos y los mayores servicios ecológicos, no pueden separarse de los aportes de la montaña. En la montaña, los datos son escasos y apenas hay accesos al agua subterránea, salvo a través de manantiales cuando las condiciones son favorables. En estos casos, conviene que la formación, validación y cuantificación media de la recarga en la parte de montaña y su influencia en la depresión parta de estudios hidroquímicos e isotópicos ambientales (Manning y Solomon, 2003; 2005).

Además de la recarga de montaña y de frente montañoso, en zonas con relieve puede producirse transferencia de agua subterránea entre distintas cuencas. Es algo común en áreas kársticas con alto desarrollo de la karstificación, pero también a mayor escala (Rawling y Newton, 2016), como muestra la Figura 7.4.5, inspirada en el Great Basin del oeste de los Estados Unidos. No es algo fácil de analizar y cuantificar si no se dispone de buena información. Las evaluaciones se basan en diferencias en el cierre de balances de agua, diferencias potenciales entre cuecas, evidencias isotópicas e hidrogeoquímicas y modelación matemática. Pero las incertidumbres e interpretaciones pueden ser no únicas, de modo que no sean contrastables las hipótesis. La complejidad geológica de una región puede dar origen a compartimentación, tanto más cuanto mayor sea el área. Las fallas suelen jugar un papel muy importante, tanto cono lugares de conexión si están abiertas, como barreras si contienen materiales muy alterados. No deben usarse para explicaciones si no se conoce su naturaleza y la de las fracturas asociadas.

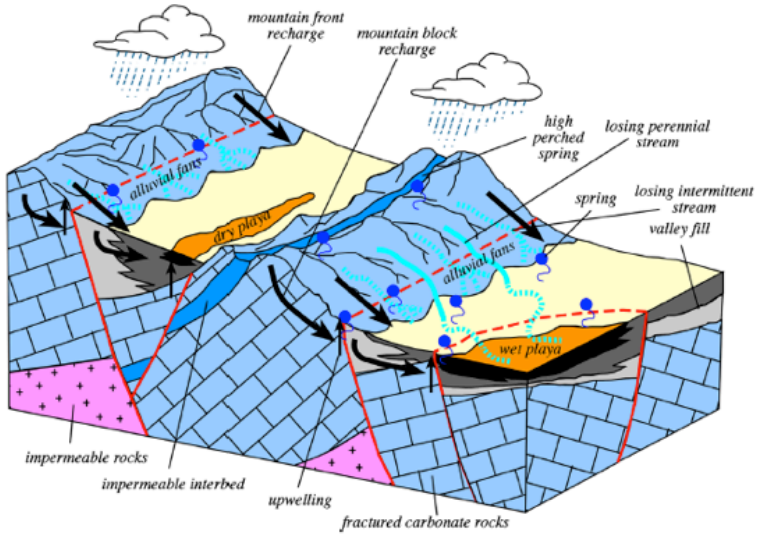


Figura 7.4.5 Representación esquemática que muestra el modelo conceptual de los componentes de la recarga que se produce en bloques montañosos, frentes de montaña e infiltración en cursos de agua intermitentes perdedores, inspirado en el Great Basin del oeste de los Estados Unidos (Nelson y Mayo, 2014).

El relieve tiene notable influencia en la precipitación líquida y como nieve. Su adecuada consideración puede ser clave para entender los procesos y evaluar la recarga (MacDonald et al., 2009; Chavez et al., 1994a; 1994b).

En áreas áridas, la estacionalidad puede tener un papel dominante (Ajami el al., 2012), así como las variaciones de un año a otro. Esto ya subyace en el modelo Kessler para el karst de la Sección 7.3.2.

La modelación del flujo puede hacerse con las herramientas disponibles, si bien conviene distinguir los ambientes de montaña y de llano y tratar por separado la recarga en ambos (Duffy, 2004) y la generación de escorrentía subsuperficial en la parte de montaña (Samper et al., 2011).

Una aplicación de los trazadores naturales es la que se ha hecho en el E de Taiwan (Peng et al., 2018) para evaluar la importancia de la aportación de agua desde el área montañosa a la zona llana colindante. Se han estudiado simultáneamente los isótopos del agua, el contenido en cloruro y la conductividad eléctrica EC y se han determinado las proporciones de mezcla. La contribución del área montañosa, que incluye la recarga en el frente montañoso y la recarga que se produce en el propio bloque montañoso, totaliza por lo menos el 70% de los recursos de agua. Esto se explica por la gran fracturación de la roca y agreste topografía, que produce sedimentos de relleno de barranco muy transmisores.

Para el acuífero de la Cordillera Occidental de Israel, Sheffer et al. (2010) calcularon la recarga R con el programa DREAM (daily recharge assessment model), que se expresa cómo:

R = 566,5 – 1,6SL – 18,2RSL – 4,17DR + 1,4DSL – 3,7N en mm/d

L = días de duración de la estación lluviosa
RSL = días de duración de la lluvia
DR = mm de lluvia diaria
DSL = días de duración del periodo seco
N = número de eventos de lluvia

La determinación de la recarga en áreas montañosas es modelable a nivel diario. En el caso estudiado por McDonald et al. (2009), los datos climáticos de partida se derivan del satélite meteorológico GENESYS (Generate Earth Systems Science) y de MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (Sección 6.5.2 del Capítulo 6), y mediante el modelo MTCLIM+GIS (Mountain Climate Simulator), que proporciona los datos de temperatura T, precipitación P, radiación Rad y humedad relativa del aire HR para cada categoría de terreno, cobertura de nieve (para evaluar la sublimación), interceptación INT, evapotranspiración ET, etc. Se dispone de dos estaciones de referencia: alta y baja, que tienen diferente estacionalidad. Para la determinación de la precipitación P se emplean varios métodos:

Método A: P(h) lineal; $P_d = P_d^* + 0{,}232h(P_d^*/P_m^*)$, para P en mm/a y h = altitud en m; los subíndices indican d = diario; m = mensual; * = de referencia

Método B: $P_a = (P_m/P_m^*)Pd^*$ para el invierno, cuando T < 0 ºC y P_m se toma de enero-febrero. Se considera que el EAN (equivalente en agua de la nieve) crece linealmente con la altitud

$$EAN(h) = \begin{cases} 0{,}051h + EAN(h_0); & h < 1500\ m \\ 0{,}063h + EAN(h_0); & h < 1500\ m \end{cases}$$

h = altitud, m
h_0 = altitud de la base, m

y se corrige con P_m (para P en mm/a).

Método C: usa el modelo PRISM (*parameter elevation regresion independent slopes model*), que da la media de P, con curvas diferentes según la estación.

En el caso estudiado en el Sur de Alberta, los gradientes térmicos verticales son -8,2 ºC/km para T_{max} y -3,8 ºC/km para T_{min}. En otros lugares esos valores son respectivamente -6,1 y -6,9; -6,5 y -4,6.

Se realiza el balance diario:

a) de la cobertura de nieve: $EAN = EAN_{-1} + P - INT - S - ES - INF$, siendo
S = sublimación y ES = escorrentía superficial.
b) de la humedad del suelo $SM = SM_{-1} + P - INT - S - ET - ES$

El valor de la interceptación del dosel INT depende del LAI (*leaf area index*).
Para nieve $INT = 0{,}678 \cdot I$
Para lluvia: $INT = 0{,}30 + 0{,}27\ P + 0{,}13LAI - 0{,}013\ P^2 + 0{,}0285P \cdot LAI - 0{,}007LAI^2$

P se reparte entre lluvia y nieve mediante una curva en S,
La fracción de precipitación:
$Pr = 5((T-Tt)/1{,}4Tr)^3 + 6{,}76((T-Tt)/1{,}4Tr)^2 + 3{,}19((T-Tt)/1{,}4Tr) + 0{,}5$
Las temperaturas T son: T = media diaria; Tt = umbral de T = 3,7 ºC; Tr = rango de temperaturas en que pueden coexistir lluvia y nieve = 1,6 ºC

$I = (L_{max} - Le)(1 - 10^{-KP})$;
L = carga de nieve en dosel en día anterior en kg/m2, máxima (max) y total(e), para bosques de coníferas (no hay fórmula para bosque caducifolio);
K = 1/L si L = S·LAI con LAI según MODIS;
S = valor para la especie a una determinada densidad
para abetos $S = 5{,}9(0{,}27 + 46/\varrho s)$ kg/m^2;
ϱs = densidad de la nieve a T_{med}

La sublimación se hace sólo en el dosel, pues la turbulencia en superficie del terreno es pequeña y depende de cómo sean las partículas.

Sublimación total: $Q_{subl} = (dm/dt) \cdot N(z)$ kg/m^2/s en tramo horizontal;

N(z) = partículas nieve/m^3;
dm/dt = A/B,
m = masa.

Los valores de A y B dependen de la forma y tamaño de las partículas y de consideraciones aerodinámicas, en función de parámetros adimensionales (véase la Sección 2.4.4 del Capítulo 2):

$dm / dt = 2\pi r\sigma\ [(La / (KTNu)\ ((LaM / (RT - 1) + (1 / (DShes)]$
$A = 2\pi r\sigma\ (Qr / (cNnuTa))\ ((Ls / (RuTa - 1))$
$B = Ls / (cNnuTa) \cdot (La / (RvmedTa)) + Rv(Ta / (NnuDer))$

La fusión de nieve se evalúa a partir de su temperatura Tn, de modo que en un momento determinado, con temperatura ambiente T_1 es $Tn = 0{,}85\ Tn_{-1} + T_1$ ºC.

Si T llega a 0, la nieve se puede fundir, con una fusión diaria $M = b(T_{max} + \gamma T_{min})$, con T diaria y $\gamma = (T_{min}+T)/(18+T)$; b = 1,8 (1,0 para abetos)

La evapotranspiración se calcula mediante una modificación de la fórmula de Penman-Monteith que no considera la velocidad del viento:

$ETP = 0{,}038 \cdot Q^* \, (T + 9{,}5)^{1/2} - 2{,}4(Q^* / R_a)^2 + 0{,}075 \cdot (T+20) \cdot (1+HR)$
R_a = radiación extraterrestre
$ETR = K \cdot ETP$
$K = 2(\theta/\theta_{max})^{1,5}$ si $\theta < 0{,}5 \cdot \theta_{max}$, según el control del suministro de agua a la vegetación
θ = humedad del suelo.

7.5 Recarga por nieblas condensantes

La posible recarga por nieblas condensantes (lluvia horizontal) se considera en las Secciones 2.4.3 del Capítulo 2 y 5.5.2 del Capítulo 5. La Figura 7.5.1 muestra la camanchaca de la costa chilena y la Figura 7.5.2 la formación del mar de nubes en el NE de Gran Canaria.

Figura 7.5.1 Camanchaca (niebla condensante) en el área próxima a Antofagasta, en la costa Norte chilena. Puede y suele ser en parte del año mucho más extensa y penetrar por los valles hacia el interior

Figura 7.5.2 Mar de nubes que cubre la parte Noreste y Norte de Gran Canaria en verano, en un momento en que cubre completamente el área costera, pero sin condensar. En invierno penetra más, toca el terreno y moja entre los 500 y 1200 m de altitud

Las cuantificaciones de la condensación de niebla son escasas y en general se trata de datos locales, sin abordar la totalidad del área de niebla. Braojos Ruiz (2010; 2015) trata la deposición limitada al frente boscoso en terreno llano y la importancia del bosque en ladera para un aumento significativo de esa deposición al interaccionar la niebla con una mucha mayor superficie foliar. En esos trabajos, la deposición de agua de niebla se incorpora como un componente del modelo de recarga que alimenta al modelo hidrogeológico insular de Tenerife.

La Figura 7.5.3 muestra los resultados del balance de agua en el suelo en la zona de nieblas condensantes del centro y Oeste de la isla de Mau'i, en el archipiélago de Hawai'i, en la que se ve la escasa contribución, a pesar de su espectacularidad. Otras condensaciones notables en formaciones volcánicas recientes y en condiciones geográficas adecuadas, se producen en Kenya (Ingraham y Matthews, 1988), pero sus efectos no están cuantificados.

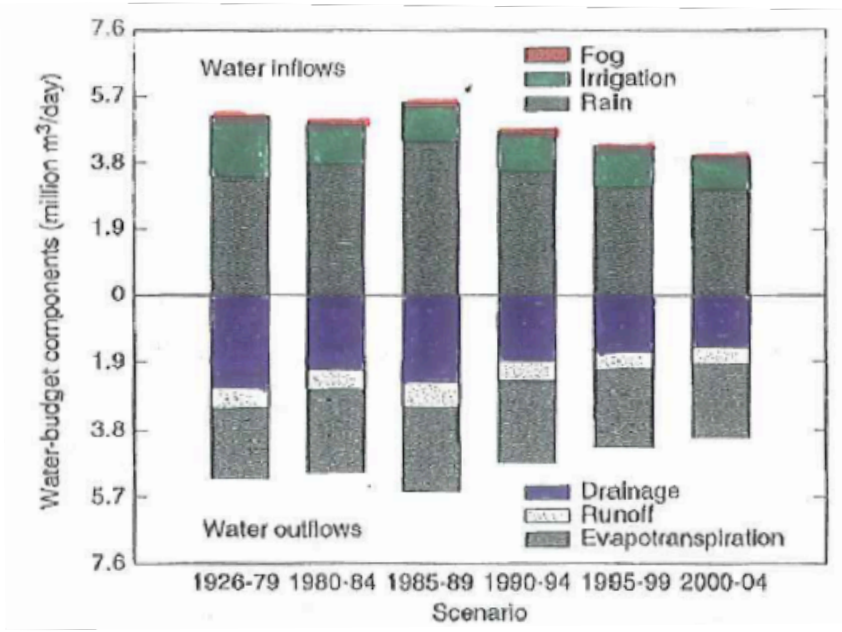


Figura 7.5.3 Resultados del balance de agua en el suelo en la zona de nieblas condensantes del centro y Oeste de la isla de Mau'i, en el archipiélago de Hawai'i (Scoll et al., 2002)

Como se expone en la Sección 2.4.2 del Capítulo 2, la precipitación de nieve es importante en muchas situaciones geográficas. Esta precipitación no está inmediatamente disponible para infiltrarse y escurrir superficialmente, sino que se difiere al momento de la fusión. La nieve depositada está sometida a sublimación y ablación por las ventiscas, tanto más cuanto mayor sea la circulación atmosférica. Se puede producir un notable a traslado de un lugar a otro en lugares ventosos, que es relevante, tanto en cuanto a la cantidad de nieve que se puede fundir como a la distribución según la altitud. Como consecuencia, los gradientes altitudinales de los isótopos del agua pueden atenuarse e incluso anularse. La presencia de nieve temporal tiene un papel hidrológico y en la recarga, que es relevante en diversos lugares de España (Lambán et al., 2005) y de la cordillera andina en Sudamérica (Vueille, 1996).

La capacidad de retención de agua por la nieve, dada como fracción, es < 0,1 (entre 0,02 y 0,05) si el espesor es grande (domina la nieve granular por maduración) y 0,25 si el espesor es pequeño (nieve dominantemente joven, más acicular).

Se supone que la nieve no altera las propiedades de infiltración del suelo que está debajo. Se han desarrollado numerosos modelos matemáticos para describir y predecir la fusión de nieve (Williams y Tarboton, 1998; Anderson, 2006). Existen dos tipos principales: los modelos conceptuales y los modelos de balance de energía, que son más complicados. Los modelos basados en un indicador, como el del grado-día o el de radiación, son suficientes para definir el estado de grandes cuencas, pero para mayores precisiones se requieren los modelos de balance de energía, como el de Anderson (2006).

De forma simplificada, según el modelo conceptual de balance de masa y energía SWMM del U.S. National Weather Service (Anderson, 2006), la fase de fusión por precipitación líquida sobre nieve a $T > T_u$ depende de un valor umbral T_u. El agua total es F + P, siendo P la precipitación líquida y F el agua fundida. Si no hay precipitación, $F = f (T - T_b)$, en la que f es el factor de fusión, variable estacionalmente, y Tb es una temperatura de base. En el cálculo debe considerarse la secuencia de calentamiento y enfriamiento de la cubierta de nieve, que se produzca fusión o retención y que la nieve retiene agua hasta un cierto valor, de modo que el excedente se aporta a la superficie del suelo que está debajo. Si $T < T_u$, la precipitación es en forma de nieve.

Sin fusión de nieve, la atmósfera puede calentar o enfriar la cubierta de nieve. Para ver la evolución, se determina el contenido de frío de la cubierta, que depende de la temperatura antecedente de la cubierta de nieve superior. La transferencia de calor en días sin fusión de nieve es mucho mayor que en días con fusión. Si se añade calor a la cubierta de nieve con contenido de calor = 0 (a 0 ºC), se produce fusión. Hay escorrentía sólo si el contenido de agua líquida en la cubierta de nieve es mayor que la capacidad de retención de agua libre. El agua de fusión se almacena en los poros de la nieve y se retiene.

En el modelo del USDA (Mokus et al., 2004) se parte de que no hay fusión de nieve si $T < 0ºC$.

En el método del grado–día, la fusión de nieve se calcula como

$M=C_m (T_a-T_b)$ en mm/d

C_m = coeficiente que depende la densidad de la nieve y de la velocidad del viento
= 1,8 a 7,0 mm/d/ºC; se toma = 2,74 mm/d/ºC si no hay otra información disponible

La infiltración a través de la capa inferior de la nieve varía de 0,08 a 9 m/h y 0,3 a 0,9 m/h para nieve húmeda.

En el modelo PATRICAL (Pérez Martín, 2005), para el cálculo del agua puesta a disposición se parte del volumen de agua en forma de nieve y del volumen de precipitación líquida en cada celda en el mes, con los datos mensuales de precipitación y temperatura en cada celda. Se aplica una ley exponencial que representa el deshielo de la nieve acumulada en meses anteriores. Se considera deshielo lineal cuando la temperatura es superior a 0 ºC, con un coeficiente de deshielo rápido de valor $\alpha = 0{,}6$ mes^{-1}.

Si T > 0 ºC es $P_N = \alpha N$, donde en cada celda y mes:

P_N = precipitación líquida producida por el deshielo
α = coeficiente de deshielo
N = volumen de nieve acumulado
T = temperatura.

A partir de los datos de precipitación total PT y temperatura T para cada mes se obtiene la precipitación líquida en la celda P y el volumen almacenado en forma de hielo en ese mes:

Si T ⩽ 0 ºC → $N = N_{-1} + P_T$
Si T > 0 ºC → $N = N_{-1}\, e^{-\alpha}$
$P = N_{-1} - N + P_T$
N_{-1} = volumen de nieve en el intervalo de tiempo anterior

Una vez conocido el volumen de precipitación líquida en cada mes, se realiza el balance de agua en el suelo.

El modelo GR2M corrige el efecto de fusión de nieve aplicando un método aproximado de día–grado adaptado de diario a mensual (Schulla y Jasper, 2007), siguiendo los siguientes pasos para cada intervalo de tiempo: N = almacenamiento de nieve en mm,

Paso 1 $f_T = \dfrac{T_R - T_r - T_a}{2T_T}$ para 0 ⩽ fT ⩽ 1

Paso 2 $N = N_{-1} + f_T \cdot P$

Paso 3 $F = C(T - T_m)\,\Delta t/24$

Paso 4 $N = N - F$ (actualiza N)

Paso 5 $P = (1 - f_T) + F$

F = fusión de nieve en mm,
P = precipitación en mm,
f_T = fracción de nieve en la precipitación,
T_R = temperatura a la que la mitad de la precipitación cae como nieve en ºC,
T_r = rango de la transición de nieve a lluvia en ºC,
T_a = temperatura del aire en ºC,
C = factor de fusión,
T_m = temperatura de la nieve fundida en ºC
P = precipitación efectiva en mm.

El modelo ABC (Thomas, 1981) incorpora un procedimiento de complejidad intermedia para determinar la fusión de la nieve. Utiliza índices de altitud y radiación y se apoya en algunas medidas para evaluar la distribución de la fusión de nieve en una cuenca para calibración (Williams y Tarboton, 1998; USDA-NRCS, 2004). Separa la energía que causa la fusión de nieve en tres componentes: 1) uniforme, 2) proporcional a la elevación y 3) proporcional a la iluminación solar (que depende de la elevación).

En cada intervalo mensual se calcula el agua disponible como suma de la caída en el mes y la humedad del suelo del mes anterior $W = P + S_{-1}$. Se calcula la posibilidad de evapotranspiración potencial (ETP) como

$$Y = (W + b)/[2a - ([(W + b)/2a]^2 - bW/a)^{1/2}]$$

Humedad del suelo = $S = Y \cdot \exp(-ETP/b)$,
Evapotranspiración real = $ETR = Y - S$,
Agua almacenada en el acuífero = $G = [c(W - Y) + G_{-1}]/(1 + d)$
Caudales fluviales = $Q = [(1-c)(W - Y) + d \cdot G]$.

El seguimiento dinámico de la nieve requiere conocer su extensión, espesor y densidad y la de su fusión necesita datos e índices de temperatura. Hay diferentes técnicas de observación en campo, pero son muy limitadas por las difíciles condiciones de trabajo en el terreno y por la frecuencia necesaria, que puede comprender momentos en que los lugares son inaccesibles o con alto riesgo a las personas.

La consideración del papel hidrológico de la nieve requiere conocer bien su extensión y el albedo (Marshall et al., 1999). La extensión de la nieve se puede medir con medios de satélite, como sensor MODIS o el AVHRR (ver el Subcapítulo 6.5), el cual está afectado por las nubes y también el Nimbus-7-SMMR (scanning multichannel microwave radiometer) y DMSP (sensor especial de imaginería de microondas) que no están afectados por las nubes, pero que son menos fiables en áreas en que la nieve está en fusión. El albedo depende de la nieve y su estado de limpieza, de la profundidad del terreno debajo y del estado de fusión. Hay momentos en que no se dispone de datos o si se tienen son de baja resolución o están enmascarados por la presencia de nubes. En estos casos se deben utilizar técnicas para completar la información. En Sierra Nevada se ha aplicado un algoritmo automatizado celular (Pardo-Igúzquiza, 2017). Al final del Subcapítulo 7.4 se comenta un ejemplo de aplicación a un sistema de montaña.

7.7 Recarga natural en áreas áridas y semiáridas

7.7.1 Evaluación de la recarga natural

Las áreas áridas y desérticas son una importante porción del planeta Tierra (Laity, 2008) y casi la mitad si se les suman las semiáridas. En ellas vive una fracción grande de la humanidad, cada vez mayor al ser un destino preferido para la tercera edad y para los que trabajan en actividades laborales que se pueden hacer a distancia, además de que en ellas se produce buena parte de los alimentos.

La cuantificación de la recarga en el tiempo y en el espacio en las zonas áridas y semiáridas es un imponte reto hidrogeológico, ya que, en condiciones normales, gran parte o casi toda la precipitación se evapora o transpira, de modo que la evaluación de esa recarga acumula las incertidumbres de magnitudes cuantitativamente mucho mayores. Los valores medios sólo son orientativos, a veces dudosos, ya que dependen de eventos de precipitación o escorrentía ocasionales de aparición muy irregular y sin una distribución bien conocida (Rushton, 1988; Herrera et al., 2016). Koch y Missimer (2016) proponen como evaluar los recursos de agua.

Kinzelbach et al., (2002) realizaron una recopilación crítica de diferentes métodos de evaluación de la recarga en uso a nivel mundial, cada uno aplicable en circunstancias determinadas y con énfasis en los isotópicos. Se consideran los métodos directos, tales como el de balance de la humedad del suelo medida mediante una sonda de neutrones o sondas TDR (reflectometría de dominio de tiempos), el balance de agua en cauces de ríos o las relaciones precipitación-recarga, que son los más comúnmente usados. Se consideran también los métodos basados en la Ley de Darcy, tales como los modelos numéricos de flujo, y los métodos de trazadores, como el tritio original obtenido por el método del ^{3}H-^{3}He (sección 5.2.5 del Capítulo 5).

El clima árido se caracteriza porque el aire en las superficies activas vegetales no está saturado en vapor y por el control que la evapotranspiración ejerce sobre las condiciones atmosféricas y el transporte de humedad en la capa superior del suelo. En general, no es aplicable la teoría que da lugar a la fórmula de Penman (de Bruin, 1988), ya que la superficie foliar es pequeña. La ETP calculada y la ETR están mal correlacionadas. Incluso la relación es inversa después de un evento de lluvia ya que la evaporación E del suelo crece y la ETP decrece al disminuir el déficit de humedad atmosférica. El flujo de calor desde y hacia el suelo no es despreciable, dado que las condiciones cambian notablemente cuando hay un evento de precipitación.

Para evaluar la evapotranspiración de las plantas típicas de estos ambientes áridos se han propuesto distintos métodos.

El modelo K de Kotoda (Liu y Kotoda, 1998) introduce un factor f_0 de corrección en la fórmula de Penman, escrita como $E = f_0 (E_r + E_a)$ (términos de radiación y aerodinámico):

$$f_0 = a + bP + cT + du$$

en la que a, b, c y d son parámetros y P = precipitación, T = temperatura y u = velocidad horizontal del viento del viento, medidas a 2 m por encima del nivel del suelo.

Si R_n = radiación de onda corta incidente, G = intercambio de calor con el suelo, γ = constante psicrométrica, Δ = pendiente de la curva de saturación de vapor, e = presión de vapor en la atmósfera local y a saturación(s) (Sección 2.8.1 del Capítulo 2):

$$E_r = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{\eta\lambda}$$

con η = factor de conversión de J/m^2 a mm/d

$$E_a = \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u)(e_s - e)$$

Para E y P en mm/d, T en ºC y u en m/s, es a = 0,468; b = 0,005; c = 0,0219 y d = 0,236.
El método de Barton es una modificación del de Kotoda. Introduce un coeficiente σ, de modo que:

con: $E_a = f(u) \cdot (\sigma e_s^* - e_s)$ siendo $\sigma = e_s / e_s^* \sim \frac{1{,}8\chi}{\chi + 38}$

$\sigma = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{1}{\alpha(\beta + 1) - 1}$ siendo $\beta = \frac{H}{\lambda E}$

e = presión parcial del vapor de agua en la atmósfera a la temperatura del aire y a la de la superficie (*),
α = factor de Priestley–Taylor, tomando α = 0,72 para bosque, α = 1,04 para suelo desnudo y α = 1,57 para vegetación densa,
β = relación de Bowen (Sección 2.8.3 del Capítulo 2)
Δ = humedad másica porcentual del aire entre 2 y 5 m.

El modelo SiSPAT fue modificado dentro del Proyecto europeo EFEDA para considerar suelo desnudo (Boulet et al., 1977). Considera que en los 25 cm superiores del suelo domina el flujo de vapor y que los gradientes de temperatura afectan a los flujos de masa, de modo que tiende a disminuir la evaporación en superficie y puede haber flujo de vapor descendente.

En los trabajos realizados en el área de Ciudad de México se separa la vegetación, a la que se aplica la fórmula de Penman-Monteith con coeficientes de vegetación, de la parte no vegetada cuando esta tiene agua en superficie (Carrera-Hernández y Gaskin, 2008).

El método de Shuttleworth y Wallace (1985) considera las resistencias a la difusión del flujo de energía para suelo parcialmente vegetado. Se establecen resistencias para el flujo de calor sensible y calor latente para el suelo desnudo (s) y para el dosel de la vegetación (c, canopy), según el esquema de la Figura 7.7.1. El método puede compararse con el de Priesley-Taylor modificado (Stannard, 1993). Ha sido experimentado (Stannard y Weaver, 1995). La parametrización para estimar la transpiración diaria máxima se ha estudiado por Brisson et al. (1998). Se pueden establecer otros modelos para arbustos y matorral (Figura 7.7.2)

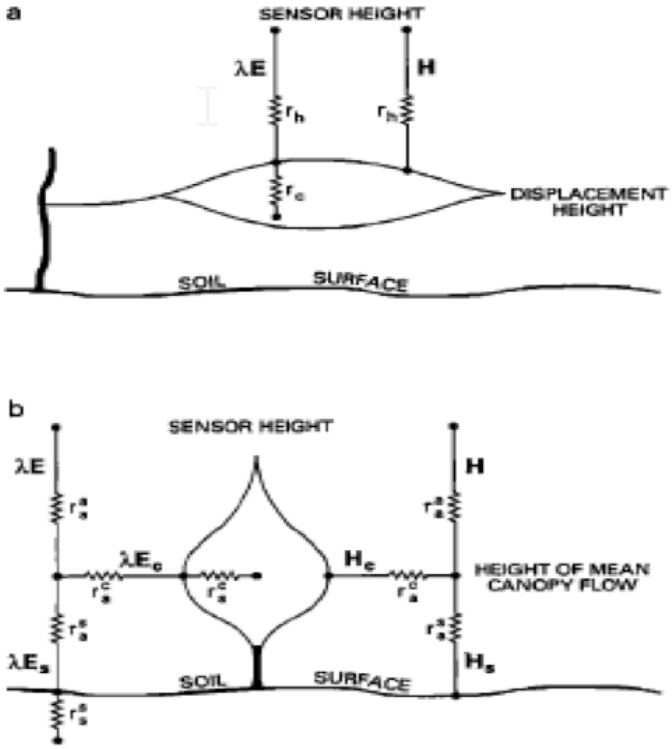


Figura 7.7.1 Esquema del modelo conceptual clásico de Penman-Monteith (a) y de Shuttleworth y Wallace (1985) para suelo parcialmente vegetado (b). Se establecen resistencias para el flujo de calor sensible y calor latente para el suelo desnudo (s) y para el dosel de la vegetación (c, canopy).

Se considera
a = altura de plantas para el plano de desplazamiento de la cantidad de movimiento
z_o = longitud de rugosidad del cultivo

Los flujos se establecen entre la superficie del suelo y la altura media del dosel vegetal d + z_0 y entre esa altura y la de los sensores.

Se toma como radiación neta en la superficie del suelo

$$R_n^s \simeq R_n e^{-c \cdot LAI}$$

c = coeficiente de atenuación,
LAI = índice de superficie foliar y
R_n = radiación neta en el techo del dosel.

La evapotranspiración potencial E se separa en un término de transpiración del dosel de vegetación c y evaporación del suelo s. Apoyándose en la fórmula de Penman–Monteith (PM), es

$E = C_c \cdot PM_c + C_s \cdot PM_s$

Para el dosel

$$PM_c = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{\rho\, c_p\, D + \Delta \cdot r_a^c (R_n^s - G)}{r_a^s + r_a^c}}{\Delta + \gamma\left(1 + \frac{r_s^c}{r_s^c + r_a^s}\right)}$$

$$\frac{1}{C_c} = \frac{R_c \cdot R_a}{R_s(R_c + R_a)} + 1$$

Para el suelo

$$PM_s = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{\rho\, c_p\, D + \Delta \cdot r_a^c (R_n - G)}{r_a^c + r_a^s}}{\Delta + \gamma\left(1 + \frac{r_a}{r_a^c + r_a^s}\right)}$$

$$\frac{1}{C_s} = \frac{R_c \cdot R_a}{R_c(R_s + R_a)}$$

en las que $R_a = (\Delta + \gamma) r_a^s$

$R_s = (\Delta + \gamma) r_a^s + \gamma r_s^s$

$R_c = (\Delta + \gamma) r_a^c + \gamma r_s^c$

Esta fórmula corrige la subestimación de E derivada de la aplicación directa de la fórmula de Penman–Monteith, pero con un aumento de parámetros, que en general son difíciles de conocer.

En la aplicación a las zonas áridas con matorral de SE peninsular español, Were et al. (2001) modificaron el planteamiento para esas circunstancias (Figura 7.7.2).

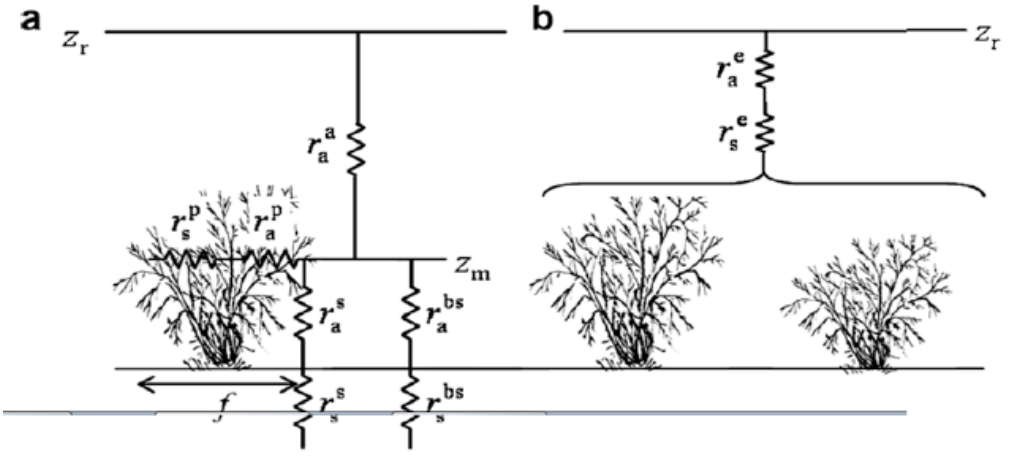


Figura 7.7.2 Esquemas de los modelos conceptuales de resistencias a la difusión del vapor en el caso de matorral (Were et al., 2008). El esquema a es multicapa y considera planta y suelo desnudo. El esquema b es de una capa, sin considerar suelo desnudo

Para s = de la superficie, a = aerodinámico, $z_m = z_o + d$ = altura de desplazamiento, se tienen los dos modelos de Were et al. (2008).

El modelo multicapa (Figura 7.7.2) considera que la capa entre el dosel a z_m y z_r tiene una resistencia r_a^a y la capa entre el suelo y el dosel (z_m) tienen resistencias r_s^s (planta) y r_s^{bs} (suelo desnudo), más las desde de la superficie del suelo hacia abajo r_g^s (planta) y r_g^{bs} (suelo desnudo).

$$\lambda E = \sum \alpha_i \, C_i PM_i \qquad i = s, b_s, a$$

α_i = recubrimiento fraccional
C_i = coeficiente de combinación de resistencias de cada fuente de agua-vapor
PM = evapotranspiración de Penman–Monteith para cada fuente de evaporación

$$PM_i = \frac{\Delta A^i r_a^i + \rho C_P D + \Delta r_a^a}{(\Delta + \gamma)(r_a^i + r_a^a) + \gamma r_s^i}$$

$A_i = R_{n,i} - G_i$ = energía disponible para la fuente de evaporación
A = energía disponible total
r_a^i = resistencia aerodinámica
r_s^i = resistencia de la superficie
D = déficit de presión de vapor a zr
$\beta = R_P R_s R_{bs} + f\, R_s R_{bs} R_a + f\, R_P P_{bs} R_a + (1-f)\, R_P R_{bs} R_a$
$C_P = R_s R_{bs} (R_P + R_a) / \beta$
$C_s = R_P R_{bs} (R_s + R_a) / \beta$
$C_{bs} = R_P R_s (R_{bs} + R_a) / \beta$
R = combinación de R_i
$R_i = (\Delta+\gamma)\ r_a^i + \gamma r_s^i$ en cada fuente de humedad

$R_a = (\Delta+\gamma)$
f = fracción de cobertura de la vegetación
γ, Δ, ρ, cp tienen el mismo significado que en la fórmula de Penman–Monteith
El modelo monocapa es (ver Figura 7.7.2):

$$\lambda E = \frac{\Delta A + (\rho C_P D_r / r_a^e)}{\Delta + \gamma(1 + r_s^e / r_a^e)}$$

r_e = resistencias efectivas (r_s^e / r_a^e) entre el dosel y zr (de referencia).

El método del balance de la deposición de cloruro atmosférico da estimaciones fiables de la recarga en áreas áridas y semiáridas (Gee y Hillel, 1988; Herczeg y Edmunds, 2000). Puede dar resultados aceptables si se conoce como varía la deposición con la altura (Al-Qudah et al., 2017; Houston, 2007) y se tiene en cuenta el efecto de ladera (Custodio y Jódar, 2016).

El balance de cuencas cerradas en ambiente árido depende de 1) la intensidad y cantidad de precipitación, que es en general muy variable espacial y temporalmente y que se presenta ocasionalmente, 2) la escasa vegetación y muy pequeña interceptación, 3) la infiltración, que depende de las características muy variables del suelo, 4) los efectos orográficos, en general muy acusados en los procesos hidrológicos, 5) la frecuente gran importancia de las aguas subterráneas para proporcionar humedad a las raíces profundas y 6) la alta tasa

de evaporación. Los ecosistemas de estas regiones están adaptados a la escasez de agua, pero son frágiles si por distintas causas varían aquellos aportes de agua que deberían ser estables.

Para cuantificar la recarga se puede recurrir a distintos métodos (Healy y Scanlon, 2010, Scanlon y Cook, 2002): de balance de agua, de modelado de los procesos hidrológicos, basados en datos de agua superficial, basados en datos de las zonas saturadas y no saturadas y de trazado natural químico e isotópico, tal como se desarrolla en los Capítulos 2, 3, 4 y 5.

Con modelos convencionales se determinó la recarga en el desierto del Kalahari, Botswana, en condiciones semiáridas, con los resultados de las Figuras 7.7.3 y 7.7.4.

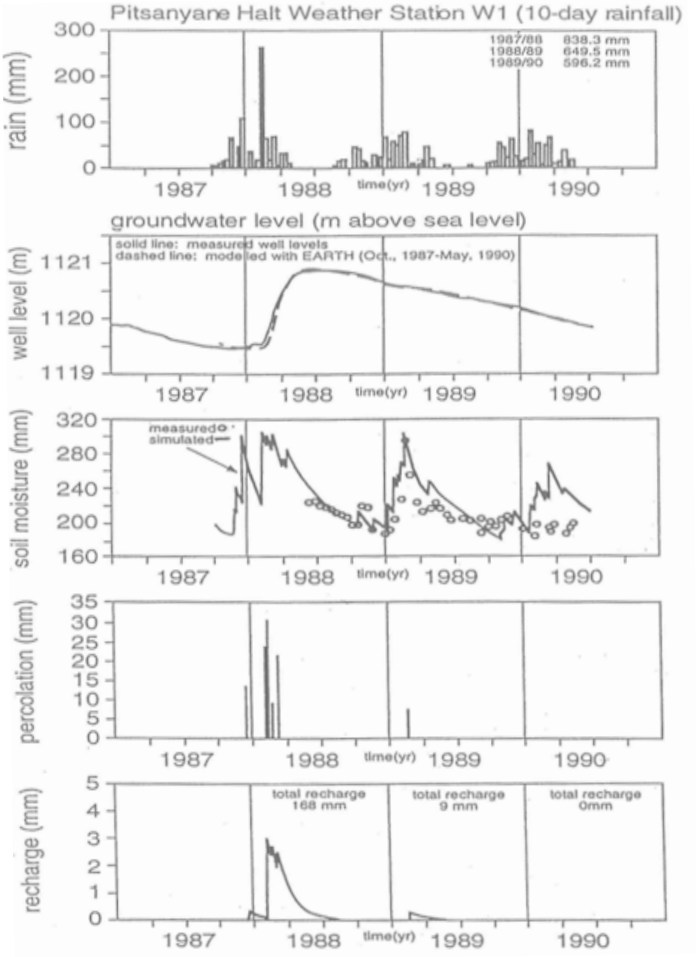


Figura 7.7.3 Modelación del efecto la precipitación sobre los niveles freáticos, la humedad del suelo, la recarga en tránsito y la recarga a los acuíferos del desierto del Kalahari, Botswana, durante 4 años, con el modelo EARTH, según Gieske (1992). Sólo algunas lluvias producen recarga, que sale del suelo concentrada en el tiempo y entra en el acuífero amortiguada y diferida tras la percolación por el medio no saturado

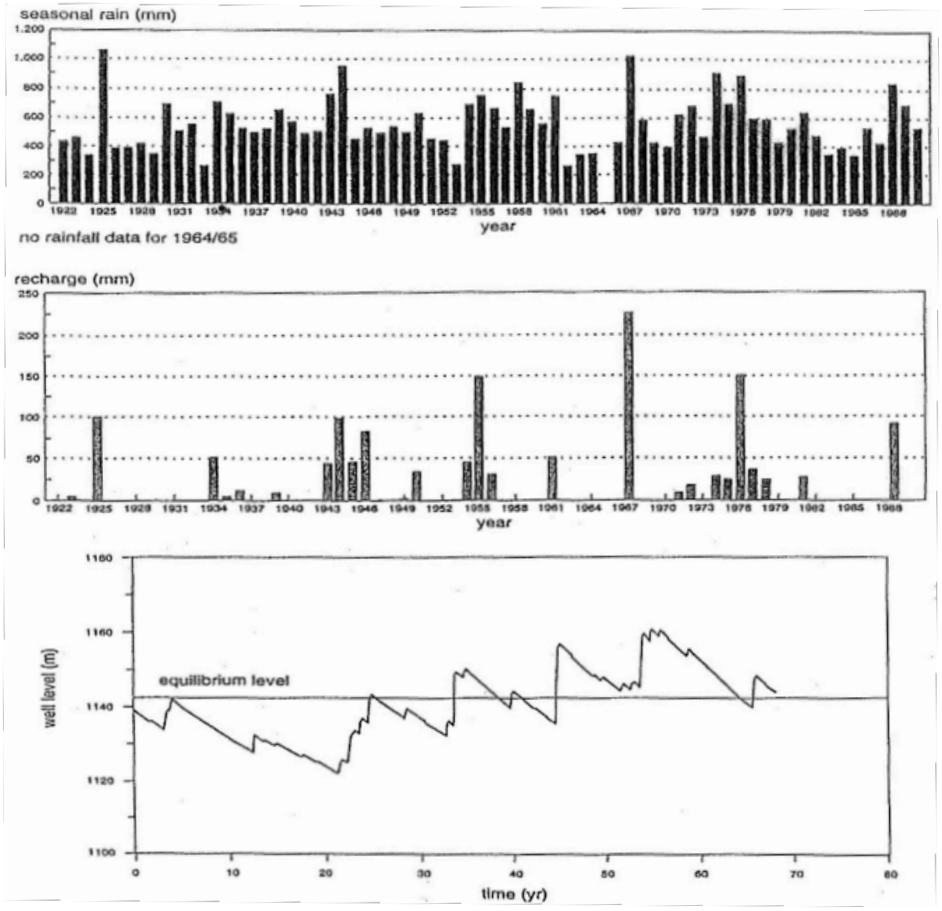


Figura 7.7.4 Simulación durante 68 años de la recarga a los acuíferos del desierto del Kalahari, Botswana, por la precipitación estacional y el efecto sobre los niveles freáticos, según Gieske (1992). Se ha empleado el modelo EARTH. El periodo ha sido ligeramente más húmedo que el valor medio a largo plazo, lo que permite acumular reservas

La evaporación potencial diaria está afectada por la forma en que el modelo toma en cuenta los forzamientos climáticos y eso afecta a la recarga calculada (Liu et al, 2005).

De algunos estudios realizados en las áreas áridas de Australia (Acworth et al., 2016), la forma más probable de recarga es la localizada en cauces intermitentes cuando se superan eventos de precipitaciones de 15-25 mm, dependiendo de las condiciones antecedentes de humedad del suelo. El agua que escurre, finalmente va a parar a lagunas de donde se evapora, con posible escasa recarga en ellas, en especial en posiciones centrales. En estos casos, la evaluación de la recarga por balance de agua en el suelo puede dar notables errores.

Buena parte de las lluvias que pueden producir alguna recarga son de carácter convectivo y por lo tanto intensas y de corta duración. Con frecuencia, el agua que se recarga, está afectada por fraccionamiento isotópico por evaporación, con lo que el exceso de deuterio disminuye. En zonas altas la nieve puede jugar un papel importante, así como la congelación del agua del suelo superior. En áreas montañosas, la evaporación suele decrecer con la altitud, en especial a causa de la disminución de la temperatura.

En la cuenca de Collacagua–Salar del Huasco, en el área andina del N de Chile, se admite un gradiente altitudinal de la evapotranspiración diaria de –0,19 mm/km (Uribe et al., 2015), con un gradiente de la precipitación media de 136 mm/año/km y de –5,9 ºC/km para la temperatura. El factor que más influye en la recarga, que es mayor a gran altitud, es la reserva máxima de agua en el suelo. El gradiente isotópico altitudinal de la precipitación es de –6,4‰/km para $\delta^{18}O$.

En las zonas áridas y semiáridas tienen especial interés las áreas de poco relieve en loess, por su aptitud para el asentamiento humano y para cultivos. Tienen especial desarrollo en China. También se citan como de loess extensas áreas de la Pampa argentina y del Chaco, pero no lo son propiamente ya que en su formación han intervenidos más procesos que el transporte y sedimentación eólica de polvo. Aunque el loess propiamente dicho parece homogéneo, en realidad hay notables variaciones en función del relieve, presencia de fisuras de retracción y alteración superficial. Se han hecho trabajos comparados de evaluación de la recarga mediante modelación (Tan et al., 2017), aunque dominan los trabajos realizados mediante el análisis de testigos de sondeos para determinar el contenido químico, de tritio y de isótopos estables del agua (Li et al., 2017; Lin y Wei, 2006; Tan et al., 2016).

Una importante característica de la recarga en áreas áridas es su gran variación temporal (Foster, 1988) y espacial (Cook et al. 1989) y la importancia de los rasgos geomorfológicos (Scanlon et al., 1999), del tipo de suelo y vegetación o su ausencia (Gee et al., 1994) y de la existencia de capas someras de baja permeabilidad (Saito et al., 2016).

Tras un evento de lluvia en un área árida, el frente de humedecimiento queda generalmente a poca profundidad, salvo que haya grietas, como las de desecación, o se trate de un evento extraordinario. La capacidad de infiltración suele ser alta alrededor de la vegetación y eso favorece su desarrollo y la aparición de nuevos individuos (Pilgrim et al., 1988). Si hay poco relieve, la microtopografía tiene gran relevancia en la generación de recarga por concentración y en que la escorrentía se retrase, pues antes de producirse se deben llenar las pequeñas depresiones.

En la Sección 5.7.6 del Capítulo 5 se tratan los aspectos en relación con los cambios isotópicos del agua en relación con la evaporación en clima árido. La evaporación del agua del medio saturado y del medio no saturado produce fraccionamiento isotópico y da lugar a distribuciones verticales del contenido en isótopos de agua. Cuando se puede considerar que el régimen es estacionario, permiten calcular la evaporación como una componente del balance de agua (sección 5.2.10 del Capítulo 5). Se han realizado detallados estudios en Australia (Allison 1982; Allison et al., 1983a; 1983 b; 1983c; 1994; Allison y Hughes, 1983c; Barnes y Allison 1983; 1984; 1988; 1989; Walker et al., 1988) y en el Sahel (Fontes et al., (1986); Gonçalves et al. (2013); Aranyosi el al., 1981; Aranyosi y Gaye, 1882; Edmunds y Gaye, 1994) o en condiciones no estacionarias con el apoyo de trazadores isotópicos atmosféricos (Scanlon, 1992). Se busca determinar la recarga media a largo plazo. Los perfiles de salinidad, principalmente cloruro, también son de notable utilidad en regiones áridas, ya que los cambios se encuentran conservados en el perfil del suelo, si este es relativamente espeso, dado que la recarga anual supone desplazamientos verticales

muy pequeños (Edmunds et al., 1980; 2002; Edmunds y Wright, 1979). Los resultados se asemejan a los obtenidos con otros métodos (Gaye y Edmunds, 1996).

En el área árida saheliana del Níger (Favreau et al, 2002), con pluviometría media de 567 mm/a, se ha observado un ascenso de nivel desde la década de1950, a una tasa de 0,20 m/a y un total de unos 3 m hasta el año 2000. Se atribuye a un aumento de la recarga por la reciente deforestación (desmatado), que incrementa la escorrentía hacia depresiones (charcas temporales de aproximadamente 1 km^2) donde se produce recarga concentrada de hasta 20 mm/a. Una charca puede infiltrar aproximadamente 0.1 hm^3/a en pocas horas o días. En estas áreas, la recarga difusa se puede considerar nula. La profundidad del nivel freático es de 10 a 75 m. Esta recarga concentrada se ha estudiado considerando un modelo de buena mezcla (Sección 5.5.2 del Capítulo 5), considerando el contenido de tritio y de ^{14}C. Resulta una tasa de renovación natural previa a la situación actual, del 0,02 al 0,2%/a. En la misma área, Leduc et al. (2001) evaluaron la tasa de renovación en 0,01-6 %/a, con un valor medio de 0,1%/a utilizado un modelo de buena mezcla a los datos de 14C y <0,1 a 4,8%/a, con un valor medio de 0,2 %/a con los datos de tritio. El ascenso de nivel y su tasa es mayor donde la transmisividad hidráulica es menor. Algunas áreas endorreicas han dejado de serlo. Aunque la deforestación reduce la ETR, al ser reemplazada la vegetación natural por otra de raíces más cortas, no aumenta la recarga por tomar toda el agua, pero en cambio se reduce la materia orgánica en el suelo superior de limo y arcilla, lo que favorece el encharcamiento superficial, que aumenta la escorrentía superficial. Algo similar sucede en el mismo acuífero Iullumeden (La Gal La Salle et al., 2001). Se han realizado otras experiencias similares en áreas áridas en Botswana (Gieske, 1992).

Las variaciones temporales de la humedad del suelo y de la recarga debidas a que la precipitación se concentra en momentos determinados, se amortiguan con la profundidad, tanto más rápidamente cuanto más lento es el flujo.

La Figura 7.7.5 muestra esa amortiguación en un área desértica.

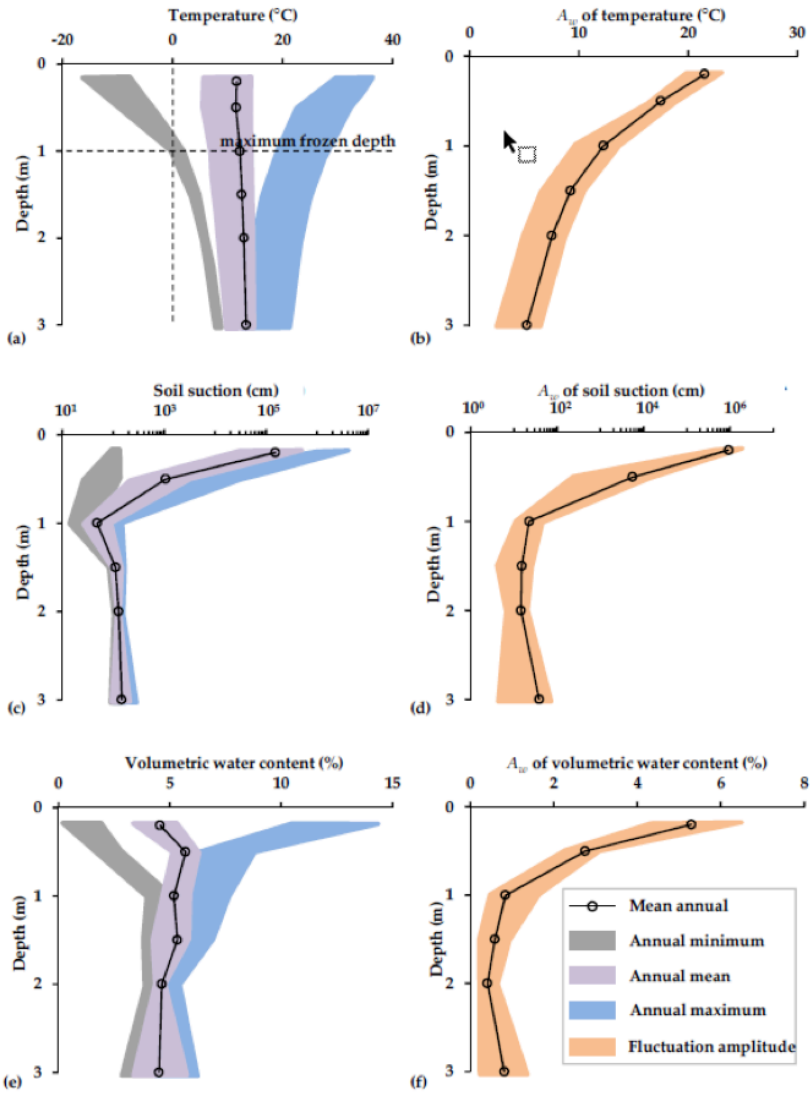


Figura 7.7.5 Variación vertical de temperatura, succión en el suelo y humedad del terreno en un área desértica en China (Zhou et al., 2018). Se muestra el valor de la magnitud y el rango de variabilidad de su amplitud. La recarga extrapolada hacia abajo se convierte en una función casi continua a partir de los 10 m de profundidad

En la Sección 5.4.1 del Capítulo 5 se tratan los aspectos en relación con la generación de agua de recarga de relativa elevada salinidad, incluso salobre, como consecuencia de la evapoconcentración en clima árido. Los aspectos generales son bien conocidos (Custodio, 1997; Custodio, 2018). La salinidad de la recarga se ha estudiado en las islas Canarias: en Fuerteventura (Custodio, 1992a; Herrera y Custodio, 2001; 2003) y en el macizo de Amurga en el SE de Gran Canaria (Custodio, 1992b), y también en los Monegros, Aragón (Castañeda y García-Vera, 2008). Numerosos ejemplos existen en el árido e hiperárido Norte de Chile (Herrera et al., 2016, 2017).

7.8 Recarga natural en cauces fluviales por aguas superficiales concentradas

7.8.1 Introducción

En general, los cauces fluviales son ganadores, es decir drenan los acuíferos de las riberas. Pero en áreas de montaña y en su contacto con el llano y en áreas áridas, los cauces pueden y suelen quedar por encima del nivel freático y se vuelven perdedores, es decir, recargan a los acuíferos que están debajo. La cuantificación de la recarga y en su caso de los intercambios si las condiciones cambian a lo largo del cauce o con el tiempo, se puede calcular con cierta facilidad en casos de aguas circulantes permanentes, El problema se complica con la intermitencia de caudales y aún más cuando se trata de crecidas ocasionales, por la falta de datos, incluso de la extensión de la inundación y de su duración, ya que es raro que haya observaciones. Cabe que sea físicamente imposible observar y medir durante esos eventos. Por eso, en lo que sigue se diferencian esas condiciones. Son diversas las técnicas aplicables (Sahuquillo Herráiz, 1997). Entre ellas pueden tener relevancia las relacionadas con la temperatura (Sección 6.3.6 del Capítulo 6; Constantz y Thomas, 1996; Constantz y Tyler, 2005; Roman et al.; 1998; Luce et al., 2013) y con la composición química e isotópica (véase distintas Secciones del Capítulo 5).

En condiciones de aridez, la precipitación es muy variable temporal y espacialmente y puede depender de cambios en la circulación atmosférica, actuales (Houston, 2006) o en el pasado. A iguales condiciones y estado de humedad del suelo, la intensidad de la precipitación es también una variable importante a tener en cuenta para separar correctamente la escorrentía superficial de la recarga (Thomas et al., 2016). La recarga es muy sensible a las precipitaciones locales (Toews et al., 2009). Para un adecuado análisis puede ser conveniente llegar a realizar balances en tiempos inferiores al día, pero raras veces hay datos para ello.

La recarga de lluvias de intensidad excepcional permite estudiar en detalle el funcionamiento del sistema y la descarga, como en el Campo de Cartagena-Mar Menor (García-Aróstegui et al., 2017). En abanicos aluviales y conos de deyección, la recarga neta obtenida depende de la evaporación que se pueda producir en áreas de nivel freático somero o desde acuíferos colgados temporales próximos a la superficie (Smerdon et al., 2008).

7.8.2 Recarga localizada y concentrada

Se puede producir recarga localizada o concentrada a partir de:

A.– aguas permanentes de ríos, canales, humedales y arrozales, áreas urbanas, fugas de conductos de agua, aguas residuales en dispositivos de saneamiento (alcantarillas, fosas sépticas) y sobre–riego en parques, jardines y áreas de descanso
B.– aguas de flujos intermitentes en piedemontes, barrancos y áreas inundables

Las formas de relación se tratan en Subcapítulo 2.10. En el caso de un cauce perdedor, con nivel freático profundo, si hay continuidad del medio saturado se forma una cresta de agua en la que el gradiente piezométrico vertical $dh/dz \approx 1$, lo que hace que el flujo infiltrado sea similar a la permeabilidad hidráulica vertical saturada.

Si B ≈ ancho del cauce o canal con una lámina de agua H, la cresta de agua se ensancha hacia abajo hasta A ≈ 1,4B si D > 4H y el caudal infiltrado por unidad de longitud es Q ≈ 1,4 kv·B, siendo D = profundidad del nivel freático regional.

El caudal infiltrado (recargado) incrementa el nivel freático del entorno y eso hace disminuir los gradientes hidráulicos. Así, a partir de cierto momento, ese caudal va disminuyendo por razones hidráulicas, no de colmatación del lecho, hasta que la infiltración cesa cuando los niveles en el río y en los acuíferos se igualan. Es algo bien conocido en recarga artificial (Custodio, 1987).

Se puede calcular el caudal de una crecida que se infiltra entre dos estaciones de aforo, cuando el nivel freático está por debajo del cauce, comparando los correspondientes hidrogramas, tras su normalización y desplazamiento. Parece que la mayor recarga se produce en las crecidas con caudales pequeños pero duraderos.

La recarga de un cauce se puede calcular teóricamente, considerando las condiciones hidráulicas. Se trata de resolver de ecuación de Laplace:

$$\frac{\partial\,^2H}{\partial x^2}+\frac{\partial\,^2H}{\partial z^n}=0$$

para acuífero libre en régimen estacionario, suponiendo que todas las secciones X-Z son iguales (flujo bidimensional) y que el medio es incompresible, homogéneo e isótropo. En la superficie freática se cumple que:

$$\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{k}{m_e}\left[-\frac{1}{\cos\beta}+\frac{\partial h}{\partial n}+\frac{R(x)}{k}\right]$$

h = nivel freático
m_e = porosidad eficaz
k = conductividad hidráulica
β = pendiente de la superficie freática
n = dirección normal a la superficie freática
R(x) = recarga que entra por la superficie freática y que varía con x

Cuando hay continuidad del medio no saturado,

$R/k = (h_s - h)/B$ para $h_s \geq h \geq z_m + h_e$.

Cuando se intercala medio no saturado entre el cauce y el nivel freático

$R/k = (h_s - z_m - h)/B$ para $h \leq z_m + h_c$,

h_s = nivel piezométrico en el río o canal,
z_m = altitud del fondo del cauce (incluyendo la capa resistente) y
h_c = tensión del medio no saturado en la base del lecho ($h_c < 0$).

La resolución del problema hidráulico supone conocer k, m_e y dh/dn a lo largo de zb (altitud de una capa semipermeable horizontal dentro del medio saturado), D (distancia entre el nivel freático inicial y esa capa semipermeable) y h_c. Suponiendo que el régimen

estacionario se alcanza pronto, la ecuación se puede resolver en varios momentos y distintos lugares (Dillon, en Sharma, 1989). El modelo VS2DT, de flujo en el medio no saturado, se ha utilizado para analizar la recarga por un curso de agua intermitente, considerando la extensión lateral del agua infiltrada (Izbicki, 2002).

Algunos datos empíricos de la recarga localizada, de carácter puramente indicativo y que pueden cambiar mucho con las circunstancias reales, son:

0,05–1,25	m/d	en superficies inundadas
0,05–0,1	m/d	en cauces
0,125–0,2	m/d	en canales no revestidos en terreno algo arcilloso
0,25–0,3	m/d	en canales no revertidos en terrenos arenosos

A grandes rasgos, los canales revestidos infiltran 0,2 de lo que infiltran los canales no revertidos.

Los intercambios río-acuífero se pueden determinar mediante balance de agua a nivel agregado o por tramos en las condiciones de cada momento (Menció et al., 2014). La determinación de estos intercambios es necesaria para formular correctamente esquemas de uso conjunto de aguas superficiales y aguas subterráneas (Pulido-Velázquez et al., 2005; 2007).

7.8.3 Recarga por flujos intermitentes

Los ríos intermitentes son típicos de regiones áridas, aunque en estas regiones puede haber también ríos o tramos de ríos permanentes, ganadores o perdedores. Los cauces intermitentes también existen en regiones húmedas con acuíferos muy permeables. Tal es el caso de algunas regiones kársticas o en acuíferos en basaltos recientes. También existen en zonas con permeabilidad media o reducida, donde la pendiente de los cauces es superior a los gradientes piezométricos, de modo que el nivel piezométrico quede por debajo de esos cauces. Los torrentes y cauces secundarios o cursos intermitentes en piedemontes o abanicos aluviales son frecuentemente perdedores, por tener el nivel freático a cota inferior a la del cauce. En zonas kársticas húmedas también se dan situaciones estacionales en las que un tramo de cauce o una depresión quedan más altos que el nivel freático y recargan agua, pero también otras en las que los cauces reciben agua del acuífero.

En cauces intermitentes, el agua que escurre tras un evento de lluvia es la que queda después de descontar los términos de infiltración en el suelo, evapotranspiración y evaporación del agua en el cauce y detenida, pero incluye el flujo hipodérmico.

En áreas montañosas, el agua suele tener una alta carga de sedimento y gran capacidad erosiva y de remoción de los depósitos del cauce. La carga sólida se deposita a medida que disminuye la velocidad. Primero se depositan sedimentos groseros poco clasificados, luego sedimentos menos groseros y mejor clasificados y finalmente los más finos, dando origen a una distribución de capacidades de infiltración. Los valores máximos se producen

en las áreas mejor clasificadas que tienen materiales gruesos y donde los sedimentos groseros se han re-trabajado por el agua, con eliminación de los finos.

La geología de las áreas donde se originan los sólidos que arrastran las crecidas es importante, ya que determina las proporciones entre gruesos y finos y las características de los sedimentos arrastrados. La proporción de partículas de tamaño arcilla tiene gran importancia, ya que las mismas disminuyen la capacidad de infiltración.

La recarga por cursos de agua intermitente depende de:

a) volumen y duración de la crecida; es mayor con caudales pequeños persistentes

b) cantidad de sedimento en suspensión, que reduce la capacidad de infiltración; depende de la geología del área madre de los arrastres y de la cubierta vegetal

c) superficie efectiva de cauce

d) permeabilidad de los sedimentos

e) volumen de aluvión reciente, ya que almacena agua; suele crecer aguas abajo

f) clasificación y textura del aluvión; afecta a la conductividad hidráulica y a la extensión natural de la crecida

g) profundidad del nivel freático bajo el cauce para no limitar hidráulicamente la tasa de infiltración

h) porosidad del sedimento

i) ausencia de capas intercaladas de baja permeabilidad; es una condición que puede condicionar que haya o no recarga significativa.

La hidrología de barrancos, arroyos y quebradas (wadis) en áreas áridas es compleja y variable de un lugar a otro (Wheather y Al-Weshah, 2002; Gungle, 2006; Hoffman et al., 2007; Dowman et al., 2003), pero tiene gran relevancia local. La recarga en abanicos aluviales se produce preferentemente donde dominan los cauces trenzados (braided) en zonas altas y medias. La permeabilidad suele ser pequeña en el resto del área. La capacidad de infiltración puede ser alta en tramos generalmente cortos y cerca del borde montañoso, pero allí los sedimentos de la parte alta están mal clasificados y el encajamiento por erosión favorece el drenaje en vez del almacenamiento. Una comparación de métodos puede encontrarse en King et al., 2017). En el caso de crecidas en cauces, la infiltración suele ser mayor en las áreas inundadas y en el caso de cauces estrechos, por los laterales de las barrancas. Algo similar puede decirse de la recarga en áreas de encharcamiento ocasional o lagunares.

En el Anexo A7.1 se expone un modo de cálculo y su aplicación en ríos intermitentes y una aplicación al río Llobregat, Barcelona.

7.8.4 Infiltración y recarga en cauces efímeros

Contrariamente a las filtraciones que se producen en ríos permanentes o en canales de riego, en los que el fenómeno es esencialmente estacionario, la recarga en los ríos, torrentes, arroyos y barrancos efímeros es un proceso transitorio en el que la infiltración en los cauces tiene gran relevancia (Shanafield y Cook, 2014; Dillon y Liggett, 1983). Cuando hay una avenida en un río efímero, se produce una infiltración rápida y se crea un frente de saturación móvil. Se puede calcular de modo similar a como se hace para deducir la ecuación de Green y Ampt (ver la Sección 2.7.3 del Capítulo 2), hasta que se alcanza el nivel freático. A partir de este momento el flujo se hace fundamentalmente horizontal y el frente de recarga se expande. El efecto de la recarga en el nivel freático es nulo hasta que el frente de saturación lo alcanza. Si se considera que detrás del frente de saturación el contenido de humedad es próximo al de saturación, al llegar a este punto se produce un aumento rápido de la recarga, que iguala al valor de la infiltración en el cauce en ese momento.

La metodología unidimensional de Green y Ampt no es aplicable en medios heterogéneos o estratificados de pequeña extensión lateral. Las capas menos permeables hacen que se produzca una componente horizontal de flujo y el frente de infiltración se ensanche. La presencia de capas poco permeables o niveles freáticos altos, además de disminuir la recarga pueden dar lugar a pérdidas posteriores por evaporación o salidas a drenes y cauces si se producen encharcamientos o ascensos del nivel freático. La infiltración cesa cuando el nivel freático alcanza la superficie.

Para el análisis de datos y observaciones debe distinguirse entre infiltración en el cauce, percolación y recarga al acuífero.

Según Wilson y Cook (en Lerner et al., 1990), en el río Santa Cruz, que es un río efímero en Arizona, el 33% del efecto de un evento de recarga se manifestó inmediatamente como ascenso del nivel piezométrico y el resto se hizo a lo largo de varios meses.
A largo plazo, las variaciones del almacenamiento en la zona no saturada pueden tener menor importancia. La recarga total del acuífero es un poco menor que las infiltraciones en el cauce, salvo que se produzca gran evaporación por encharcamiento. La determinación de las pérdidas del río y los errores relativamente grandes que suele tener su determinación es causa de que las evaluaciones tengan una notable incertidumbre.

Para la determinación de la recarga se han empleado diversos métodos. Se puede proceder a la determinación del aumento de volumen debido a uno o varios episodios de recarga, basándose en la subida de los niveles freáticos. El aumento de volumen saturado multiplicado por la porosidad eficaz (llenable) daría ese volumen, aunque la estimación de esa porosidad tiene imprecisiones (Besbes et al., 1984). La variación de nivel que se produce en cada piezómetro no debe contarse desde la situación inicial, sino extrapolando los valores piezométricos de períodos precedentes (Sección 6.2.2 del Capítulo 6), pero para

ello se debe disponer de datos, pero que en muchos casos y en grandes áreas no están disponibles.

Para el cálculo se puede utilizar la convolución de la recarga con la solución analítica del comportamiento de un acuífero unidimensional homogéneo e indefinido sometido a una recarga instantánea unitaria, en una franja de anchura w (Sección 2.10.2 del Capítulo 2). Sea h(x,t) la solución para una recarga unitaria instantánea de la altura piezométrica a la distancia x del punto medio de la franja. Si se considera el sistema como lineal, se puede aplicar el principio de superposición. La altura piezométrica resultante G(x,t) es:

$$G(x,t) = \int_0^t F(\tau)\, h(x, t-\tau) d\tau$$

siendo τ la variable de integración. Se requiere obtener $F(\tau)$ a partir de la función de impulso-respuesta h(x,t) para una difusividad dada. Para cada difusividad se obtiene una recarga $F(\tau)$ y una recarga total. Los resultados finales se han de analizar para cada caso específico, teniendo en cuenta las observaciones y datos existentes.

Besbes et al. (1984) estimaron la recarga a través de un modelo calibrado. Seleccionado una avenida grande después de un período seco, es posible ajustar por tanteos sucesivos el volumen de recarga necesario para reproducir las fluctuaciones piezométricas observadas en los pozos durante la avenida y después de ella. Se utiliza la convolución para estimar la recarga. El ascenso neto de niveles freáticos en un punto de observación i, $S_i(t)$, viene dado por la integral:

$$S_i(t) = \int_0^t r(\tau)\, \Phi_i(t-\tau) d\tau$$

$\Phi_i(t)$ = respuesta lineal en el piezómetro i
r(t) = recarga a través del cauce
$S_i(t)$ = ascenso neto de nivel Si(t) = $h_i(t) - d_i(t)$
= diferencia entre el nivel medio $h_i(t)$ y el que tendría $d_i(t)$ de no haberse producido la avenida.

Se supone que las alturas piezométricas en los puntos de medida no están influenciadas por otros factores, como bombeos, o que se corrige esa influencia. Los valores $d_i(t)$ se estiman mediante un modelo numérico o extrapolando una disminución exponencial a partir del hidrograma en los tiempos precedentes (Sección 6.2.2 del Capítulo 6).

El proceso requiere dos simplificaciones:

1.- que la transmisión de la recarga a través de la zona no saturada sea un proceso lineal. El tiempo de llegada de la recarga al acuífero tendría que ser constante. De hecho, esto no tiene porqué ser así, siendo dicho tiempo menor cuando aumenta el volumen del pulso de recarga. Según los autores, no parece una objeción importante, presumiblemente su influencia es pequeña y en cualquier caso podría corregirse

2.- que la distribución espacial de la recarga a lo largo del cauce sea la misma para cada avenida.

Para determinar la función impulso-respuesta $\Phi_i(t)$ se utiliza una combinación de dos métodos:

1) con el modelo numérico del acuífero se puede calibrar la recarga de una avenida grande y con ella reproducir las fluctuaciones observadas en los piezómetros; si se simula una recarga unitaria en el modelo con la misma distribución en el cauce y el mismo desfase en tiempo que las de la recarga usada en el período de calibración, se obtiene para cada pozo la función $\Phi_i(t)$ de impulso-respuesta

2) observación de una avenida.

Si se tiene una avenida grande con un ascenso importante de niveles y si se puede estimar la recarga debida a esta avenida, se puede tener la función de impulso-respuesta directamente:

$$\Phi_i(t) = \frac{h_i(t) - d_i(t)}{volumen\ de\ recarga}$$

Este método funciona hasta que la siguiente avenida modifica el comportamiento del sistema. Sólo es posible determinar los valores de $\Phi_i(t)$ hasta el momento en que la nueva recarga interfiere con los valores piezométricos medidos h_i. La recarga obtenida depende del valor observado de la porosidad eficaz (llenable). Si se sobreestima la porosidad eficaz, se sobreestima la recarga.

El estado de humedad inicial, especialmente entre episodios relativamente próximos de recarga, influye en la recarga que llega al acuífero y en el tiempo de llegada tras la infiltración. La recarga y el ascenso del nivel freático dependen del estado de humedad previo de la zona no saturada, de la curva tensión-humedad y de la histéresis (Parissopoluos y Wheather, 1982). Cuando el nivel freático está próximo a la superficie del terreno, la franja por encima tiene ya parte de su porosidad llena con agua de ascenso capilar, de modo que, si se le atribuye la porosidad eficaz, el cálculo de la recarga en el cauce puede dar resultados incorrectos (Sección 6.2.1 del Capítulo 6). Lo mismo sucede si se intenta determinar la infiltración a partir de los ascensos de niveles utilizando el método de convolución.

En el acuífero de Tucson, Arizona, Flug (1980) utilizó un modelo para estimar la recarga que se basa en la relación entre escorrentía y recarga para una corriente efímera. La recarga se determina mediante un modelo lineal que utiliza como variable la duración de la escorrentía y que engloba todos los factores desconocidos en dos parámetros **a** y **b**. El parámetro a es un factor de proporcionalidad, que transforma la duración en un volumen de recarga para el cauce concreto. El parámetro **b** es un umbral para la duración de la escorrentía, por debajo del cual no se produce infiltración, al ser improbable que los flujos de duración muy corta produzcan recarga. Los parámetros **a** y **b** dependen de las características físicas e hidrogeológicas del cauce. Se supone que son independientes de la estación. Se obtienen por calibración.

El volumen V_j de recarga producido por la avenida j-ésima viene dado por:

$$V_j = \begin{cases} a(y_j - b); & y_j \geq b \\ 0; & y_j \geq b \end{cases}$$

donde y_j es la duración de la avenida.

Se determina la distribución de la duración de las avenidas. Para cada uno de los períodos en los que se disponía de datos suficientes, se determinó la recarga por medio de la ecuación de balance de masas:

$$(V_F - V_I)S = R + Q + \Delta E$$

V_F = volumen saturado de acuífero al final del periodo
V_I = volumen saturado de acuífero al inicio del periodo
S = porosidad efectiva
R = recarga en el periodo
Q = volumen bombeado
ΔE = volumen neto de entradas

El volumen neto de entradas se estima aplicando la ley de Darcy de forma discreta, adoptando las transmisividades ajustadas mediante un modelo numérico del acuífero.

Con estos datos se obtuvieron los parámetros **a** y **b** y con ellos se simuló la duración de avenidas, a partir de las cuales se determinó la recarga para cada suceso. La recarga anual obtenida se ajusta a una distribución estadística gamma.

Para estudiar y simular la recarga que se produce en una crecida ocasional hay que caracterizar bien los materiales que se van a ver afectados y tener en cuenta las conductividades hidráulicas del medio no saturado en el que temporalmente se va a almacenar el agua infiltrada (Parisopoulos y Wheater, 1992). Hay diferencias notables entre sedimentos finos y sedimentos groseros (Figura 7.8.1). Algunos resultados simulados se representan en las Figuras 7.8.2 y 7.8.3. Lo expuesto se puede aplicar al karst (Dvory et al., 2018).

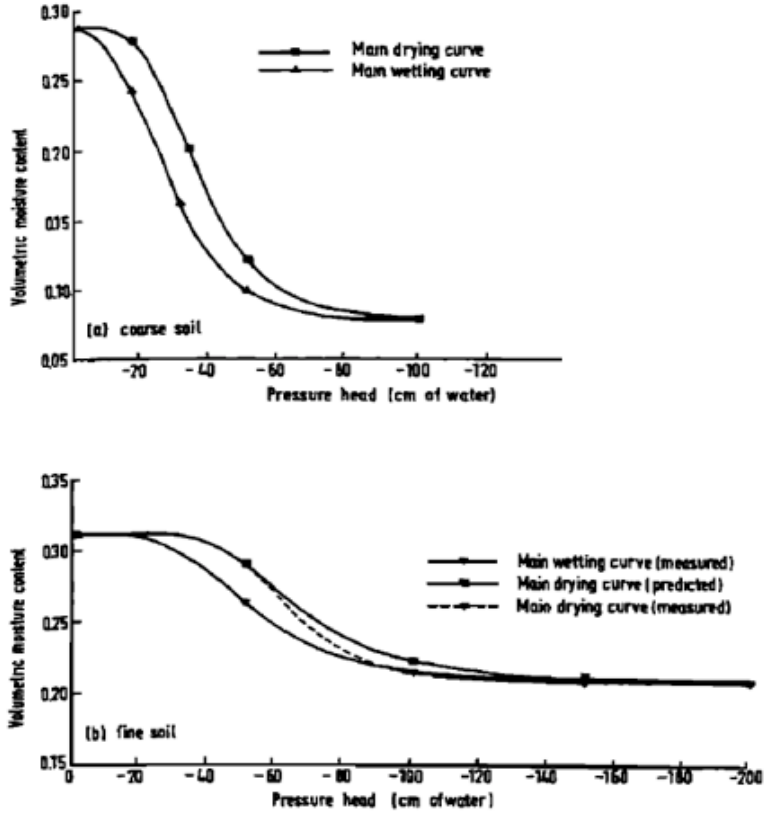


Figura 7.8.1 Curvas características de suelos con histéresis para a) suelo grosero y b) para suelo fino (Parissopoulos y Wheather, 1992)

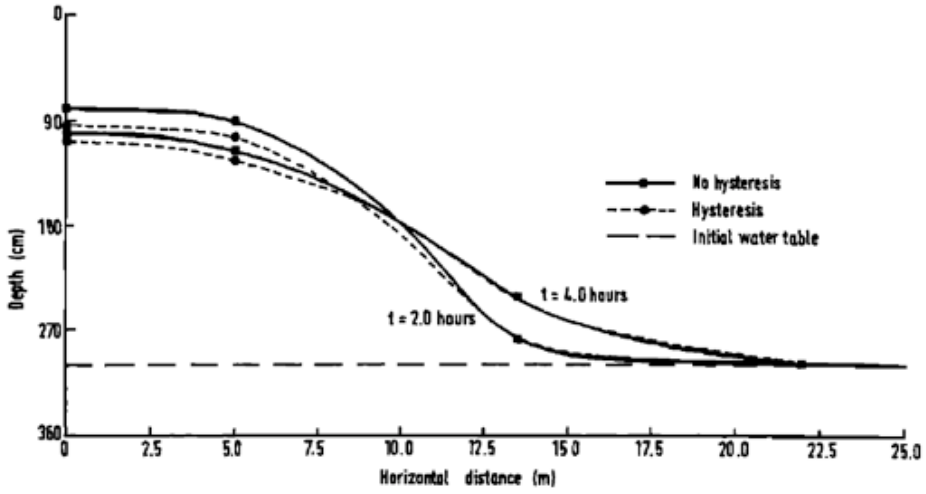


Figura 7.8.2 Extensión lateral de la recarga producida por el agua infiltrada en un cauce seco durante una crecida ocasional a partir del eje del cauce, según se considere la existencia o no de histéresis (Parissopoulos y Wheather, 1992)

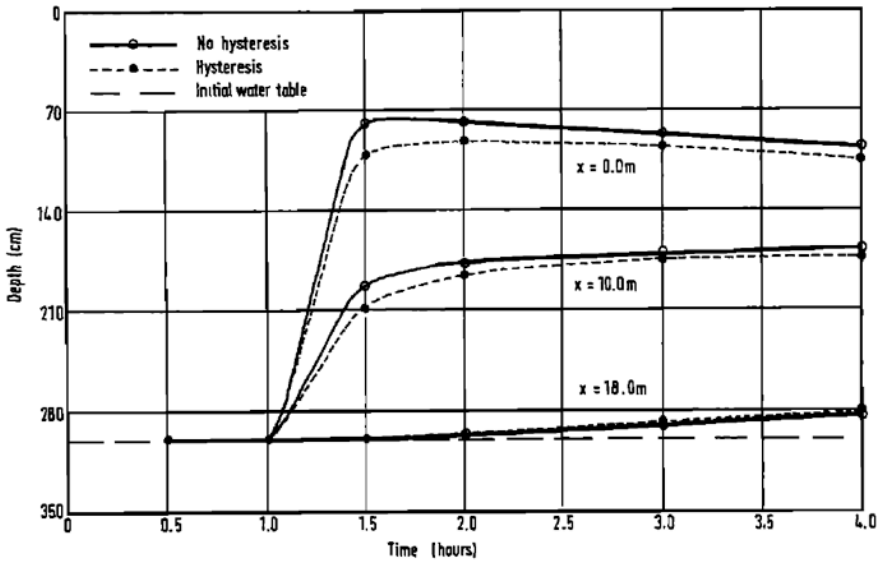


Figura 7.8.3 Evolución de los niveles freáticos tras la recarga producida por el agua infiltrada en un cauce seco durante una crecida ocasional a partir del eje del cauce, según se considere la existencia o no de histéresis. Los datos son los de un caso en Arabia Saudí (Parissopoulos y Wheather, 1992)

La recarga está muy condicionada por la existencia de intercalaciones de baja permeabilidad, como muestran las Figuras 7.8.4 y 7.8.5. El efecto es tanto mayor cuanto menos permeable y más potente y más somera sea la intercalación.

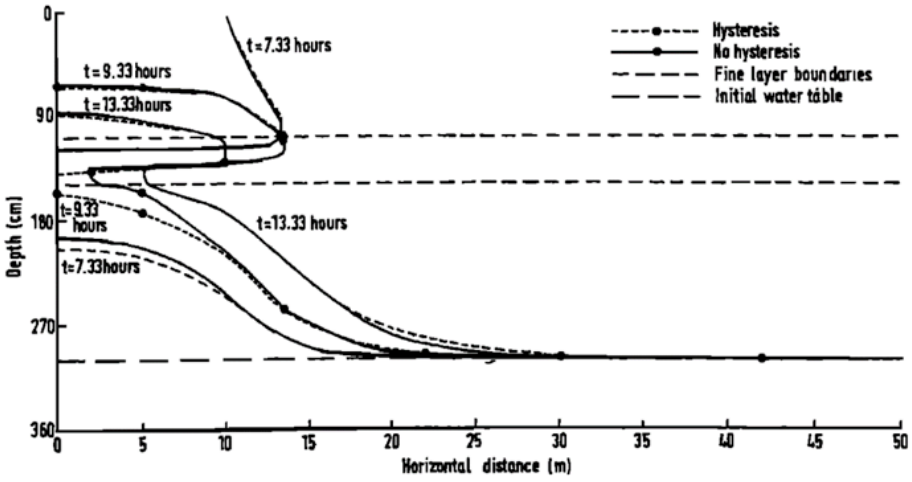


Figura 7.8.4 Efecto de intercalación fina en el proceso de tránsito vertical de la recarga con formación de un nivel saturado temporal sobre la intercalación (Parissopoulos y Wheather, 1992)

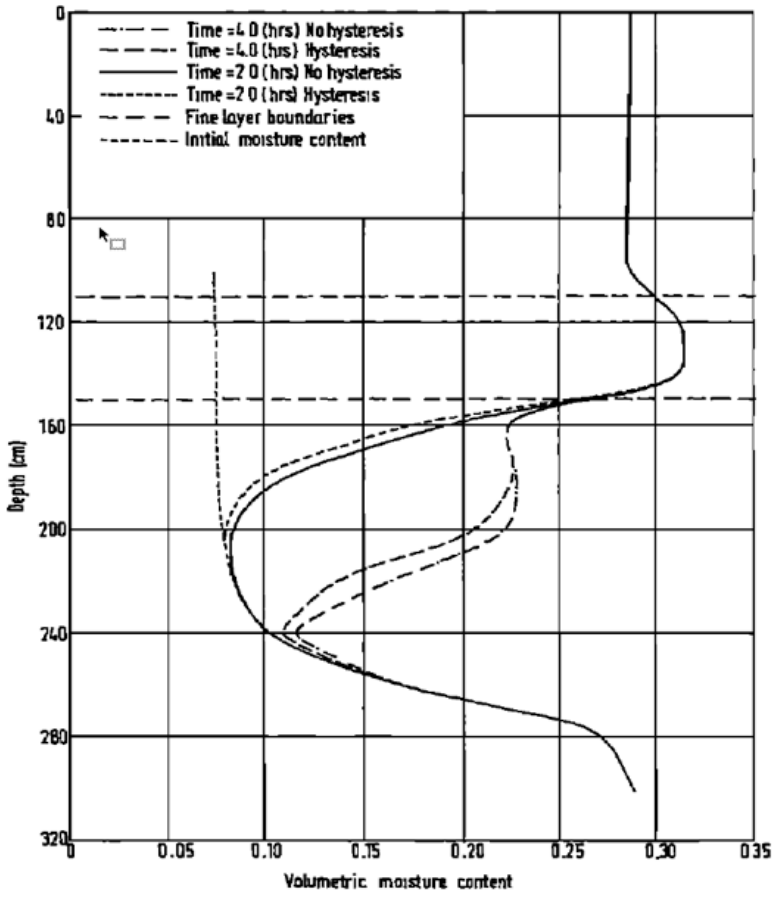


Figura 7.8.5 Efecto de una intercalación fina en el perfil de humedad del terreno en un determinado lugar, con formación de un nivel saturado temporal sobre la intercalación (Parissopoulos y Wheater, 1992)

Las tasas de recarga en ambiente árido en el entorno de uno de los ríos efímeros estudiados en Australia central, con una gran llanura de inundación, son mayores que la recarga difusa en áreas de menor relieve topográfico. El contenido isotópico del agua subterránea es más ligero que el de la lluvia local, lo que muestra que la recarga se produce sólo después de intensos episodios de lluvia, de ⩾ 150–200 mm/mes. Según los datos de trazado natural con Cl y ^{14}C, la recarga es de ~1,9 mm/a en comparación con ~ 0,2 mm/a para el resto de la cuenca (Harrington et al., 2002).

En el caso de un río intermitente y efímero en Queensland (Australia), en ambiente árido, se han aplicado varios métodos de evaluación de la recarga a un acuífero aluvial en el que se conocen las descargas (King et al., 2017). A partir del balance de agua en el suelo se obtiene una recarga entre 76 y 182 mm/a, mientras que con el balance de la aportación atmosférica de cloruro se queda en 1 a 43 mm/a (no es aplicable allí donde hay inundación del terreno e infiltración en el cauce) y con el contenido en tritio resulta 4-553 mm/a cuando se puede estimar bien la recarga difusa y la infiltración en cauce. El método de la fluctuación de niveles freáticos da entre 0 y 721 mm/a, pero su aplicabilidad es dudosa cuando se produce almacenamiento en riberas. A similares resultados conceptuales llegan los estudios realizados en las áreas desérticas de Atacama y Pampa del Tamarugal, en el norte de Chile (Houston, 2002; 2009). El carácter dominante de la recarga en el cauce

afecta a los posibles programas de aumento artificial de la recarga (Sarma y Xu, 2017). Los cambios que produce la actividad antrópica en los cauces y territorio colindante a las áreas por la que se produce la escorrentía intermitente, pueden modificar notablemente los resultados (Jadoon et al., 2016) y son una parte importante del cambio global.

La medida directa de la recarga por cursos de agua intermitentes es difícil, no sólo por la notable dificultad en prevenir con suficiente antelación el evento, sino por los riesgos personales de la presencia en el terreno. La inaccesibilidad de los puntos de medida durante el evento y la destrucción de sistemas de medida es un serio obstáculo al estudio, salvo con una especial protección y almacenamiento de datos o transmisión en línea a distancia. Eso encarece notablemente el trabajo y aún más el seguimiento sistemático. La utilización de métodos geofísicos puede ser una gran ayuda (Dahan et al., 2007).

Las pérdidas por transmisión del caudal por los cauces pueden ser una forma importante de recarga. Depende mucho del tipo de material y ancho efectivo del cauce, de la naturaleza de los bordes de la zona inundada, incluyendo las posibles barrancas, y del tiempo durante el que hay agua presente. Tras el estudio de diversos eventos de caudal en Arabia Saudita, Jorman y Abdulrazzak (1993) encontraron relaciones lineales del tipo $X = A + B \cdot Y$ entre las pérdidas de transmisión y el producto de la altura del agua de crecida por su duración y el producto del caudal máximo por la duración de la crecida. La recarga se relaciona linealmente con el volumen de la avenida. La relación mejora si se considera un tercer y un cuarto término $X = A + B \cdot Y - C \cdot Z + D \cdot W$, en la que Z es un índice de sequedad antecedente ($Z = 1 - 0.9^t$ en que t = días previos sin evento de caudal) y W la profundidad del nivel freático. La recarga acumulada depende de las características del hidrograma (extensión, duración e intensidad de la tormenta), volumen y duración de la escorrentía, características del perfil del suelo y profundidad del nivel freático.

Los trabajos realizados en pequeñas cuencas áridas del Yucca Mountain (Arizona) y en el desierto del Neguev (Israel) muestran pérdidas de transmisión del orden de 7000 m^3/km (Gheith y Sultan, 2002), la mayor parte en los primeros tramos. Algo similar sucede en el desierto egipcio oriental. Las pérdidas en el primer km se pueden expresar como $v = CV^a$, en la que v es la pérdida y V el volumen de agua que viene de aguas arriba, siendo C y a parámetros a ajustar.

7.9 Recarga en áreas urbanas

La población urbana ocupa grandes extensiones de terreno. Para su abastecimiento de agua se traen recursos de agua desde un área alrededor cada vez mayor o se transvasa desde otras áreas, procede de la desalinización de agua del mar, en especial cuando la ubicación es muy próxima a la costa, o se trata de agua regenerada. Además, en la periferia de las áreas urbanas suelen concentrarse áreas de cultivo intensivo y huertas. Por un lado, una parte del territorio está con el suelo compactado, impermeabilizado o cubierto, lo que reduce la recarga difusa por la lluvia que cae encima, pero por otro lado hay fugas importantes de agua de las redes de abastecimiento y saneamiento (en especial si entran en carga en tormentas), parte del saneamiento puede ser por vertido al terreno y se introducen áreas ajardinadas y huertas regadas que producen recarga. El balance

final es normalmente a favor de un aumento de la recarga respecto a la que había en estado natural. Eso lleva a un ascenso de los niveles freáticos que, si no están drenados, puede producir problemas de encharcamiento, además de inundación de excavaciones y espacios subterráneos. Los espacios y dispositivos subterráneos que se habían construido en épocas en que el medio estaba no saturado por descenso de los niveles freáticos debido a una explotación intensa de las aguas subterráneas locales, corren el riesgo de ser inundados cuando posteriormente cesan las extracciones de agua subterránea, por contaminación o por ocupación territorial al aumentar la densidad de edificación.

No hay métodos de cálculo para la recarga en situaciones urbanas. Las estimaciones se basan en comparación con casos bien estudiados que tengan cierta similitud en cuanto a densidad de construcción y humana, grado de asfaltado, fracción de ajardinamiento, espacios libres y áreas verdes, modo de vida, carácter del saneamiento, dotación de agua, etc. En general, el número de casos razonablemente similares suele ser pequeño, si es que los hay. Este es un campo en que falta acumular experiencia, aunque se han realizado ya diversas reuniones y publicaciones al respecto, tales como Foster et al. (1999; 1994); Lerner (1990), Kruse et al. (2013), Vázquez-Suñé et al. (2006), Sharp (2010), Wakode et al. (2018). Los estudios hidroquímicos e isotópicos ambientales pueden tener gran relevancia para identificar diferencias relacionadas con la fuente de agua, el factor de concentración, la identificación de muestras y la existencia de substancias características recalcitrantes y de interés emergente, directas o derivadas, a concentraciones de µg/L, medibles con las técnicas actuales analíticas, y que son debidas a la población humana concentrada. Tales son determinados fármacos, cosméticos, drogas de prescripción o de abuso, compuestos de lavado y de limpieza doméstica o de tratamiento de las superficies vegetadas o desnudas (Vázquez-Suñé et al., 2006).

La Figura 7.9.1 es un resumen de la experiencia, que se utiliza con frecuencia como referencia. En los trabajos realizados por Kruse et al. (2013) en la ciudad de La Plata mediante el estudio de la fluctuación del nivel freático, en un área llana con explotación de carácter extensivo, se calcula una recarga de 53 mm/mes en la estación seca y de 97 mm/mes en la estación húmeda, para una pluviometría media en el entorno de 1000 mm/a. En el caso de Ciudad de México, la urbanización parece afectar poco a la recarga de la cuenca, ya que gran parte de la misma se produce en las zonas cordilleranas periféricas (Carrera-Hernández y Gaskin, 2008), desde donde se transfieren al llano, como en los sistemas de frente montañoso. Se determina una reducción de recarga en el llano, pero no es un resultado de balances calibrados.

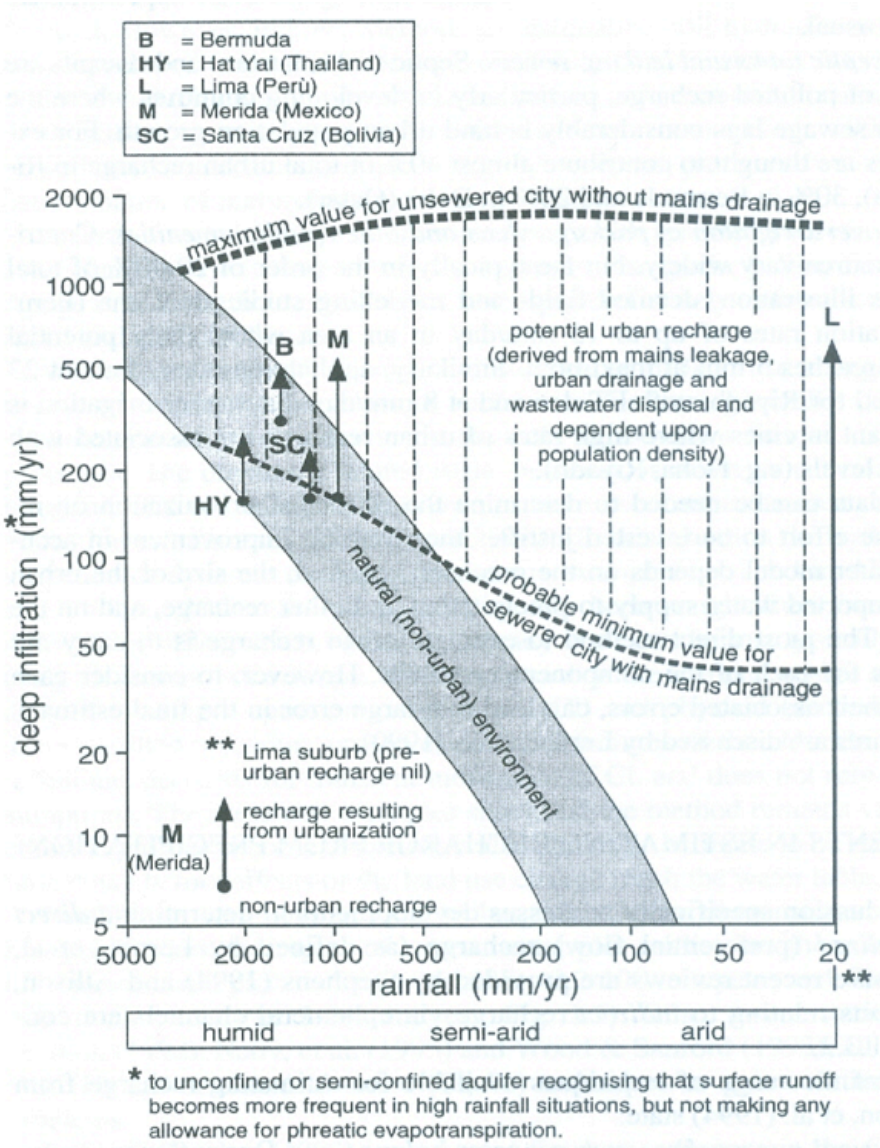


Figura 7.9.1 Relación empírica entre precipitación y recarga en diversas áreas urbanas en distintas condiciones, según datos de Banco Mundial y de las publicaciones entonces disponibles (Foster et al., 1998; 1999)

En el Anexo A7.2 se expone un modo de cálculo y su aplicación a la ciudad de Barcelona.

7.10 Recarga asociada al regadío

La existencia de extensas áreas bajo regadío en España puede modificar mucho la recarga natural por la generación de excedentes de riego que se infiltran bajo los campos cultivados. Muchos de estos riegos son con aguas superficiales o aguas subterráneas alóctonas, traídas desde otros lugares, de modo que la recarga local se ve incrementada, a veces con tasas mayores a las naturales. Así, los recursos de agua de numerosos acuíferos dependen de esos regadíos, además de la salinidad y calidad del agua del acuífero. Las modificaciones de la actividad agrícola y de los métodos de regadío pueden

afectar grandemente. Es una situación común con otros lugares del mundo, pero singular en la Unión Europea por su importancia relativa. Se considera normativamente en la planificación hidrológica española, como se expone en el Capítulo 9.

La consideración de los retornos de riego en los modelos de recarga es relativamente sencilla, pero adiciona algunos parámetros cuyo valor ha sido en general poco experimentado. Aunque es un tema considerado y estudiado por los agrónomos e ingenieros de regadío, en general se ha hecho bajo el punto de vista de la productividad agrícola y no desde el punto de vista de la recarga. Son de interés los trabajos realizados en el Campo de Cartagena mediante modelación del flujo en el medio no saturado y trazado artificial. Estos retornos de riego pueden modificar la hidrodinámica y características ecológicas de humedales o crear áreas lagunares en áreas mal drenadas o endorreicas, como es el caso de la Balsa del Sapo, en Las Norias, Campo de Dalías, Almería (SASMIE, 2017).

Se ha considerado las consecuencias del regadío en la cantidad y salinidad de la recarga en detalle en tres áreas distintas (Foster et al., 2018), una de ellas el Campo de Dalías, en Almería. La Figura 7.10.1 es un esquema que muestra los distintos procesos de salinización, que incluyen la recarga a partir de excedentes de riego. La Figura 7.10.2 representa el factor de concentración de la salinidad del acuífero respecto a la aplicada, en función de la precipitación P y del porcentaje de territorio regado, la eficiencia de riego y la lluvia eficaz.

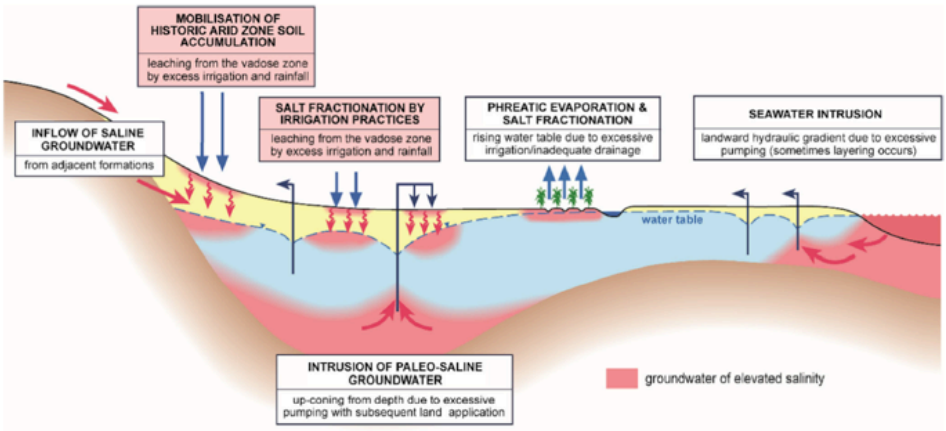


Figura 7.10.1 Esquema que muestra los distintos procesos de salinización, que incluyen la recarga a partir de excedentes de riego (Foster et al., 2018)

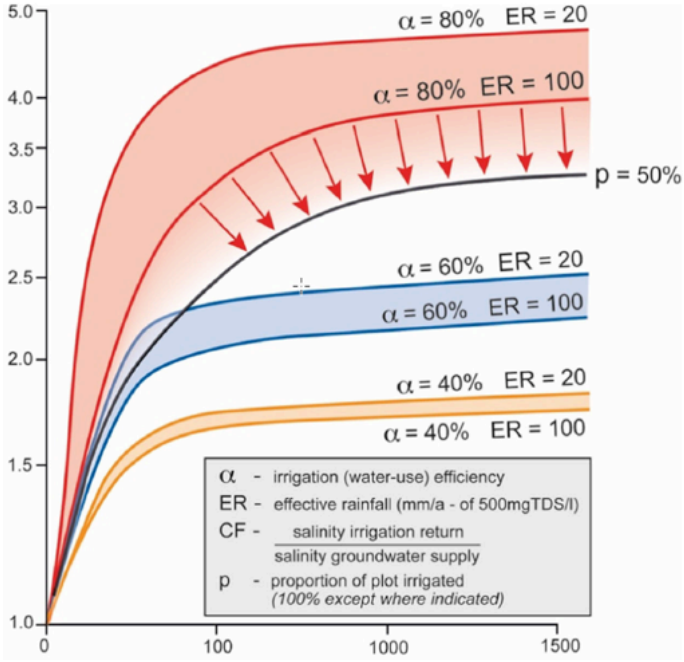


Figura 7.10.2 Representación del factor de concentración, en ordenadas, en función de la precipitación P, en abscisas, y del porcentaje de territorio regado p, la eficiencia de riego α y la lluvia eficaz ER con la que se riega. Se supone que el agua de riego tiene 500 mg/L de sólidos disueltos totales. El factor de concentración es la salinidad a la que tiende el acuífero respecto a la del agua de riego aplicada. La eficiencia de riego es la fracción del agua aplicada que no se recarga, suponiendo que no hay drenes agrícolas (Foster et al., 2018)

Los retornos de riego tuvieron y aún conservan un importante papel en la recarga de los acuíferos del SE de Gran Canaria y han sido objeto de estudios de detalle en el área de Telde. En el acuífero de La Aldea, en el O de Gran Canaria, la recarga por retornos de riego con aguas alóctonas supera a la recarga natural.

Se ha estudiado en campo la infiltración de los retornos de riego mediante determinación del flujo en el medio no saturado, midiendo la humedad y succión o mediante diversos trazadores (Jiménez et al., 2008; Vassena et al., 2012) o mediante diversos trazadores artificiales, como el tritio (Jiménez et al.,2009; 2012a), o químicos ambientales como el F, Cl y la CE (Li et al, 2013).

7 Agradecimientos

Se agradecen los detallados comentarios, aportaciones, sugerencias y correcciones de E. Vázquez Suñé (IDAEA-CSIC, Barcelona, y Grupo de Hidrología Subterránea) y de J. Jódar como revisor general.

A pesar del esfuerzo de revisión y aportaciones, pueden quedar algunos errores, malinterpretaciones e inexactitudes, de los que el autor es el único responsable, junto con las opiniones y consideraciones de carácter personal.

7 Referencias

Abdulaziz, A.M., Hurtado, J.M., Faid, A. 2012. Hydrogeological characteristics of Gold Valley: an investigation of recharge in an intermountain basin in the Death Valley region, California, USA. Hydrogeology Journal, 26: 701-718.

Abdulrrazak, M.J., Morel-Seytoux, H.J. 1983. Recharge from an ephemeral stream following wetting front arrival to water-table. Water Resources Research, 19(1): 194-200.

Acosta, O.; Custodio, E. 2008. Impactos ambientales de las extracciones de agua subterránea en el Salar del Huasco (norte de Chile). Boletín Geológico y Minero, 119(1): 33–50.

Acworth, R.I., Rau, G.C., Cuthbert, M.O., Jensen, E., Leggett, K. 2016. Long-term spatio-temporal precipitation variability in arid-zone, Australia and implications for groundwater recharge. Hydrogeology Journal, 24: 905–921.

Adar, E., Nativ, R. 2003. Isotopes as tracers in a contaminated fractured chalk aquitard, J. Contam. Hydrol., 65(1-2), 19–39.

Adar, E., Neuman, S.1988. Estimation of spatial recharge distribution using environmental isotopes and hydrochemical data. 2. application to Aravaipa Valley in Southern Arizona, USA, J. Hydrol., 97(3-4), 279–302.

Adar, E., Neuman, S.,Woolhiser, D. 1988. Estimation of spatial recharge distribution using environmental isotopes and hydrochemical data. 1. Mathematical-model and application to synthetic data, J. Hydrol., 97(3-4), 251–277.

Alcalá, F.J., Cantón, Y., Contreras, S., Were, A., Serrano-Ortiz, P., Puigdefábregas, J., Solé-Benet, A., Custodio, E., Domingo, F. 2011. Diffuse and concentrated recharge evaluation using physical and tracer techniques: results from a semiarid carbonate massif aquifer in southeastern Spain. Environmental Earth Sciences 63: 541–557.

Ajami, H., Meixner, T., Domínguez, F., Hogan, J., Maddock, T. III. 2012. Seasonalizing mountain system recharge in semi–arid basin: climate change impacts. Ground Water, 50(4): 585–597.

Aller, L., Bennet, T., Lehr, J.H., Petty, R.J. 1987. DRASTIC: A standardized system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. US Environ. Protection Agency EPA/600/2-85-018.

Allison, G.B. 1982. The relationship between ^{18}O and deuterium in water and sand columns undergoing evaporation. J. Hydrol., 55: 163–169.

Allison, G.B.; Barnes, J.B., Hughes, M.W., Leaney, F.W.J. 1983a. The distribution of deuterium and 18O in dry soils, 2. Experimental. J. Hydrol., 64: 377–397.

Allison, G.B.; Barnes, J.B., Hughes, M.W., Leaney, F.W.J. 1983b. The effect of climate and vegetation on oxygen–18 and deuterium profiles in soils. In: Isotope Hydrology 1983, IAEA Vienna: 105–123.

Allison, G.B., Hughes, M.W. 1983c. The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region. Journal of Hydrology, 60: 157–173.

Allison, G., Gee, G., Tyler, S. 1994. Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. Soil Sci. Soc. Am. J., 58: 6-14.

Allocca, V., Manna, F., De Vita, P. 2014. Estimating annual groundwater recharge coefficient for karst aquifers of the southern Apennines (Italy). Hydrol. Earth Syst. Sci., 18: 803–817.

Al-Qudah, O.M., Woocay, A., Walton, J.C. 2017. Exploration of groundwater flow paths and effective recharge in the Amargosa Desert, Nevada, using multivariate statistical analysis and elevation-dependent chloride mass-balance method. Environ. Earth Sci. 76: 110-

Amoruso, A., Crescentini, L., Petitta, M., Tallini, M. 2013. Parsimonious recharge/discharge modeling in carbonate fractured aquifers: The groundwater flow in the Gran Sasso aquifer (Central Italy). J. Hydrol., 476: 136–146.

Anderson, E.A. 2006. Snow accumulation and ablation model-SNOW-17. National Weather Service River Forecast System. US National Weather Service (NWS): 1-61.

Andreu, J.M., Alcalá, F.J., Vallejos, A., Pulido-Bosch, A. 2011. Recharge to mountainous carbonated aquifers in SE Spain: Different approaches and new challenges. J. Arid. Environ., 75: 1262-1270.

Andreo, B.; Vías, J.M.; López–Geta, J.A.; Carrasco, F.; Durán, J.J.; Jiménez, P. 2004. Propuesta metodológica para la estimación de la recarga en acuíferos carbonáticos. Bol. Geol. Minero, 115(2): 177–186.

Andreo, B., Linan, C., Carrasco, F., De Cisneros, C.J., Caballero, F., Mudry, J. 2004. Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (^{18}O and ^{2}H) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain). Applied Geochemistry, 19(4): 561-574.

Andreo, B.; Vías, J.M.; Mejías, M.; Ballesteros, B.J.; Martín, A.I. 2007. Estimación de la recarga mediante el método APLIS en el acuífero jurásico de El Maestrazgo (Castellón, NE España). III TIAC, Almería. I: 893–902.

Andreo, B., Vías, J., Durán, J.J., Jiménez, P., López-Geta, J.A., Carrasco, F. 2008. Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain. Hydrogeology Journal, 16: 911–925.

Andreo, B., Barberá, A., Mudarra, M., Marín. A.I., García-Orellana, J., Rodellas, V., Pérez, I. 2018. A multi-method approach for groundwater resource assessment in coastal carbonate (karst) aquifers: the case study of Sierra Almijara (southern Spain). Hydrogeol. J., 26: 41–56.

Aranyossy, J.F, Filly, A., Tandia, A.A., Ousmane, B., Louvat, D., Fontes, J.C. 1991. Estimation du flux d'évaporation sous couvert sableux en climat hyper aride (erg de Bilma, Niger). In: Isotope Techniques in Water Resources Development, IAEA, Vienna: 309–324.

Aranyossy J.F., Gaye C.B., 1982. La recherche du pic du tritium thermonucléaire en zone non-saturée profonde sous climat semi-aride pour la mesure de recharge des nappes: première application au Sahel. C.R.Acad. Sci. Paris, 315 (ser.II): 637-643.

Arikan, A. 1988. MODALP: a deterministic rainfall-runoff model for large karstic areas. Hydrological Sciences Journal, 33(4): 401-414.

Asante, J., Dotson, S., Hart, E., Kreamer, D.K. 2018. Water circulation in karst systems: comparing physicochemical and environmental isotopic data interpretation Environmental Earth Sciences, 77: 421-.

Bakalowicz, M. 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Doctorale. Sci. Nat. Université Pierre et Marie Curie

Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Giralt, S., García-Sansegundo, J., Meléndez-Asensio, M. 2015. A multi-method approach for speleogenetic research on alpine karst caves. Torca La Texa shaft, Picos de Europa (Spain). Geomorphology 247: 35–54.

Barberá, J.A., Jódar J., Custodio, E., González-Ramón, A., Jiménez-Gavilán, P., Vadillo I., Pedrera, A., Martos-Rosillo, S. 2018. Groundwater dynamics in a hydrologically-modified alpine watershed from an ancient managed recharge system (Sierra Nevada National Park, Southern Spain): Insights from hydrogeochemical and isotopic information. Sci. Total Environ., 640: 874-893.

Barlow, P.M., Moench, A.F. 1998. Analytical solutions and computer programs for hydraulic interaction of stream-aquifer systems. US Geological Survey Open-File Report 98-415A: 1-85.

Barlow P.M., DeSimone L.A., Moench A.F. 2000. Aquifer response to stream-stage and recharge variations. II. Convolution method and applications. Journal of Hydrology, 230(3): 211-229.

Barnes, C.J.; Allison, G.B. 1983. The distribution of deuterium and oxygen–18 in dry soils: 1. Theory. J. Hydrol., 60: 141–156.

Barnes, C.J., Allison, G.B. 1984. The distribution of deuterium and oxygen–18 in dry soils: 3. Theory for non–isothermal water movement. J. Hydrol., 74: 119–135.

Barnes, C.J.; Allison, G.B. 1988. Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. J. Hydrol., 100(1–3): 143–176.

Barnes, C.J., Walker, G.B. 1989. The distribution of deuterium and oxygen–18 during unsteady evaporation. J. Hydrol., 112: 55–67.

Barret, M.H., Hiscock, K.M., Pedley, S., Lerner, D.N., Tellam, J.H., French, M.J., 1999. Review paper. Marker species for identifying urban groundwater recharge sources: a review and case study in Nottingham, UK. Wat.Res., 33(14): 3083-3097.

Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Hellstrom, J., Belmonte, A. 2012. Cambios climáticos cortos en el Pirineo central durante el final del Pleistoceno superior y Holoceno a partir del registro estalagmítico de la cueva de Seso (Huesca). Geogaceta, 51: 59–62.

Besbes M, de Marsily G. 1978. Identification of recharge process - comprehensive approach. Transactions American Geophysical Union 59(4): 274-275.

Besbes, M., De Marsily, G. 1984. From infiltration to recharge: use of a parametric transfer function. Journal of Hydrology, 74: 271–298.

Bickle, M., Chadwick, A., Huppert, H. E., Hallworth, M., Lyle, S. 2007. Modelling carbon dioxide accumulation at Sleipner: Implications for underground carbon storage, Earth Planet., Sc., Lett., 255(1-2), 164–176.

Birk, S., Liedl, R., Sauter, M. 2006. Karst spring responses examined by process-based modeling. Ground Water, 44: 832-836.

Blackwood, D., Ellis, J., Revitt, D., Gilmour, D.2005. Factors influencing exfiltration processes in sewers, Water Sci. Technol., 51(2), 147–154.

Bonacci, O. 2001. Monthly and annual effective infiltration coefficient in Dinaric karst: example of the Gradole karst spring catchment. Hydrol. Sci. J., 46(2): 287–300.

Boulet, G., Braud, J., Vauclin, M. 1977. Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application of the EFEDA I experiment. Journal of Hydrology, 193: 114-141.

Boulton, A.J., Finlay, S., Marmonier, P., Stanley, E.H., Valett, H.M. 1998. The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. Annu. Rev. Ecol. Syst., 29: 59-81.

Bradford, R.B., Ragab, R., Crooks, S.M., Bouraoui, F., Peters, E. 2002. Simplicity versus complexity in modelling groundwater recharge in Chalk catchments. Hydrology and Earth System Sciences, 6(5): 927–937.

Braojos Ruiz, J.J. 2010. Una metodología para la evaluación de la lluvia horizontal (aplicación en la isla de Tenerife). En: El conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias Cuatro Décadas Después del Proyecto SPA-15. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 43-51.

Braojos Ruíz, J.J. 2015. La nube, el pino y la "otra" lluvia: una metodología para evaluar el potencial de captación de agua de niebla y su aprovechamiento: natural o artificial. Consejo Insular de Aguas de Tenerife: 1-339. ISBN: 978-84-15012-11-5.

Brisson, N., Itier, B., L'Hotel, J.C., Lorendeau, Y. 1998. Parametrization of the Shuttelworth-Wallace model to estimate daily maximum transpiration for use in crop models. Ecol. Modelling, 107: 159-169.

Butterworth, J.A., Macdonald, D.M.J., Bromley, J., Simmonds, L.P., Lovell, C.J. Mugabe, F. 1999a. Hydrogeological processes and water resources management in a dryland environment, III: groundwater recharge and recession in a shallow weathered aquifer. Hydrology & Earth System Science, 3(3): 345-352.

Butterworth, J.A., Schulee, R.E., Simmonds, L.P., Moriarty, P., Mugabe, F. 1999b. Hydrogeological processes and water resources management in a dryland environment, IIV: long-term groundwater level fluctuations due to variation in rainfall. Hydrology & Earth System Science, 3(3): 353-361.

Cabrera Arrabal, J.A.., Martos Rosillo, S., Marín Lechado, C.M., Jódar, J. 2015. Incorporación de la dinámica nival al modelo hidrológico de Témez para la evaluación de recursos hídricos en cuencas de alta montaña. Aplicación a la cuenca del río Bérchules (Sierra Nevada, Granada). SIAGA 2015, El Agua, Clave Medioambiental Y Socioeconómica (pp. 1-12).

Cárdenas, M.B., Wilson, J.L., Zlotnik, V.A. 2004. Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange. Water Resources Research 40(8): Art. No. W08307.

Cardoso da Silva, G. 1997. Comportamiento de los manantiales del karst nororiental de la Serra de Tramuntana, Mallorca. Tesis doctoral, ETSICCP–UPC. Barcelona.

Carrera, J., Neuman, S.P. 1986. Estimation of aquifer parameters under steady-state and transient conditions: III. Applications. Water Resources Research, 22(2): 228-242.

Carrera, J., Vázquez-Suñé, E.; Castillo, O., Sánchez-Vila, X. 2004. A methodology to compute mixing ratios with uncertain end-members, Water Resour. Res. 40(12); doi:10.1029/2003WR002263.

Carrera-Hernández, J.J., Gaskin, S.J. 2008. Spatio-temporal analysis of potential aquifer recharge: Application to the Basin of Mexico. J. Hydrol., 353: 228– 246.

Carrière, S.D., Chalikakis, K., Danquiguy, C., Clément, E., Emblanch, C. 2015. Feasibility and limits of electrical resistivity tomography to monitor water infiltration through karst medium during a rainy event. In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 45–55.

Castañeda, C., García-Vera, M.A. 2008. Water balance in the playa-lakes of an arid environment, Monegros, NE Spain. Hydrogeol. J.; 16: 87–102.

Chavez, A., Davis, S.N., Sorooshian, S. 1994a. Estimation of mountain front recharge to regional aquifers: 1. Development of an analytical hydroclimatic model. Water Resources Research, 30(7): 2157-2167.

Chavez, A., Sorooshian, S. Davis, S.N. 1994b. Estimation of mountain front recharge to regional aquifers: 2. A maximum likelihood approach incorporating prior information. Water Resources Research, 30(7): 2169-2181.

Chilton, J. (ed.), 1999. Groundwater in the urban environment. Selected City Profiles. Balkema: 1-341.

Chilton, J. (ed.), 1997. Groundwater in the urban environment. Problems, processes and management, XXVII Congress of the International Association of Hydrogeologists (IAH), Balkema:1- 682.

Christophersen, N., Hooper, R. 1992. Multivariate-analysis of stream water chemical-data – The use of principal components-analysis for the end-member mixing problem, Water Resour. Res., 28(1), 99–107.

Christophersen, N., Neal, C., Hooper, R., Vogt, R., Andersen, S. 1990. Modeling stream water chemistry as a mixture of soil water end-members – A step towards 2nd-generation acidification models, J. Hydrol., 116(1-4): 307–320.

Constantz, J., Thomas, C.L. 1996. The use of streambed temperature profiles to estimate the depth, duration, and rate of percolation beneath arroyos. Water Resour. Res., 32(12): 3597–3602.

Constantz, J., Tyler, S.W., Kwicklis, E. 2005. Temperature profile methods for estimating percolation rates in arid environments. Vadose Zone J., 2: 12–24.

Contreras, S., Boer, M., Alcalá, F.J., Domingo, F., García, M., Pulido-Bosch, A., Puigdefábregas, J. 2008. An ecohydrological modelling approach for assessing long-term recharge rates in semiarid karstic landscapes. Journal of Hydrology, 351: 42–57.

Cook, P., Walker, G., Jolly, I. 1989. Spatial variability of groundwater recharge in a semiarid region. J. Hydrol., 111: 195-212.

Cooper, H.H., Rorabaugh, M.J. 1963. Groundwater movements and bank storage due to flood stages in surface streams. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 1536-J: 343-366.

Cox M.H., Su G.W., Constantz J. 2007. Heat, chloride and specific conductance as ground water tracers near streams, GroundWater, 45(2), 187-195.

Cruz, J.A., Martín–Chivelet, J. Marín–Roldán, A., Turrero, M.J., Edwards, R.L., Ortega, A.I., Cáceres, J.O. 2015. Trace elements in speleothems as indicators of past climate and karst hydrochemistry: A case study from Kaite Cave (N Spain). In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 569–577.

Cruz Sanjulián, J., Morales, T. 1987. Caracterización del sistema kárstico de Olalde a partir del análisis del hidrograma del manantial. Estudios Geológicos, 43: 71-77.

Cuchí, J.A., Chinarro, D., Villarroel, J.L. 2009. Linear system techniques applied to the Fuenmayor Karst Spring, Huesca (Spain). Journal of Hydrology, 373(3-4): 302-315.

Custodio, E. 1986. Recarga artificial de acuíferos: avances y realizaciones. Boletín del Servicio Geológico–M.O.P.U. 45, España: 1-176.

Custodio, E. 1992a. Coastal aquifer salinization as a consequence of aridity: the case of Amurga phonolitic massif, Gran Canaria Island. Study and Modelling of Saltwater Intrusion. CIMNE–UPC, Barcelona: 81–98.

Custodio, E. 1992b. Efecto de la aridificación de la recarga en las características hidrogeoquímicas de un acuífero en forma de sector circular. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XVI: 355–369.

Custodio, E. 1997. Salinidad de la recarga: problemática, evaluación y efectos diferidos. La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. Asociación Internacional de Hidrogeólogos. Grupo Español – Instituto Tecnológico Geominero de España: 181–208.

Custodio E., 1997. Groundwater quantity and quality changes related to land and water management around urban areas: blessings and misfortunes. Groundwater in the Urban Environment: Problems, Processes and Management. Balkema: 11- 22.

Custodio, E. 1997. Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. En: Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. IGME, Madrid: 19 - 40.

Custodio E., 2004. Hidrogeología urbana: una nueva rama de la ciencia hidrogeológica. Boletín Geológico y Minero, 115, Núm. especial: 283-288.

Custodio, E. 2018. Salinity problems in Mediterranean and island coastal aquifers in Spain. 25th Salt Water Intrusion Meeting, Gdańsk, Poland: 40-45

Custodio, E., Llamas M.R. 1976/1983. Hidrología subterránea. Ed. Omega: 1- 2359.

Custodio, E.; Bayó, A. 1983. Nuevas contribuciones al reconocimiento geohidrológico del acuífero de Carme–Capellades–San Quintí (Barcelona). Actas V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Instituto Geográfico y Catastral. Madrid. 4(III): 1795–1816.

Custodio, E., Galofré, A. 1987. Fast release of salinity after a flood in the Llobregat Valley (Catalonia). Vulnerability of Soil and Groundwater to Pollutants. W. van Dujnverbooden y H.G. Waegeningh (eds.). Elsevier: 563–573.

Custodio, E., Jódar, J. 2016. Simple solutions for steady–state diffuse recharge evaluation in sloping homogeneous unconfined aquifers by means of atmospheric tracers. Journal of Hydrology, 540: 287-305.

Dahan O., McGraw D., Adar E., Pohll G., Bohm B., Thomas J., 2004: Multi-variable mixing cell model as a calibration and validation tool for hydrogeologic groundwater modeling, J. Hydrol., 293(1–4): 115–136.

Dahan, O., Shani, Y., Enzel, Y., Yechieli, Y., Yakirevich, A. 2007. Direct measurement of floodwater infiltration into shallow alluvial aquifers. J. Hydrol., 344: 157-170.

de Briun, H.A.R. 1988. Evaporation in arid and semi-arid regions. In: I. Simmers (ed.), Estimation of natural groundwater recharge. Reidel: 73-88.

De Vries J., Simmers I., 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. Hydrogeology Journal, 10(1): 5-17.

Dillon, P.J., Liggett, J.A. 1983. An ephemeral stream-aquifer model. Water Resources Research, 19: 621-626.

Doummar, J., Sauter, M., Geyer, T. 2012. Simulation of flow processes in a large-scale karst system with an integrated catchment model (Mike She)—Identification of relevant parameters influencing spring discharge. J. Hydrol., 426–427: 112–123.

Dowman, C.E., Ferré, T.P.A., Hoffman, J.P., Rucker, D.F., Callegary, J.B. 2003. Quantifying ephemeral streambed infiltration from downhole temperature measurements collected and after streamflow. Vadose Zone J., 2: 595–601.

Dreybroth, W. 1988. Processes in karst systems, Springer, Heidelberg, 1–288.

Drogue, G, Gdalia, L., Razack, M., Guilbot, A. 1982. Application of rainfall-runoff mathematical model to compute karstic aquifers outflows. Research of the model parameters and functions significance. In: Applied Modeling in Catchment Hydrology. Water Resources Publications, Littleton, Colorado, USA.

Duffy, C.J. 2004. Semi–discrete dynamical model for mountain–front recharge and water balance estimation. Rio Grande of southern Colorado and New Mexico. In: Groundwater recharge in a desert environment: the Southwestern United States. In: J.F. Hogan, J.F.

Phillips, J.F. & B.R. Scanlon (eds.). Water Science and Applications Series, 9, American Geophysical Union. Washington, D.C.: 255–272.

Durán, J.J., Pardo–Igúzquiza, E., Robledo, P.A., López–Martínez, J. 2013. Ciclicidad en espeleotemas: ¿qué señales climáticas registran? Boletín Geológico y Minero, 124(2): 307–321.

Durán, L., Fournier, M., Massei, N., Dupont, J.–P. 2015. Use of tracing tests to study the impact of boundary conditions on the transfer function of karstic aquifers. In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 113–122.

Dvory, N.Z., Ronen, A., Livshitz, Y., Adar, E., Kuznetsov, M., Yakirevich, A. 2018. Quantification of groundwater recharge from an ephemeral stream into a mountainous karst aquifer. Water, doi.org/10.3390/w10010079.

Edmunds W.M., Wright E.P. 1979. Groundwater recharge and palaeoclimate in the Sirte and Kufra basin, Libya. Journal of Hydrology, 40: 215-241.

Edmunds, W.M., Darling, W., Kinniburg, D. 1990. Solute profile techniques for recharge estimation in semi-arid and arid terrain. In: D. Lerner, A. Issar and I. Simmers, Groundwater Recharge. Intern.. Assoc. of Hydrogeologists. Heise: 139-157.

Edmunds, W.M., Gaye, C.B. 1994. Estimating the variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. Journal of Hydrology, 156: 47–59.

Edmunds, W.M., Fellman, E., Goni, I.B., Prudhomme, C. 2002. Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria. Hydrogeol. J., 10: 205–215.

Edwards, R.L., Chen, J.H., Wasserburg, G.J. 1987. 238U–234U–230Th–232Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. Earth Planet. Sci. Lett., 81: 175–192.

Ellis, J.B., 2006. Pharmaceutical and personal care products (PPCPs) in urban receiving water. Environmental Pollution 144: 184-189.

Ellis, B., 1999. Impacts of urban growth on surface water and groundwater quality. IAHS, 1-437.

Espinha Marques, J., Samper, J., Pisani, B., Alvares, D., Carvalho, J.M., Chaminé, H.I., Marques, J.M., Vieira, G.T., Mora, C., Sodre Borges, F. 2010. Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hydrological model. Environ. Earth Sci., 62: 1219-1234.

Espinosa Martínez, S. 2014. Estimación de la recarga media anual de acuíferos: Aplicación al Baix Ebre. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona.

Espinosa, S.; Custodio, E.; Alcalá, F.J.; Lambán, L.J. 2013. Estimación de la recarga en el Baix Ebre (Cataluña, España) mediante el método de balance de la deposición total de cloruro atmosférico. En: 7 Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Donostia–San Sebastián. Donostia: Aranzadi Zientzia Elkartea: 535–539.

Espinosa, S.; Custodio, E.; Loaso, C. 2014. Estimación de la recarga media anual de acuíferos: aplicación a la Vall Baixa de l'Ebre. En: J. Gómez–Hernández y J. Rodrigo–Ilarri (eds.), II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas, Valencia. Ed. Universitat Politècnica de València: 285–301.

Espinosa Martínez, S., Custodio, E. 2014. Comparación de la recarga natural estimada con el balance de agua en el suelo y con el balance de la deposición atmosférica de cloruro en un sistema carbonatado en el área del Baix Ebre, Cataluña, España. Ingeniería del Agua; 20: 135-155.

Espinoza, K., Marina, M., Fortuna, J.H., Altamirano, F. 2015. Comparison of the APLIS and Modified–APLIS methods to estimate the recharge in fractured karst aquifer, Amazonas, Perú. In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 83–90.

Estrela, T., Sahuquillo, A. 1997. Modeling the response of a karstic spring at Arteta aquifer in Spain. Ground Water, 35 (1), 18-24

Eyles, E. (ed.), 1997. Environmental geology or urban areas. Special Publication of the Geological Association of Canada. Geotext nº3.

Fairchild, I.J., Borsato, A., Tooth, A.F. et al. 2000. Controls on trace elements (Sr–Mg) compositions of carbonate waters: implications for speleothem climatic records. Chem. Geol., 166: 255–269.

Fairchild, I.J., Smith, C.L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Mattey, D., McDermott, M., E.I.M.F. 2006. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. Earth–Sci. Rev., 75: 105–153.

Fairchild, I.J., Treble, P.C. 2009. Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. Quat. Sci. Rev., 28: 449–468.

Falcone, R.A., Falgiani, A., Parisse, B., Petitta, M., Spizzico, M., Tallini, M., 2008. Chemical and isotopic ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$, $\delta^{13}C$, ^{222}Rn) multi-tracing for groundwater conceptual model of carbonate aquifer (Gran Sasso INFN underground laboratory–central Italy). J. Hydrol. 357(3–4): 368–388.

Farfán, H., Corvea, J.L., Bustamante, I. 2010. Sensitivity analysis of APLIS method to compute spatial variability of karst aquifers recharge at the National Park of Viñales (Cuba). Advances in Research in Karst Media. Springer, Berlin: 19–24.

Favreau, G., Leduc, Ch., Marlin, Ch., Dray, M., Taupin, J-D., Massault, M., Le Gal La Salle, C. 2002. Estimate of recharge of a rising water-table in semiarid Niger from 3H and 14C modelling. Ground Water, 40(2): 144-151.

Fernández, J.R., Piedrabuena, M.A.P. 2012. Las simas del Macizo Occidental de los Picos de Europa: disposición estructural, depósitos asociados y características del drenaje. Investigaciones Geográficas, 57: 205–223.

Filippini, M., Squarzoni, G., DeWaele, J., Fiorucci, A., Vigna, B., Grillo, B., Riva, A., Rossetti, S., Zini, L., Casagrande, G., Stumpp, C., Gargini, A. 2018. Differentiated spring behavior under changing hydrological conditions in an alpine karst aquifer. J. Hydrol., 556: 572–584.

Fiorillo, F. 2009. Spring hydrographs as indicators of droughts in a karst environment. J. Hydrol., 373: 290–301.

Fiorillo, F. 2011. The role of the evapotranspiration in the aquifer recharge processes of Mediterranean areas. Evapotranspiration Giacomo Gerosa, IntechOpen, DOI: 10.5772/17065. intechopen.com/books/evapotranspiration-from-measurements

Fiorillo, F., Esposito, L., Guadagno, F.M. 2007. Analyses and forecast of the water resource in an ultra–centenarian spring discharge series from Serino (Southern Italy). J. Hydrol., 36: 125–138.

Fiorillo, F., Doglioni, A. 2010. The relation between karst spring discharge and rainfall by the cross–correlation analysis. Hydrogeol. J., 18: 1881–1895.

Fiorilllo, F., Pagnozzi, M., Ventafridda, G. 2014. A model to simulate recharge processes of karst massifs. Hydrological Processes, 29(10).

Fiorillo, F., Pagnozzi, M. 2015. Recharge processes of karst massifs: examples from Southern Italy. In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 103–111.

Fleury, P., Plagnes, V., Bakalowicz, M. 2007. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). Journal of Hydrology, 345: 38– 49.

Flug, M. 1980. An event-based model of recharge from an ephemeral stream. Water Resources Research, https://doi.org/10.1029/WR016i004p00685

Fontes, J.–C.; Yousfi, M.; Allison, G.B. 1986. Estimation of the long term, diffuse groundwater discharge in the Northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. J. Hydrol., 86: 315–327.

Ford, D., Williams, P. 2007. Karst hydrogeology and geomorphology. John Wiley & Sons: 1–578.

Foster, S. 1988. Quantification of groundwater recharge in arid regions: a practical view for resource development and management In: I. Simmers (ed.), Estimation of Natural Groundwater Recharge. NATO ASI, Series C, 222: 323-338.

Foster, S.S.D., Morris, B.L., Lawrence, A.R. 1994. Effects of urbanization on groundwater recharge (Chap. 3). In: W.B. Wilkinson, Groundwater Problems in Urban Areas. Proc. Intern. Conf., Institution of Civil Engineers, London, 2–3 June 1993

Foster, S., Lawrence, A., Morris, B. 1998. Groundwater in urban development: Assessing management needs and formulating policy strategies. World Bank Technical Paper 390: 1-55.

Foster, S.S.D., Morris, B.L., Chilton, P.J. 1999. Groundwater in urban development: a review of linkages and concerns. IAHS Publ. 259: 3-12.

Foster, S., Pulido-Bosch, A., Vallejos, A., Molina, L., Llop, A., MacDonald, A.M. 2018. Impact of irrigated agriculture on groundwater-recharge salinity: a major sustainability concern in semi-arid regions. Hydrogeology Journal, 26: 2781–2791.

Freyberg, D.L. 1983. Modeling the effects of a time-dependent wetted-perimeter on infiltration from ephemeral channels. Water Resources Research, 19(2): 559-566.

García-Aróstegui, J.L., Baudron, P., Taddei, D., Fernández-Molina, P., Leduc, C., Gomariz-Castillo, F., Blondet, I. 2017. Caracterización de la recarga en un episodio de precipitación excepcional e implicaciones sobre un lagoon costero asociado (Campo de Cartagena-Mar Menor, SE España). In: M.L. Calvache, C. Duque y D. Pulido-Velazquez, (eds.), Impacts of Global Change on Western Mediterranean Aquifers. International Congress on Groundwater and Global Change in the Western Mediterranean, Granada, International Association of Hydrogeologists-Spanish Chapter. Universidad de Granada.

Gaye C.B., Edmunds W.M. 1996. Inter comparison between physical, geochemical and isotopic methods for estimating groundwater recharge in north western Senegal, Environmental Geology, 27: 246-251.

Gee, G.W., & Hillel, D. 1988. Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods. Hydrological Processes, 2(3): 255-266.

Gee, G.W., Wierenga, P.J. Andraski, B.J., Young, M.H., Fayer, M.J., Rockhold. M.L. 1994. Variations in water balance and recharge potential at three Western Desert sites. Soil Sci. Soc. Am. J. 58(1): 63-72.

Genty, D., Plagnes, V., Causse, Ch., Cattani, O., Stievenard, M., Falourd, S., Blamart, D., Ouahdi, R., Van–Exter, S. 2002. Fossil water in large stalagmite voids as a tool for paleoprecipitation stable isotope composition reconstitution and paleotemperature calculation. Chem. Geol., 184: 83–95.

Gheith, H., Sultan, M. 2002. Construction of a hydrologic model for estimating wadi runoff and groundwater recharge in the Eastern Desert, Egypt. Hydrogeol. Journal, 26: 36-55.

Gieske, A. 1992. Dynamics of groundwater recharge; a case study in semi-arid eastern Botswana. PhD thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam: 1-290.

Glover, R.E., Balmer, C.G. 1954. River depletion resulting from pumping a well near a river. Transactions American Geophysical Union,.35(3): 468-470.

Gonçalves, J., Petersen, J., Deschamps, P., Hamelin, B., Baba-Sy, O. 2013. Quantifying the modern recharge of the "fossil" Sahara aquifers. Geophys. Res. Lett. 40: 2673–2678.

Guardiola–Albert, C., Martos–Rosillo, S., Jiménez, P., Liñán, C., Pardo–Igúzquiza, E., Cerezuela, R., Pulido, D., Luque–Espinar, J.A., Durán, J.J., Robledo–Ardila, P.A. 2012. Comparación de distintos métodos de evaluación de la recarga en el Sector Occidental del acuífero kárstico de la Sierra de las Nieves (Málaga). En: El Agua en Andalucía, Retos y Avances en el Inicio del Milenio. Cádiz. IGME. Madrid.

Guardiola-Albert, C., Martos-Rosillo, S., Pardo-Igúzquiza, E., Durán Valsero, J.J., Antonio Pedrera, A., Jiménez-Gavilán, P., Liñán Baena, C. 2014. Comparison of recharge estimation methods during a wet period in a karst aquifer. Groundwater, doi:10.11117gwat.12310.

Guardiola–Albert, C., Martos–Rosillo, S., Durán, J.J., Pardo–Iguzquiza, E., Robledo–Ardila, P.A., Luque Espinar, J.A. 2015. Significance of preferential infiltration areas for groundwater recharge rate estimated with APLIS in the mountain karst aquifer system of Sierra de las Nieves (Southern Spain). In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 45–55.

Gungle, B. 2006. Timing and duration of flow in ephemeral streams of the Sierra Vista Subwatershed of the Upper San Pedro Basin. Cochise County, Southeastern Arizona. U.S. Geol. Surv. Sci. Invest. Rep. 2005–5190: 1-55.

Hancock, P.J., Boulton, A.J., Humphreys, W.F. 2005. The aquifer and its hyporheic zone: ecological aspects of hydrogeology. Hydrogeol. J., 13: 98-111.

Hantush, M.S. 1965. Wells near streams with semipervious beds. J. Geoph. Res., 70(12): 2829-2838.

Healy R.W. Cook P.G. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal (2002) 10(1): 91-109.

Healy, R.W., Scanlon, B.R. 2010. Estimation of groundwater recharge. Cambridge University Press: 1-245.

Herms. I., Jódar, J., Soler, A., Vadillo, I, Lambán, L.J., Martos-Rosillo, S., Núñez, J.A., Arnó, G., Jorge, J. 2019. Contribution of isotopic research techniques to characterize high-mountain-Mediterranean karst aquifers: The Port del Comte (Eastern Pyrenees) aquifer. Science of the Total Environment, 656: 209-230.

Herrera, C., Custodio, E. 2001. Saline water in Central Fuerteventura Island, Canary Islands, Spain. Proc. Salt Water Intrusion Meeting. Miedzyzdroje–Wollin Island, Poland. Nicholas Copernicus Univ., 80: 81–86.

Herrera, C., Custodio, E. 2003. Hipótesis sobre el origen de la salinidad de las aguas subterráneas en la isla de Fuerteventura, archipiélago de Canarias, España. Bol. Geol. Minero. Madrid: 114(4): 433–452.

Herrera, C.; Custodio, E.; Chong, G.; Lambán, L.J.; Riquelme, R.; Wilke, H.; Jódar, J.; Urrutia, J.; Urqueta, H.; Sarmiento, A.; Gamboa, C.; Lictevout, E. 2016. Groundwater flow in a closed basin with a saline shallow lake in a volcanic area: Laguna Tuyajto, northern Chilean Altiplano of the Andes. Sci. of the Total Environ., 541: 303–318.

Herrera, C., Gamboa, C., Custodio, E., Jordand, T., Godfrey, L., Jódar, J., Luque, J.A., Vargas, J., Sáez, A. 2017. Groundwater origin and recharge in the hyper arid Cordillera de la Costa, Atacama Desert, northern Chile. Science of the Total Environment, 624: 114-132

Hanshaw, B.B., Back, W. 1979. Major geochemical processes in the evolution of carbonate aquifer systems. J. Hydrol., 43: 287–321.

Harrington, A., Cook, P.G., Herczeg, A.L. 2002. Spatial and temporal variability of groundwater recharge in central Australia: A tracer approach. Ground Water, 40(5): 518–528.

Hartmann, A., Barbera, J.A., Lange, J., Andreo, B., Weiler, M. 2013. Progress in the hydrologic simulation of time variant recharge areas of karst systems – Exemplified at a karst spring in Southern Spain. Advances in Water Resources, 54: 149-160.

Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J. y Weiler, M. 2014. Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. Reviews of Geophysics, 52(3): 218-242.

Healy, R.W., Scanlon, B.R. 2010. Estimation of groundwater recharge. Cambridge University Press: 1-245.

Hendy, C.H. 1971. The isotopic geochemistry of speleothems. I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimatic indicators. Geochim. Cosmochim. Acta, 35: 801–824

Herczeg, A.L., Leaney, F.W.J., Allan, G.L., Fifield, L.K. 1997. Chemical and isotopic indicators of point source recharge to a karst aquifer, South Australia. Journal of Hydrology, 192(1-4): 271-299.

Herczeg, A.L., Edmunds, W.M. 2000. Inorganic ions as tracers. In Environmental Tracers in Subsurface Hydrology Springer, Boston: 31-77.

Heredia Díaz, J., Pardo Igúzquiza, E., Guardiola-Albert, C. 2015. Contribución a la caracterización de un sistema kárstico mediante un modelo precipitación-escorrentía: manantial del Genal (Sierra de las Nieves, España). 7 SIAGA, Cádiz. 8pp.

Herrera, C., Custodio, E. 2001. Saline water in Central Fuerteventura Island, Canary Islands, Spain. Proc. Salt Water Intrusion Meeting. Miedzyzdroje–Wollin Island, Poland. Nicholas Copernicus Univ., 80: 81–86.

Herrera, C., Custodio, E. 2003. Hipótesis sobre el origen de la salinidad de las aguas subterráneas en la isla de Fuerteventura, archipiélago de Canarias, España. Bol. Geol. Minero. Madrid: 114(4): 433–452.

Herrera, C.; Custodio, E.; Chong, G.; Lambán, L.J.; Riquelme, R.; Wilke, H.; Jódar, J.; Urrutia, J.; Urqueta, H.; Sarmiento, A.; Gamboa, C.; Lictevout, E. 2016. Groundwater flow in a closed basin with a saline shallow lake in a volcanic area: Laguna Tuyajto, northern Chilean Altiplano of the Andes. Sci. of the Total Environ., 541: 303–318.

Herrera, C., Gamboa, C., Custodio, E., Jordand, T., Godfrey, L., Jódar, J., Luque, J.A., Vargas, J., Sáez, A. 2017. Groundwater origin and recharge in the hyper arid Cordillera de la Costa, Atacama Desert, northern Chile. Science of the Total Environment, 624: 114-132

Hershey, R.L., Mizell, S.A., Earman, S. 2010. Chemical and physical characteristics of springs discharging from regional flow systems of the carbonate-rock province of the Great Basin, western United States. Hydrogeol. J. doi: 10.1007/s10040-009-0571-7.

Hoffmann, J.P., Blasch, K.W., Pool, D.R., Bailey, M.A., Callegary, J.B. 2007. Estimated infiltration percolation, and recharge rates at the Rilito Creck focused recharge investigation site. Pima Country. Arizona. Chap. H, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1703.

Holzbecher, E. 2005. Coupled models for the hydrological cycle. Integrating atmosphere, biosphere, and pedosphere, Cap. 4.3. In: A. Bronstert, P. Rabat, J. Carrera and S. Lütkemeier (eds.), Modelling the Hydrology of the Nile Delta. Springer.

Hooper, R. 2003. Diagnostic tools for mixing models of stream water chemistry, Water Resources Res., 39(3); doi:10.1029/2002WR001528.

Hooper, R., Christophersen, N., Peters, N. 1990. Modeling stream water chemistry as a mixture of soil water end-members – an application to the Panola mountain catchment, Georgia, USA, J. Hydrol., 116(1-4): 321–343.

Houston, J. 2002. Groundwater recharge through an alluvial fan in the Atacama Desert, northern Chile: mechanisms, magnitudes and causes. Hydrological Processes, 16: 3019–3035.

Houston, J. 2006. Variability of precipitation in the Atacama Desert: its causes and hydrological impact. Int J Clim 26(15): 2181–2189.

Houston, J. 2007. Recharge to groundwater in the Turi Basin, northern Chile: An evaluation based on tritium and chloride mass balance techniques. Journal of Hydrology, 334: 534–544.

Houston, J. 2009. A recharge model for high altitude arid Andean aquifers. Hydrol Process 13(16):2383–2393.

Howard, K.W.F., Israfilov, R., 2002. Current problems of hydrogeology in urban areas, urban agglomerates and industrial centers. NATO Science Series IV, Earth and Environmental Sciences, Kluwer.

Howard, K.W.F., Eyles, N., Livingstone, S., 1996. Municipal landfilling practice and its impact on groundwater resources in and around urban Toronto, Canada. Hydrogeology Journal 4 (1): 64–79.

Hunkeler, D., Mudry, J. 2007. Hydrochemical methods. In: N. Goldscheider N & D.P. Drew (eds.), Methods in Karst Hydrogeology. Taylor & Francis, London: 93–121.

Hunt, B. 1990. An approximation for the bank storage effect. Water Resources Research, 26(11): 2769-2765.

Hunt, B. 1999. Unsteady stream depletion from ground water pumping. Ground Water 37(1): 98-102.

Hussein, M., Schwartz, F. 2003. Modeling of flow and contaminant transport in coupled stream aquifer systems. J. Contam. Hydrol., 65(1-2), 41-64.

IGME-GHUMA. 2003: Estudios metodológicos para la estimación de la recarga en diferentes tipos de acuíferos carbonatados: aplicación a la Cordillera Bética. Instituto Geológico y Minero de España / Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. Informe inédito. 3 tomos.

Ingraham, N.L., Matthews, R.A. 1988, Fog drip as a source of groundwater recharge in northern Kenya, Water Resources Research, 24: 1406-1410.

Iribar, V., Antigüedad, I. 1996. Definición de zonas de recarga de manantiales kársticos mediante técnicas isotópicas ambientales. Simp. Rec. Hidr. en regiones Kársticas. Gob. Vasco/AIH Vitoria–Gasteiz, 1: 271–280.

Izbicki, J.A. 2002. Geologic and hydrogeologic control on the movement of water through a thick, heterogeneous unsaturated zone underlaying an intermittent stream in the western Mojave Desert, southern California. Water Resour. Res., 38(3): 2-1/2-14.

Jadoon, K.Z., Al-Mashharawi, S., Hanafy, S.M., Schuster, G.T., Missimer, T.M. 2016. Anthropogenic-induced changes in the mechanism of drylands ephemeral stream recharge, western Saudi Arabia. Water, 8, 136; doi:10.3390/w8040136.

James, A. L., Roulet, N. T.2006. Investigating the applicability of end-member mixing analysis (EMMA) across scale: A study of eight small, nested catchments in a temperate forested watershed, Water Resour. Res., 42(8), doi:10.1016/S0169-7722(02)00229-2.

Jeannin, P-Y. 2001. Modeling flow in phreatic and epiphreatic karst conduits in the Hölloch cave (Muotatal, Switzerland). Water Resources Research, 37(2): 191-200.

Jemcov, I., Petric, M. 2009. Measured precipitation vs. effective infiltration and their influence on the assessment of karst systems based on results of the time series analysis. Journal of Hydrology, 379(3–4): 304-314.

Jenkins, C.T. 1968. Techniques for computing rate and volume of stream depletion by wells. Groundwater, 6(2): 37-46.

Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.). 2015. Hydrogeological and environmental Investigations in karst Systems. Springer: 67–74.

Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E. 2013. Paleoclimate reconstruction during MIS5a based on a speleothem from Nerja Cave, Málaga, South Spain. Nat. Sci. doi: 10.4236/ns.2013.

Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E., Andreo, B., Durán, J.J. 2015. Climate variability during the Middle–Late Pleistocene based on stalagmite from Órganos Cave (Sierra de Camorra, Southern Spain). In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 559–567.

Jiménez-Martínez, J., Skaggs, T.H., van Genuchten, M.T., Candela, L. 2009. A root zone modelling approach to estimating groundwater recharge from irrigated areas. J. Hydrol.; 367: 138-149.

Jiménez-Martínez, J., Candela, L., Molinero, J., Tamoh, K., 2010. Groundwater recharge in irrigated semi-arid areas: quantitative hydrological modelling and sensitivity analysis. Hydrogeol. J. 18, 1811–1824.

Jiménez-Martínez, J., Tamoh, K., Candela, L. 2012a. Vadose zone tritium tracer test to estimate aquifer recharge from irrigated areas. Hydrol. Processes, 27(22).

Jódar, J.; Lamban, L.J.; Custodio, E. 2016a. Estimación de la recarga mediante la modelación numérica del balance de agua en el suelo en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Huesca, España). En: L. Martínez Cortina y P. Martínez Santos, Las Aguas Subterráneas y la Planificación Hidrológica. Congreso Hispano–Luso AIH–GE Madrid: 201–208.

Jódar, J., Custodio, E., Lambán, L.J., Martos-Rosillo, S., Herrera-Lameli, C., Sapriza-Azuri, G. 2016b. Vertical variation in the amplitude of the seasonal isotopic content of rainfall as a tool to jointly estimate the groundwater recharge zone and transit times in the Ordesa and Monte Perdido National Park aquifer system, north-eastern Spain. Science of the Total Environment, 573: 505-517.

Jódar Bermúdez, J., Lamban Jimenez, L.J., Custodio Gimena, E. 2016. Estimación de la recarga mediante la modelación numérica del balance de agua en el suelo en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Huesca, España). En: L. Martínez Cortina y P. Martínez Santos, Las Aguas Subterráneas y la Planificación Hidrológica. Congreso Hispano-Luso AIH-GE Madrid: 201-208. ISBN: 978-84-938046-5-7.

Jódar, J., Cabrera, J.A., Martos-Rosillo, S., Ruiz-Constán, A., González-Ramón, A., Lambán, L.J., Herrera, C., Custodio, E. 2017. Groundwater discharge in high-mountain watersheds: A valuable resource for downstream semi-arid zones. The case of the Bérchules River in Sierra Nevada (Southern Spain). Science of the total Environment, 593-594: 760-772

Johnson, K.R., Hu, C., Belshaw, NS. et al. 2006. Seasonal trace–element and stable–isotope variations in a Chinese speleothem: the potential for high-resolution paleomonsoon reconstruction. Earth Planet. Sci. Lett., 244(1–2): 394–407.

Jones, J., Sudicky, E., Brookfield, A., Park, Y. 2006. An assessment of the tracer-based approach to quantifying groundwater contributions to streamflow, Water Resource. Res., 42(2); doi:10.1029/2005WR004130.

Jorman, A.U., Abdulrazzak, M.J. 1993. Infiltration-recharge through wadi beds in arid regions. Hydrological Sciences Journal, 38(3)(6): 173-186.

Jukić, D., Denić-Jukić, V. 2014. Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall–runoff model. Environmental Earth Sciences, 71(3) 1049–1060.

Jurado, A., Vázquez-Suñé, E., Carrera, J., López de Alda, M., Pujades, E., Barceló, D., 2012a. Emerging organic contaminants in groundwater in Spain: A review of sources, recent occurrence and fate in a Europe context. Science of the Total Environment 440: 82-94.

Jurado A, Mastroianni N, Vàzquez-Suñé E, Carrera J, Tubau I, Pujades E., 2012b. Drugs of abuse in urban groundwater. A case study: Barcelona. Science of the Total Environment, 424: 280–8.

Kessler, H. 1957. Estimation of subsurface water resources in karstic regions. In: Groundwater, Symposium Vegetation, Symposium Dew. AIHS–UNESCO General Assembly of Toronto, Canada: 199–206.

Kim, Y., Lee, K., Sung, I. 2001. Urbanization and the groundwater budget, metropolitan Seoul area, Korea, Hydrogeol. J., 9(3): 401–412.

King, A.C., Raiber1, M., Cox, M.E., Cendón, D.I. 2017. Comparison of groundwater recharge estimation techniques in an alluvial aquifer system with an intermittent/ephemeral stream (Queensland, Australia). Hydrogeol. J., 25: 1759–1777.

Kinzelbach W., Aeschbach W., Alberich C., Goni, I.B., Beyerle U., Brunner P., Chiang W.-H., Rueedi J., Zoellmann K. 2002. A survey of methods for groundwater recharge in arid and semi-arid regions. Early Warning and Assessment Report Series, UNEP/DEWA/RS.02-2. UN Environment Programme, Nairobi, Kenya: 1- 107.

Kirk, S.T.; Campana, M.E. 1990. A deuterium–calibrated groundwater flow model of a regional carbonate–alluvial system. J. Hydrol., Vol. 119: 357–388.

Kiraly, L. 1997. Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. In: 6th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Aquifers: Modelling Karst Aquifers. Université de Franche–Comté, Sciences et Techniques de l'Environnement, La Chaux–de–Fonds: 1–26.

Klimchouk, A., Samokhin, G.V., Kasian, Y.M., 2009. The deepest cave in the world in the Arabika Massif (Western Caucasus) and its Hydrogeological and paleogeographic significance. ICS Proceedings 15th International Congress of Speleology.

Koch, M., Missimer, T.M. (eds.). 2016. Water resources assessment and management in drylands water: 1-326. Reprint of the Special Issue of Water from 2015–2016: http://www.mdpi.com/journal/water/special_issues/water-resources-drylands

Kohfahl, K., Sprenger, C., Benavente Herrera, J., Meyer, B., Chacón Fernández, Pekdeger, A. 2008. Recharge sources and hydrogeochemical evolution of groundwater in semiarid and karstic environments: a field study in the Granada Basin (Southern Spain). Appl. Geochem., 23: 846–862.

Lambán, L.J., Jódar, J., Custodio, E., Soler, A., Sapriza, G., Soto, R. 2015. Isotopic and hydrogeochemical characterization of high-altitude karst aquifers in complex geological settings. The Ordesa and Monte Perdido National Park (Northern Spain) case study. Science of the Total Environment, 506: 466-479.

Leduc, C., Favreau, G., Schroeter, P. 2001. Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in South-West Niger. Journal of Hydrology, 243: 43-54.

Lerner D.N., 1996. Guest editor's preface: theme issue on urban groundwater, Hydrogeology Journal, 4: 4-5.

Lerner, D.N., 2002. Identifying and quantifying urban recharge: a review. Hydrogeology Journal, 10: 143-152.

Lerner, D.N., Issar, A.S., Simmer, I. 1990 Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. IAH Int. Contrib. Hydrogeol. 8. Heise, Hannover: 1-345.

Liu, J., Kotoda, K. 1998. Estimation of regional evapotranspiration from arid and semi-arid surfaces 1. Journal of the American Water Resources Association, 34(1: 27-41.

Kovács, A., Perrochet, P., Király, L., Jeannin, P-Y. 2005. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. J. Hydrol.; 303: 152–164.

Kruse, E., Carol, E., Mancuso, M., Laurencena, P., Deluchi, M., Rojo, A. 2013. Recharge assessment in an urban area: a case study of La Plata, Argentina. Hydrogeology Journal, 21: 1091–1100.

Laity, J. 2008. Deserts and desert environments. Wiley, Chichester, UK.

Laimer, H.J. 2010. Neue Ergebnisse zur Karsthydrogeologie des westlichen Toten Gebirges (Österreich. Grundwasser, 15(2): 113–122.

Lamban, L.J. 1997. Estudio hidrogeológico del sistema acuífero de Carme–Capellades–La Llacuna–Sant Quintí de Mediona (Cordillera Prelitoral Catalana). Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Barcelona.

Lambán, L.J.; Jódar, J.; Custodio, E. 2014. Groundwater isotopic characterization in Ordesa and Monte Perdido National Park (Northern Spain). In: B. Andreo, Carrasco, F., Durán, J.J., Jiménez, P.L., Moreaux, J.W. (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Environ. Earth Sci., Springer: 245–253.

Lambán, L.J.; Jódar, J.; Custodio, E.; Soler, A.; Sapriza, G.; Soto, R. 2015. Isotopic and hydrogeochemical characterization of high–altitude karst aquifers in complex geological settings. The Ordesa and Monte Perdido National Park (Northern Spain) case study. Science of the Total Environment, 506–507: 466–479.

Lambán Jiménez, L.J., Jódar Bermúdez, J., Custodio Gimena, E. 2018. Investigaciones hidrogeológicas en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Huesca, España). Boletín Geológico y Minero (en prensa).

Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O. 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). J. Hydrol., 205(3d–4): 217–231.

Lauber, U., Goldscheider, N. 2014. Use of artificial and natural tracers to assess groundwater transit-time distribution and flow systems in a high-alpine karst system (Wetterstein Mountains, Germany). Hydrogeol. J., 22: 1807–1824.

Le Gal La Salle, C. Marlin, C., Leduc, C., Taupin, J.D., Massault, M. Favreau, G. 2001. Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (3H, 14C) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, Iullemeden Basin, Niger. Journal of Hydrology, 254(1-4): 145-156.

Lerner, D.H. 1990. Groundwater recharge in urban areas. I: Hydrological Processes and Water Management in Urban Areas. Proceedings Duisberg Symposium, April 1988. IAHS Publ. 198: 59-65.

Lerner, D.N.; Issar, A.S.; Simmers, I. 1990. Groundwater recharge. International Contributions to Hydrogeology, Intern. Assoc. Hydrogeologists. International Contributions to Hydrogeology 8. Heise: Hannover; 1–345.

Li, D., Jin, M., Liang, X., Zhan, H. 2013. Estimating groundwater recharge beneath irrigated farmland using environmental tracers, fluoride, chloride and sulphate. Hydrogeology Journal, 21: 1469-1480.

Li, Z., Chen, X., Liu, W., Si, B., 2017. Determination of groundwater recharge mechanism in the deep loessal unsaturated zone by environmental tracers. Science of the Total Environment, 586: 827-835.

Liggett, J.E., Allen, D.M. 2010. Comparing approaches for modeling spatially distributed direct recharge in a semi-arid region (Okanagan Basin, Canada). Hydrogeol. J.; 18: 339-357.

Lin, R., Wei, K., 2006. Tritium profiles of pore water in the Chinese loess unsaturated zone: Implications for estimation of groundwater recharge. Journal of Hydrology, 328(1–2): 192-199.

Liu, S., Graham, W.D, Jacobs, J.M. 2005. Daily potential evaporation and diurnal climate forcing: influence on the numerical modelling of soil-water dynamics and evapotranspiration. Journal of Hydrology, 309: 39-52.

López, J., Sanz Pérez, E. 1997. Cálculo de la recarga natural de un acuífero a partir del hidrograma del manantial. Aplicación al manantial Vozmediano. Estudios Geológicos, 53: 25-32.

Luce, C.H., Tomina, D., Gariglio, F., Applebee, R. 2013. Solutions for the diurnally forced advection–diffusion equation to estimate bulk fluid velocity and diffusivity in streambeds from temperature time–series. Water Resour. Res., 49: 488–506.

Lubczynski, M.W., Gurwin, J., 2005. Integration of various data sources for transient groundwater modeling with spatio-temporally variable fluxes—Sardon study case, Spain. Journal of Hydrology, 306(1-4): 71-96.

MacDonald, R.J., Byrne, J.M., Kienzle, S.W. 2009. A physically based daily hydrometeorological model for complex mountain terrain. 1430 J. Hydrometeorology, 10: 1430-1447.

McLaughlin, K., Ahn, J. H., Litton, R. M., Grant, S. B. 2007. Use of salinity mixing models estimate the contribution of creek water fecal indicator bacteria to an estuarine environment: Newport Bay, California, Water Res., 41(16): 3595–3604.

Magruder, I.A., Woessner, W.W., Running, S.W. 2009. Ecohydrologic processes modeling of mountain block groundwater recharge. Ground Water, 47(6): 774-785.

Maillet, E. 1905. Sur la vidange des systémes de réservoirs. Comptes Rendus Hebdomadaires des de l'Académie des Sciences, 140 : 712-714.

Maloszewski, P., Rauert, W., Trimborn, P., Herrmann, A., Rau, R. 1992. Isotope hydrological study of mean transit times in an alpine basin (Wimbachtal, Germany). Journal of Hydrology, 140: 343-360.

Małoszewski, P., Zuber, A., 2002. Manual on lumped parameter models used for the interpretation of environmental tracer data in groundwaters (IAEA-UIAGS/CD--02-00131). International Atomic Energy Agency, Vienna https://inis.iaea.org/search/search.aspx?orig_q=RN:33037906,

Mangin, A. 1970. Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. Ann. Spéléol., 25 : 581–610.

Mangin, A. 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse ; Première partie : Généralités sur les Karst et les lois d'écoulement utilisées. Ann. Spéléol. (1974), 29 : 283-332. Deuxième partie : Concepts méthodologiques adoptés. Systèmes karstiques étudiées. Ann. Spéléol. (1974), 29 : 495-601. Troisième partie : Constitution et fonctionnement des aquifères karstiques. Ann. Spéléol. (1975), 30: 21-124.

Manning, A.H., Solomon, D.K. 2003. Using noble gases to investigate mountain-front recharge. Journal of Hydrology, 275:194–207.

Manning, A.H., Solomon, D.K. 2005. An integrated environmental tracer approach to characterizing groundwater circulation in a mountain block. Water Resources Research, 41, W12412, doi:10.1029/2005WR004178.

Marín, A.I. 2009: Los Sistemas de Información Geográfica aplicados a la evaluación de recursos hídricos y a la vulnerabilidad a la contaminación de acuíferos carbonatados. Caso de la Alta Cadena (Provincia de Málaga). Tesis de Licenciatura, Universidad de Málaga; 1-131.

Marshall, S., Oglesby, R.J., Maasch, K.A., Btes, G.T. 1999. Improving climate model representations of snow hydrology. Env. Model. and Software, 14(4): 327-334.

Martín–Chivelet, J., Muñoz–García, B., Domínguez–Villar, D. et al. 2006. Comparative analysis of stalagmites from two caves of northern Spain. Implications for Holocene paleoclimate studies. Geol. Belgica, 9(3-4): 323–335.

Martín–Chivelet, J., Muñoz–García, M.B., Edwards, R.L. et al. 2011. Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on $\delta 1^3C$ of speleothems. Global Planet Change, 77: 1–12.

Martinez-Santos, P., Andreu, J.M. 2010. Lumped and distributed approaches to model natural recharge in semiarid karst aquifers. J. Hydrol.; 388: 389-398

Marshall, D., Ghaleb, B., Countess, R., Gabities, J. 2009. Preliminary paleoclimate reconstruction based on a 12500 year old speleothem from Vancouver Island, Canada: stable isotopes and U–Th disequilibrium dating. Quaternary Sci. Rev., 28: 2507–2513.

Martos-Rosillo, S., Rodríguez-Rodríguez, M., Pedrera, A., Cruz-San Julian, J.J., Rubio, J.C. 2013. Groundwater recharge in semi-arid carbonate aquifers under intensive use: the Estepa Range aquifers (Seville, southern Spain): Environ. Earth Sci.; 70: 2453-2468.

Martos–Rosillo, S., González–Ramón, A., Jiménez, P., Durán, J.J., Andreo, B., Mancera–Molero, E. 2015. Synthesis of groundwater recharge of carbonate aquifers in the Betic Cordillera (Southern Spain). In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 91–102.

MASE. 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para UPC and AQUALOGY–CETAQUA. Barcelona. UPC e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272

Matthews, A., Ayalon, A., Bar–Matthews, M. 2000. D/H ratios of fluid inclusions of Soreq cave (Israel) speleothems as a guide to the Eastern Mediterranean Meteoric Line relationships in the last 120 ky. Chem. Geol., 166: 183–191.

McDermott, F. 2004. Paleo–climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. Quatern. Sci. Rev., 23: 901–918.

McDermott, F., Schwarcz, H.P., Rowe, P.J. 2006. Isotopes in speleothems. In: M.J. Leng MJ (ed.), Isotopes in Paleoenvironmental Research, Chap 6. Springer, Dordrecht: 185–226.

McDonald, R.J., Bryne, J.M., Kienzle, S.W. 2009. A physically based daily hydrometeorological model for complex mountain terrains. J. Hydrometeorology, 10: 1430-1446.

Menció, A., Galán, M., Boix, D., Mas-Pla, J. 2014. Analysis of stream-aquifer relationships: A comparison between mass balance and Darcy's law approaches. Journal of Hydrology, 517: 157–172.

Mockus, V., Van Mullem, J.A., Garen, D. Woodward, D.E. 2011. Snowmelt. National Engineering Handbook, Part 630 Hydrology. US Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service: 11.1-11.21.

Moench, A.F., Sauer, V.B., Jennings, M.E. 1974. Modification of routed streamflow by channel loss and base flow. Water Resources Research, 10(5): 963-968.

Moore, P.J., Martin, J.B., Screaton, E.J. 2009. Geochemical and statistical evidence of recharge, mixing, and controls on spring discharge in an eugenetic karst aquifer. J. Hydrol., 376(3–4): 443–455.

Moreno, A., Stoll, H., Jiménez–Sánchez, M., Cacho, I., Valero–Garcés, B., Ito, E., Edwards, L.R. 2010. A speleothem record of rapid climatic shifts during last glacial period from Northern Iberian Peninsula. Global Planet Change, 71: 218–231.

Moreno, A., Belmonte, A., Bartolomé, M., Sancho, C., Oliva, B., Stoll, H., Edwards, I.R., Cheng, H., Hellstrom, J. 2013. Formación de espeleotemas en el noreste peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares. Cuadernos de Investig. Geográfica, Universidad de La Rioja, 39(1): 25–47.

Morris, B.L., Darling, W.G., Gooddy, D.C., Litvak, R.G., Neumann, I., Nemaltseva, E.J., Poddubnala, I. 2005. Assessing the extent of induced leakage to an urban aquifer using environmental tracers: an example from Bishkek, capital of Kyrgyzstan, Central Asia. Hydrogeology Journal, 14: 225-243.

Mudarra, M., Andreo, B. 2011. Relative importance of the saturated and the unsaturated zones in the hydrogeological functioning of karst aquifers: The case of Alta Cadena (Southern Spain). Journal of Hydrology, 397: 263–280.

Mudarra, M., Andreo, B., 2015. Role of the soil-epikarst-unsaturated zone in the hydrogeological functioning of karst aquifers. The case of the Sierra Gorda de Villanueva del Trabuco Aquifer (Southern Spain). In: (ed. B. Andreo, B., F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, & F. LaMoreaux, Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Series: Environ. Earth Sciences. Springer: 1- 638.

Muñoz–García, M.B., Martín–Chivelet, J., Rossi, C., Ford, D.C., Schwarcz, H.P. 2007. Chronology of termination II and the Last Interglacial Period in North Spain based on stable isotope records of stalagmites from Cueva del Cobre (Palencia). J. Iberian. Geol., 33(1): 17–30.

Musolff, A., 2009. Micropollutants: challenges in hydrogeology. Hydrogeology Journal, 17: 763–766.

Naik, P.K., Tambe, J.A., Dehury, B.N., Tiwari, A.N., 2008. Impact of urbanization on the groundwater regime in a fast growing city in central India. Environ. Monit. Asse., 146 :339-373.

Neal, C., Jarvie, H. P., Wade, A. J., Neal, M., Wyatt, R., Wickham, H., Hill, L., Hewitt. 2004. The water quality of the LOCAR Pang and Lambourn catchments, Hydrol. Earth Syst. Sci., 8: 614–635.

Nelson, S.T., Mayo, A.L. 2014. The role of interbasin groundwater transfers in geologically complex terranes, demonstrated by the Great Basin in the western United States. Hydrogeology Journal, 22: 807-828.

Nativ, R., Adar, E., Dahan, S., Geyh, M. 1995. Water recharge and solute transport through the vadose zone of fractured chalk under desert conditions. Water Resources Research, 31(2): 253-261.

Ordens, C.M., Post, V.E.A., Werner, A.D., Hutson, J.L. 2014. Influence of model conceptualization on one-dimensional recharge quantification: Uley South, South Australia. Hydrogeology Journal, 22: 795-805.

Ozyurt, N.N., Bayari, C.S., 2008. Temporal variation of chemical and isotopic signals in major discharges of an alpine karst aquifer in Turkey: implications with respect to response of karst aquifers to recharge. Hydrogeol. J., 16: 297–309.

Ozyurt, N.N., Lutz, H.O., Hunjak, T., Mance, D., Roller-Lutz, Z., 2014. Characterization of the Gacka River basin karst aquifer (Croatia): hydrochemistry, stable isotopes and tritium-based mean residence times. Sci. Total Environ., 87: 245–254.

Padilla, A., Pulido–Bosch, A. 2008. A simple procedure to simulate karstic aquifers. Hydrol Process 22: 1876–1884.

Parkhurst, D. L., Appelo, C. A. J. 1999. User's guide to PHREEQC (version 2)–A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4259: 1- 312.

Pardo–Igúzquiza, E., Durán, J.J., Dowd, P.A., Guardiola–Albert, C., Liñán, C., Robledo–Ardila, P.A. 2012. Estimation of spatio–temporal recharge of aquifers in mountainous karst terrains: application to Sierra de las Nieves (Spain). J. Hydrol., 470–471: 124–137.

Pardo-Igúzquiza, E., Durán-Valsero, J.J., Dowd, P.A., Guardiola-Albert, C., Liñan-Baena, C., Robledo-Ardila, P.A. 2012. Estimation of spatio-temporal recharge of aquifers in mountainous karst terrains: Application to Sierra de las Nieves (Spain) Journal of Hydrology, 470–471:124–137.

Pardo–Iguzquiza, E., Durán, J.J., Dowd, P.A. 2013. Automatic detection and delineation of karst terrain depressions and its application in geomorphological mapping and morphometric analysis. Acta Carsológica, 42(1): 17–24.

Pardo–Igúzquiza, E., Durán, J.J., Robledo–Ardila, P.A., Luque–Espinar, J.A., Pedrera, A., Guardiola–Albert, C., Martos–Rosillo, S. 2015. A method for automatic detection and delineation of karst depressions and hills. In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez & J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 75–82.

Pardo-Igúzquiza, E., Durán, J.J., Luque-Espinar, J.A., Robledo-Ardila, P.A., Martos-Rosillo, S., Guardiola-Albert, C., Pedrera, A. 2015. Karst massif susceptibility from rock matrix, fracture and conduit porosities: a case study of the Sierra de las Nieves (Málaga, Spain). Environ Earth Sci., 74: 7583–7592.

Pardo-Igúzquiza, E., Collados-Lara, A-J., Pulido-Velázquez, D. 2017. Estimation of the spatiotemporal dynamics of snow covered area by using cellular automata models. Journal of Hydrology, 550: 230-238.

Parisopoulos, G.A., Wheater, H.S. 1992. Effects of hysteresis on groundwater recharge from ephemeral flows. Water Resources Research, 28(11): 3053-3061.

Peng, T-R., Zhan, W-J., Tong, L-T., Chen, C-T., Liu, T-S., Lu, W-C. 2018. Assessing the recharge process and importance of montane water to adjacent tectonic valley-plain groundwater using a ternary end-member mixing analysis based on isotopic and chemical tracers. Hydrogeology Journal, 26: 2041–2055.

Pérez Bielsa, C., Lambán, J., Plata, J.L., Rubio, F.M., Soto, R. 2012. Characterization of a karstic aquifer using magnetic resonance sounding (MRS) and electrical resistivity tomography (ERT): a case–study of Estaña Lakes (Northern Spain). Hydrogeol. J., 20: 1045–1059.

Pérez Bielsa, C., Lambán Jiménez, L.J., Martínez Santos, P. 2015. Hydrogeochemical and isotopic characterization of karstic endorheic Estaña Lakes (Huesca, Spain). In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 629–638.

Pérez Martín, M.A. 2005. Modelo distribuido de simulación del ciclo hidrológico y calidad del agua, integrado en sistemas de información geográfica, para grandes cuencas, aportación al análisis de presiones e impactos de la Directiva Marco del Agua. Tesis doctoral. U. Politécnica de Valencia: 1-387.

Perrin, J., Jeannin, P.Y., Zwahlen, F. 2003. Implications of the spatial variability of infiltration–water chemistry for the investigation of a karst aquifer: a field study at Milandre test site, Swiss Jura. Hydrogeol. J., 11: 673–686.

Petrie B., Barden R., Kasprzyk-Hordern B. 2015. A review on emerging contaminants in wastewaters and the environment: Current knowledge, understudied areas and recommendations for future monitoring. Water Research 72: 3-27.

Pilgrim, D.H., Chapman, T.G., Doran, D.G., 1988. Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semiarid regions. Hydrological Sciences Journal, 33(4): 379-400.

Pitt, R., 2001. Stormwater management for highway projects. Symposium on the Pollution of Water Sources from Road Run-Off. March 19, 2001. Tel Aviv University, Israel.

Pinder, G.F., Sauer, S.P. 1971. Numerical simulation of flood wave modification due to bank storage effects. Water Resources Research, 7(1): 63-70.

Pulido-Velázquez, M. A., Sahuquillo-Herraiz, A., Ochoa-Rivera, J.C., Pulido-Velázquez, D. 2005. Modeling of stream-aquifer interaction: The embedded multi-reservoir model, J. Hydrol.: 313: 166–181.

Pulido-Velázquez, D., Sahuquillo, A., Andreu, J., Pulido-Velázquez, M. 2007. An efficient conceptual model to simulate surface water body-aquifer interaction in conjunctive use management models. Water Resour. Res., 43, W07407, doi: 10.1029/2006WR005064.

Ragab, R., Finch, J., Harding, R. 1997. Estimation of groundwater recharge to chalk and sandstone aquifers using simple models. Journal of Hydrology, 190(1-2): 19-41.

Rank, D., Volkl, G., Maloszewski, P., Stichler, W., 1991. Flow dynamics in an alpine karst massif studied by means of environmental isotopes. Isotope Techniques in Water Resources Development. International Atomy Agency, Vienna: 327–343.

Rawling, G.C., Newton, B.T. 2016. Quantity and location of groundwater recharge in the Sacramento Mountains, south-central New Mexico (USA), and their relation to the adjacent Roswell Artesian Basin. Hydrogeol. J., 24: 757–786.

Risser, D.W., Gburek, W.J., Folmar, G.J. 2005. Comparison of methods for estimating groundwater recharge and base flow at a small watershed underlain by fractured bedrock in the Eastern United States. US Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5038. Reston, Virginia: US Geological Survey.

Roman, A.D., Prudic, D.E., Thodal, C.E., Contantz, J. 1998. Field study and simulation of diurnal temperature effects on infiltration and variably saturated flow beneath an ephemeral stream. Water Resour. Res., 34(9): 2137–2153.

Rotting, T., Carrera, J. Bolzicco, J., Salvany, J.M. 2006. Stream-stage response tests and their joint interpretation with pumping tests. Ground Water 44 (3): 371-385.

Rushton, K. 1988. Numerical and conceptual models for recharge estimation in arid and semiarid zones. In: I. Simmers (ed.), Estimation of Natural Groundwater Recharge. NATO ASI Ser. C 222: 223-238.

Sahuquillo Herráiz, A. 1997. Evaluación de la recarga de acuíferos aluviales, torrentes, piedemontes y cauces efímeros. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 125–140.

Sahuquillo, A., Gómez-Hernández, J. J. 2003. Comment on derivation of effective hydraulic parameters of a karst aquifer from discharge hydrograph analysis. Water Resources Research, 39 6, 1152, doi:10.1029/2002WR001472

Saito, T., Yasuda, H., Suganuma, H., Inosako, K., Abe, Y., Kojima, T. 2016. Predicting soil infiltration and horizon thickness for a large-scale water balance model in an arid environment. Water, 8, 96; doi:10.3390/w8030096

Salehin, M, Packman A.I., Paradis, M. 2004. Hyporheic exchange with heterogeneous streambeds: Laboratory experiments and modeling. Water Resources Research 40 (11): Art. No. W11504.

Samper, J, Pisani B. Espinha, J. 2011. Estudio del flujo hipodérmico en zonas de montaña, En: J. Martínez y N. Sánchez (eds.), Jornadas de la Zona no Saturada, X: 365-370.

Sanz, E., Lopez, J.J. 2000. Infiltration measured by the drip of stalactites. Ground Water, 38(2): 247-253.

Sappa, G., Vitale, S., Ferranti, F. 2018. Identifying karst aquifer recharge areas using environmental isotopes: A case study in central Italy. Geosciences, 8, 351-.

Sarma, D. Xu, Y. 2017. The recharge process in alluvial strip aquifers in arid Namibia and implication for artificial recharge. Hydrogeol. J., 25: 123–134.

SASMIE. 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio, para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. UPC e-books. Barcelona: 1–852. http://hdl.handle.net/2117/111515

Scanlon, B.R. 1992. Evaluation of liquid and vapor flow in desert soils based on chlorine–36 and tritium tracers and non–isothermal flow simulation. Water Resources Res., 28: 1–285.

Scanlon, B., Langford R. y Goldsmith, R. 1999. Relationship between geomorphic settings and unsaturated flow in an arid setting. Water Resour. Res., 35: 983:999.

Scanlon, B.R., Cook, P.G. 2002. Theme issue on groundwater recharge. Hydrogeology Journal, 10(1): 3-4.

Scanlon, B., Keese, K, Flint, A., Flin, L., Gaye, C., Edmunds, M., Simmers, I. 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. Hydrological Processes, 20(15): 3335–3370.

Scheihing, K.W., Moya, C.E., Tröger, U. 2017. Insights into Andean slope hydrology: reservoir characteristics of the thermal Pica spring system, Pampa del Tamarugal, northern Chile. Hydrogeology Journal, 25: 1833–1852.

Schemel, L. E., Cox, M. H., Runkel, R. L., Kimball, B. A. 2006. Multiple injected and natural conservative tracers quantify mixing in a stream confluence affected by acid mine drainage near Silverton, Colorado, Hydrol. Process., 20(13): 2727–2743.

Scholl, M. A., Gingerich, S. B., Tribble, G. W. 2002. The influence of microclimates and fog on stable isotope signatures used in interpretation of regional hydrology: East Maui, Hawaii. Journal of Hydrology, 264(1-4): 170-184.

Schulla, J., Jasper, K. 2007. Model description wasim-eth. Institute for Atmospheric and Climate Science, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich.

Shanafield, M., Cook, P.G. 2014. Transmission losses, infiltration, and groundwater recharge through ephemeral and intermittent streambeds: a review of applied methods. J. Hydrol., 511: 518–529.

Sharma, M.L. 1989. Groundwater recharge. Balkema. Rotterdam: 1–323.

Sheffer, N.A., Dafny, E., Gvirtzman, H., Navon, S., Frumkin, A., Morin, E. 2010. Hydrometeorological daily recharge assessment model (DREAM) for the Western Mountain Aquifer, Israel: Model application and effects of temporal patterns. Water Resources Research, 46(5).

Shuttleworth, W.J., Wallace, J.S. 1985. Evaporation from sparse crops, an energy combination theory. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 3: 839-855.

Simmers, I., Hendrickx, J.M.H., Kruseman, G.P., Rushton, K.R. 1997. Recharge of phreatic aquifers in (semi)arid areas. Intern. Assoc. Hydrogeologists, Contributions to Hydrogeology 19. Balkema: 1–277.

Sinclair, D.J., Banner, J.L., Taylor, F.W. et al. 2012. Magnesium and strontium systematics in tropical speleothems from Western Pacific. Chem. Geol., 295: 1–17.

Smerdon, B.D., Mendoza, C.A., Devito, K.J. 2008. Influence of subhumid climate and water table depth on groundwater recharge in shallow outwash aquifers. Water Resour. Res. 44.W08427, doi: 10.1029/2007WR005950.

Somaratne, N. 2014. Characteristics of point recharge in karst aquifers. Water, 6(9): 2782-2807.

Somaratne, N. 2015. Reply: Karst aquifer recharge: A case history of over simplification from the Uley South Basin, South Australia. Water, 7: 464-479.

Soulios, G. 1991. Contribution à l'étude des courbes de récession des sources karstiques: Example du pays hellénique. J. Hydrol., 124: 29–42.

Sophocleous, M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. Hydrogeology Journal, 10(1): 52-67.

Sophocleous, M. 2005. Groundwater recharge and sustainability in the high plains' aquifer in Kansas, USA. Hydrogeology Journal, 13(2): 351-365.

Sophocleous, M., Koussis, A, Martin, J.L., Perkins, S.P. 1995. Evaluation of simplified stream-aquifer depletion models for water rights administration. Groundwater, 33(4): .579.

Squillance, P.J. 1996. Observed and simulated movement of bank-storage water. Groundwater, 10: 121-134.

Stannard, D.I. 1993. Comparison of Penman–Monteith, Shuttleworth–Wallace, and modified Priestley–Taylor evapotranspiration models for wildland vegetation in semiarid rangeland. Water Resources Research 29: 1379–1392.

Stannard, D.I. Weaver. H.L. 1995. Measurement of evapotranspiration, surface-energy fluxes, weather variables, and water table depths in the closed basin of the San Luis Valley, Alamosa County, Colorado, 1985–1988. US Geological Survey Open-file report 93-639: 61.

Suk, H., Lee. K.-K. 1999. Characterization of ground water hydrochemical system through multivariate analysis. Clustering into ground water zones. Ground Water, 37(3): 358-366.

Sun, Z., Ma, R., Wang, Y., Ma, T., Liu, Y. 2016. Using isotopic, hydrogeochemical-tracer and temperature data to characterize recharge and flow paths in a complex karst groundwater flow system in northern China. Hydrogeol. J., 24: 1393–1412.

Tan, H., Wen, X., Rao, W., Bradd, J., Huang, J., 2016. Temporal variation of stable isotopes in a precipitation groundwater system: implications for determining the mechanism of groundwater recharge in high mountain hills of the Loess Plateau, China. Hydrological Processes, 30(10): 1491-1505.

Tan, H., Liu, Z., Rao, W., Wei, H., Zhang, Y. Jin, B., 2017. Stable isotopes of soil water: Implications for soil water and shallow groundwater recharge in hill and gully regions of the Loess Plateau, China. Agriculture, Ecosystems & Environm., 243: 1-9.

Thomas, B.F., Behrangi, A., Famiglietti, J.S. 2016. Precipitation intensity effects on groundwater recharge in the southwestern United States. Water, 8, 90; doi:10.3390/w8030090

Thomas, H.A. 1981. Improved methods for national water assessment. Report Contract WR 15249270. US Water Resources Council. Washington DC.

Thornton, J.; Sturm, R., Kunkel, G. 2008. Water loss control. McGraw-Hill Professional. Second Edition, 1-632.

Toews, M.W., Allen, D.M., Whitfield, P.H. 2009. Recharge sensitivity to local and regional precipitation in semiarid midlatitude regions. Water Resour. Res.; 45, W06404, doi: 10.1029/2007WR006763.

Touhami, I., Andreu, J.M., Chirino, E., Sánchez, J.R., Pulido-Bosch, A., Martínez-Santos, P. 2014. Comparative performance of soil water balance models in computing semi-arid aquifer recharge. Hydrolog. Sci. J., 59: 193-203.

Trowsdale, S.A., Lerner, D.N., 2003. Implications of flow patterns in the sandstone aquifer beneath the mature conurbation of Nottingham for source protection. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology 36(3): 197–206.

Tubau, I., Vázquez-Suñé, E., Carrera, J., González, S., Petrovic, M., López de Alda, M.J., Barceló, D. 2010. Occurrence and fate of alkylphenol polyethoxylate degradation products and linear alkylbenzene sulfonate surfactants in urban ground water: Barcelona case study. Journal of Hydrology 383: 102-110.

Tubau, I., Vázquez-Suñé, E., Jurado, A., Carrera, J., 2014. Using EMMA and MIX analysis to asses mixing ratios and to identify hydrochemical reactions in groundwater. Science of the Total Environment 470-471: 1120-1131.

Turk, J., Malard, A., Jeannin, P.-Y., Petric, M., Gabrovšek, F., Ravbar, N., Vouillamoz, J., Slabe, T., Sordet, V., 2015. Hydrogeological characterization of groundwater storage and drainage in an alpine karst aquifer (the Kanin massif, Julian Alps). Hydrol. Process., 29(8): 1986–1998.

Turrero, M.J., Garralón, A., Martín–Chivelet, J. et al. 2008. Seasonal and interannual changes in Ca and Mg of dripping waters in Kaite Cave (Spain). Geochim. et Cosmochim. Acta, 71(15–1): A962.

Turrero, M.J., Garralón, A., Sánchez, L., Ortega, A.I., Martín–Chivelet, J., Gómez, P., Escribano, A. 2015. Variations in trace elements of drip waters in Kaite Cave (N Spain): Significance in terms of present and past processes in the karst system. In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 579–587.

Uribe, J., Muñoz, J.F., Gironás, J., Oyarzun, R., Aguirre, E., Aravena, R. 2015. Assessing groundwater recharge in an Andean closed basin using isotopic characterization and a rainfall-runoff model: Salar del Huasco basin, Chile. Hydrogeology Journal, 23: 1535–1551.

USDA-NRCS. 2004. Snowmelt. In: National Engineering Handbook, Part 630, Chap. 11. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service: 1- 27.

van Tonder, G. J., Kirchner, J. 1990. Estimation of natural groundwater recharge in the Karoo aquifers of South Africa. Journal of Hydrology, 121(1-4): 395-419.

van Wyk, E., van Tonder, G.J., Vermeulen, D. 2012. Characteristics of local groundwater recharge cycles in South African semi-arid hard rock terrains: Rainfall-groundwater interaction. Water; 38: 747-754.

Vassena, C., Rienzner, M., Ponzini, G., Giudici, M., Gandolfi, C., Durante, C., Agostani, D., 2012. Modeling water resources of a highly irrigated alluvial plain (Italy): calibrating soil and groundwater models. Hydrogeology Journal, 20(3):449-467.

Vázquez-Suñé, E., Sánchez Vila, X. 1999. Groundwater modelling in urban areas as a tool for local authorities' management. Barcelona Case Study (Spain). In: Impacts of Urban Growth on Surface Water and Groundwater Quality. (ed.B.Ellis). IAHS nº259: 65-73.

Vàzquez-Suñé E., Sánchez-Vila X., Carrera J. 2005a. Introductory review of specific factors influencing urban groundwater, an emerging branch of hydrogeology, with reference to Barcelona, Spain. Hydrogeol. J., 13(3): 522–33.

Vázquez-Suñé, E., Sánchez-Vila, X., Carrera, J., Arandes, R. 2005b. When intensive exploitation is a blessing: effects of ceasing intensive exploitation in the city of Barcelona. In: Groundwater intensive use, edited by: Sahuquillo, A., Capilla, J., Martinez Cortina, L., and Sanchez-Vila, X., AIHS Selected Papers, Balkema, 253-260,

Vázquez–Suné, E., Sánchez–Vila, X., Carrera, J.; Arandes R. 2006. ¿La explotación intensiva puede ser beneficiosa?: efectos del cese de la explotación intensiva en la ciudad de Barcelona. Symposium on Intensive Use of Groundwater. Valencia

Vázquez-Suñé, E., Carrera, J., Tubau, I., Sánchez-Vila, X., Soler, A., 2010. An approach to identify urban groundwater recharge. Hydrology and Earth System Sciences 14: 2085-2097, Vuille, M. 1996. Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplano, Südamerika. Geogr. Bernensia, G45: 1–118.

Wakida, F.T., Lerner, D.N. 2005. Non-agricultural sources of groundwater nitrate: a review and case study. Water Research, 3-16. doi:10.1016/j.watres.2004.07.026.

Wakode, H.B., Baier, K., Jha, R., Azzam, R. 2018. Impact of urbanization on groundwater recharge and urban water balance for the city of Hyderabad, India. International Soil and Water Conservation Research: 51-62.

Walker, G.R.; Hughes, M.W.; Allison, G.B.; Barnes, C.J. 1988. The movement of isotopes of water during evaporation from a bare soil surface. J. Hydrol., 97: 181–197.

Wang, Q., Wang, Y., Zhao, K., Chen, S., Liu, D., Zhang, Z., Huang, W., Yang, S., Liang, Y. 2018. The transfer of oxygen isotopic signals from precipitation to drip water and modern calcite on the seasonal time scale in Yongxing Cave, central China. Environmental Earth Sciences, 77: 474-.

Weis, M., Gvirtzman. H. 2007. Estimating groundwater recharge using flow models of perched karstic aquifers. GroundWater, 45(6): 761-773.

Welch, L.A., Allen, D.A. 2014. Hydraulic conductivity characteristics in mountains and implications for conceptualizing bedrock groundwater flow. Hydrogeology Journal, 22: 1003-1026.

Were, A., Villagarcía, L., Domingo, F., Moro, M.J., Dolman, A.J. 2008. Aggregating spatial heterogeneity n bush vegetation patch in semi-arid SE Spain: A multi-layer model versus a single-layer model. Journal of Hydrology, 349: 156-167.

Werner, A.D. 2014. Karst aquifer recharge: Comments on Somaratne, N. Characteristics of point recharge in karst aquifers. Water, 6(9): 2782-2807. Water, 6: 3727-3738.

Wheater, H., Al-Weshah, R.A. (eds.). 2002. Hydrology of wadi systems. International Hydrological Programme, IHP Regional Network on Wadi Hydrology in the Arab Region. Technical Documents in Hydrology 55, UNESCO, Paris: 1- 159.

Williams, K.S., Tarboton, D.G. 1998. The ABC's of snowmelt: A topographically factorized energy component snowmelt model. International Conference on Snow Hydrology, Brownsville, Vermont. USA: 1-26.

Wilson, J.L., Guan, H. 2004. Mountain-block hydrology and mountain-front recharge. In: F.M. Phillips, J.H. and B.t Scanlon, Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States. AGU, Washington, DC. doi:10.1029/009WSA08.

Winter, T.C. 1995. Recent advances in understanding the interaction of groundwater and surface-water. Reviews of Geophysics, 33: 985-994.

Winter, T.C. Harvey, J.W., Franke, O.L. 1998. Groundwater and surface water a single resource. US Geological Survey Circular, 1139.

Winterm T.C. 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. Hydrogeology Journal 7(1): 28-45.

Wolf, L., Held, I., Eiswirth, M., Hotzl, H. 2004. Impact of leaky sewers on groundwater quality, Acta Hydroch. Hydrob., 32(4-5): 361–373.

Xu, Y., van Tonder, G. J. 2001. Estimation of recharge using a revised CRD method. Water SA, 27(3): 341-343.

Yang, Y., Lerner, D.N., Barrett, M.H., Tellam, J.H., 1999. Quantification of groundwater recharge in the city of Nottingham, UK. Environmental Geology, 38 (3).

Zhou, Y., Wang, X-S., Han, P-F. 2018. Depth-dependent seasonal variation of soil water in a thick vadose zone in the Badain Jaran Desert, China. Water, 10: 1719-.

Zini, L., Casagrande, G., Calligaris, C., Cucchi, F., Manca, P., Treu, F., Zavagno, E., Biolchi, S. 2015. In: Andreo, B., Carrasco, F., Durán, J.J., Jiménez, P., LaMoreaux (eds.), The Karst hydrostructure of the Mount Canin (Julian Alps, Italy and Slovenia). Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Series: Environmental Earth Sciences. Springer.

Anexo A7

Anexo A7.1 Estimación de la recarga en sistemas río-acuífero desconectados (E. Vazquez Suñé)

Por Enric Vázquez Suñé, Investigador del Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua – CSIC, Barcelona.

La interacción río-acuífero ha sido objeto de muchos trabajos de investigación (véanse las revisiones de Lerner et al., 1990; Winter 1995, 1999; Sophocleous 2002; Custodio y Llamas 1984; Custodio 1997; Sahuquillo, 1997). Según la situación del flujo en el río, el nivel del agua en el acuífero y el estado de saturación entre el lecho del río y el acuífero, se pueden identificar dos tipos generales de interacción (Figura A7.1.1). Según esta combinación de factores, puede darse el caso que exista conexión hidráulica saturada (Figura 1a y 1b) o no (Figura A7.1.1c) entre el río y el acuífero, como también se expone en el Capítulo 1. En el caso de que no se produzca conexión hidráulica saturada, se desarrolla una zona no saturada entre el lecho del río y la superficie freática, lo que hace que la infiltración del río se vuelva casi independiente de los niveles del acuífero, de modo que los dos cuerpos de agua se desconecten hidráulicamente (Sophocleous, 2002). En este contexto, la investigación sobre la interacción de los acuíferos ha cubierto una amplia gama de temas, incluido el almacenamiento en riberas (Cooper y Rorabaugh, 1963; Pinder y Sauer, 1971; Hunt, 1990; Squillance, 1996; Barlow y Moench, 1998; Moench y Barlow, 2000; Barlow et al., 2000), recarga inducida (Glover y Balmer 1954; Hantush 1965; Jenkins 1968; Hunt, 1999), zona hiporreica (Boulton et al., 1998; Cárdenas et al., 2004; Salehin et al., 2004; Hancock et al., 2005), caracterización de acuíferos (Carrera y Neuman, 1986b; Sophocleous et al., 1995; Sophocleous, 2005; Holzbecher; 2005; Rotting et al., 2006). Sin embargo, la cuantificación de la recarga durante los episodios de avenida no ha recibido tanta atención. La poca atención dedicada a la recarga por avenidas probablemente refleja que la mayoría de los estudios anteriores asumen la conexión hidráulica entre río y acuífero. En estas condiciones, la recarga neta suele ser pequeña (Winter et al., 1998).

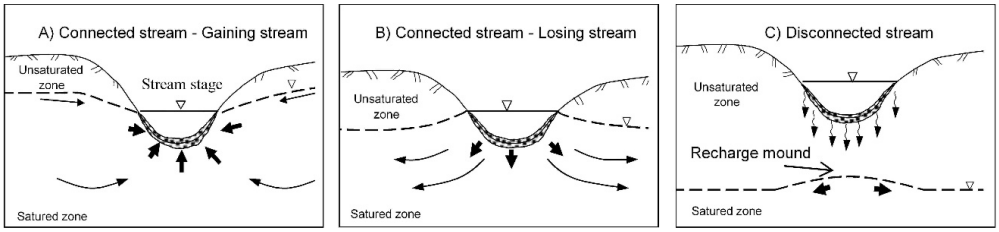


Figura A7.1.1. Tipos de interacciones entre río y acuífero: A) Río ganador conectado; B) Río perdedor conectado C) Río desconectado (adaptado de Winter et al, 1998). Los tipos A y B pueden ser transitorios y pueden ocurrir durante una avenida. A medida que aumenta el nivel del río, el río recarga el acuífero. La dirección del flujo se puede invertir cuando el nivel desciende, lo que lleva a la situación representada en B, por lo que la recarga neta es pequeña. Por otro lado, las avenidas en ríos desconectados (C) (con medio no saturado intercalado) pueden causar una recarga neta mayor, ya que (1) no se produce un flujo de retorno del almacenamiento en riberas y (2) la capa de baja permeabilidad en el lecho de la corriente se elimina temporalmente.

En los casos sin conexión hidráulica saturada, el agua de infiltración debe fluir a través de las zonas hiporreica y no saturada antes de llegar a la zona saturada. Como resultado, la recarga real depende de una variedad de factores (Sophocleous 2002), como la geometría del canal y el perímetro mojado, la duración y profundidad del flujo, la temperatura del agua, las propiedades hidráulicas de la zona vadosa, la humedad del suelo antecedente y el proceso de colmatación en el fondo del río. Al analizar la función de cada factor, se debe notar que las condiciones de flujo no saturado generalmente ocurren cuando el fondo del río está colmatado y su permeabilidad es pequeña (Sophocleous 2002). Esta capa puede desarrollarse naturalmente a través de la sedimentación de materiales

finos y el crecimiento de biopelículas durante períodos de bajo caudal. Esta capa de baja permeabilidad puede eliminarse por completo durante la avenida, lo que puede provocar un gran aumento de la infiltración desde el lecho. Esto, junto con el aumento en el perímetro mojado y el nivel del río, conduce a un fuerte aumento en la recarga. La recarga permanece alta durante un período de tiempo, pero disminuye lentamente si el lecho del río se colmata nuevamente. El resultado neto es 1) una respuesta rápida de los niveles de agua subterránea y 2) un gran volumen de recarga neta. Es difícil comprender y cuantificar estos procesos (Custodio y Galofré, 1987).

La cuantificación de la recarga en sistemas río-acuífero desconectados hidráulicamente se puede realizar en condiciones estacionarias o transitorias. Las soluciones en régimen estacionario (por ejemplo, Bouwer, 1969) son de poca utilidad para eventos de avenida. Las soluciones transitorias fueron abordadas por Abdulrrazak y Morel-Seytoux (1983) y Freyberg (1983). Utilizaron variaciones del método Green-Ampt para evaluar la recarga desde cauces efímeros. Sin embargo, el método es muy sensible a la conductividad hidráulica del lecho del río, que suele ser muy incierta. Las evaluación de la recarga en estos casos se pueden obtener a partir de las mediciones de la respuesta del acuífero usando 1) el método de variación del nivel freático (por ejemplo, Healy y Cook, 2002; De Vries y Simmers, 2002), o 2) los métodos de convolución, que requieren calibrar el acuífero observado utilizando una función de respuesta unitaria que se obtiene típicamente de una solución de flujo unidimensional (Moench et al., 1974; Barlow et al., 2000) o un modelo numérico (Besbes y de Marsily, 1978). Desafortunadamente, estos métodos requieren un monitoreo continuo y extenso, con una frecuencia comparable a la duración de las variaciones del agua subterránea, que rara vez es el caso.

Ninguno de los métodos anteriores se beneficia de los datos de concentración en el río y el acuífero. Si están disponibles, el uso de trazadores puede proporcionar información valiosa sobre la recarga del río, siempre que la concentración varíe con el tiempo.

Vázquez-Suñé et al, (2007) presentaron una metodología para estimar la recarga de uno o varios eventos de avenida en sistemas de río-acuífero desconectados cuando solo se dispone de datos dispersos del nivel y de concentración del acuífero, aunque se requiere registros continuos de caudal.

El método propuesto se puede ver como una variación del método de balance de masa por variación del nivel freático, aplicable cuando los datos del nivel del agua subterránea son escasos. En esencia, se basa en la calibración de un modelo a gran escala, usando la recarga adecuadamente parametrizada de la avenida. La recarga durante las avenidas se define como un flujo de entrada prescrito a lo largo del río como:

$$r(x,t) = \sum_{i=1}^{Nf} \beta_i \; f_{Ri}(x,t)$$

donde $r(x,t)$ es la tasa de recarga (aquí expresada por unidad de longitud del río), N_f es el número de términos, β_i son parámetros de recarga de río desconocidos que se estimarán más adelante y $f_{Ri}(x,t)$ son funciones que representan la variación temporal de la recarga. Idealmente, estas funciones representan diferentes modos de recarga del río. El hecho de que queden en términos de factores desconocidos β_i, debe simplificar su definición, que

debe ser prescrita por el modelador. puede ser bastante difícil si se tienen en cuenta todos los procesos involucrados. Los factores que afectan a estos términos pueden incluir:

- Caudal máximo, que controla la capacidad de erosión del río, su altura y el perímetro mojado.
- Volumen de avenida, que controla la cantidad total de agua disponible para recargar.
- Características morfológicas del lecho del río, como pendiente, ancho del canal y depósitos del lecho del río, que controlan la permeabilidad.
- Carga de sedimentos y nutrientes, que controla la velocidad a la que se colmata el lecho del río después de un evento de avenida.

Estos factores no son independientes y la relación entre el acuífero y el río depende de toda la morfología de la cuenca, según las características de la avenida. También pueden variar en el espacio. Por lo tanto, es necesario el uso de funciones simplificadas que capten la esencia de lo anterior, pero que puedan definirse fácilmente sin la necesidad de modelos complejos. A continuación, se definen algunas posibles funciones:

- $f_{R1}(x,t) = Q(t)$, donde $Q(t)$ = caudal en el río. Esta función puede usarse para representar la recarga en momentos de pequeño caudal del río.
- $f_{R2}(x,t) = Q_{\gamma}(t)$, donde $\gamma > 1$ = exponente a estimar por prueba y error. Esta función refleja que el aumento de la recarga con el caudal en el río no es lineal.
- $f_{R3}(x,t) = \alpha\, Q(t) + (1-\alpha)\, Q_{mi}$, donde $\alpha < 1$ = parámetro de ponderación y Q_{mi} = caudal medio durante el i-ésimo paso de tiempo. Este tipo de función se puede usar para representar dos componentes de la recarga del río: 1) recarga de los eventos de avenida $\alpha\, Q(t)$ y 2) recarga del flujo base $(1-\alpha)\, Q_{mi}$.
- $f_{R4}(x,t) = \int_{\tau} Q(\tau) \cdot f_D(t-\tau) d\tau$, donde fD es una función de decaimiento (agotamiento que representa la colmatación del lecho del río después de una avenida. Por ejemplo, fD(t)= exp (t/T), donde T = tiempo característico de colmatación.

El modelador puede elegir una o varias de estas funciones para definir la función de recarga de avenida (ecuación 1). La calibración consiste en ajustar los parámetros de recarga del río β_i, junto con los parámetros restantes del modelo, para ajustar las observaciones, mientras se asegura que tanto los parámetros estimados como el modelo resultante sean consistentes con la información previa o el modelo conceptual. El hecho de que los parámetros de recarga del río sean estimados no requiere ningún tratamiento especial. El único problema es que en la práctica hay que usar códigos de modelación que permitan aplicar el problema inverso, lo que conduce a minimizar una función objetivo F:

$$F = \sum \lambda_h F_h + \sum \lambda_c F_c + \sum \lambda_p F_p$$

donde $F_h = (h-h^*)^t C_h^{-1} (h-h^*)$ = función objetivo de niveles, que penaliza la diferencia entre los niveles calculados y los medidos (h y h*, respectivamente) con una matriz de ponderación C_h^{-1}. F_c y F_p se definen de forma similar y son las funciones objetivo de concentraciones y parámetros del modelo, respectivamente. La ponderación apropiada entre estos tres términos se puede obtener con los parámetros λh, λc y λp.

Se deben definir diferentes funciones de recarga del río, o combinaciones de ellas, hasta que se logre una calibración satisfactoria.

Vázquez-Suñé et al. (2007) han aplicado esta metodología al sistema acuífero del Baix Llobregat, Barcelona, donde se dispone de datos de nivel y concentración en cloruros y se puede acometer la modelación de flujo y transporte de solutos en el acuífero. Se utilizó un modelo transitorio de flujo de agua subterránea y transporte de solutos, calibrado para niveles y datos de concentración de cloruro para el periodo 1965-2002.

La evolución de la recarga anual del río (Figura A7.1.2) muestra que se obtienen valores significativos de recarga en años húmedos (hasta 70 hm³/año), pero esas contribuciones son extremadamente pequeñas durante los años secos. Las variaciones en el almacenamiento de los acuíferos están controladas principalmente por las contribuciones del río Llobregat en eventos de avenida y por extracciones de agua subterránea.

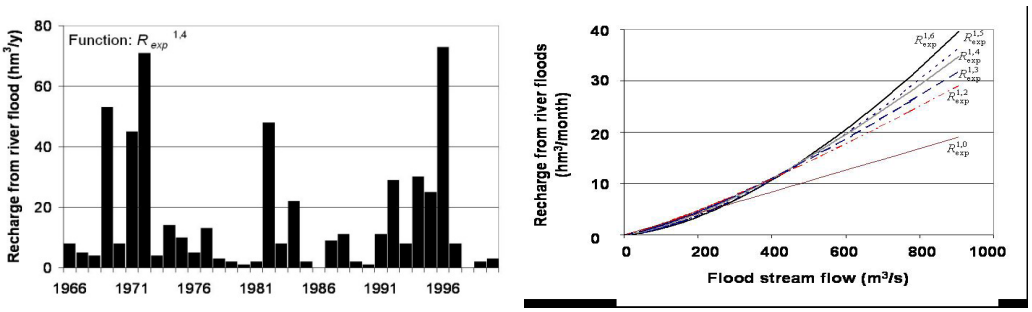


Figura A7.1.2. Figura izquierda: recarga anual por avenidas. Figura derecha: cálculo de la recarga mensual en función del caudal de avenida, para diversas funciones. La recarga es similar para todas las funciones de recarga, especialmente para avenidas moderadas.

La estimación de la recarga por avenidas es bastante consistente y poco sensible a la función seleccionada (Figura A7.1.2), pero la sensibilidad aumenta para avenidas mayores. Aun así, es evidente que las avenidas periódicas, que son beneficiosas para muchos otros procesos fluviales, también causan una cantidad considerable de recarga. Esto puede llegar a ser importante para la gestión de los recursos hídricos. La cantidad de agua recargada a los acuíferos se puede estimar en función del tamaño de la avenida. Este conocimiento puede ayudar a diseñar eventos de avenida generados artificialmente mediante el control de descargas de embalses.

Los eventos de avenida tienen gran importancia en el balance de masas y sólo superada por la recarga de la superficie de la lluvia y los flujos de retorno de riego. Presumiblemente,

la alta contribución de los eventos de avenida puede ser típica de muchos sistemas de acuíferos separados del río por la intercalación del medio no saturado.

Las referencias están incluidas en las referencias de este Capítulo 7.

Anexo A7.2 Cuantificación de recarga de agua subterránea en ambientes urbanos (E. Vázquez Suñé)

Por Enric Vázquez Suñé, Investigador del Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua – CSIC, Barcelona.

A7.2.1 Introducción

Cada vez más se considera que el agua subterránea un factor clave en el manejo de áreas urbanas (Lerner, 1996; Chilton et al., 1997; Eyles, 1997; Chilton, 1999; Ellis, 1999; Howard & Israfilov, 2002; Custodio, 1997, 2004; lista de estudios compilados por Naik et al., 2008). Algunas ciudades realizan el bombeo intensivo de agua subterránea para diversos usos (suministro de agua, industria, etc.), lo que puede producir una serie de consecuencias no deseadas, como subsidencia o deterioro de la calidad del agua como resultado de varias causas específicas, como, por ejemplo, intrusión marina. Por otro lado, el bombeo de agua subterránea en muchas ciudades tiende a reducirse o abandonarse debido a la contaminación y / o cambios en el uso del suelo, por ejemplo, por reubicación de industrias. En este último caso, la disminución en la extracción de agua subterránea provoca la recuperación de los niveles piezométricos, generando inundaciones y causando daños a infraestructuras subterráneas en muchas áreas urbanas. Tal es el caso de Barcelona y su entorno urbano (Figura A7.2.1).

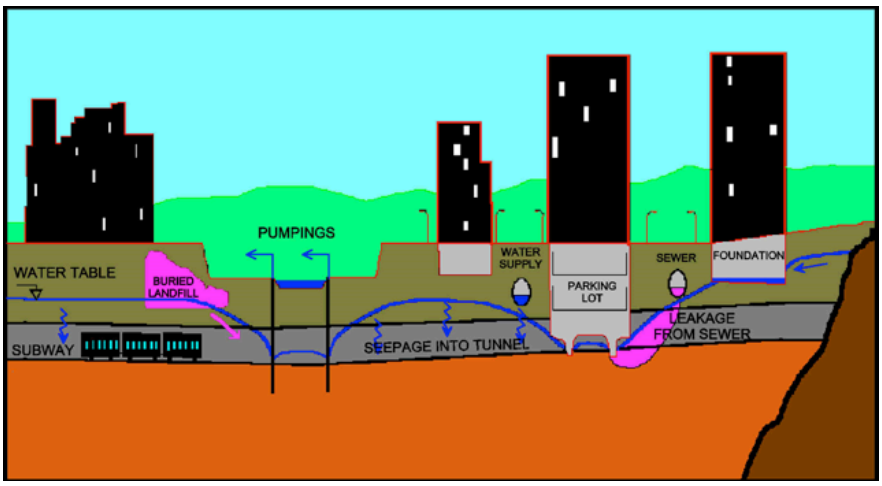


Figura A7.2.1 Ejemplos de posibles condicionantes al agua subterránea en entornos urbanos

Para controlar estos problemas estructurales, generalmente es necesario bombear aguas subterráneas en áreas específicas dentro del espacio urbano (áreas de estacionamiento subterráneo, sótanos de edificios, túneles, etc.). Es importante tener en cuenta que la extracción de agua subterránea puede ser necesaria o útil para abordar diversos

aspectos de la creciente demanda de agua urbana. También se debe convertir en un recurso estratégico que pueda satisfacer la demanda en momentos en que las fuentes de suministro habituales pueden estar encontrando problemas (sequía, accidentes, etc.). La última consideración lleva a la cuestión de si el agua subterránea urbana se puede usar de manera segura.

Los acuíferos urbanos pueden verse afectados por fuentes de contaminación muy diversas, que incluyen la recarga por las pérdidas de alcantarillado, escorrentía urbana contaminada, ríos contaminados u otras aguas superficiales, intrusión de agua de mar, etc. Como resultado, se puede encontrar una gran cantidad y variedad de contaminantes en acuíferos urbanos (Howard et al., 1996; Barrett et al., 1999; Pitt, 2001; Lerner, 2002; Morris et al., 2005; Vázquez-Suñé et al., 2005; Wakida y Lerner, 2005; Musolff, 2009). Además de los contaminantes "comunes" en el entorno urbano del agua, existen numerosos contaminantes orgánicos de diversos orígenes, incluido un grupo poco entendido y pobremente legislado conocido como contaminantes orgánicos emergentes (EOC) – más correctamente, de interés emergente –, que son de particular preocupación (Ellis, 2006; Tubau et al., 2010; Jurado et al., 2012ª; 2012b; Petrie et al., 2015). Para abordar estos problemas se debe comprender los procesos que determinan la calidad biológica y química de las aguas subterráneas urbanas, lo que a su vez hace necesario cuantificar el balance de las aguas subterráneas y especialmente los mecanismos de recarga (origen, cantidad y calidad).

La evaluación de la recarga en entornos urbanos es esencialmente diferente de la de los sistemas naturales, por dos razones: (1) las fuentes de recarga son radicalmente diferentes y (2) hay menos experiencia disponible. La infiltración desde la superficie se reduce mucho, porque una gran parte del área de la superficie es prácticamente impermeable. Por lo tanto, la mayoría de las precipitaciones se convierten en escorrentía, que se desvía a un sistema de drenaje, aunque las reducciones en la infiltración directa pueden contrarrestarse con reducciones en la evapotranspiración. Además, pueden surgir nuevas fuentes de recarga en las ciudades, como las pérdidas en el sistema de alcantarillado (Wolf et al., 2004; Blackwood et al., 2005) o en el sistema de distribución de agua.

La gestión del agua subterránea en áreas urbanas requiere un conocimiento detallado del sistema hidrogeológico, así como las herramientas adecuadas para predecir la cantidad de agua subterránea y la evolución de la calidad del agua. En este sentido, la experiencia en aguas subterráneas urbanas es mucho menor que en áreas naturales. Una diferencia clave radica en la evaluación de la recarga. Desde la década de 1990 se han publicado numerosos estudios que evalúan la recarga en áreas urbanas (véase la lista de estudios compilados por Naik et al., 2008), sin una metodología específica. Las pérdidas mundiales superan los 50 L/persona/día, pero se ha estimado que las cifras reportadas en lugares particulares pueden llegar a 180 L/persona/día (Kim et al., 2001). El resultado es que generalmente hay tasas más altas de recarga en entornos urbanos que en entornos naturales (Lerner, 2002; Vázquez-Suñé et al., 2005).

Las relaciones de mezcla de recarga de distintos orígenes se pueden usar para estimar mejor la importancia relativa de las diferentes fuentes de recarga (Lerner et al., 2002,

Vázquez-Suñé et al., 2010; Tubau et al., 2014). Además, la modelación del agua subterránea puede resultar una buena herramienta para evaluar la recarga total (Vázquez-Suñé y Sánchez-Vila, 1999; Yang et al., 1999; Lerner, 2002; Hussein y Schwartz, 2003; Dahan et al., 2004; Trowsdale y Lerner, 2003; 2007; Cox et al., 2007). Sin embargo, este tipo de modelado requiere un enfoque específico para identificar la contribución de cada fuente particular a la recarga total.

A7.2.2 Aplicación de balances de masa a partir de datos hidroquímicos y/o isotópicos para el cálculo de la recarga en zonas urbanas.

La mejor manera de lograr la discriminación entre las fuentes de recarga es mediante un balance de masa que incluya especies químicas asociadas con las fuentes conocidas, que son los valores extremos (end-members).

Es necesario evaluar la recarga que proviene de las diferentes fuentes por varias razones: 1) la recarga general puede estimarse mejor si se conoce la importancia relativa de cada fuente, porque algunas de las fuentes pueden ser más fáciles de evaluar que otras, 2) el riesgo de contaminación y los procesos geoquímicos dependen de las firmas químicas y biológicas de las aguas de recarga y 3) las decisiones de gestión, como la reducción de pérdidas y el aumento en el rendimiento de los sistemas de distribución (Thornton et al., 2008), pueden respaldarse mejor si se conoce la importancia relativa de cada fuente de recarga.

El cálculo del balance de masa a partir de datos de concentraciones de diversos solutos para cuantificar la recarga es una alternativa, semejanza de lo que se hace en medios rurales (Adar y Neuman, 1988; Adar et al.,1988). Se ha aplicado para cuantificar la recarga en entornos urbanos por Yang et al. (1999) y Lerner y Yang (2000) en la ciudad de Nottingham, Reino Unido, y Vázquez-Suñé et al, (2010) en Barcelona.

Para caracterizar el sistema hidroquímico de las aguas subterráneas, Suk y Lee (1999) utilizaron el análisis de agrupaciones (clusters) y de factores. Las variaciones de este concepto se han utilizado ampliamente, tanto en hidrología de aguas superficiales como subterráneas. Incluyen: 1) análisis de mezclas de miembros extremos (Hooper et al., 1990; Hooper, 2003; Christophersen et al., 1990; Christophersen y Hooper, 1992; James, et al., 2006; Jones et al., 2006), 2) modelos de caja (Neal et al., 2004) y 3) proporciones de mezcla (Schemel et al., 2006; McLaughlin et al., 2007; Bickle et al., 2007). El concepto se ha generalizado a modelos de células de mezcla multivariada (Adar y Neuman, 1988; Adar et al., 1988; Adar y Nativ, 2003; Dahan et al., 2004). La estimación de las proporciones de mezcla permite el cálculo de las velocidades de reacción para solutos no conservativos a partir de consideraciones de balance de masa (Parkhurst y Appelo, 1999).

Los cálculos tradicionales de relaciones de mezcla requieren que las concentraciones de las aguas extremo (end-members) sean diferentes y se conozcan con precisión. Un primer desafío es identificar especies conservativas que sean marcadamente diferentes en cada fuente de recarga. En segundo lugar, el número requerido de especies a utilizar en una metodología de balance de masa crece con el número de fuentes potenciales. Por

lo tanto, la selección de especies se vuelve especialmente difícil en casos con muchas aguas extremo potenciales. Finalmente, las concentraciones de las diferentes especies en las aguas extremo pueden no ser conocidas con certeza y ser muy variables en el espacio y especialmente en el tiempo. Es el caso de una alcantarilla que transporta tanto agua residual como de escorrentía, lo que es frecuente en las áreas urbanas mediterráneas. Además, la recarga puede no ser constante en el tiempo, por lo que la concentración promedio puede no ser representativa del agua de recarga.

Para abordar estas dificultades, Carrera et al. (2004) desarrollaron una metodología para realizar cálculos de relaciones de mezcla, al tiempo que se explicita la incertidumbre de las concentraciones de los end-members. Sin embargo, la aplicación a casos reales con numerosos end-members, como la recarga urbana, se ha visto condicionada por varios problemas. El primero se relaciona con la experiencia limitada en la selección de trazadores apropiados. La segunda es la co-linealidad, que hace que la solución no sea identificable o inestable. Este tipo de problemas se pueden solucionar al restringir las relaciones de mezcla para algunos end-members. En Vázquez-Suñé et al. (2010) se define una metodología para evaluar la contribución relativa de los diferentes end-members a un conjunto de muestras. Se aplica a la evaluación de las fuentes de recarga en los acuíferos de la ciudad de Barcelona.

El enfoque consta de cuatro pasos: 1) identificación las fuentes potenciales de recarga, 2) caracterización hidrogeoquímica de fuentes de recarga y muestras de agua subterránea y selección de las especies químicas (trazadores) a utilizar en el análisis, 3) cálculo de las relaciones de mezcla y 4) iteración del proceso, incluyendo la reevaluación del miembro final y la selección del trazador en función de los resultados del paso 3).

A.7.2.3 Aplicación a los acuíferos de la ciudad de Barcelona

Barcelona está ubicada en el noreste de España, en el llano entre la Serra de Collcerola y el Mar Mediterráneo (Figura A7.2.2) y los ríos Llobregat (al suroeste) y Besòs (al noreste).

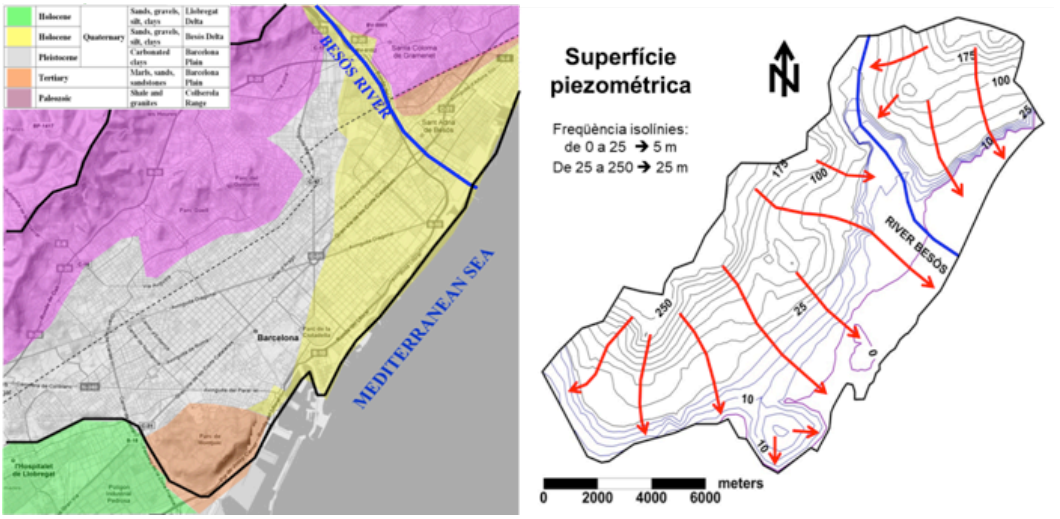


Figura A7.2.2 Descripción esquemática de la hidrogeología de Barcelona. A la izquierda las principales unidades hidrogeológicas. A la derecha el mapa piezométrico. Se han representado las curvas de igual nivel con equidistancias diferentes. Las líneas rojas representan líneas de flujo.

Los acuíferos de Barcelona han soportado una fuerte extracción de agua subterránea desde mediados del siglo XIX hasta la actualidad. El bombeo fue particularmente intenso en los dos acuíferos deltaicos. La extracción produjo grandes descensos (más de 15 m en algunos sectores), lo que llevó a la intrusión de agua de mar. Desde la década de 1970, la pérdida de calidad de las aguas subterráneas y la fuerte presión urbana han provocado que muchas industrias dejen la ciudad, lo que ha provocado una reducción del bombeo y una recuperación progresiva de los niveles y el retroceso de la intrusión marina (Vázquez-Suñé et al., 2005b).

La recarga directa de lluvia ocurre principalmente en las áreas no urbanizadas de la zona alta de la ciudad. Se considera agua de recarga natural "limpia". La intrusión de agua de mar y el agua procedente del contaminado río Besòs deben considerarse fuentes potenciales de recarga en zonas bajas. Otras fuentes adicionales de recarga pueden atribuirse a acciones antrópicas relacionadas con el desarrollo de la ciudad. El primero es la pérdida en la red de suministro de agua potable a Barcelona, la que proviene de los ríos Ter (mediante un transvase desde esa cuenca situada al norte) y Llobregat. Esto provoca una separación de la ciudad en dos zonas con distinta calidad de agua. Como consecuencia de los dos orígenes diferentes del suministro de agua, se pueden encontrar dos composiciones químicas diferentes en el agua residual. Finalmente, en las áreas pavimentadas, el agua de escorrentía lixivia las calles de la deposición atmosférica y emisiones de vehículos y recarga los acuíferos a través de la infiltración directa o las pérdidas de las alcantarillas. En resumen, se identifican hasta ocho fuentes de recarga diferentes en la ciudad: (1) río Besòs (RIV), (2) agua de lluvia en el área no urbana del norte (REC), (3) agua de suministro del río Ter (TER), (4) agua de suministro del río Llobregat (LLOB), (5) aguas residuales cuyo origen es el río Ter (SW_TER), (6) aguas residuales cuyo origen es el río Llobregat (SW_LL), (7) escorrentía superficial (RUNOFF) y (8) intrusión de agua de mar (MAR).

A7.2.4 Aplicación a la distribución espacial de las proporciones de mezcla

Las proporciones de mezcla calculadas muestran una variabilidad significativa, pero se pueden observar varias tendencias. Los resultados más relevantes en este ejemplo son la distribución espacial de las proporciones de mezcla (Figura A7.2.3). La mayoría de las muestras contienen porciones significativas de agua que proviene de las redes de suministro y de alcantarillado, que representan aproximadamente el 50% del agua residente en el acuífero. Esta alta proporción se explica porque 1) la ciudad importa alrededor de 200 hm^3/a para suministro, mientras que la que procede de la precipitación es de sólo 5 hm^3/a (recarga de 50 mm/a y 2.5% del agua suministrada), 2) parte de la red de alcantarillado es bastante antigua y 3) hasta hace poco una parte de la limpieza de las calles y el riego de parques se realizaba con agua de suministro.

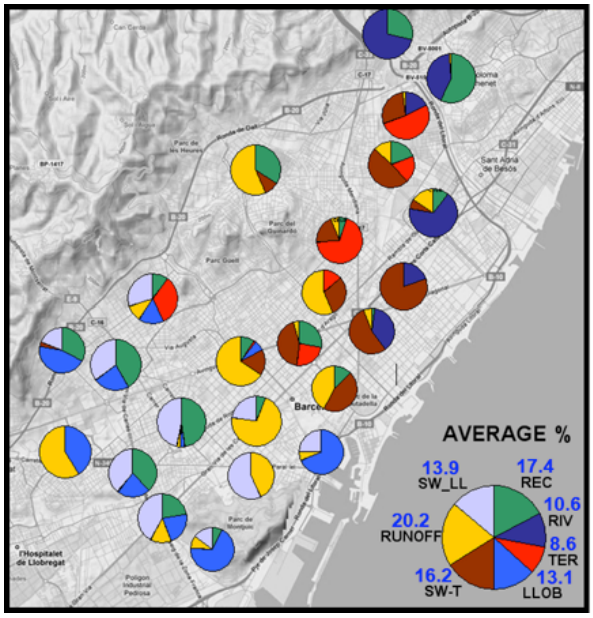


Figura A7.2.3 Resultados del cálculo de las proporciones de mezcla

La recarga de escorrentía (RUNOFF) es muy variable, desde más del 50% en algunos pozos hasta casi cero en la mayoría de ellos. En general, la recarga de aguas de escorrentía representa aproximadamente el 20% del agua residente.

Las concentraciones calculadas de la mayoría de las especies para la recarga del río Besòs son significativamente más pequeñas que las medidas, que provienen de promedios a largo plazo. Probablemente, la recarga aumente significativamente en eventos de mayor caudal de río, cuando los solutos están más diluidos (Vázquez-Suñé et al., 2007).

Estos resultados reflejan las concentraciones de las aguas residentes y sus proporciones de mezcla respecto a sus end-members. Estos valores son de gran importancia ya que proporcionan información sobre cómo se puede gestionar el agua, pero no pueden utilizarse como indicadores de la importancia relativa de las fuentes de recarga. Para ello, se necesita un modelo completo de flujo de agua subterránea y de transporte de masa.

A7.2.5 Resultados.

Se han utilizado 12 especies químicas: C_l, SO_4, ^{34}S, ^{18}O, ^{2}H, F, N, Br, EDTA, Zn, RA (alcalinidad residual) y B. Todas, excepto las últimas cuatro especies, se comportaron de manera conservadora. El EDTA medido en los pozos fue mucho más bajo que en las fuentes de recarga, lo que sugiere que se degrada. La RA fue mucho mayor en los pozos, lo que puede estar relacionado con la degradación de la materia orgánica y el amortiguamiento del suelo. A pesar de estas dificultades, las proporciones de mezcla calculadas fueron conceptualmente más consistentes cuando se utilizó el conjunto completo de especies.

La cartografía de las proporciones de mezcla en los pozos proporciona una visión clara sobre la distribución general de las fuentes de recarga. Generalmente, las proporciones calculadas son consistentes con el modelo conceptual y las concentraciones resultantes

están cerca de las mediciones. Esto implica que los resultados son satisfactorios y que la metodología puede considerarse validada. Sin embargo, los resultados habrían sido mucho más sólidos si el número de end-members hubiera sido menor, lo que también habría simplificado el proceso de estimación.

La metodología presentada puede ser útil para cuantificar el origen de la recarga en áreas urbanas. Sin embargo, la transferencia de las relaciones de mezcla a las relaciones de recarga no es directa. En general se requiere un modelo de flujo para tener en cuenta adecuadamente las variaciones espaciales y temporales.

Un análisis preliminar, suponiendo que los pozos medidos son representativos del comportamiento del acuífero completo, sugiere que el 22% de la recarga total proviene de la red de suministro de agua potable, el 30% de las aguas residuales, el 17% de la recarga por la precipitación en el área no urbanizada del norte, el 11% del río Besòs y el 20% de la infiltración de la escorrentía, mientras que la contribución de la intrusión de agua de mar es mucho menor. Esto tiene consecuencias, tanto en la evaluación de los balances de agua subterránea como en la identificación de la calidad potencial del agua subterránea en función de la calidad del agua en los end-members y tiene importantes implicaciones potenciales en la gestión de aguas subterráneas en áreas urbanas.

A7.2.6 Aplicación de modelos de flujo y transporte para el cálculo de la recarga en zonas urbanas.

Para abordar las incertidumbres, Tubau et al. (2017) han presentado una metodología a tener en cuenta en la modelación numérica del flujo y transporte de solutos en áreas urbanas. Se aplica a la evaluación de las fuentes de recarga en los acuíferos de la ciudad de Barcelona y permite cuantificar la variabilidad en el espacio y el tiempo de la recarga en acuíferos en áreas urbanas. En este caso, las fuentes potenciales de recarga consideradas son: 1) infiltración directa de lluvia y escorrentía urbana, 2) pérdidas del sistema de alcantarillado, 3) pérdidas del sistema de suministro de agua y 4) otras fuentes específicas de recarga, como infiltración de ríos, intrusión de agua de mar, etc. Inicialmente, los cálculos de recarga se realizaron definiendo y aplicando algunas ecuaciones analíticas y la validación se hizo en función de la modelación numérica de flujo y de transporte de solutos. Esta aplicación ha permitido a los administradores de aguas subterráneas urbanas evaluar la contribución relativa de diferentes fuentes de recarga, utilizando un enfoque de modelado de transporte de soluto y flujo a escala de ciudad, considerando factores de cantidad y calidad.

El método propuesto (Tubau et al., 2017) es aplicable incluso cuando los datos son escasos. Puede considerarse una variante del método de balance de masa por fluctuación del nivel freático (Healy y Cook, 2002; De Vries y Simmers, 2002). En esencia, se basa en calibrar un modelo a gran escala, se usando funciones de recarga espaciales, parametrizadas apropiadamente.

En la práctica, el método consta de los siguientes pasos: 1) definición del modelo conceptual, 2) implementación en un modelo numérico, 3) parametrización de la recarga de áreas, 4) calibración y 5) iteración. Estos pasos se definen de la siguiente manera:

1. Definición del modelo conceptual (Figura A7.2.4), utilizando métodos hidrogeológicos convencionales que consideran geología, hidrogeología, meteorología, hidrología, usos del suelo, tasas de bombeo, hidroquímica, etc. Se debe hacer hincapié en la evaluación no solo de las entradas y salidas totales, sino también de su evolución en el tiempo. Algunas de estas consideraciones son:

- Conceptualización de las fuentes de recarga.
- Recarga por infiltración de lluvia en áreas no urbanizadas
- Recarga por infiltración de agua de riego en áreas no urbanizadas
- Recarga por infiltración de lluvia en superficies urbanizadas
- Recarga por pérdidas de la red de suministro de agua potable
- Recarga por pérdidas de la red de saneamiento

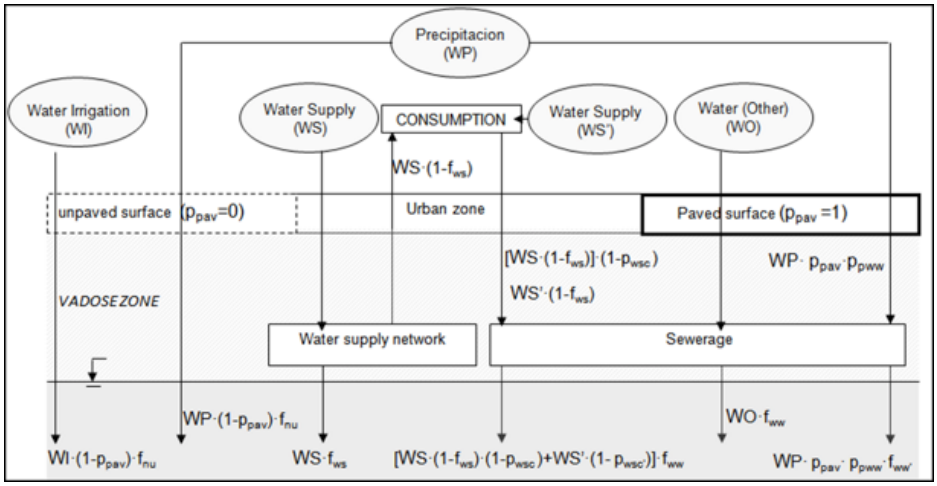


Figura A7.2.4.- Modelo conceptual para evaluar la recarga de agua subterránea en áreas urbanas

2. Implementación en un modelo numérico, una vez que se ha definido un modelo conceptual. Esto requiere especificar todos los parámetros, así como la discretización espacial y temporal y las condiciones de contorno (entradas laterales, recarga, tasas de bombeo, etc.).

3. Parametrización de la recarga urbana, por áreas, como flujo de recarga conocido, variable en el tiempo.

4. Calibración de los parámetros de recarga urbana junto con los parámetros restantes del modelo para ajustar las observaciones, mientras se asegura que tanto los parámetros estimados como el modelo resultante sean consistentes con la información anterior. El

hecho de que los parámetros de recarga sean estimados no requiere ninguna atención especial. El único problema es que, en la práctica, se necesitan códigos de inversión para la calibración, con minimización de una función objetivo.

5. Iteración de los pasos 4 y 5, utilizando diferentes funciones de recarga o combinaciones de ellas, hasta que se llegue a un ajuste satisfactorio.

A7.2.7 Aplicación a los acuíferos de la ciudad de Barcelona

Como se puede ver en Tubau et al. (2017), se ha generado un extenso modelo de flujo numérico y transporte de solutos de los acuíferos de Barcelona para la gestión del agua. Se ha considerado que la estructura del modelo consta de una capa superior que representa los sistemas de acuíferos superficiales de Barcelona, Badalona y el Delta del Besòs, una capa intermedia que representa el principal acuífero del Delta del Besòs y una capa inferior que representa el acuífero más profundo del Delta del Besòs. Esta red de superposición contiene todos los datos disponibles (niveles y concentraciones de cloruro), límites y condiciones de contorno del dominio, parámetros hidráulicos de los acuíferos (conductividad hidráulica, coeficiente de almacenamiento, porosidad, etc.). También se incluyen datos de extracción de agua subterránea y recarga. El período abarca desde 1916 hasta 2006.

En este modelo se han utilizado técnicas de calibración del problema inverso. Es decir, todos los datos ingresados se han compilado y el programa devuelve parámetros hidráulicos consistentes con la información preliminar disponible que proporciona un mejor ajuste con los niveles y concentraciones medidos. El método ha consistido en 1) definición del modelo conceptual, 2) implementación en un modelo numérico, 3) parametrización de la recarga urbana, 4) calibración y 5) iteración de los pasos 4 y 5 hasta obtener el mejor ajuste. El ajuste obtenido se considera muy bueno a escala de la ciudad.

Otro aspecto importante de la consistencia de la calibración en el balance de masas (modelo conceptual) está asociado con las entradas y salidas de agua subterránea en todo el sistema y su variabilidad temporal. Se considera que el modelo reproduce con precisión la evolución temporal de las entradas y salidas de los diversos elementos del sistema (Figura A7.2.5). La cuantificación de las fuentes de recarga proporciona resultados inciertos, hasta alcanzar la versión de calibración final del modelo. La metodología descrita en la siguiente sección se aplicó para una cuantificación adecuada de las fuentes de recarga.

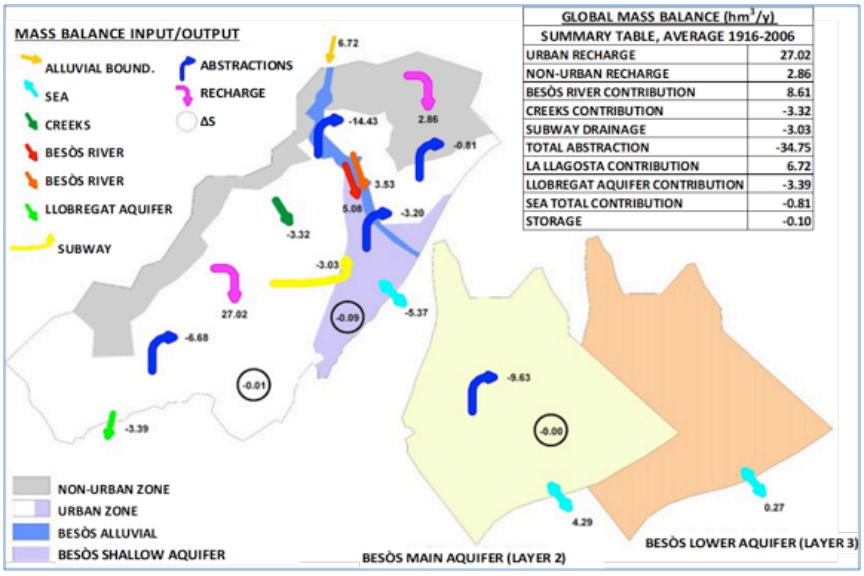


Figura A7.2.5 Balance de masa resultante del modelo numérico

Esta aplicación refleja la importancia de la evolución de la recarga en el balance de masas de los acuíferos. Es el elemento del balance más importante en los acuíferos de Barcelona. La situación identificada en el acuífero urbano de Barcelona puede ser típica de muchos sistemas de acuíferos urbanos. Basándose en criterios generales en el proceso de calibración de recarga, se concluye que:

• Se han propuesto hipótesis para evaluar la recarga en áreas urbanas basándose en porcentajes de redes de agua y alcantarillado susceptibles de pérdidas y que recargan el sistema de agua subterránea. Estas aguas se clasifican de acuerdo con sus propiedades químicas, las vías potenciales para ingresar al subsuelo y el origen. En este estudio, a falta de datos más directos, la recarga espacial y temporal discretizada utiliza la densidad de población, la asignación de agua per cápita y el uso de la tierra.

• La calibración de varios escenarios de recarga requiere calibrar otros parámetros para obtener la mínima desviación posible.

• Un buen ajuste de niveles puede no ser suficiente para cuantificar la recarga, especialmente en aquellas áreas influenciadas por límites, en cuyo caso los datos hidroquímicos son útiles para validar o rechazar el modelo conceptual resultante.
Las referencias están incluidas en las referencias de este Capítulo 7.

Capítulo 8.

Recarga natural, territorio, clima y variabilidad climática.

Preámbulo

La recarga natural de acuíferos depende de diversos factores, que cambian espacial y temporalmente. Se considera el efecto de la vegetación y sus modificaciones en la tasa de recarga y su salinidad y como se refleja en los perfiles de salinidad de la zona no saturada. Se analiza la relación anual entre recarga difusa y precipitación. Se considera como la variabilidad climática afecta a la recarga y como se refleja en los perfiles de salinidad del medio no saturado y la existencia de recarga mayor que la actual en determinadas épocas pasadas, lo que da origen al concepto de paleorecarga. Se presenta la influencia del cambio climático sobre la recarga futura de los acuíferos y también los efectos del cambio global.

8 Resumen

En este Capítulo se considera la dependencia de la recarga natural de la vegetación y de las variaciones climáticas, con carácter general, así como las posibles relaciones entre recarga anual natural difusa y precipitación. También se considera como la recarga difusa y sus variaciones se reflejan en la salinidad del agua del medio no saturado.

Las características de suelo, en especial su capacidad de retención de humedad, y la vegetación, en especial a través de la profundidad radical, tienen gran influencia en la recarga que se produce en unas determinadas condiciones climáticas. A mayor retención y mayor profundidad radical, menor es la recarga a igualdad de las otras condiciones. En clima árido y semiárido la recarga es una pequeña fracción de la precipitación, pero contiene casi todas las sales depositadas de origen atmosférico y las tomadas del suelo, de modo que en clima árido el agua recargada puede llegar a ser salobre. Esto se manifiesta en los perfiles de salinidad del medio no saturado, como conductividad eléctrica o concentración de cloruros. Las variaciones anuales de la recarga producen variaciones de la salinidad en profundidad en torno a un valor medio, si durante el periodo de tiempo representado en el perfil no se han producido cambios climáticos o de uso del suelo. Los cambios de uso del territorio, como la deforestación o la reforestación, la transformación en terreno agrícola del bosque o matorral o la introducción del regadío, producen cambios en la recarga difusa que se traducen en modificaciones del perfil de salinidad, con escalones cuya profundidad depende de la tasa de recarga.

Las variaciones de la precipitación producen variaciones de la recarga natural distribuida. En climas húmedos o moderadamente secos se puede definir una relación lineal entre precipitación y recarga anuales, con un umbral por debajo del cual no se produce recarga significativa. Esto sucede porque al inicio de cada año hidrológico la reserva máxima de agua en el suelo está casi completa y por lo tanto no se tiene memoria apreciable de lo que sucedió en el año anterior, a menos que fuese anormalmente seco. A medida que el clima es más árido, la memoria de un año respecto al anterior es cada vez mayor y la relación lineal empeora, hasta dejar de existir en climas áridos.

Las relaciones precipitación-recarga se modifican cuando la nieve tiene importancia en la recarga y también por la progresiva mayor importancia de la recarga que se produce a partir de la infiltración de la escorrentía de eventos concentrados de precipitación, con creciente importancia de los eventos intensos de baja frecuencia cuanto mayor sea la aridez. La evaluación de estos efectos requiere conocer bien el funcionamiento de los sistemas de montaña-depresión.

El clima ha ido cambiando a lo largo de la historia, incluso de la relativamente reciente (fluctuaciones climáticas). Esto se refleja en cambios importantes en la recarga media en áreas semiáridas y áridas y también en aquellas que han sufrido periodos previos de permafrost. En sistemas acuíferos extensos, con lenta renovación (de siglos a milenios), las condiciones actuales pueden ser en parte el resultado de condiciones climáticas distintas en épocas anteriores.

En áreas desérticas no es raro encontrar niveles freáticos altos y manantiales y nacientes que no responden a las condiciones actuales, sino que son restos del agotamiento de las reservas acumuladas durante periodos de mayor recarga (paleorecarga), mientras la recarga actual puede ser muy pequeña o nula a efectos prácticos. A lo largo de los milenios se han sucedido periodos más húmedos y más secos, dentro de las condiciones generales de aridez, cuya marca aparece en niveles de terrazas lagunares y fluviales y en restos de humedales.

La variación climática natural continúa produciéndose, siguiendo ciclos periódicos que van acompañados de notables irregularidades, que hacen muy incierta la proyección al futuro. A esto se suman los efectos antropogénicos que producen cambio climático y cambio global.

El cambio climático es el debido a la introducción en la atmósfera de gases de efecto invernadero, que favorecen un calentamiento difícil de cuantificar que se superpone a la evolución natural, y un aumento del vapor de agua en la base de la estratosfera y del polvo ambiental, con el efecto contario. Esto es considerado en modelos globales que tratan de conocer el clima en las décadas futuras, con mayor fiabilidad en cuanto al incremento relativo de temperatura, pero que presentan diferencias entre ellos debidas a las simplificaciones que hay que introducir y a que no todos los procesos están considerados o son conocidos. En los lugares en que se predice un aumento de temperatura ambiental cabe esperar un aumento de la evapotranspiración potencial, pero que no necesariamente se traduce en una disminución de la recarga. La modelación de los efectos del cambio climático puede hacerse con los modelos hidrológicos-hidrogeológicos disponibles, una vez que se han definido los escenarios a considerar. Para la aplicación a un acuífero determinado hay que transformar los datos de los modelos climáticos globales a las condiciones locales mediante un proceso de detallado (downscaling), lo que incrementa la ya notable incertidumbre de partida. Las proyecciones hacia atrás, para tratar de reproducir la evolución observada, además de la incertidumbre de ese conocimiento, requiere que se corrija el sesgo de las series de datos de las simulaciones climáticas o bien que se trabaje con el mismo y la comparación se haga indirectamente.

El cambio global es el debido a las acciones antrópicas que modifican el ambiente natural y humano en un lugar determinado, o por acciones que derivan de actuaciones de mayor alcance, como el ascenso actual del nivel del mar, de la disminución de la biodiversidad e introducción de nuevas especies, del talado masivo del bosque, de las grandes acciones de reforestación, de la gran agricultura extensiva, del abandono del medio rural, del descenso generalizado del nivel freático por extracción a gran escala del agua subterránea y de la urbanización de áreas extensas, entre otras situaciones. En general, el cambio global es de mayor alcance a nivel local y regional que el climático, aunque se habla menos del mismo ya que es más complejo localmente y se carece de muchos de los datos para crear escenarios futuros.

Nota: el contenido de este Capítulo se basa en el material publicado y en el recopilado y obtenido de los diferentes organismos consultados, además de los escritos docentes preparados por el redactor para varios cursos sobre recarga natural y en la experiencia personal en cuanto a algunos de los modelos en proyectos y estudios de casos reales. Hay numerosas adiciones procedentes de textos, estudios y artículos, que se referencian oportunamente. El contenido trata de mostrar el mejor conocimiento actual, aunque en ocasiones puede haber problemas de interpretación de las fuentes. No se trata de una revisión completa sobre el tema sino de contribuciones sistematizadas, con énfasis en los aspectos menos comunes y que tienen relevancia para el análisis de la evaluación de la recarga natural en España, que se considera en los Capítulos 9 y 10.
En su mayoría las figuras se han tomado de las referencias, tal como están y con la calidad con que se encuentran. Algunas pueden tener resolución deficiente, rotulaciones y cifras no legibles (se trata de compensar dando indicaciones en el pie de figura) o contenidos que faltan o sobran.
Se mencionan localidades cuya situación con frecuencia no está en mapas o figuras. El lector debe ubicarlas por otros medios.
En el texto se utilizan abreviaturas, símbolos y siglas que se definen cuando se introducen, excepto las más comunes y repetitivas. Estas se reúnen y definen en el Preámbulo general. Se usa m= metro, L = litro; d = día y a = año, afectadas por los indicadores internacionales de submúltiplos y múltiplos.

8.1 Introducción

La recarga natural en un determinado lugar, además de las condiciones climáticas y sus fluctuaciones y variaciones, depende de las características del suelo y de la vegetación, que evolucionan de forma relacionada (Berry et al., 2005). Las características del suelo, en especial su capacidad de retención de humedad, y de la vegetación, en especial a través de la profundidad radical, tiene gran influencia en la recarga que se produce en unas determinadas condiciones climáticas. A mayor retención y mayor profundidad radical, menor es la recarga, a igualdad de las otras condiciones. En clima árido y semiárido, la recarga es una pequeña fracción de la precipitación, tanto menos cuanto más fino sea el suelo (Gates et al., 2011), pero que contiene casi todas las sales depositadas de origen atmosférico y las tomadas del suelo, de modo que en clima árido el agua recargada puede llegar a ser salobre. Esto se manifiesta en los perfiles de salinidad del medio no saturado, como conductividad eléctrica o concentración de cloruros. Las variaciones anuales de la recarga producen variaciones de la salinidad en profundidad en torno a un valor medio, si en el periodo de tiempo representado en el perfil no se han producido cambios climáticos o de uso del suelo.

Los cambios de uso del territorio, como la deforestación o la reforestación, la transformación en terreno agrícola del bosque o matorral o la introducción del regadío, producen cambios en la recarga difusa que se traducen en modificaciones del perfil de salinidad, con escalones cuya profundidad depende de la tasa de recarga. Es un tema tratado por muy diversos autores (Adar et al, 1995; Farley et al., 2005; van Lill et al., 1980; Woodward et al., 2014; Zhou et al., 2010; Huang et al., 2013; Jolly et al., 1989), así como el efecto en la recarga de los incendios forestales (Landfortd, 1976; Kuczera, 1987) y en general de los cambios de uso del territorio (Bellot et al., 2001; Calder, 1993; Gordon et al., 2003; Ibrahim et al., 2014; Zhou et al., 2015). La introducción de regadío también es una causa de salinización de la recarga a través de la infiltración de los retornos de riego (Pulido-Bosch et al., 2018).

Los efectos hidrológicos se están estudiando en cuencas experimentales bien equipadas, como en Cataluña y la cuenca del Ebro (Gallart y Llorens, 2003; 2013; Latron y Gallart, 2007, Latron et al., 2009; Guasch et al., 2006).

La Figura 8.1.1 muestra como el aumento del bosque reduce las aportaciones de una cuenca, con un efecto creciente con la mayor precipitación media.

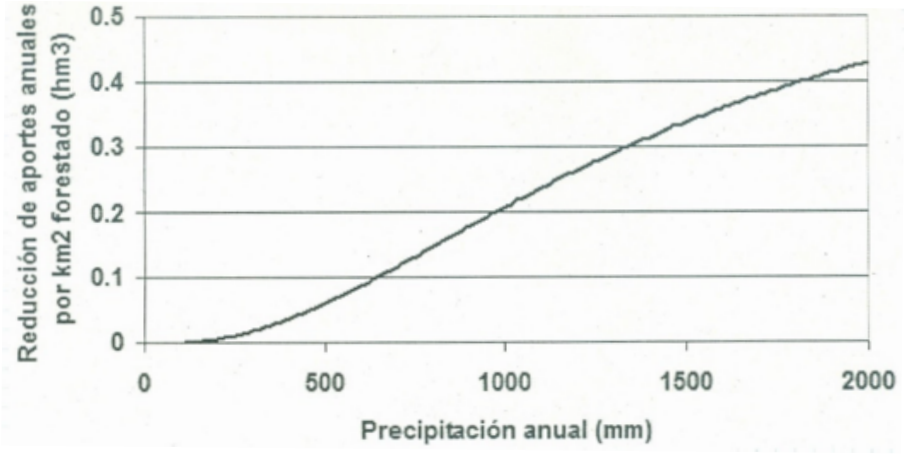


Figura 8.1.1. Reducción de la aportación específica de una cuenca boscosa por aumento de la superficie de bosque, en función de la precipitación media anual, según F. Gallart (IDAEA-CSIC), con datos modificados de Zhang et al. (2001). Las ordenadas en hm^3/km^2 son mm de columna de agua que se restan a la precipitación sobre el área de nuevo bosque

En climas húmedos o moderadamente secos se puede definir una relación lineal entre precipitación y recarga anuales, con un umbral por debajo del cual no se produce recarga significativa. A medida que el clima es más seco, la relación lineal empeora, hasta desaparecer en climas áridos. Las relaciones se modifican cuando la nieve tiene importancia en la recarga. También la relación entre precipitación y recarga se ve modificada por la progresiva mayor importancia de la recarga a partir de la escorrentía de eventos concentrados de precipitación, con gran importancia de los eventos intensos de baja frecuencia, tanto más cuanto mayor sea la aridez. La evaluación de estos efectos requiere conocer bien el funcionamiento de los sistemas de montaña-depresión.

La relación entre precipitación y recarga para condiciones meteorológicas similares se modifica por cambios en el uso del territorio, en especial en áreas áridas. Los efectos son diferidos en cuanto a cantidad y mucho más en cuanto a salinidad cuando el medio no saturado es potente.

El clima ha ido cambiando a lo largo de la historia, incluso de la historia relativamente reciente (fluctuaciones climáticas) y eso se refleja en cambios importantes en la recarga media en áreas semiáridas y áridas. En sistemas acuíferos extensos, con tiempos de renovación de siglos a milenios, las condiciones actuales pueden ser en parte el resultado de condiciones climáticas distintas en épocas anteriores. A lo largo de los milenios se han sucedido periodos más húmedos y más secos, dentro de las condiciones generales de aridez, de modo que lo que se observa actualmente es el resultado acumulado de circunstancias del pasado.

La variación climática natural continúa y es parte de la realidad. Sigue ciclos periódicos que van acompañados de importantes irregularidades, que hacen muy incierta la proyección al futuro. A esto se suman los efectos antropogénicos que producen el cambio climático y el cambio global.

En los lugares en que se predice un aumento de temperatura ambiental, cabe esperar un aumento de la evapotranspiración potencial y por tanto una disminución de la recarga, pero la relación es más compleja y puede llegar a ser inversa, ya que en el balance hay que tener en cuenta la evapotranspiración real en vez de la potencial. La modelación de los efectos puede hacerse con los modelos hidrológicos-hidrogeológicos disponibles, una vez que se han definido los escenarios a considerar. Para la aplicación a un acuífero determinado hay que adaptar los datos de los modelos climáticos globales a las condiciones locales mediante un proceso de detallado (downscaling).

El cambio global es el debido a las acciones antrópicas que modifican el ambiente natural y humano en un lugar determinado o por acciones que derivan de actuaciones de mayor alcance, como el ascenso actual del nivel del mar, de la disminución de la biodiversidad e introducción de nuevas especies, del talado masivo del bosque, de las grandes acciones de reforestación, de la gran agricultura extensiva, del abandono del medio rural, del descenso generalizado del nivel freático por extracción a gran escala del agua subterránea y de la urbanización de áreas extensas, entre otras situaciones. En general, el cambio global es de mayor alcance a nivel local y regional que el climático, aunque se habla menos del mismo, ya que es más complejo localmente y se carece de muchos de los datos necesarios para crear escenarios futuros.

8.2 Recarga natural difusa, terreno, vegetación y perfiles de salinidad del terreno

Como se expone en el Capítulo 2 y se desarrolla en los Capítulos que le siguen, la recarga natural difusa es el resultado de un balance de agua en el suelo edáfico, en el que la evapotranspiración es una salida importante, la cual es dominante en el caso de climas áridos y semiáridos. Esta evapotranspiración es la suma de la transpiración de la planta y de la evaporación del agua del suelo y de la interceptada por la vegetación, con modificaciones por el flujo sobre troncos y tallos. El tipo de planta, su morfología y su densidad territorial juega un papel importante en este balance de agua, en especial en cuanto a la profundidad radical. También juegan un papel importante las características del suelo en cuanto al contenido máximo de humedad, multiplicado por el espesor radical. Cuanto mayor sea la retención específica de agua de un suelo (capacidad de campo) y mayor el espesor radical, menor es la recarga a igualdad de precipitación. La Figura 8.2.1 muestra la variación de la relación recarga-precipitación en un determinado lugar en Australia, según se trate de terreno boscoso o pradera. La Figura 8.2.2 muestra similar influencia en la evapotranspiración. En ambos casos, la recarga es menor en el bosque, donde la profundidad radical es mayor, aunque Elridge y Freudenberger (2005) mencionan que los árboles del bosque favorecen la infiltración en un área de Australia con agricultura fragmentada. En cualquier caso, hay diferencias en el balance de agua entre áreas forestadas y no forestadas en un mismo lugar (Ventura de Oliveira, 2018) y con el manejo del bosque en cuanto a las actuaciones sobre el mismo y el estado del sotobosque.

La Figura 8.2.3 muestra como varía la recarga anual calculada según los tipos de vegetación.

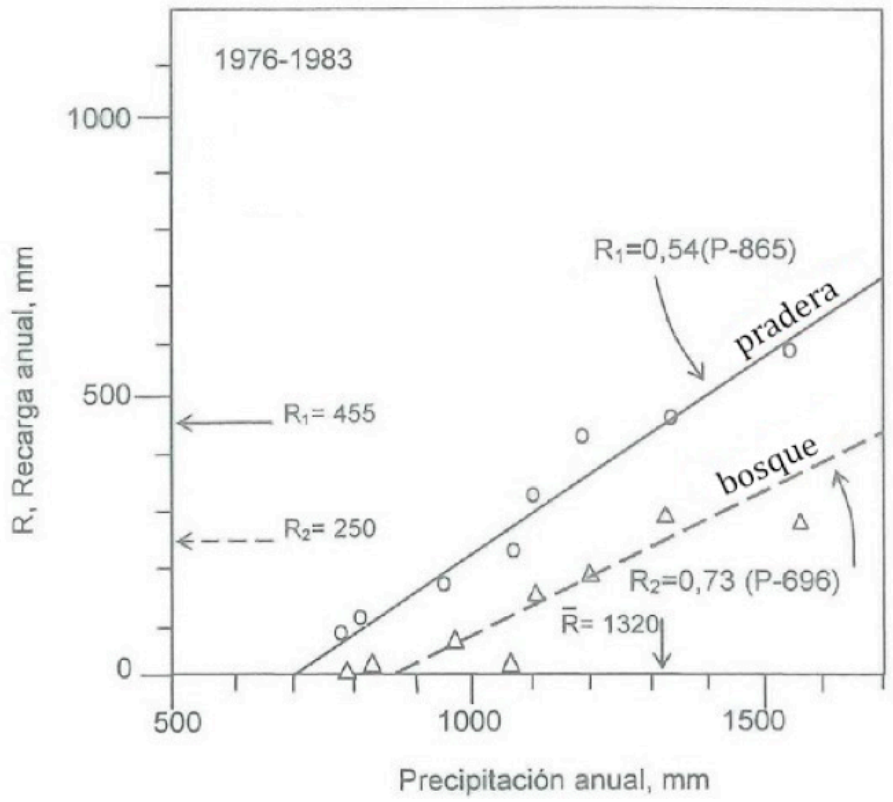


Figura 8.2.1 Relación recarga-precipitación anuales en un determinado lugar de Australia, según se trate de terreno boscoso o pradera (Wheeler y Falkland, 1986; Falkland y Custodio, 1991)

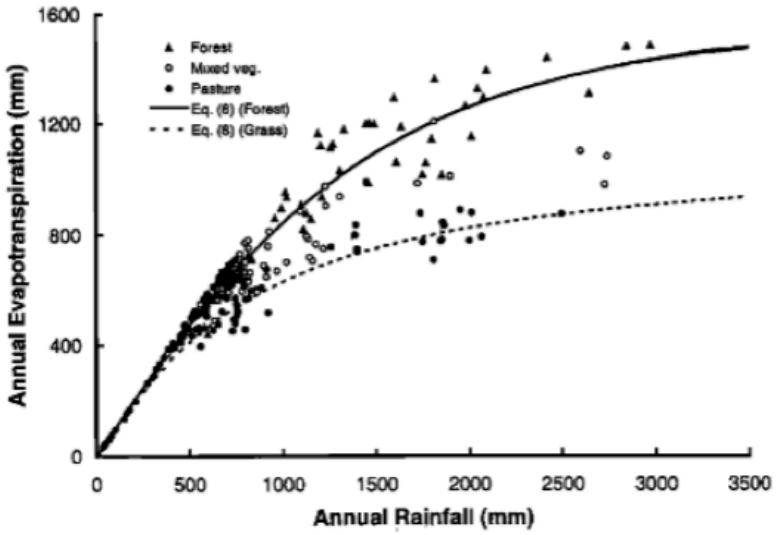


Figura 8.2.2 Relación entre evapotranspiración anual y precipitación anual en un determinado lugar de Australia, según que el territorio este cubierto de bosque o de pradera (Zhang et al., 2001)

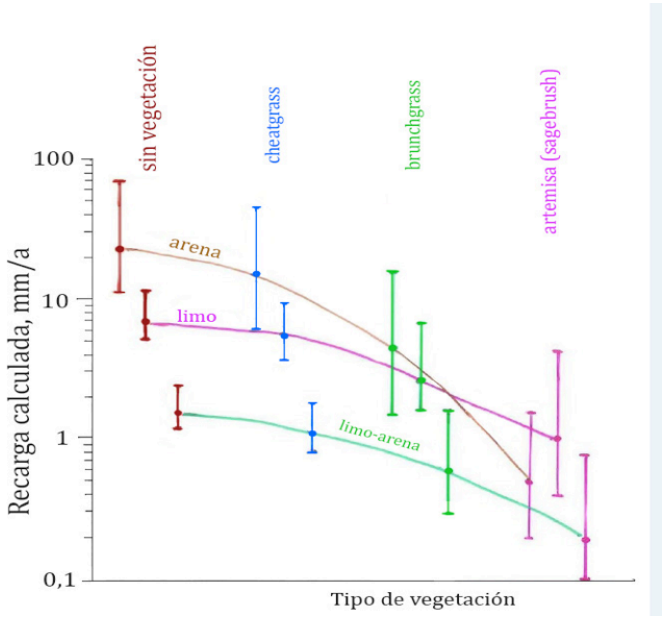


Figura 8.2.3 Variación de la recarga anual calculada según los tipos de vegetación y el tipo de suelo, a igualdad de precipitación, según Rockhold et al. (1995), para el periodo 1963-1993. La escala de recarga es logarítmica. El eje de abscisas no tiene escala y la ordenación de los tipos de vegetación es de mayor a menor recarga. Las barras indican el rango de variación de la recarga calculada

También la variación de la humedad del suelo se modifica según la vegetación que existe, como muestra la Figura 8.2.4. El agotamiento de la humedad en profundidad es mayor en bosque nativo o plantado maduro que en el caso de bosque joven, debido a la menor penetración y densidad radical. El efecto de suelo desnudo se muestra en la Figura 8.2.5. Si el terreno está seco, la actividad de los pasos preferenciales de recarga decrece (Gee et al., 1994)

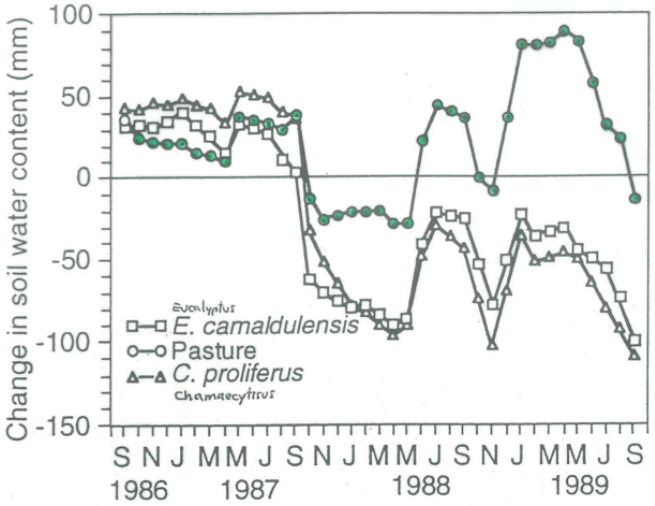


Figura 8.2.4 Evolución de la humedad del suelo según la vegetación existente. Se compara el pastizal con terrenos cubiertos por plantaciones de bosque de eucaliptus maderables (E. camaldulensis) y vegetación nativa de tagasaste o árbol de Lucerna (Chamaecytirus proliferus), que tienen mayores penetraciones radicales (Eastham-1993 en Simmers, 1997)

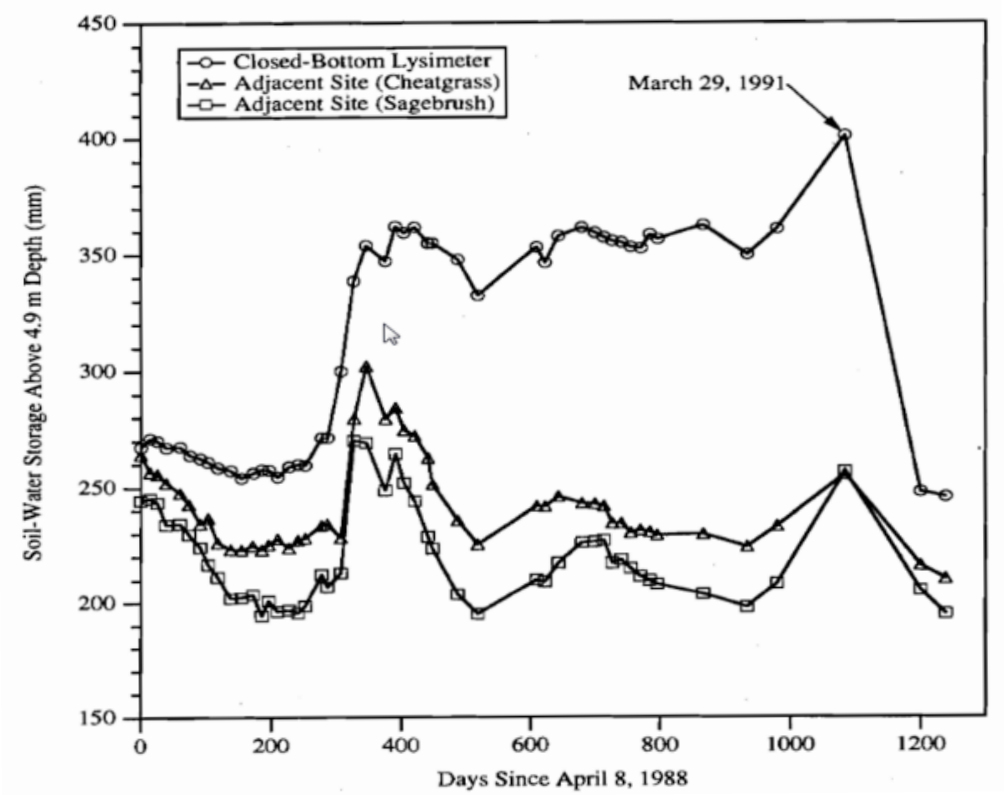


Figura 8.2.5 Efecto de la vegetación sobre el almacenamiento de agua (humedad) en el suelo, en Hanford, Washington (USA). Se muestran las diferencias entre pradera herbácea y matorral (tiene mayor penetración radical) y se comparan con las observaciones en un lisímetro en el que se ha eliminado la vegetación (Rockhold et al, 1995). La humedad se mantiene mayor por menor evaporación, ya que la difusión de la humedad hasta la superficie del terreno donde se produce la evaporación es más lenta que la toma por las raíces. La restitución de la vegetación en el lisímetro hace que la humedad se aproxime a la del terreno vegetado.

La Figura 8.2.6 muestra la influencia de la profundidad radical en la recarga, de modo que, para un mismo lugar, el aumento de dicha profundidad radical disminuye la recarga e incluso puede hacerse negativa (toma de agua freática si es posible o necesidad de complemento por riego). La Figura 8.2.7, en las mismas circunstancias que las de la Figura 8.2.6, muestra el efecto de la profundidad del nivel freático. Apenas influye para plantas no freatófitas.

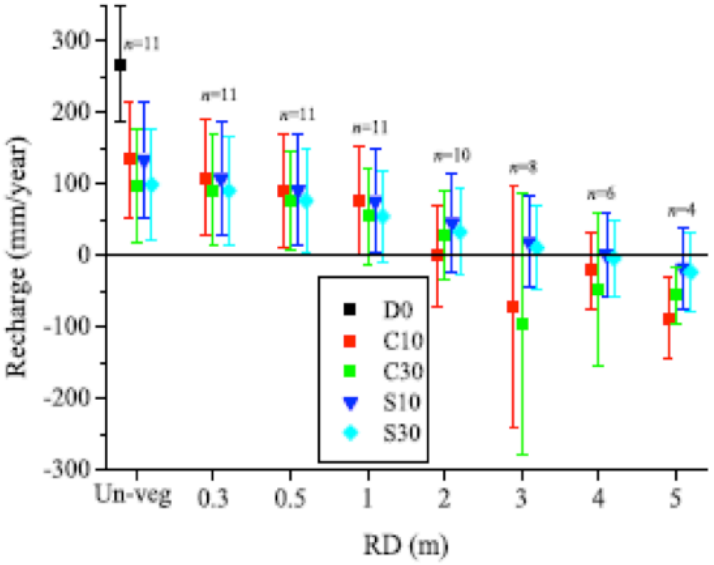


Figura 8.2.6 Recarga anual para diferentes profundidades radicales (RD), tipos de vegetación y perfiles litológicos de la zona no saturada. Las barras comprenden una desviación estándar para el número de muestras indicado. Se indica el valor medio (Ordens et al., 2014). No se detalla el tipo de planta ni se suelo. Se aprecia claramente como, al aumentar la profundidad radical, disminuye la recarga en un determinado lugar y circunstancias, hasta anularla o necesitar toma freática o regadío (recarga negativa)

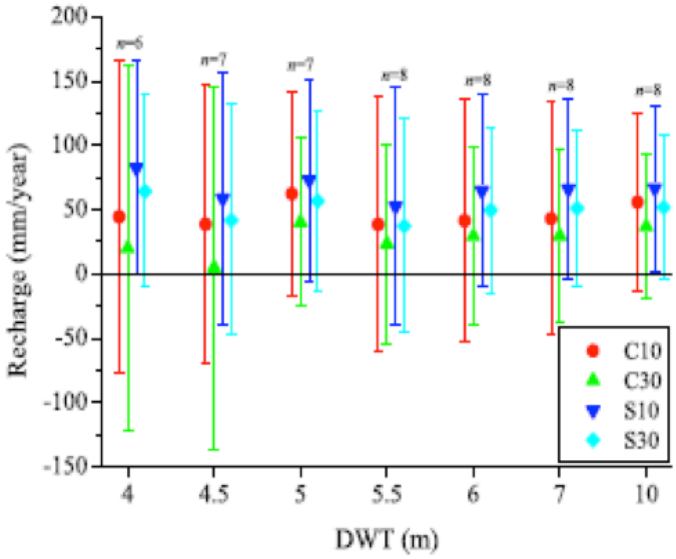


Figura 8.2.7 Recarga anual para diferentes profundidades del nivel freático (DWT) y perfiles litológicos de la zona no saturada (no se especifican). Las barras representan una desviación estándar para el número de muestras indicado. Se indica el valor medio (Ordens et al., 2014). La profundidad del nivel freático apenas influye.

Como se expone en la Sección 5.7 del Capítulo 5, en un caso ideal, la salinidad de la humedad contenida en el perfil del suelo crece con la profundidad a medida que las raíces van tomando agua por ósmosis, hasta un valor máximo (Figura 5.7.3 de la Sección 5.7 del Capítulo 5) que después se mantiene aproximadamente constante por debajo del suelo edáfico, hasta las proximidades del nivel freático, donde la salinidad puede modificarse por difusión con el medio saturado (Figura 8.2.8).

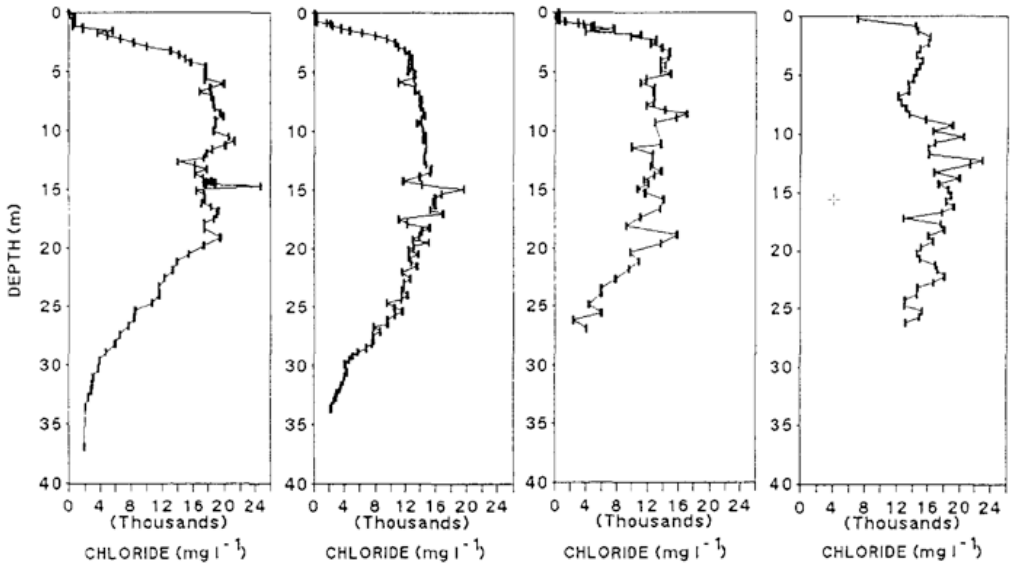


Figura 8.2.8 Perfiles del contenido en cloruros en el medio no saturado bajo terreno natural con vegetación nativa de "mallee" (eucaliptos y arbustos), en la cuenca occidental del río Murray (Australia), que es muy eficiente para capturar la humedad del suelo en el clima semiárido local (Cook et al., 1989). A profundidades entre 2 y 5 m bajo la superficie, la salinidad asciende hasta 10 a 20 g/L de Cl y se mantiene hasta decrecer en la parte inferior, posiblemente por difusión hacia el nivel freático.

Si se produce infiltración por fisuras y grietas dispersas, de modo que parte del agua penetrada no sufre evapotranspiración, el agua de recarga en tránsito puede ser menos salina que la de la parte inferior del suelo edáfico (Figura 5.7.4 de la Sección 5.7 del Capítulo 5). En ambiente árido, la evapoconcentración es muy intensa y el agua de recarga puede ser salina (Figuras 8.2.9). También la recarga puede ser salina cuando en áreas regadas en clima semiárido el agua aplicada tiene ya inicialmente una salinidad notable.

En zonas áridas con una zona no saturada espesa, cabe que el perfil contenga aguas en descenso de edades muy distintas, que responden a climas distintos, y por lo tanto con diferente salinidad. Suponiendo que la recarga se hace según el modelo de flujo de pistón, lo que es razonable en formaciones homogéneas, la tasa de descenso anual del agua recargada es $\tau' = H'/R$, en la que H' = humedad del terreno no saturado (contenido de agua de una unidad de longitud vertical) y R = recarga.

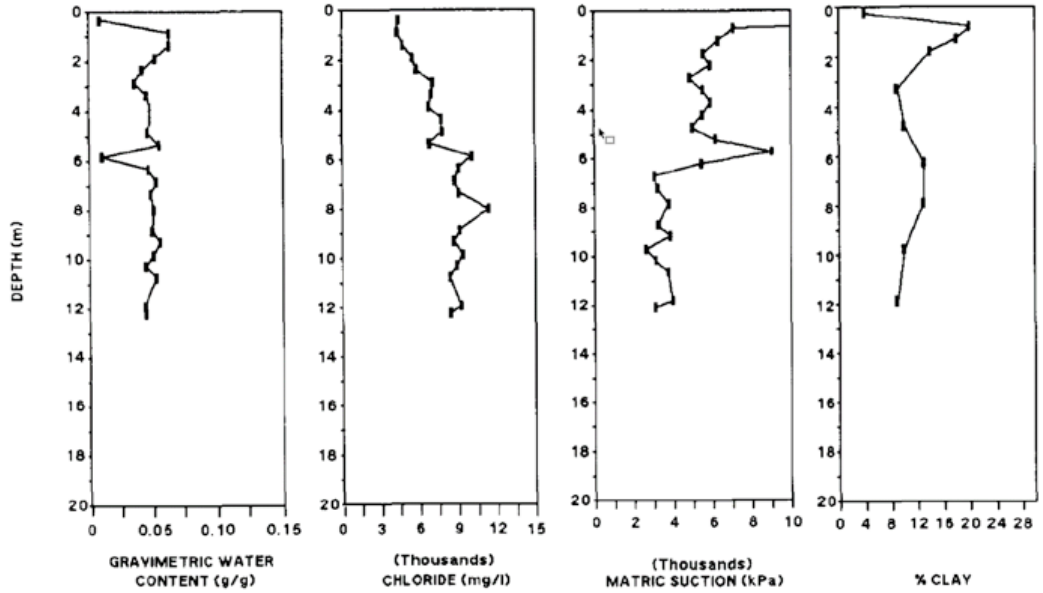


Figura 8.2.9 Perfiles de humedad, salinidad (contenido en cloruros) y tensión del agua del medio no saturado con recarga difusa y evapotranspiración hasta unos 6 m de profundidad, en clima árido. Se muestra además el contenido en arcilla del terreno a lo largo del perfil

Un territorio con clima y vegetación estables durante un largo tiempo tiene perfiles de salinidad del agua del terreno no saturado que son estables y homogéneos. Cuando se produce un cambio de uso del territorio cambia la recarga y consecuentemente la salinidad del agua del perfil. Si se trata de un área boscosa en clima semiárido, normalmente la vegetación ha desarrollado un sistema radical eficaz para captar el agua disponible. Consecuentemente, el agua de recarga tiene cierta salinidad, a veces relativamente elevada. La tala del bosque o desmantelamiento del matorral para crear pastizales aumenta la recarga (menor profundidad radical y menos eficacia) y el agua que se recarga es menos salina. Esta agua desplaza hacia abajo la humedad preexistente, creando un escalón que desciende progresivamente (Figuras 8.2.10, 8.2.11 y 8.2.12). La velocidad de desplazamiento vertical del frente permite conocer la tasa de recarga en la nueva situación.

$$R = p\theta/t$$

R = tasa de recarga,
p = penetración del cambio o distancia entre los cambios de dos perfiles en tiempos diferentes
θ = humedad del terreno
t = tiempo transcurrido desde que se produjo el cambio territorial o tiempo entre dos perfiles

Otros ejemplos son los de las Figuras 8.2.13 y 8.2.14. Son especialmente destacables los efectos en la recarga de la deforestación para crear praderas y campos de cultivo en la cuenca del Murray-Darling, en Australia, con gran talado en la cuenca del Murray desde hace dos siglos (Walker et al., 1993; Allison et al., 1990; Leaney et al., 2003). Algo similar sucedió en el área de Los Monegros, en Aragón, con una deforestación en el periodo 1600-1800, pero no se dispone de datos.

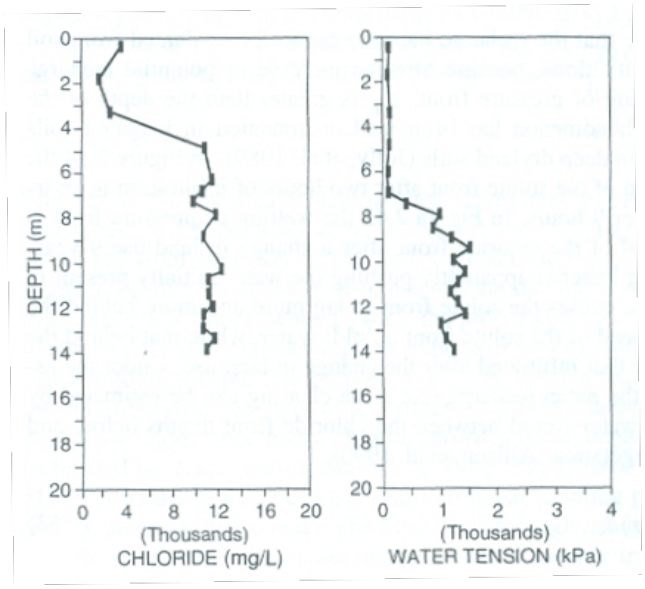


Figura 8.2.10 Perfiles de succión y salinidad (contenido en cloruros) del agua del medio no saturado con recarga difusa en un área semiárida, tras la substitución del bosque natural de eucaliptus por pastizales 9 años antes (Jolly et al., 1989)

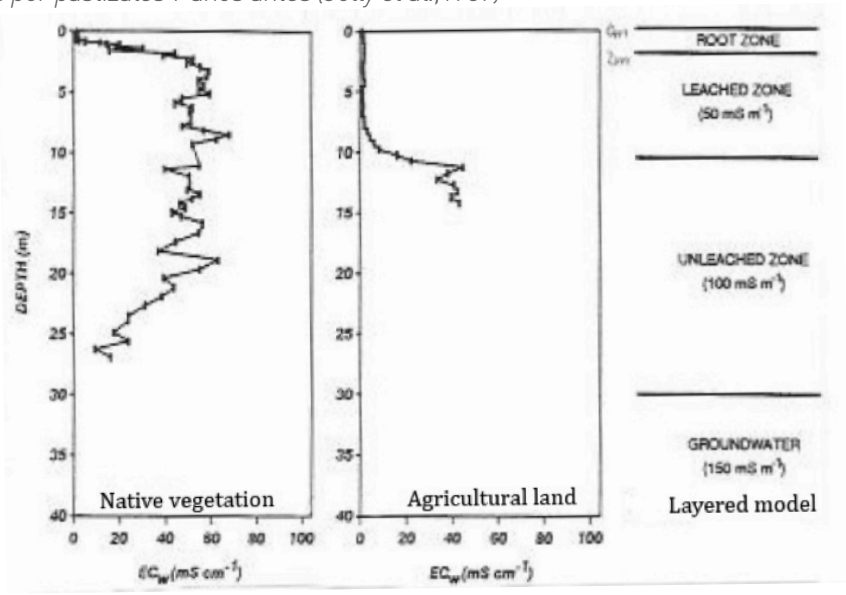


Figura 8.2.11 Efecto de la substitución del bosque natural por pastizales en la salinidad del agua del medio no saturado, en un área semiárida. La figura izquierda corresponde al estado natural, con estabilización bajo la zona radical, hasta una disminución por otras causas (efecto de difusión con el nivel freático o recarga antigua en condiciones climáticas más húmedas). La figura derecha muestra el resultado de la transformación a terreno agrícola de secano, con mayor recarga y menor salinidad

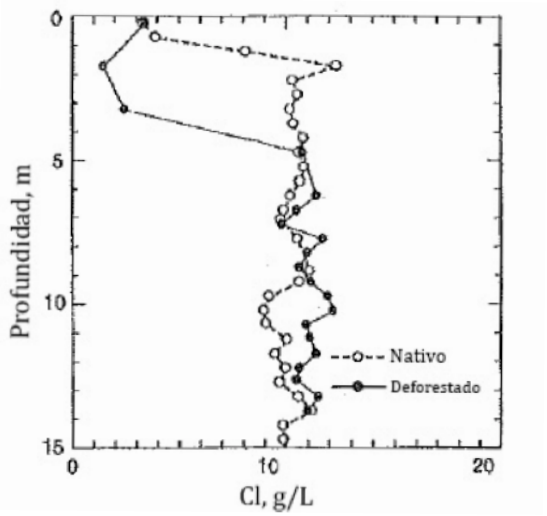


Figura 8.2.12 Perfiles del medio no saturado en un área de vegetación nativa de eucaliptus en Australia y resultado en áreas taladas después de 12 años (Walker et al., 1991a)

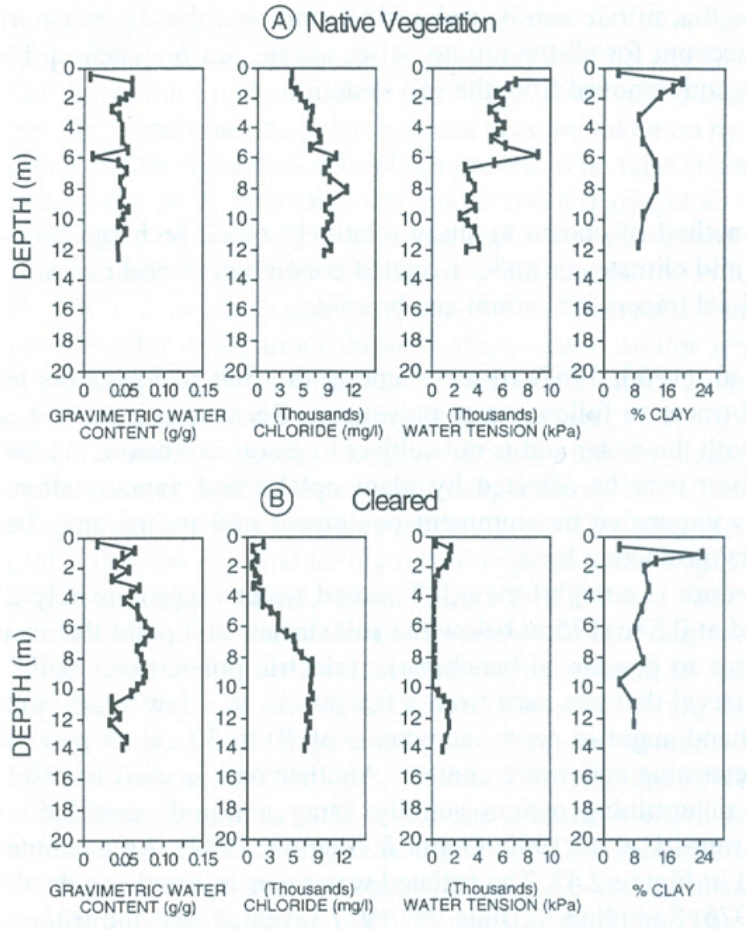


Figura 8.2.13 Perfiles del medio no saturado en un área de vegetación nativa de eucaliptus en la cuenca del río Murray, Australia, y en un área talada 12 años antes (Walker et al.,1991, en Simmers, 1997)

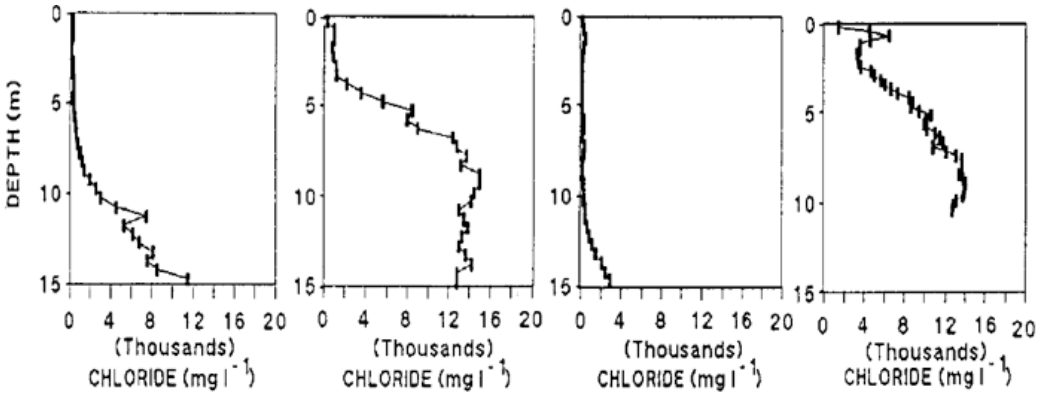


Figura 8.2.14 Perfiles de contenido en cloruro en el agua del medio no saturado en 4 emplazamientos en terrenos de dunas, en clima semiárido, en las proximidades del río Murray, Australia, en un área con vegetación natural de "mallee", que se deforestó hace unos 100 años (Cook et al., 1989). La zona radical son los primeros 2 a 5 metros, aunque algunas raíces pueden extenderse hasta 15-20 m. La pluviometría media es de 340 mm/a y la ETP es de 1800 mm/a. El comportamiento es irregular, con lugares en que el reemplazamiento del agua vadosa original es casi completo y otros en que está en sus inicios bajo la profundidad radical. La recarga en las nuevas condiciones es de 3 a 7 mm/a.

El análisis de los perfiles de salinidad en función de la deposición atmosférica permite determinar los tiempos respecto a variaciones (Figura 8.2.15).

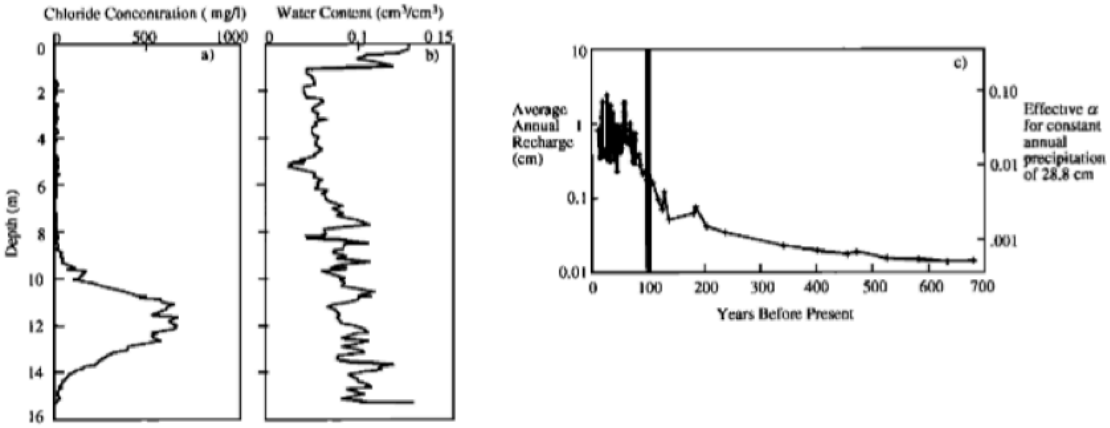


Figura 8.2.15 Perfiles del medio no saturado en un área de vegetación nativa de eucaliptus y mallee (conjunto de especies vegetales arbustivas y de medio porte con una densa red radical), deforestada hace un siglo en Australia (Ginn y Murphy, 1997). La precipitación local media es de 288 mm/a. Las dos figuras superiores muestran la concentración de cloruros en el agua del medio no saturado y el contenido de humedad y la figura inferior muestra los valores de la recarga a lo largo del tiempo que se deducen del análisis conjunto de ambos perfiles. La evolución inferior del perfil de cloruros hacia valores pequeños es debido al efecto de difusión de soluto hacia el acuífero, que tiene agua poco salina que se ha recargado en otras áreas del territorio. La gran extensión del tramo afectado por difusión es debido a la muy pequeña recarga natural y la buena renovación del agua del acuífero

Las relaciones se modifican cuando el régimen nival tiene importancia en la recarga. También la relación entre precipitación y recarga se ve modificada por la progresiva mayor importancia de la recarga a partir de la escorrentía de eventos concentrados de precipitación, con creciente relevancia de los eventos intensos de baja frecuencia cuanto mayor es la aridez. La evaluación de estos efectos requiere conocer bien el funcionamiento de los sistemas de depresión-montaña-depresión.

En áreas desérticas frías, también la recarga puede llegar a ser a ser moderadamente salina por evapoconcentración. La Figura 8.2.16 muestra tres de los numerosos perfiles de terreno analizados en el Norte de China. El efecto es tanto mayor cuanto más densa es la densidad de vegetación y es menor en suelo desnudo (Figura 8.2.17).

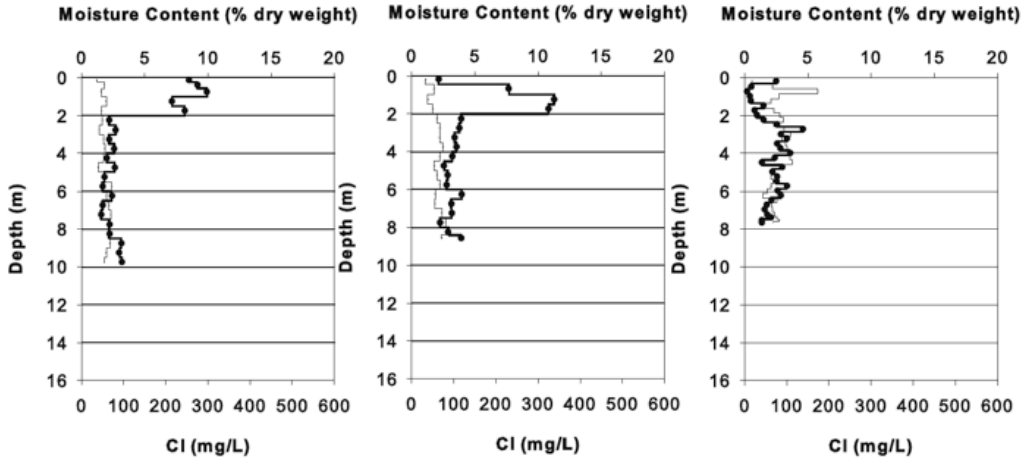


Figura 8.2.16 Tres perfiles de cloruro y humedad de la zona no saturada en ambiente frío desértico en el Norte de China, de entre los numerosos perfiles realizados y analizados (Gates et al., 2008)

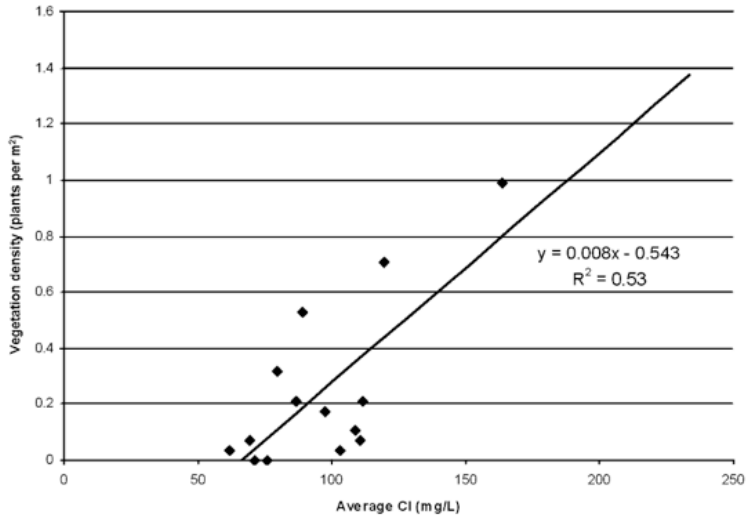


Figura 8.2.17 Relación entre cloruro en el agua subterránea y densidad de vegetación (número de plantas/m²) en el ambiente frío desértico del Norte de China (Gates et al., 2008)

Cada método de evaluación de la recarga tiene sus propios condicionamientos, para una determinada a escala, de modo que lo que se determina no es necesariamente lo mismo, como se expone en los Capítulos 2 y 5. Esto es especialmente válido en evaluaciones de áreas extensas en condiciones semiáridas, cuando se comparan métodos regionales de balance de agua en el suelo (SWB) con los de balance de deposición total de ion cloruro (CMB) y con los de fluctuación del nivel freático (WTF). Un aspecto adicional importante es la posibilidad de evapotranspiración freática, según sea la profundidad del nivel freático y la de las raíces de la vegetación. Unos métodos estiman la recarga total (la que penetra en el medio saturado) y otros la neta, que es el resultado de restar a la total la parte de agua subterránea evapotranspirada. La recarga neta puede ser negativa. Los resultados dependen de la estación y pueden variar de un año a otro, no sólo por la pluviometría, sino también por la profundidad del nivel freático. Esto es especialmente sensible en áreas llanas.

Los estudios realizados por Crosbie et al. (2015) en Australia del Sur, en un área llana extensa semiárida, con desarrollos kársticos, llevan a resultados de interés por cuanto comparan variadas circunstancias en las que se evalúa la recarga mediante los métodos WTF y CMB y se compara con los de SWB desde satélite. En este caso, la precipitación es la única fuente de recarga posible, aunque en algunas parcelas hay riego de cultivos con agua subterránea de extracción local. Las evaluaciones puntuales de la recarga varían entre 0 y 375 mm/a, con un valor medio de 49 mm/a, que se produce preferentemente en invierno. La precipitación media varía entre 500 y 800 mm/a.

En el caso de Australia del Sur, el método WTF se aplicó automáticamente, sin corregir el agotamiento de niveles freáticos entre eventos sucesivos de lluvia. Sólo se evaluó la entrada de recarga, pero no la descarga por evapotranspiración. Se aplicó sistemáticamente una porosidad llenable, asimilada al coeficiente de almacenamiento deducido de ensayos de bombeo, lo que aumenta la incertidumbre. Se obtuvo una recarga entre 2 y 259 mm/a, con una media geométrica de 73 mm/a y una mediana de 85 mm/a y un coeficiente de variación de 0,53. Los valores mayores corresponden a cultivos (en especial los regados y con dilatados periodos de barbecho) y pastizales y los menores a vegetación nativa y bosque de coníferas.

La aplicación del método CMB en el mismo caso, parte de valores bibliográficos extrapolados de la deposición atmosférica total de cloruro, que tienen en cuenta la distancia a la costa (Keywood et al., 1997; Leaney y Herczeg, 1995). No se aplicó allí donde hay riego o bajo cubierta arbórea. El método da un valor absoluto de la recarga neta, con una media de 49 mm/a, una mediana de 21 mm/a y una media geométrica de 19 mm/a. Los valores mayores corresponden a bosque de coníferas y los menores a cultivos. El método CMB no refleja los cambios de uso del suelo en un área que en buena parte fue deforestada hace un siglo y el bosque actual es plantado.

La aplicación del SWB se hizo de forma simplificada, suponiendo que no hay escorrentía superficial ni variación significativa del agua almacenada en el suelo de un año a otro. Esto aumenta la incertidumbre. En estas condiciones, la estimación de la recarga en un periodo determinado es la diferencia entre la precipitación P y la evapotranspiración real ETR.

La ETR se calculó mediante datos de satélite, según los sensores MODIS, en imágenes que se repiten cada 8 días, con una incertidumbre entre el 10% y el 30% y una media del 15%. Se determinó la reflectancia aplicando el EVI (enhanced vegetation index) y el GVMI (global vegetation moisture index) para obtener la ETP en una malla escalada de 250 m de lado, según el algoritmo de Guersmam et al. (2009). Se obtiene una recarga media de - 5 mm/a = - 0,009P. El valor negativo indica que se evapotranspira más que la precipitación, a causa de la toma de agua freática. Los valores medianos de la recarga, como fracción de la precipitación, se evaluó en +0,028 para cultivos, +0,014 para pastizales, - 0,036 para vegetación nativa, - 0,097 para bosque de coníferas, - 0,134 para parcelas regadas y - 0,164 para bosque de madera noble. La dispersión de valores en muy grande. Los valores deducidos de los sensores remotos pueden tener sesgos importantes si no se realizan calibraciones, con estaciones de aforos y, en este caso, comparando con los resultados de la WTF, ya que el CMB puede desviar a causa de los cambios territoriales.

La diferencia entre los valores de recarga estimados por los métodos SWB y WTF tiene un valor medio de 45 mm/a, con una desviación estándar de 5 mm/a. Para recarga de 1 mm/a, el CV puede valer 0,5.

La pradera y los cultivos no consumen agua subterránea, por sus cortas raíces. La vegetación nativa es muy eficiente en el consumo de la humedad del suelo y sólo hay recarga cuando el nivel freático NF es muy somero, ya que entonces las raíces funcionan mal por anegamiento. Lo mismo sucede con el bosque plantado, el cual usa agua subterránea, con una tasa máxima cuando el NF está a unos 5 m bajo la superficie, con extinción a 15-20 m, aunque hay raíces que pueden llegar a 70 m. La textura del suelo tiene un papel importante en la profundidad de extinción.

La Figura 8.2.18 compara los diferentes resultados obtenidos para la recarga.

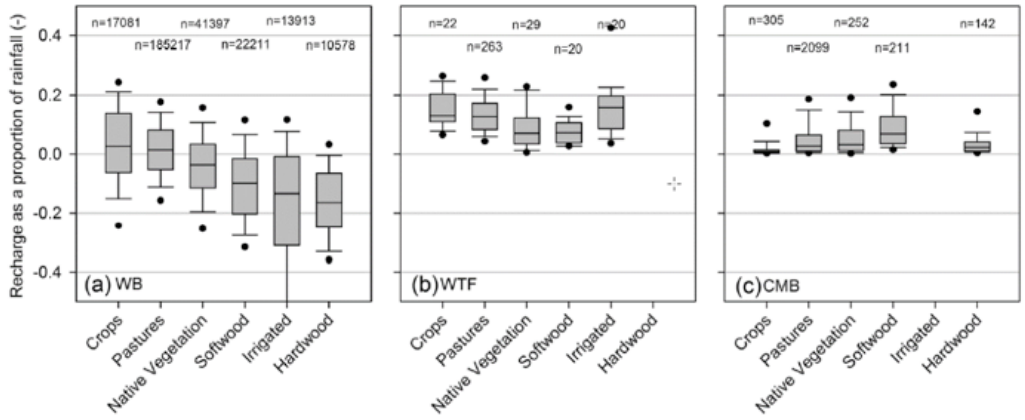


Figura 8.2.18 Representación de la recarga evaluada, en forma de diagramas de cajas, para distintos tipos de vegetación de la parte semiárida y árida de Sudáfrica, a partir de los métodos: a) SWB; b) WTF y c) CMB. Los extremos de las cajas corresponden a los percentiles 5% y 95%

8.3 Recarga natural difusa y precipitación

Para facilitar la elaboración de balances de agua y en especial para facilidad de uso de los modelos de simulación del funcionamiento de los acuíferos, se trata de establecer una relación entre la precipitación en un determinado lugar y la recarga que se produce. A veces es posible definir con cierta confidencia dicha relación, generalmente de tipo lineal (Johanson, 1988), pero en otros está mal definida o no existe, en especial en climas semiáridos y sobre todo en los áridos.

Únicamente en climas lluviosos a lo largo del año se puede establecer una aceptablemente buena relación entre la recarga R y la precipitación P a nivel mensual (Figura 8.3.1), cuando el suelo está casi permanentemente a la capacidad de campo. En clima templado o lluvioso se pueden encontrar buenas relaciones a nivel anual si al empezar el ciclo la humedad en el suelo es más o menos constante. Esta relación se puede expresar como

$$R = \alpha(P - P_o)^{\beta}$$

α = coeficiente de proporcionalidad
P_0 = precipitación anual umbral y
β = parámetro adimensional

Comúnmente se toma $\beta = 1$ (relación lineal), aunque en algunos ajustes se han utilizado valores empíricos de $\beta = 0{,}4$ a $0{,}5$.

Para una relación lineal, α se acerca a 1 para suelos notablemente permeables y escasa escorrentía y es pequeño para suelos poco permeables y tendencia al escurrimiento superficial. El valor de P_0 incorpora la interceptación y la detención superficial si no se han descontado previamente de P. En la Figura 8.3.2 se muestran los ajustes anuales para dos áreas de clima semiárido.

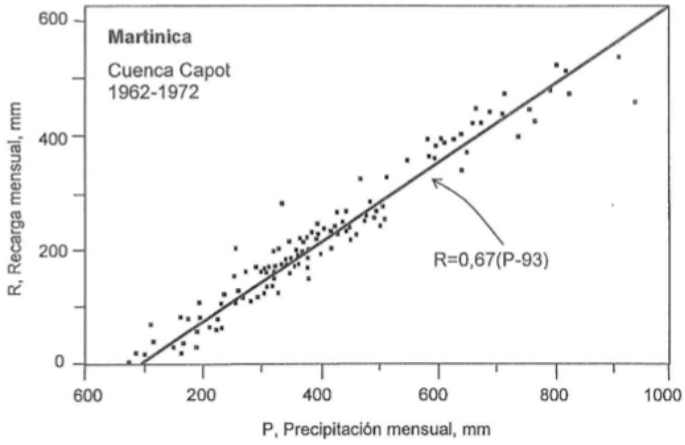


Figura 8.3.1 Relación entre precipitación mensual y recarga anual en la cuenca del río Capot, en la isla de La Martinica, para el periodo 1962-1972, según datos de trabajos de investigación locales (Mouret, 1979, en Falkland y Custodio, 1991). Se trata de un área tropical con precipitación superior a 3000 mm/a, variable estacionalmente pero que se produce todos los meses, de modo que el suelo está siempre próximo a la capacidad de campo.

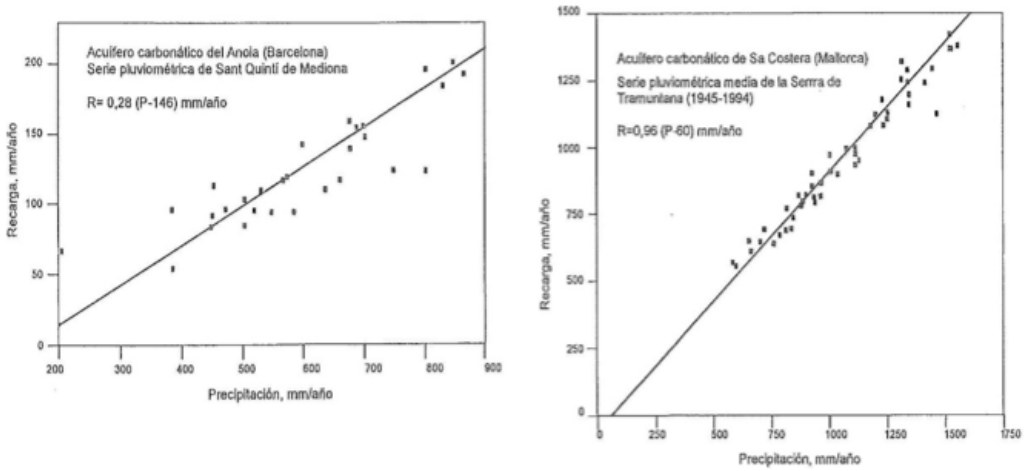


Figura 8.3.2. Relación entre precipitación y recarga en dos áreas carbonatadas de clima moderadamente semiárido (Younger et al., 2001), en las que se puede definir un ajuste lineal razonable, con un valor umbral de la precipitación P_0 por debajo del cual no se produce recarga, aunque en la realidad hay una cierta pequeña probabilidad de alguna recarga según sean los eventos de lluvia. La figura izquierda corresponde a la Cordillera Prelitoral Catalana en Sant Quintí de Mediona-La Llacuna, en la cuenca del río Anoia, con P_0 = 140 mm/a y una precipitación media P de unos 500 mm/a. La figura derecha corresponde a la Serra de Tramuntana, en la isla de Mallorca, con P_0 = 60 mm/a y una precipitación media P de unos 600 mm/a. Mientras el coeficiente α es pequeño en el primer caso por la existencia de suelo y producción de escorrentía superficial, en el segundo caso se aproxima a 1 al ser un área karstificada, con escaso suelo y pequeña escorrentía superficial.

En áreas con suelos bien desarrollados y vegetados, la fracción de recarga suele ser una reducida fracción de la precipitación, aun en áreas húmedas, como la pampa argentina. A nivel anual, para la ecuación $R = \alpha(P - P_0)$ y valores de R y P_0 en mm/a, Giai y Hernández (1999) dan $\alpha = 0{,}21$ y $P_0 = 230$ y $\alpha = 0{,}16$ y $P_0 = 282$ para áreas semiáridas de la Patagonia argentina, con coeficientes de correlación entre 0,7 y 0,8. Bredenkamp (1988a) da valores medios de $\alpha = 0{,}40$ y $P_0 = 60$ para dolomías en el Trasvaal y $\alpha = 0{,}20$ y $P_0 = 395$ para el área de Pretoria (Bredenkamp (1988b). Jones y Banner (2003), para el karst tropical de las islas de Barbados (P = 1000 hasta más de 2000), Puerto Rico (P = 1500- 2500) y Guam (P = 2200-2500), calcularon P0 = 190-200 mm para lluvias tras un periodo seco. La relación R/P vale 0,15 a 0,20 a cota alta y 0,25 a 0,30 a cota baja para Barbados y 0,60 para Guam, con valores de R de > 190 para Puerto Rico y > 190 para Guam.

El que la relación sea más o menos aceptable depende de las características del suelo, la humedad antecedente, la vegetación, la distribución de la precipitación, la topografía local y la forma de la cuenca, entre otros factores. En las Figuras 8.3.3, 8.3.4 y 8.3.5 se muestran algunos otros ejemplos.

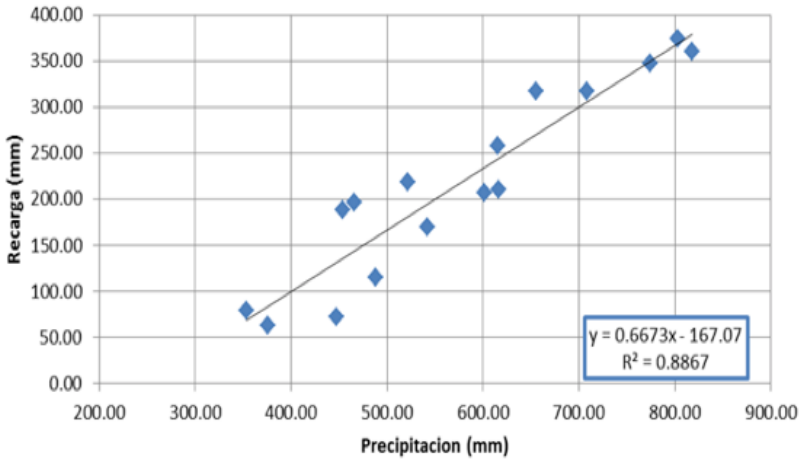


Figura 8.3.3. Relación anual entre precipitación y recarga en La Plana de La Galera (Baix Ebre), que recibe transferencia de agua desde los Ports de Beseit-Tortosa (Espinosa Martínez, 2014; Espinosa Martínez y Custodio, 2014). Se puede definir un ajuste lineal razonable para clima semiárido, con un valor umbral de la precipitación P_0 = 167 mm/a y una precipitación media P de unos 520 mm/a. Los resultados son para una combinación de las estaciones pluvio-termométricas de Mas de Barberans, Aldover y La Sènia. Los resultados se modifican moderadamente cuando se usan otras combinaciones de estaciones.

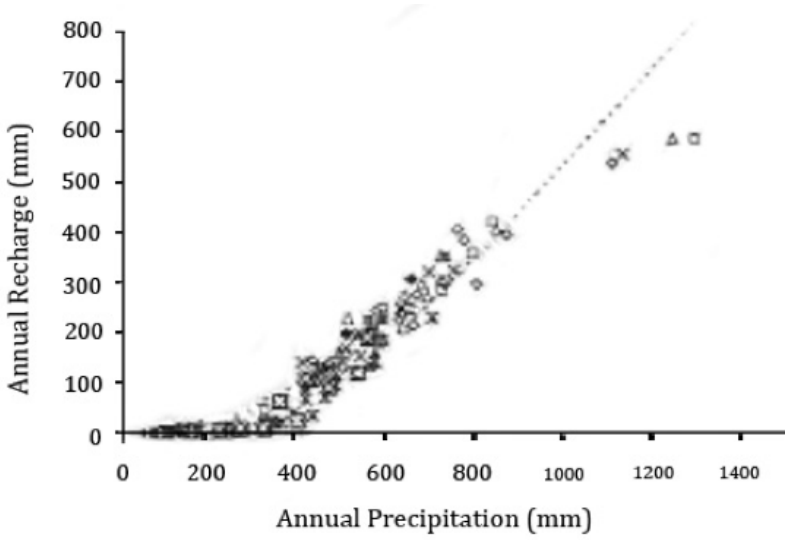


Figura 8.3.4 Relación anual entre la recarga y precipitación en las formaciones carbonatadas del N de Israel. Existe un valor umbral de 300 mm/a y α es próximo a 1 debido a la elevada permeabilidad superficial

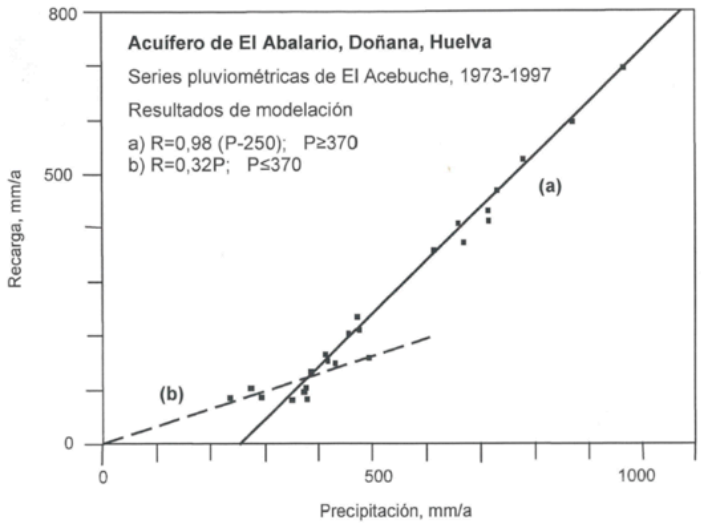


Figura 8.3.5 Relación anual entre precipitación y recarga en un área costera arenosa con médanos y clima moderadamente semiárido. Se puede definir un ajuste lineal razonable, con un valor umbral de la precipitación P_0 = 260 mm/a, aunque por debajo hay cierta recarga favorecida por la repelencia que crea la vegetación nativa y de pinos (Trick, et al., 1995; Iglesias et al., 1996; 2008; de Haro et al., 2000). El coeficiente α es próximo a uno, lo que se puede explicar por la cobertera de arena eólica y la escasa escorrentía superficial.

En climas áridos y semiáridos, la relación lineal o de otro tipo entre P y R a nivel anual se deteriora mucho, no sólo por las diferencias interanuales sino por el cambio de almacenamiento de agua en el medio no saturado de un año a otro. La Figura 8.3.6 muestra un ejemplo.

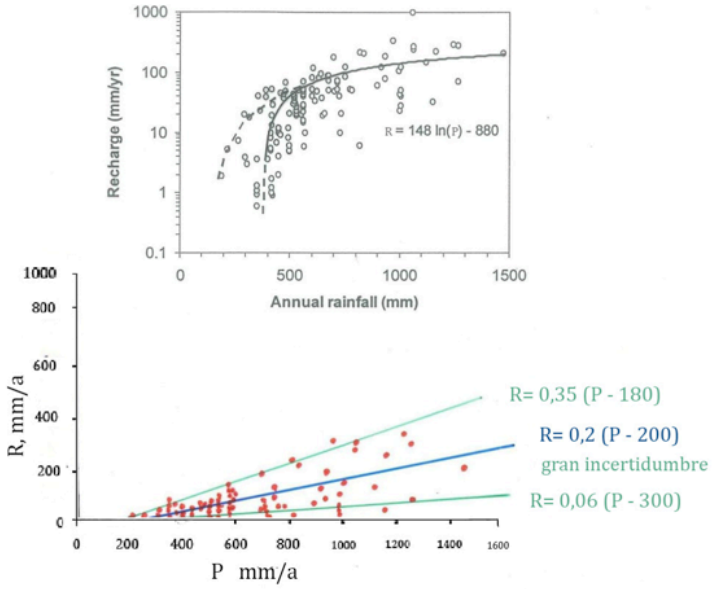


Figura 8.3.6 Relación entre los valores anuales de la recarga y la precipitación en clima árido. Arriba los datos originales (Beekman et al., 1996) para un área de Sudáfrica y abajo la transformación de la relación a una representación lineal. No hay relación bien definida. Para valores en mm/a, la relación media es R = 0,2(P – 200), entre R = 0,35(P -180) y R = 1,0(P - 300)

La Figura 8.3.7 muestra la relación entre la precipitación media y la recarga media en un conjunto de pequeñas islas bajas del área del Pacífico.

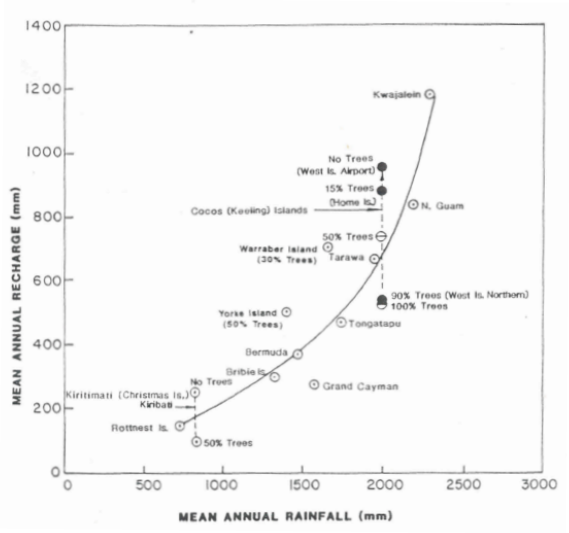


Figura 8.3.7 Relación anual entre precipitación media y recarga media en un conjunto de pequeñas islas bajas (modificado de Chapman, 1985). Las cifras hacen referencia al porcentaje de isla con arbolado

Algunos investigadores han tratado de mejorar la estimación de la recarga con relaciones empíricas, en que intervienen distintos sumandos que representan condiciones geomorfológicas, de vegetación o de otra índole, en cierta forma siguiendo los pasos de las relaciones anules lluvia-escorrentía (Sección 3.3.2 del Capítulo 3). Cherkaner y Ansari (2005) consideraron la topografía, hidrogeología y cubierta de terreno para zonas húmedas como valores adimensionales, obteniendo

$R/P = 0{,}0085k_v/(S \cdot D^{0,3}) - 4{,}18(d/L_f) + 0{,}0025N + 0{,}022$
$R/P = 0$ si se obtiene un valor negativo
k_v = conductividad eléctrica saturada vertical efectiva del suelo en m/d,
S = pendiente media del terreno de la cuenca,
d = profundidad media al nivel freático en m,
L_f = longitud de flujo hasta el cauce principal de descarga en km
≃ área cuenca drenaje/longitud del cauce,
D = % de terreno permeable en la cuenca,
N = % de cobertura natural.
% de cobertura natural.

Para la estimación de la recarga regional en Nebraska, Szilagyi et al. (2005) consideraron el papel de las freatofitas (sauces y álamos) en las áreas con profundidad del nivel freático a < 2 m y a > de 2 m de profundidad y la existencia de árboles de hoja grande, hierbas altas, bosque perenne y humedales. La parte correspondiente de recarga R se deduce de las curvas de agotamiento de caudal de los ríos mediante el modelo WREVAP:

$$R = C_1(P - Q_s) = R_b + C_2(P - Q_s) \quad \text{con } Q_s = Q_t - Q_b$$

P = precipitación,
Q_s = escorrentía superficial media anual;
Q_t = escorrentía total;
Q_b = caudal de base y
R_b = recarga neta = recarga – toma por freatofitas.

En ciertas áreas de Nuevo México (Stormnt y Coorod, 2004) existen depresiones piezométricas por evaporación freática en áreas con el nivel a 1-2 m de profundidad, en las que se evaporan 1-8 mm/d o más si el suelo es homogéneo, lo que consume buena parte de la recarga. La dependencia de la evaporación con la profundidad del nivel freático puede tener varias dependencias funcionales (Tabla 8.3.1). No obstante, frecuentemente se describe mediante una función exponencial, con un valor decreciente desde 20 mm/d con nivel en superficie a casi nada con el nivel freático a 0,5 m. Johnson et al. (2010) midieron las tasas de evaporación en suelos desnudos en presencia de aguas subterráneas poco profundas en seis cuencas cerradas del norte de Chile, con un total de 49 emplazamientos diferentes, con diferentes tipos de suelo, condiciones atmosféricas y profundidades del nivel freático (Figura 8.3.8). Para una profundidad constante de los niveles freáticos someros, las tasas de evaporación dependían principalmente de la demanda de evaporación atmosférica y en menor medida de la litología de la zona no saturada. Para aguas subterráneas más profundas, la influencia de las condiciones atmosféricas disminuye y la importancia del tipo de suelo y del contenido de humedad aumenta. En general y con suelo seco, la evaporación E depende de capacidad de ese suelo para transmitir el vapor. La eliminación de la vegetación quita sombra y aumenta el efecto del viento, lo que aumenta E, al igual que lo que sucede cuando se suprimen los restos vegetales y el mantillo. Como la temperatura de la superficie del terreno depende de humedad del suelo, es posible obtener vía satélite la temperatura del terreno húmedo comparando con la T del suelo de referencia (Urqueta et al., 2018).

Tabla 8.3.1 Relaciones funcionales entre la evaporación directa desde el nivel freático y su profundidad en salares

Evaporación desde el Nivel freático ET	Observaciones	Referencias
$E = PET \cdot e^{\alpha Z}$	•E [LT^{-1}]=Evaporación desde el nivel freático •PET [LT^{-1}]= Evaporación máxima en aguas abiertas o la tasa de evaporación de las aguas subterráneas a una profundidad del nivel freático igual a cero •Z [L]= Profundidad nivel freático •α [L^{-1}]=coeficiente de ajuste	Philip a(1957)
$E = \begin{cases} PET; & E > PET \\ PET \cdot e^{\alpha(Z-Z_0)}; & E \leq PET \end{cases}$	•E [LT^{-1}] = evaporación desde el nivel freático •PET [LT^{-1}] = evaporación máxima en aguas abiertas o la tasa de evaporación de las aguas subterráneas a una profundidad del nivel freático igual a cero •Z_0 [L] = profundidad del nivel freático a la que la evaporación es la misma que en aguas abiertas •α [L^{-1}] = coeficiente de ajuste	Grilli y Vidal (1986)
$E = E_0 \cdot Z^{-m}$	•E [LT^{-1}] = evaporación desde el nivel freático •E_0 [T^{-1}] = coeficiente de ajuste •m [-] = coeficiente de ajuste	Morel-Seytoux y Mermoud (1989)
$ET = \frac{1}{\alpha}(Z - \beta)$	•ET [LT^{-1}] = evaporación desde el nivel freático •PET [LT^{-1}] = evaporación máxima en aguas abiertas o la tasa de evaporación de las aguas subterráneas a una profundidad del nivel freático igual a cero •α [T^{-1}] y β [L] son parámetros empíricos. Para ET (mm/d) y Z (m), entonces α= -0,2262 y β= 0,7226	Mardones (1997)

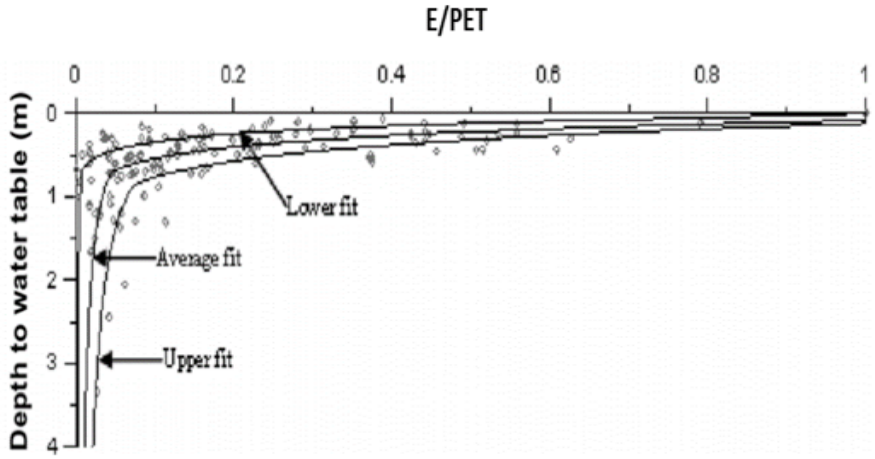


Figura 8.3.8 Evaporación directa desde el nivel freático en diferentes cuencas del norte de Chile (modificado de Johnson et al., 2010)

8.4 Recarga natural difusa y variabilidad climática

Las condiciones climáticas son cambiantes de un año a otro, con fluctuaciones que determinan periodos secos y periodos húmedos que se repiten con cierta periodicidad, aunque con realizaciones muy irregulares. Hay ciclos del orden de 10 a 11 años y otros más largos que aparecen en las series hidrométricas suficientemente largas. Esta variabilidad climática tiene importantes impactos sociales, económicos y ecológicos. Los más significativos son los asociados a las sequías. En áreas áridas y semiáridas, las sequías son un fenómeno natural recurrente. Las sequias importantes duran varios años, con fluctuaciones a lo largo de las mismas, incluso con algunos años húmedos intercalados.

Mientras que las fluctuaciones climáticas se refieren a la escala temporal de décadas, la variabilidad climática hace referencia a una escala temporal mucho mayor, de siglos a milenios. El clima ha ido cambiando (fluctuando) notablemente a lo largo de la historia geológica, como se muestra claramente en los sedimentos. Dado que la vida humana es inferior al siglo y que la información histórica instrumental o documentada es sólo un poco más larga, únicamente los cambios climáticos más recientes tienen efectos sociales bien conocidos por los estudios históricos, como la pequeña edad del hielo que se produjo entre el siglo XVI e inicios del XIX, aunque sus efectos en el ámbito español fueron presumiblemente moderados.

Durante el Cuaternario se han producido varios periodos glaciares e interglaciares, entre los que la variación media de temperatura puede haber variado entre 4 y 8 ºC. Esto no sólo comporta variaciones en la superficie glaciada y nevada, sino de la vegetación (con un notable retraso respecto a la temperatura), de la precipitación y de la recarga. La última glaciación tuvo su máximo hace unos 16.000 años y con algunas fluctuaciones importantes cesó hace 11.000 años. El periodo temporal hasta la actualidad tiene relevancia hidrogeológica en

cuanto a las modificaciones de la recarga y sus efectos en los grandes sistemas acuíferos, como se expone en la Sección 8.5 siguiente.

La Figura 8.4.1 muestra la evolución simulada de la temperatura media global superficial a lo largo de los últimos 9000 años. La Figura 8.4.2 es un ejemplo de las variaciones en la precipitación y en la cubierta vegetal en el Sahara occidental como al avanzar en el actual interglaciar, en que se ha ido evolucionando hacia una mayor aridez. Esta evolución no es regular y tiene fluctuaciones, como en la región hiperárida de Atacama, en el Norte de Chile (véanse las referencias pertinentes en Herrera y Custodio, 2014; Herrera et al., 2017).

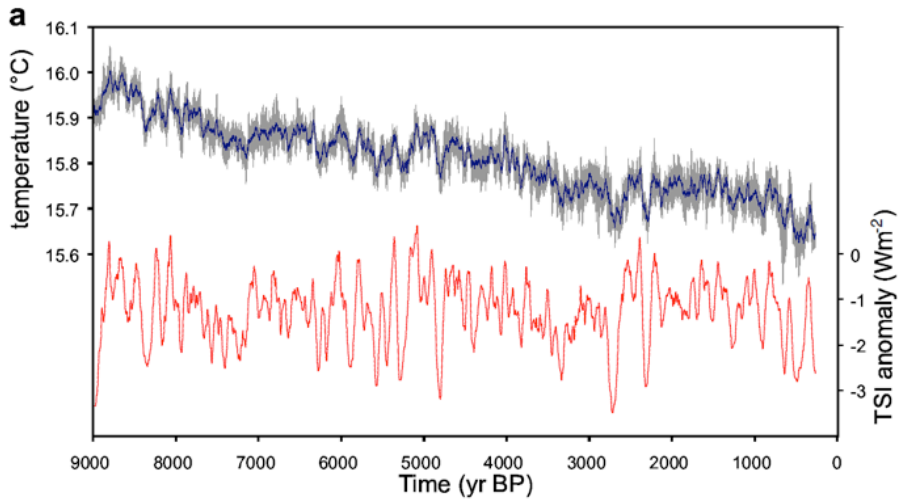


Figura 8.4.1 Evolución simulada de la temperatura media global superficial a lo largo de los últimos 9000 años mediante un conjunto de 5 miembros y medias móviles de 25 años y de la irradiación solar total (TSI, total solar irradiance), según Renssen et al (2006a; 2006b)

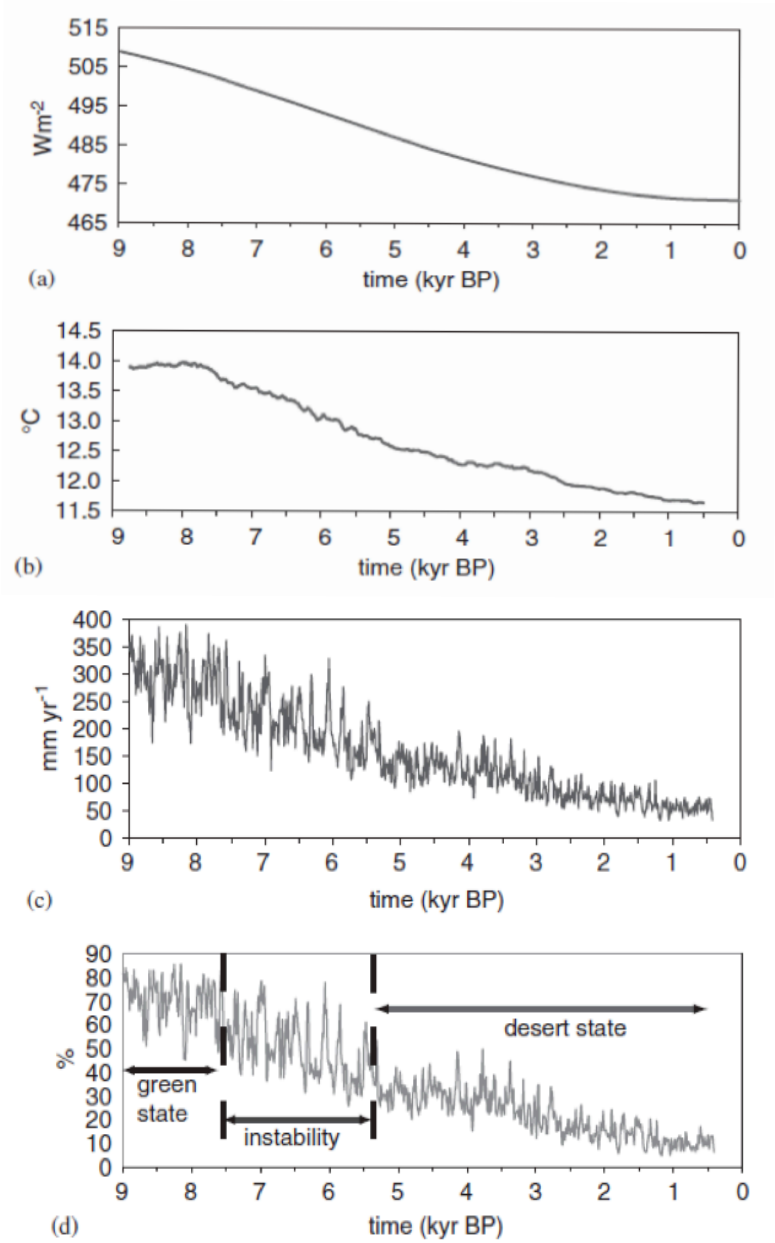


Figura 8.4.2 Evolución simulada de la precipitación media en los últimos 9000 años en periodos de 10 años, como consecuencia de cambios en la insolación del mes de junio en el hemisferio norte, en la región occidental del Sahara, según Renssen et al, (2006), con indicación del cambio progresivo de la vegetación, desde abundante a desértica. Se representa la insolación en W/m², la diferencia térmica mar-océano en julio como media móvil de 500 años en ºC, la precipitación decenal en mm/a y la fracción de cobertura vegetal

En la Figura 8.4.3 se muestran dos reconstrucciones de los cambios de la temperatura en el Hemisferio Norte durante el último milenio. Tras la gran bonanza medieval se produjo una época intermedia seguida de los mínimos de la "pequeña edad del hielo" en los siglos XVI a XIX, seguida de una recuperación y un calentamiento reciente. La evolución más reciente se muestra en la Figura 8.4.4.

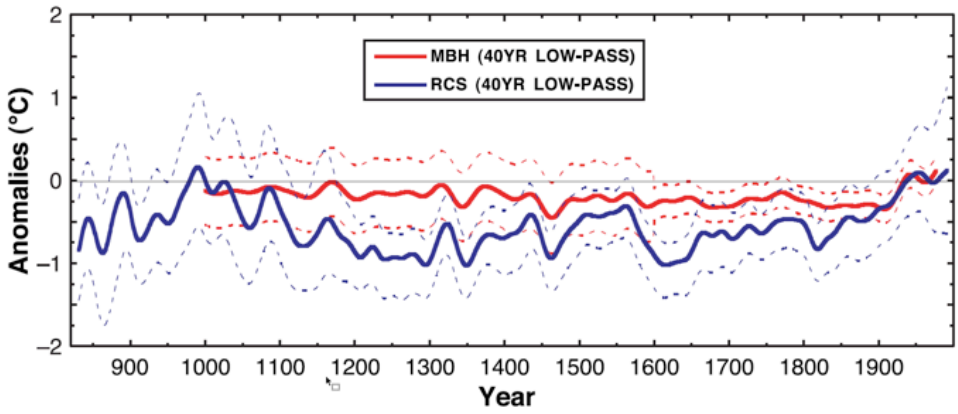


Figura 8.4.3 Dos reconstrucciones de los cambios de la temperatura en el Hemisferio Norte durante el último milenio, con los límites de incertidumbre (Esper et al., 2002). Cada serie (trazo continuo) y sus intervalos de confidencia se han suavizado con filtros pasa-bajos de 40 años. Tras la gran bonanza medieval se produjo una época intermedia seguida de los mínimos de la "pequeña edad del hielo" en los siglos XVII y XVIII y después una recuperación desde la primera mitad del siglo XIX, con calentamiento actual.

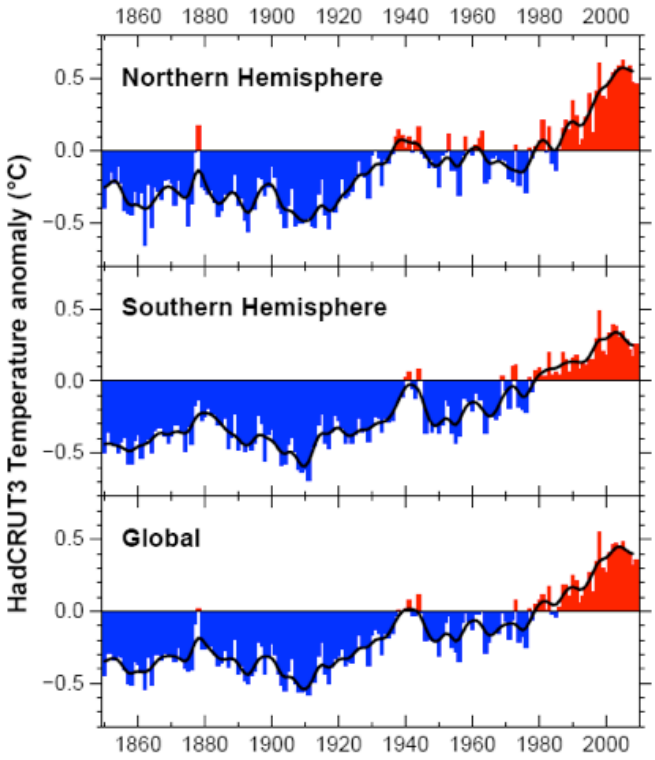


Figura 8.4.4 Evolución de la anomalía de temperatura respecto a la de 1980 en el hemisferio norte, en el hemisferio sur y global, según los datos disponibles.

Según Luterbacher et al. (2004), el final del siglo XX y principios del XXI han sido en Europa, y en general en el Hemisferio Norte, 0,5 ºC más cálidos que cualquier periodo desde el año 1500. Sin embargo, tal afirmación queda menos clara al considerar el tiempo hasta el presente (2019).

No hay evoluciones cíclicas bien definidas a escala secular y las variaciones de la energía solar por razones astronómicas son también irregulares al ser la suma de varios ciclos (ciclos de Milankovitch) de periodo variable milenariamente (Bassinot et al., 1994). No obstante, se pueden establecer algunas correlaciones históricas, como la que se muestran en la Figura 8.4.5.

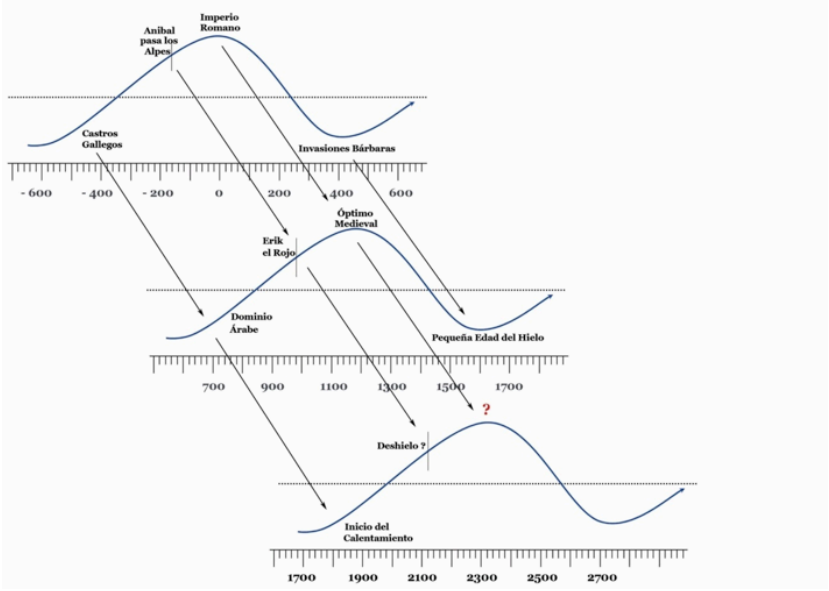


Figura 8.4.5 Evolución de la temperatura según ciclos observados a lo largo de la historia. Arriba, bonanza romana entre la época fría galaica y su final con las invasiones bárbaras; en medio, bonanza medieval entre el final de la época visigótica y la reciente edad del hielo de los siglos XVI y principios del siglo XIX; abajo: posible evolución actual por causas naturales, con una evolución de calentamiento progresivo.

La amplitud de las variaciones es tanto mayor cuanto más largo es el ciclo (Figura 8.4.6).

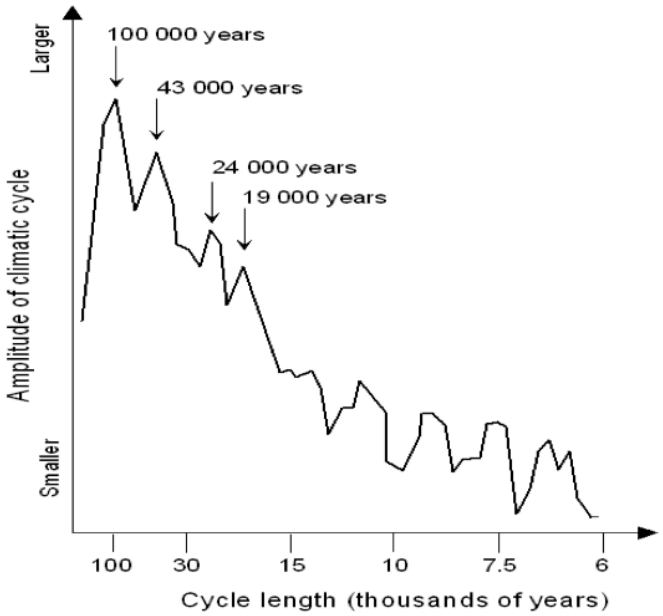


Figura 8.4.6 Relación entre la amplitud (sin escala, valores cualitativos) del ciclo climático (valores cualitativos) y la longitud del ciclo climático en milenios

8.5 Paleorecarga

En sistemas acuíferos extensos, de lenta renovación (de siglos a milenios), las condiciones actuales pueden ser en parte el resultado de condiciones climáticas distintas en épocas anteriores, con variaciones importantes en la recarga media en áreas semiáridas y áridas y también en aquellas que han sufrido periodos de permafrost. A esta recarga producida en épocas anteriores más lluviosas se la suele designar paleorecarga y a las reservas acumuladas paleoaguas. También se denominan paleoaguas a las que entraron en el acuífero en épocas pasadas como consecuencia de distintos procesos geológicos-hidrogeológicos, como las aguas marinas que acompañaban a la sedimentación costera en el tránsito Plioceno-Holoceno, debido a la rápida elevación del nivel del mar de ese periodo (Manzano et al., 2001).

Son diversas las fuentes fiables sobre el paleoclima en diversos lugares del mundo, usando muy variadas técnicas para encontrar situaciones que las representan (proxies), como en Europa (Jiráková, 2011; Lutherbacher et al., 2004) y España (Durán, 1996). Los diferentes cambios están asociados a una escala de contenido isotópico de testigos de hielos polares (Williams et al., 1988). Las consecuencias de esas variaciones climáticas están reflejadas en las obras realizadas por los habitantes locales, en especial para luchar contra la aridez, como en Oriente Próximo y Medio (Issar y Zohar, 2004; 2007), a lo largo de la costa del sur del Perú (Clarkson and Dorn, 1995; Ponce-Vega, 2015) y en el centro y sur de España (Benítez de Lugo Enrich, 2017, Martos-Rosillo et al., 2015; Barberá et al., 2018).

En áreas desérticas no es raro encontrar niveles freáticos sobre-elevados con respecto a lo esperable con la recarga actual y manantiales y nacientes que no responden a las condiciones actuales, sino que son restos del agotamiento de la acumulación de agua subterránea en medios de baja difusividad hidráulica (largo tiempo de renovación), como consecuencia de la mayor tasa de recarga en épocas pasadas, hace siglos o milenios (Custodio et al, 2017). La recarga actual puede ser muy pequeña o nula a efectos prácticos. A lo largo de los milenios se han sucedido periodos más húmedos y más secos dentro de las condiciones generales de aridez, cuya marca aparece en niveles de terrazas lagunares y fluviales y en restos de humedales (Figura 8.5.1).

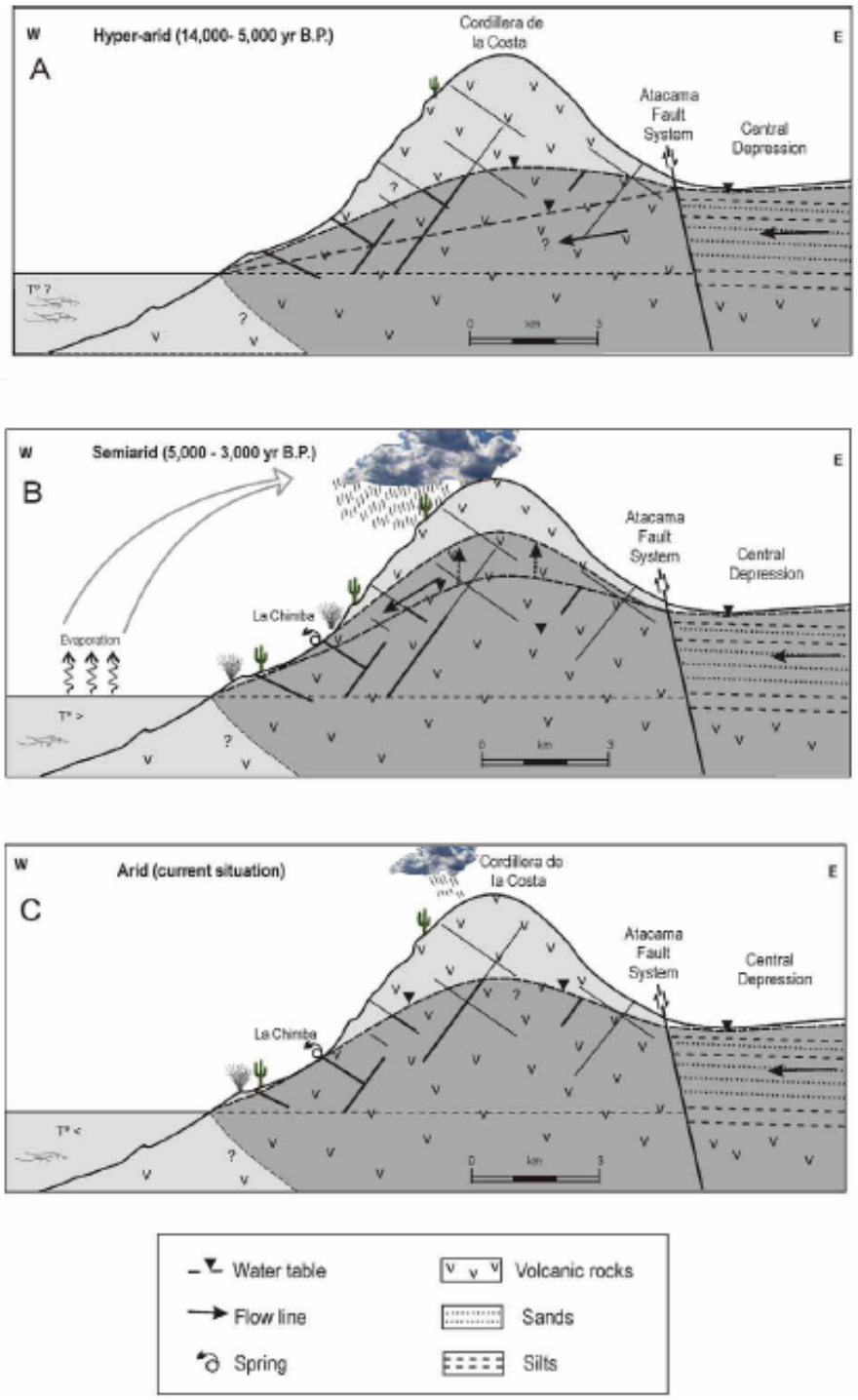


Figura 8.5.1 Efecto de un periodo menos árido en el pasado en un área hiperárida. Caso de la Cordillera de la Costa, Antofagasta, Norte de Chile (Herrera y Custodio, 2014; Herrera et al., 2017). La figura superior corresponde a una época de gran aridez en que casi no hay manifestaciones de agua. La figura intermedia es el resultado de una época menos árida entre hace 5000 y 3000 años, en la que aparecen algunos manantiales y humedales y un notable ascenso de los niveles freáticos regionales en las rocas de baja permeabilidad. La figura inferior es la situación actual en que las condiciones vuelven a ser hiperáridas, pero se mantienen algunas manifestaciones hídricas, como pequeñas descargas a través de manantiales alimentados a partir de reservas de agua subterránea de lenta renovación.

En áreas que han estado sometidas a glaciación durante el último periodo glacial, no se pudo producir recarga al estar el suelo helado. Por esa razón, las aguas subterráneas actuales o son previas o posteriores a ese tiempo, como muestran las determinaciones corregidas de la edad de ^{14}C, salvo por mezcla en el proceso de extracción. La Figura 8.5.2 corresponde a esta situación en Inglaterra.

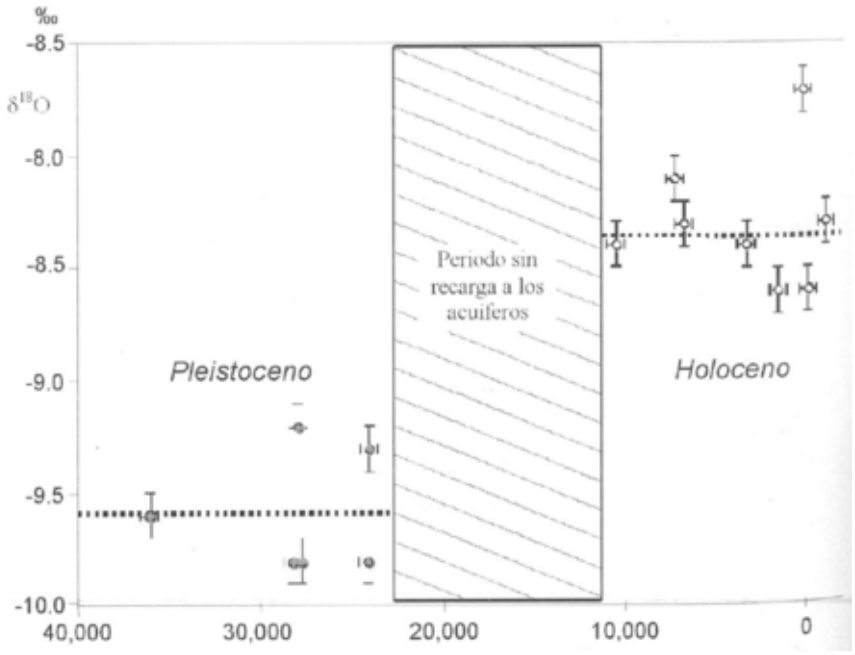


Fig.8.5.2 Desfase de los valores de $\delta^{18}O$ de las aguas subterráneas del Pleistoceno y del Holoceno al sur de Inglaterra (según Bath et al., 1979). Las edades son las de ^{14}C corregidas, en años antes del momento actual (BP)

Las aguas recargadas en épocas pretéritas más lluviosas tienen en general una composición isotópica más ligera y el exceso de deuterio puede delatar, en situaciones favorables, el origen de las masas de humedad que dieron lugar a precipitaciones que fueron más eficaces en la producción de recarga (Clark et al., 1997). La Figura 8.5.3 muestra la composición isotópica de aguas meteóricas modernas y de paleoaguas al Este del mar Mediterráneo. La existencia de aguas recargadas en periodos más lluviosos del pasado es recurrente en muchos estudios en la zona árida de África (Edmunds y Wright, 1979; Edmunds et al.; 1990; 2002; Edmunds y Gaye, 1994; Bromley et al., 1997; Bouhlassa, et al., 2016), en el Oeste Norteamericano (Murphy et al, 1996) y en el Norte de Chile (Herrera, et al., 2017; Herrera y Custodio, 2015).

El agua del perfil del medio no saturado, allí donde su espesor es grande, puede ser un archivo de la evolución climática (Edmunds y Tyller, 2000; Stone, 1992). También lo puede ser la composición del medio saturado. Sin embargo, el efecto de un periodo menos árido en acuíferos en zonas áridas no siempre es fácilmente identificable, ni la edad aparente del agua muestreada representa bien el momento de ese periodo (Custodio et al., 2017; 2018).

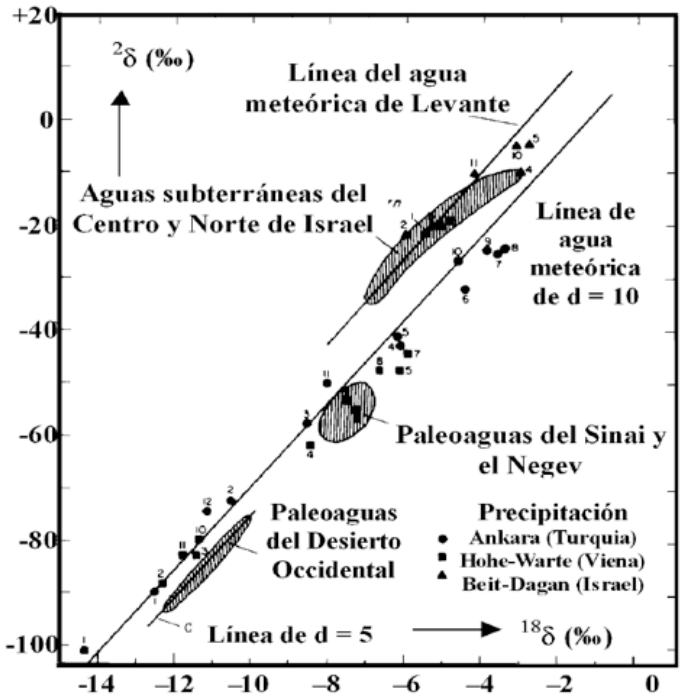


Fig.8.5.3 Composición isotópica de aguas meteóricas modernas y de paleoaguas al Este del mar Mediterráneo. Se presentan las precipitaciones medias anuales de Ankara, Viena y Bet-Dagan (Israel); los números del 1-12 se refieren a los meses del año. Las áreas sombreadas indican los valores que corresponden a las aguas subterráneas del ciclo moderno y paleohidrológico del Levante mediterráneo. Se incluyen los datos de las paleoaguas del Desierto Occidental (Egipto) (Gat, 1983).

Cuando los niveles freáticos son profundos y la recarga es muy pequeña, en el perfil del medio no saturado se apilan ordenadamente las recargas a lo largo de un dilatado periodo de tiempo. Si se supone que el flujo por el medio no saturado es de pistón o de desplazamiento con pequeña dispersividad, para una humedad del medio θ y una potencia H, la cantidad de agua existente es $H \cdot \theta$, y para una recarga media R la edad del agua que está llegando al medio saturado es $H \cdot \theta / R$. Para H = 100 m, θ = 0,2 y R = 10 a 1 mm/a, dicho tiempo es de 2000 a 20.000 años. Así, en el perfil se tiene una larga historia acumulada si la dispersividad es pequeña y si la recarga no se hace por caminos preferentes (Stone, 1992). Suponiendo que la deposición total de cloruros atmosféricos es sólo moderadamente variable con la humedad del clima, ya que domina la deposición seca (aunque el viento puede tener importancia) y la circulación atmosférica se ha mantenido, los cambios en la recarga se traducen es cambios en la salinidad del agua del medio vadoso, dando origen a variaciones verticales (Figura 8.5.4). La Figura 8.5.5 es un ejemplo de una situación simple. La realidad puede ser más complicada, pues la información que refleja un perfil es la del entorno inmediato a la del sondeo y la recarga resultante para unas mismas condiciones de precipitación depende del tipo de suelo y de la vegetación. Eso es lo que refleja la Figura 8.5.6. De los perfiles se puede deducir la recarga anterior y la secuencia paleoclimática (Cook et al, 2013; Fontes, 1981). Cook et al. (1992) lo desarrollan en detalle y lo aplican al estudio del perfil de salinidad de un sondeo que representa los cambios que se han producido en el lago Chad a lo largo de parte del Cuaternario.

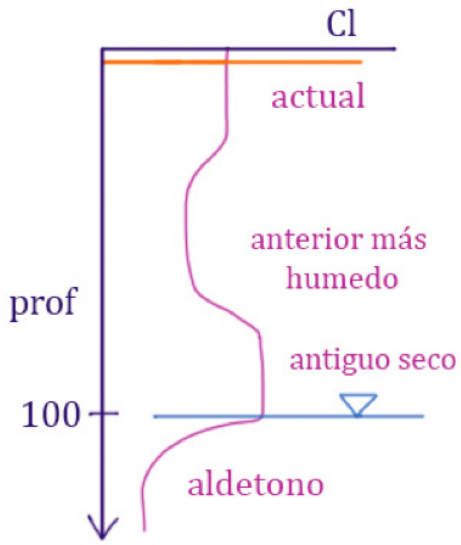


Figura 8.5.4 Cambios en el contenido en cloruros en el agua del perfil del medio no saturado con una secuencia de recarga actual, recarga en un periodo anterior más húmedo y en un periodo previo más seco. En la figura se supone que la recarga es suficiente para que la difusión de sales en el entorno del nivel freático no sea significativa. Si la recarga es pequeña, la difusión suaviza las variaciones y afecta a la parte inferior del medio no saturado por efecto del agua alóctona. Profundidades en m

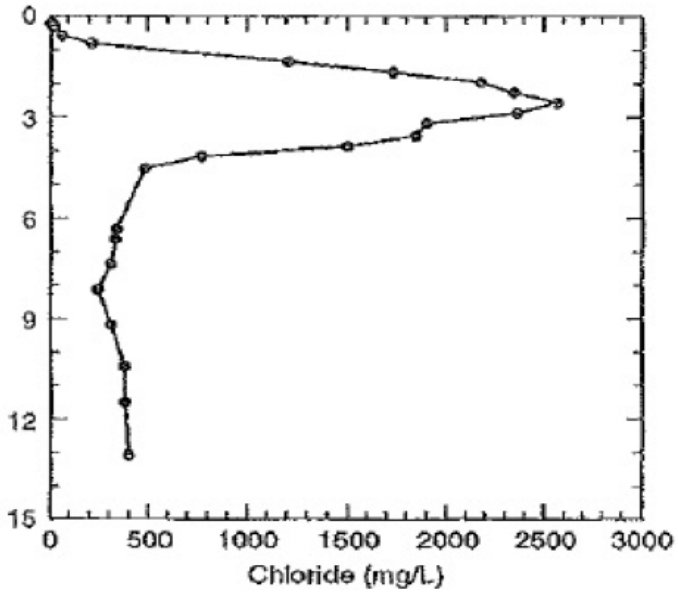


Figura 8.5.5 Perfil del medio no saturado hasta 13 m de profundidad en el acuífero del desierto de Chihuahua. Muestra una progresiva salinización en la zona afectada por las raíces de la vegetación arbustiva freatófila del desierto, que actualmente da origen a un agua salobre que no existe por debajo, debido a una recarga anterior en ambiente más húmedo o a que hay una importante recarga por discontinuidades.

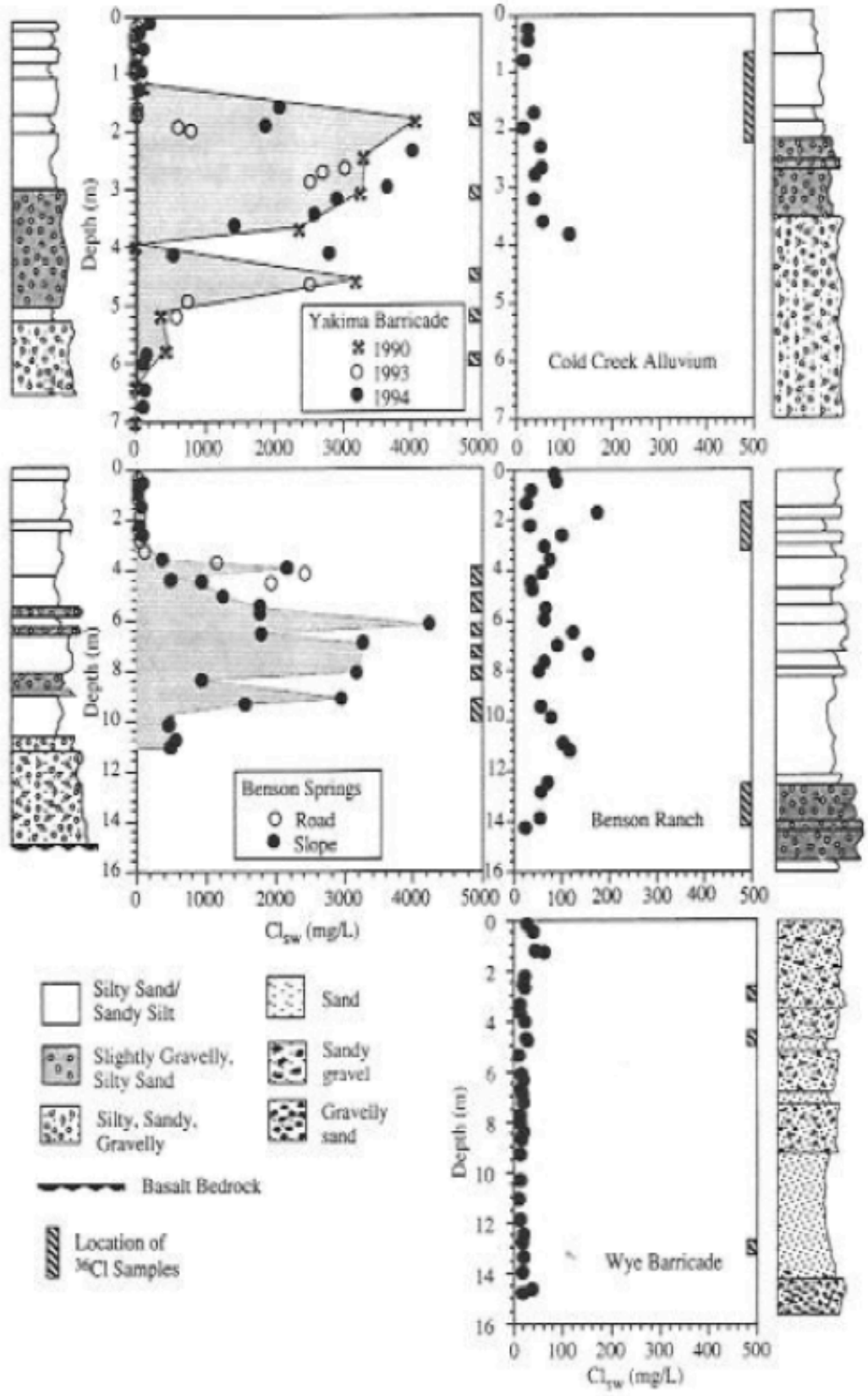


Figura 8.5.6 Cinco perfiles de contenido en cloruros en un área semidesértica norteamericana

Se puede mejorar la información que se deriva de los perfiles de humedad y contenido en cloruros, acumulando las cantidades de agua y soluto desde la superficie hacia abajo (Figura 8.5.7)

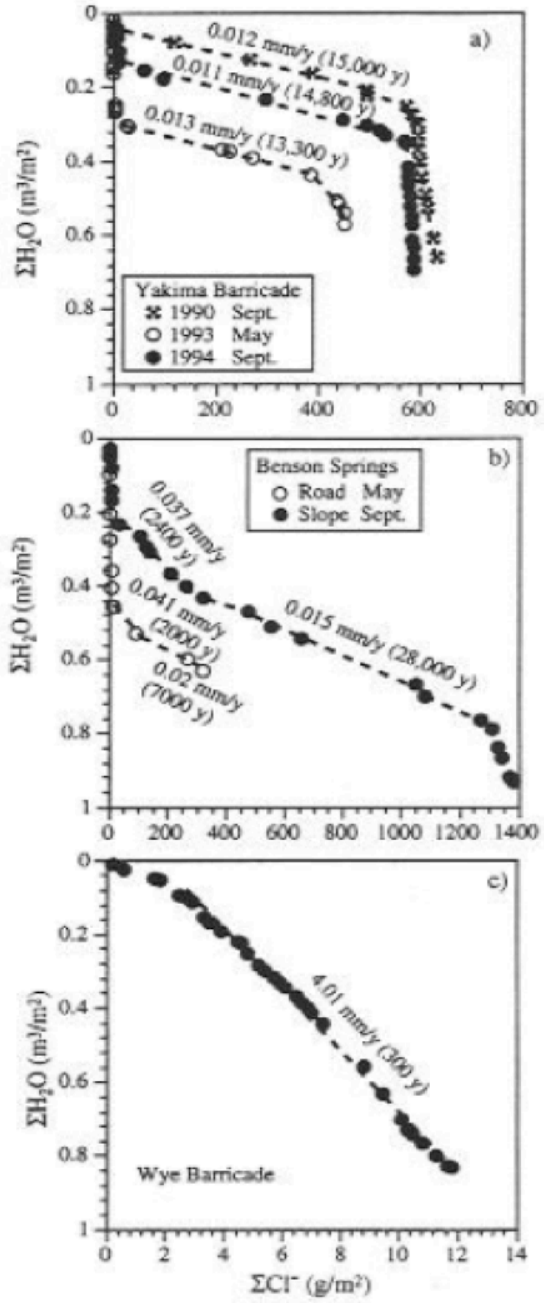


Figura 8.5.7 Mejora de la información que se deriva de los perfiles de humedad, comparando las acumulaciones de las cantidades de agua y cloruro desde la superficie hacia abajo. Si se conoce o se puede estimar razonablemente la deposición atmosférica de cloruro, es posible determinar las tasas de recarga medias por tramos

Las variaciones del contenido de cloruro en el perfil se pueden convertir en recargas mediante una desconvolución (Ginn y Murphy, 1997), como se presenta en la Sección 5.7.3 del Capítulo 5.

8.6 Recarga y cambio climático

La variación climática natural sigue produciéndose y afectará al futuro, siguiendo ciclos con periodicidades que van acompañadas de irregularidades, lo que hace muy incierta la proyección al futuro. A esto se suman los efectos antropogénicos del cambio climático y del cambio global.

El cambio climático es el debido a la introducción en la atmósfera de gases de efecto invernadero que favorecen un calentamiento. Se superpone a la evolución natural y a un aumento del vapor de agua en la base de la estratosfera y también del polvo ambiental, con efecto de enfriamiento. Esto es considerado en los modelos globales de proyección del clima en las décadas futuras, con mayor fiabilidad en cuanto al incremento relativo de temperatura, pero que presentan diferencias entre ellos debido a las necesarias simplificaciones y a que no todos los procesos están incorporados o son conocidos. Es un asunto estudiado en detalle por numerosos grupos de investigación y que es objeto de consideración mundial a través de los sucesivos informes de síntesis y de las bases científicas del Grupo Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, *Intergovernmental Panel on Climate Change)*.

La bonanza climática actual se ve alterada por efectos antrópicos que afectan a toda la Tierra y que tienden a producir un calentamiento, denominado cambio climático. Este cambio se superpone a la evolución natural, que es mal conocida en signo y magnitud. El efecto sobre la precipitación y la recarga es mucho menos conocido. De hecho, los datos históricos no muestran un cambio significativo claro. La previsión más frecuente en el área mediterránea española y en Canarias es una disminución de la precipitación, pero con mayores fluctuaciones, o sea posibles mayores sequías y más persistentes. No obstante, este efecto de mayor irregularidad puede estar exagerado a causa de las imperfecciones de las herramientas de predicción. Eso hace aún más incierto cómo afectará el cambio climático a la recarga a los acuíferos, en especial en el área mediterránea (Boithias et al., 2014).

Aunque no sean perfectas, las mejores herramientas disponibles actualmente para entender la dinámica y evolución del clima terrestre son los modelos de circulación global (GCM). Estos modelos se basan en leyes físicas, como las de conservación de masa, energía y momento, y los procesos considerados se derivan de una gran cantidad de observaciones. Estos modelos son capaces de simular los aspectos más relevantes del clima a nivel global y de reproducir lo sucedido en el pasado. Los diferentes modelos disponibles son cada vez más coherentes entre sí a una escala igual o mayor que 200 km. Esta escala es aún demasiado grosera para tratar procesos hidrológicos, como la lluvia, de modo que se producen errores, que se manifiestan como más frecuentes e intensas situaciones extremas y mayor variabilidad a diferentes escalas temporales (Ehret et al., 2012).

Una reducción de escala de la modelación (detallado, *downscaling*) permite mejorar las simulaciones si se acompaña con una adecuada información local (altitudes, vegetación, uso del suelo) y de las apropiadas condiciones de contorno derivadas de los GCM. Para la

reducción de escala se pueden aplicar métodos estadísticos y métodos dinámicos. Bajo el punto de vista conceptual, la reducción de escala dinámica es el mejor método y permite obtener modelos de circulación regional (RCM) a la escala de 10–50 km, que se adapta mejor a la evaluación de la precipitación.

La realidad es que, a pesar del progreso que se ha logrado en la modelación del clima, existen errores sistemáticos (sesgos, bias) que impiden la interpretación directa o la aplicación para simulación y predicción con modelos hidrológicos. Para superar este problema, se han ideado y estandarizado técnicas para corregir los resultados de los GCM y/o los RCM (Figura 8.6.1) para que se asemejen a las observaciones (Teutschbein et al., 2011; Ehret et al., 2012). Pero la corrección del sesgo altera de forma significativa las salidas del modelo y afecta a los resultados.

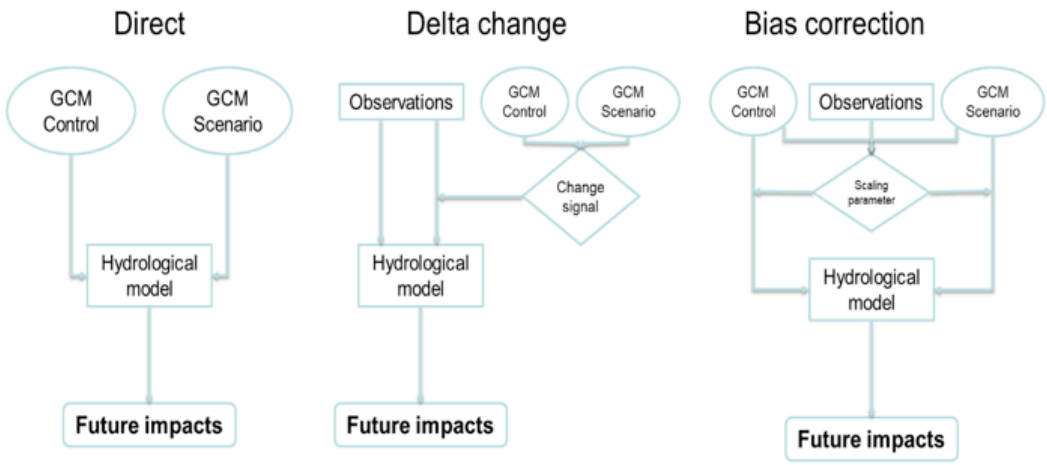


Figura 8.6.1 Diferentes estrategias usadas (i.e. "Direct", "Delta Change" y "Bias Correction") para filtrar, en las proyecciones a futuro, las tendencias que presentan las variables climáticas simuladas por los GCM respecto a las mismas variables en el periodo histórico.

El sesgo consiste en la diferencia entre los valores medios predichos y los observados durante un cierto tiempo en un determinado lugar. Las causas principales de sesgo de las salidas de los modelos son la imperfecta representación de la física atmosférica, los valores iniciales incorrectos y los errores en la cadena de parametrización. Los principales errores en los RCM son debidos a un cierre incorrecto del balance de energía y su realimentación a la capa límite convectiva y estable de la atmósfera y a la formación de nubes y precipitación que resulta. En cuanto a la precipitación, el sesgo total depende de una combinación de efectos variables en el tiempo (Ehret et al., 2012). También los GMC y RCM se parametrizan a partir de series temporales relativamente cortas, que no representan bien la variabilidad. Se modifican los modelos para reproducir caudales, pero estos valores pueden tener sesgo si están suavizados o consisten en pocos datos. Una consecuencia en el NW de Europa es que la precipitación invernal es demasiado grande (Christensen et al., 2008; Dosio y Paruolo, 2011). Para algunas regiones, la influencia de la corrección de sesgo en el cambio climático puede ser mayor que la propia señal (Rojas et al., 2011).

Para reducir el sesgo hay que mejorar los modelos, pero eso depende de cómo progrese el conocimiento. Lo que se hace en el estado actual es aplicar correcciones al final,

considerando las medias y momentos de la distribución de mayor grado, por ejemplo, en la radiación, humedad atmosférica y viento. El efecto de las correcciones es mayor en la precipitación que en la temperatura. Se supone que las relaciones y realimentaciones entre estados y flujos meteorológicos, como humedad atmosférica, precipitación y evapotranspiración, no son importantes, de forma que los campos resultantes se pueden corregir después de la modelación de los procesos relacionados.

A partir de las salidas de los sistemas GCM/RCM, sólo se evalúan y se corrigen por sesgo los campos que interesan directamente en cuanto son entradas para otros modelos, como los hidrológicos. Tales son la lluvia, temperatura, humedad relativa, viento y radiación, entre otros. Pero las fluctuaciones a diferentes escalas debidas a mecanismos físicos muy diferentes pueden entremezclase y llevar a comportamientos no esperables y no deseados en las series temporales corregidas, de forma que se desdibuja la interpretación con vistas a correcciones de escenarios futuros (Haerter et al., 2011). Es difícil saber si el impacto de la corrección de sesgo en la señal de cambio climático lleva o no a una señal más realista.

Los conjuntos de varios modelos son útiles para atribuir la incertidumbre a los diferentes componentes de la cadena de modelación y a la variabilidad natural. Los proyectos europeos ENSEMBLES y PRUDENCE (Christensen y Christensen, 2007) han buscado la cuantificación de la incertidumbre.

Los modelos predicen aumentos de la temperatura media, variables de un lugar a otro de la Tierra. Algunos expertos creen que, en realidad, el aumento aún podría ser mayor si mejorasen los modelos (Sciemeyer, 2010), aunque otros minoran ese efecto. Los recientes estudios de Willmott et al. (2017) apuntan a que los modelos climáticos y otros modelos en realidad pueden ser más precisos que lo que se les atribuye.

Se ha estudiado el consenso actual sobre las tendencias del cambio climático entre los diferentes expertos e instituciones (Cook et al., 2013), aunque es posible que existan sesgos. Debido al aumento de la temperatura ambiental, cabe esperar un aumento de la evapotranspiración y por tanto una disminución de la recarga, aunque el efecto hay que modificarlo según el viento y por la lenta a muy lenta evolución de la vegetación para adaptarse a las nuevas circunstancias. La simulación de los efectos del cambio climático puede hacerse con los modelos hidrológicos-hidrogeológicos disponibles, una vez que se han definidos los escenarios a considerar. La Figura 8.6.2 es un ejemplo de predicción de la precipitación en la parte española de la Península Ibérica y las islas Baleares. La transformación de esta predicción en la de recursos disponibles, requiere añadir el cambio de ETR y demanda por el cambio de temperatura y otras condiciones meteorológicas y de vegetación natural y cultivada.

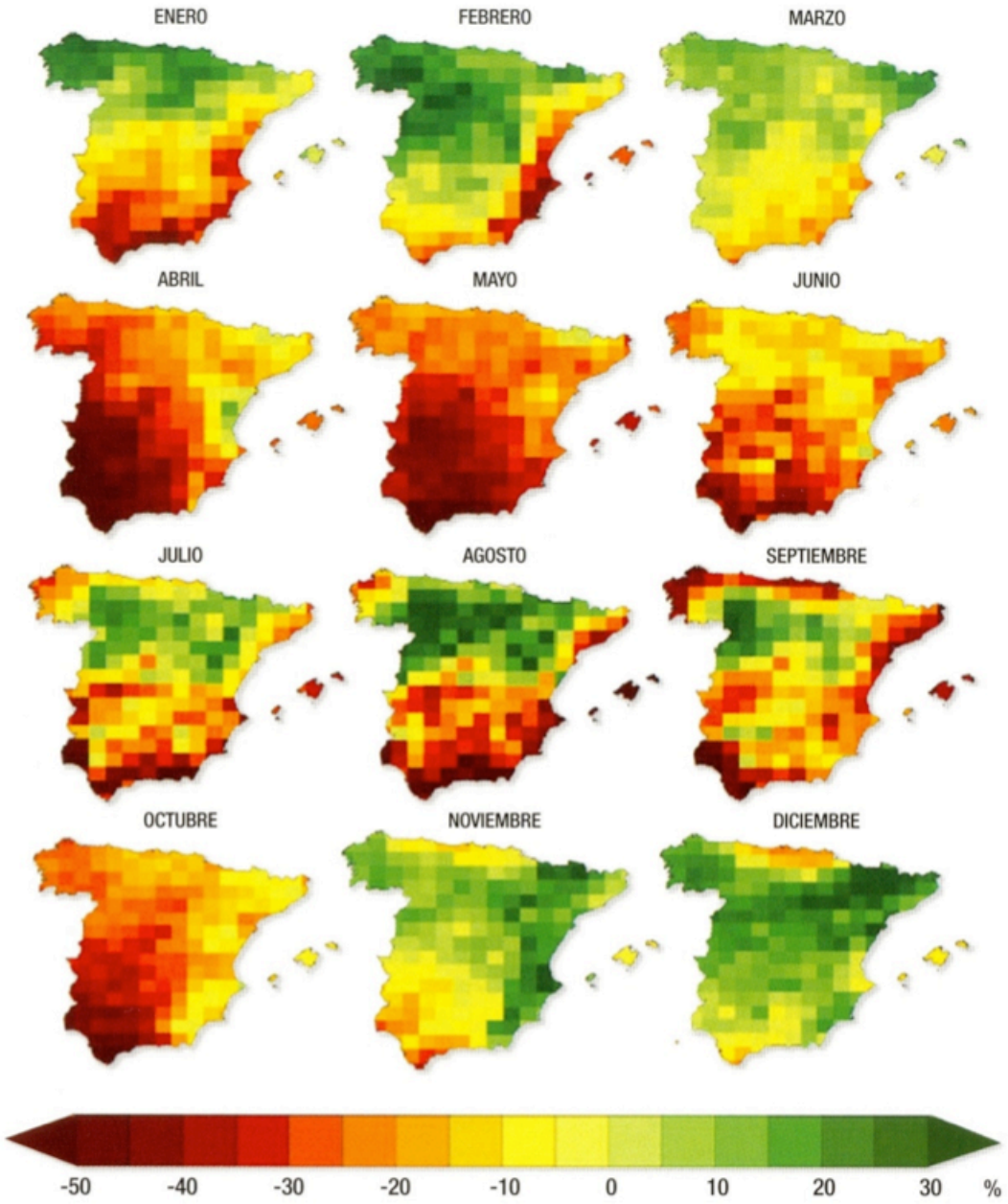


Figura 8.6.2 Predicción de la distribución mensual de la variación de la precipitación (%) en la parte española de la Península Ibérica y en las islas Baleares en el periodo 2071–2100 respecto al de referencia de 1961–1990, según el modelo global HadAM3H, regionalizado con el método de análogos, en el escenario de emisión A2, según el Instituto Español de Meteorología (INM-2007)

Para la aplicación hidrológica y para estudiar el efecto sobre un acuífero determinado hay que transformar los datos de los modelos climáticos globales a las condiciones locales mediante el proceso de detallado (*downscaling*), tanto estadístico como dinámico, cada uno con sus ventajas e inconvenientes. El detallado incrementa las incertidumbres, que resultan mayores que las del modelo general (Holman et al., 2009). Las proyecciones hacia atrás, para tratar de reproducir la evolución observada, además de la incertidumbre de ese conocimiento requiere que se corrija el sesgo de las series de datos de las simulaciones climáticas o bien que se trabaje con el mismo y la comparación se haga indirectamente.

Mayor precipitación media anual no necesariamente significa mayor recarga media anual a los acuíferos, y viceversa, ya que las intensidades puntuales y la distribución tienen gran peso, en un proceso que es altamente no lineal (Green et al. 2011; Taylor et al., 2013).

Se han realizado numerosos estudios de como posibles escenarios climáticos futuros pueden afectar a la recarga a los acuíferos (Treidel et al. 2011; Jyrkama y Sykes, 2007; Meixner et al., 2016), a los servicios ecosistémicos relacionados (Kløve et al., 2014) y al efecto de los bosques en la generación de escorrentía y recarga (Jones et al., 2014). En general, se trata de aplicaciones de las series de datos diarios o agregados por meses de la precipitación y variables meteorológicas proyectadas hasta 2099 y una parte del periodo, según los distintos modelos existentes, bajo distintos escenarios, en especial los elegidos internacionalmente para poder comparar resultados. Esas series son las funciones de entrada y los resultados obtenidos son simplemente la respuesta a los mismos. No son reales proyecciones y deben interpretarse como tales. Es decir, si sucediere lo que se impone como entrada, dentro de las incertidumbres de la modelación de la recarga y de los recursos de agua, cabe esperar los simulado.

Los posibles cambios futuros, tanto naturales como los afectados por la acción antrópica, pueden afectar a las relaciones agua dulce–agua salada en las áreas costeras y la profundidad del nivel freático (Bloomfield et al., 2003) en cuanto a las posibles afecciones a humedales y cripto-humedales costeros. Con el apoyo del Código Visual-BALAN (Sección 3.5.5 del Capítulo 3), se han realizado diversas elaboraciones para analizar el efecto sobre algunos acuíferos en Mallorca y en Cataluña, en especial con vistas a la agricultura (Candela et al., 2009; 2012; 2015; 2016; von Igel Grisar, 2006), en el NE español (Castaño et al., 2013), en el SE español (Pulido-Velázquez et al., 2015; Aguilera y Murillo, 2009; Hartmann et al., 2014; Molina et al., 2013) y en el área Mediterránea (Stigter et al., 2014). Holman et al. (2012) aportan recomendaciones de cómo mejorar las evaluaciones, aunque con un aumento del coste de cálculo. Sapriza et al. (2015) han evaluado el efecto combinado que, tanto el cambio climático (Figura 8.6.3) como el bombeo de aguas subterráneas (Figura 8.6.4), producen en la dinámica del sistema hidrológico del Alto Guadiana. El sistema incluye el acuífero 33, que ha sido el primer acuífero declarado oficialmente sobreexplotado en España. De la comparación de lo calculado con lo observado en el pasado, Tillman et al. (2107) encuentran que, en la cuenca alta del río Colorado, en los Estados Unidos, las recargas medias simuladas mensuales y anuales son similares a las observadas, pero que hay diferencias notables entre los valores mensuales y anuales simulados y observados, en especial entre 1970 y 2000, con mucha mayor variabilidad en los datos simulados.

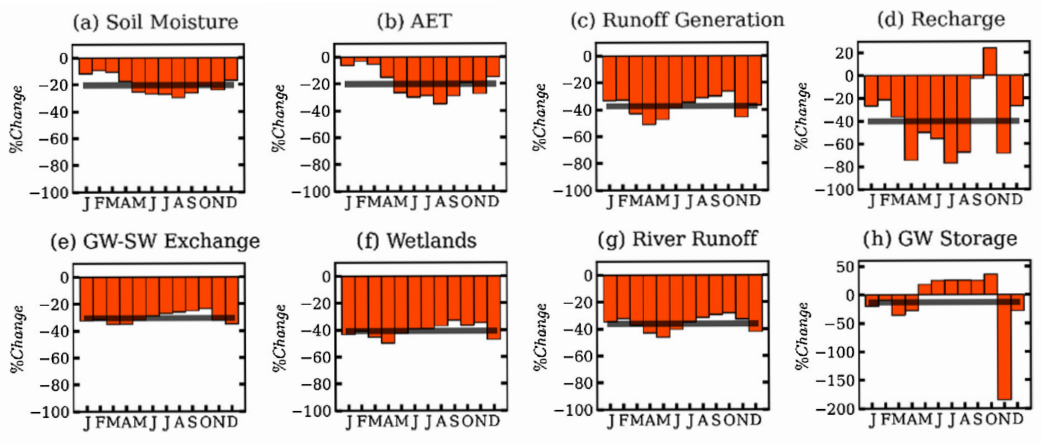


Figura 8.6.3 Cambios relativos respecto la diferencia entre el promedio para el periodo histórico en la respuesta del sistema hidrológico y la respuesta obtenida para la proyección GCM-RCP85 del modelo climático en el año 2100. La línea gris representa el cambio relativo medio anual (Sapriza et al., 2015).

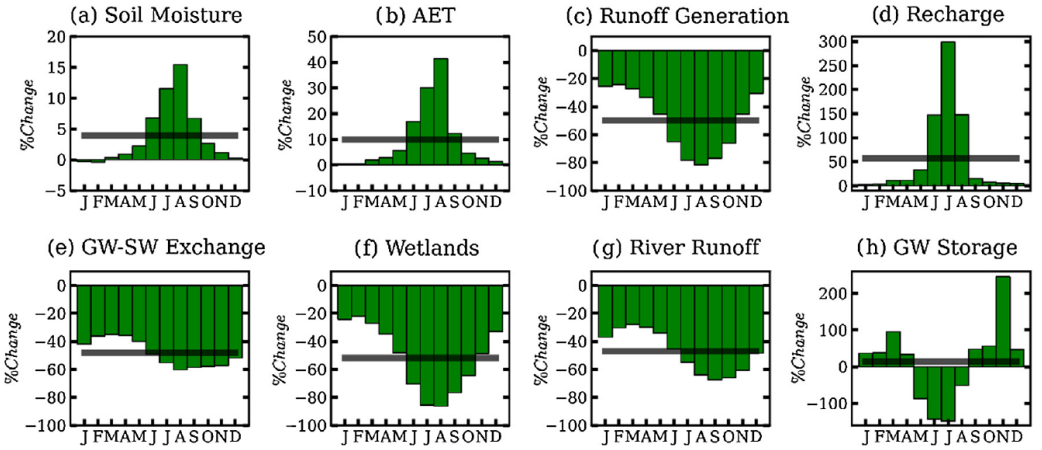


Figura 8.6.4 Cambios relativos en la diferencia promedio para el periodo histórico en la respuesta del sistema hidrológico en condiciones naturales (sin bombeos) y la respuesta hidrogeológica del sistema debida al bombeo de aguas subterráneas. La línea gris representa el cambio relativo medio anual (Sapriza et al., 2015).

Zhu et al. (2005) analizaron el efecto de 12 escenarios de cambio climático en la disponibilidad de recursos de agua en California. Estrela et al. (2012) han analizado el efecto en los recursos de agua en España, Mas Pla et al. (2016) lo han evaluado en Cataluña, Manzano et al., (1998) en dos acuíferos carbonatados del área mediterránea española (Anoia y Serra de Tramuntana) y Stigter et al (2014) en los acuíferos costeros atlánticos de la Península Ibérica. En el lado Norte del área pirenaica Wuilleumier (2017) ha estudiado las tendencias de caudales de las "gaves" (torrentes permanentes), que en gran manera son la descarga de los sistemas kársticos de los macizos de Gavarnie-Monte Perdido y Ordesa. Para ello se han analizado estadísticamente las series de caudales fluviales, niveles piezométricos y precipitación a lo largo de 55 años, obteniéndose una tendencia a la reducción, pero con una parte del periodo de tendencia al aumento durante

el que los niveles piezométricos también ascienden. El posible efecto en los acuíferos y cursos fluviales de la extensa cuenca del Ebro ha sido analizado por Samper et al. (2006), determinando las reducciones de caudal. Las variaciones esperables de la recarga se han estudiado por Rivard et al. (2014) en una cueca de Nova Scottia (Canadá) y Sykes (2007b) en el Grand River (Ontario), en la interacción rio-acuífero por modelado de alta resolución (de Pourc Scibert et al., 2007), en los niveles piezométricos y en la interacción río-acuífero en una cuenca en Australia (Cui et al., 2018), en las condiciones hidrológicas y recarga en la Sierra de las Nieves, en Málaga (Collados-Lara et al., 2017) y en otros casos incluidos en Calvache et al. (2017). Las causas de incertidumbre en los impactos del cambio climático son diversos y responden en parte a la dificultad de conocer bien el medio físico (Kingston y Taylor, 2010).

En el libro-informe de Kinzelbach et al. (2002) se dedica un capítulo a la importancia incrementada que pudiera tener el cambio climático en áreas áridas y semiáridas. La influencia puede afectar en especial a unas estaciones del año más que a otras (Ajami et al., 2012), con lo que la repercusión en la recarga no es lineal. Determinados ecosistemas son muy sensibles a los cambios climáticos, como la vegetación que depende de nieblas condensantes.

Las futuras variaciones climáticas naturales y de origen antrópico pueden ser más acusadas allí donde el clima es el resultado de varias influencias marinas que dependen de las intensidades de la circulación atmosférica. Tal sucede en Oriente Próximo en cuanto a las influencias del Mediterráneo y del Índico (Leguy et al., 1983), el Mediterráneo occidental (Jalut et al., 2000) y en el área árida sudamericana tropical del Pacífico Sur.
En la cuenca semiárida del Murray-Darling, Australia, sometida a intensa exploración de aguas superficiales y subterráneas y con problemas de salinización climática, se ha realizado un análisis de la posible futura evolución (Crosbie et al., 2012). Se concluye que no es posible definir índices para predecir si se tendrá un aumento o una disminución.

8.7 Recarga y cambio global

El cambio global es el debido a las acciones antrópicas que modifican el ambiente natural y humano en un lugar determinado o por acciones que derivan de actuaciones de mayor alcance, como el ascenso actual del nivel del mar (SASMIE, 2017), de la disminución de la biodiversidad e introducción de nuevas especies, del talado masivo del bosque, de las grandes acciones de reforestación, de la gran agricultura extensiva, del abandono del medio rural, del descenso generalizado del nivel freático por extracción a gran escala del agua subterránea y de la urbanización de áreas extensas, entre otras situaciones. En general, el cambio global es de mayor alcance a nivel local y regional que el climático, aunque se habla menos del mismo, ya que es más complejo localmente, se carece de muchos de los datos para crear escenarios futuros y es menos mediático.

El cambio global considera los efectos de las actividades humanas directas o por abandono de actividades seculares, que pueden afectar al clima local. Tales son los cambios territoriales por urbanización, agricultura, estado de forestación (incluyendo manejo del bosque y el matorral) y contaminación, por una población cada vez más numerosa, más

longeva y con mayor nivel de vida. Esto comporta cada vez mayor consumo de alimentos, energía y bienes y por ahora con escaso grado de reciclado y poca propensión a lo que se viene llamando socio–economía circular, aunque la situación puede estar actualmente modificándose significativamente.

El cambio global puede suponer una mayor presión sobre los recursos de agua y por tanto también sobre los recursos de agua subterránea. Esto se hace en competencia con el agua que necesitan los ecosistemas para su funcionamiento y para mantener los servicios que proporcionan al ser humano. Esta presión puede ser importante localmente en cuanto a la cantidad, aunque a nivel general no hay escasez, pero es y lo será más en cuanto a la calidad. Eso supone reconsiderar el uso del agua, para que sea eficiente en términos globales, así como las actividades económicas y la utilización apropiada del almacenamiento subterráneo dentro de una gestión integrada de los recursos de agua que internalice la variabilidad climática. El proyecto europeo LIFE denominado Water Change, realizado por CETAQUA y la UPC, ha abordado los efectos del cambio global en la cuenca del río Llobregat con orientación al abastecimiento de agua al área Metropolitana de Barcelona (Pouget et al., 2014; Versini et al., 2016). En la Figura 8.7.1 se muestran los resultados obtenidos en cuanto al déficit mensual que se puede llegar a producir.

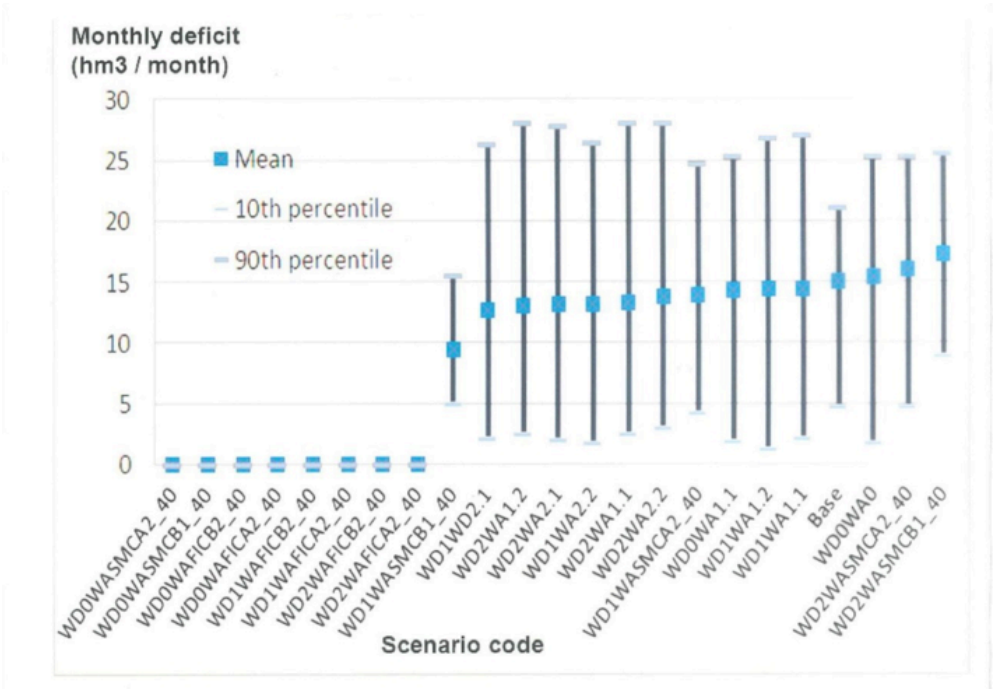


Figura 8.7.1 Déficit mensual de agua en hm³/mes que se puede llegar a producir en la cuenca del río Llobregat (Barcelona) en el siglo XXI como consecuencia de distintos supuestos de cambio climático. Se dan los valores medios y los percentiles 10% y 90%. Son los resultados del Proyecto Water Change (LIFE-CETAQUA).

En diversos ríos españoles se constata una progresiva reducción del caudal en las estaciones de aforo con largos periodos de registro, como ya se muestra en el Libro Blanco del Agua (MIMAM, 2000). Cada vez se añaden nuevos ejemplos en que el descenso se mantiene después de corregir el aumento de usos de agua en la cuenca y de tener en cuenta la mayor ETR por la tendencia al aumento de la temperatura. El residuo no está bien explicado y hay que relacionarlo con el cambio global más que con el cambio climático, ya que no se aprecia variación significativa de la precipitación. Una posible causa, verosímil pero no cuantificada aún, es la extensión del bosque por abandono de cultivos y de los aterrazamientos del territorio, que favorecen la recarga, y en especial el cambio de uso del bosque y los aprovechamientos forestales controlados con eliminación del sotobosque y masa vegetal muerta, con la actual casi ausencia humana que ha favorecido un gran desarrollo del sotobosque, que aumenta la evapotranspiración. La Figura 8.7.2 es un ejemplo en la cabecera del río Ter (Girona). En la Tabla 8.7.1 se da el cambio medio de caudal en tres ríos catalanes. En la Tabla 8.7.2 se muestran las variaciones simuladas en la cuenca del Ebro hasta Tortosa.

Tabla 8.7.1 Cambio medio del caudal en los ríos catalanes La Muga, Ter, Llobregat y Siurana en la entrada de embalses en los mismos, en %/a, después de corregir por los usos conocidos del agua en las respectivas cuencas, según comunicación de J. Armengol

Cambio medio del caudal en los embalses en %/a				
Embalse	**Boadella**	**Sau**	**La Baells**	**Siurana**
Río	**La Muga**	**Ter**	**Llobregat**	**Siurana**
Observado	-0.07	-0,98	-1,02	-3,35
Climático	0,37	0,05	0,18	0,08
Otros	-1,14	-0,66	0,66	-2.17

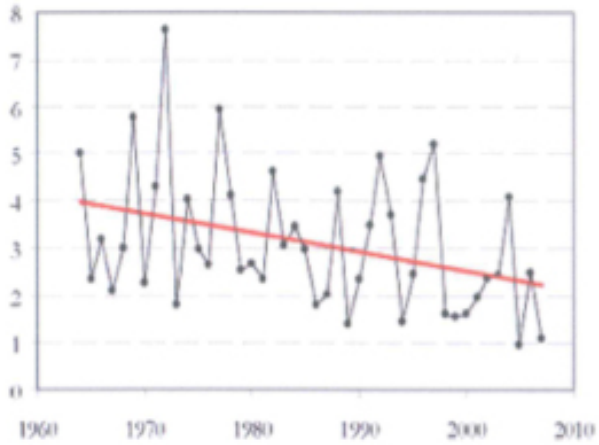


Figura 8.7.2 Evolución del caudal anual de entrada en el embalse de Sau, en la cabecera del río Ter (Girona), en valores relativos a la capacidad del embalse en el periodo 1960 a 2010 (comunicación de F. Gallart y J. Armengol). En la cuenca vertiente no hay cambios de uso del territorio, excepto que en el 30% de su superficie que corresponde a bosque, este se ha expandido y densificado, con gran aumento del sotobosque

Tabla 8.7.2 Cambios hidrológicos en la cuenca del Ebro simulados con el programa GIS-BALAN, aplicando al siglo XXI las series de datos del modelo climático global acoplado CGCM3 con los escenarios del IPCC AiB, A2, B1 y Commit (Alvares, 2010)

Variable	2010–2039	2040–2069	2070–2099
Temperatura, ΔT °C	1,25	2.23	2,28
Precipitación, ΔP mm/a	–7 (–1,2%)	–51 (–8,6%)	–47 (–7,9%)
Escorrentía superficial, ΔES			–2,2%
Escorrentía subterránea, ΔAS	–11,3%	–24,2%	–22%
ETR, ΔETR			pequeño
Caudal total, ΔQ	–9,4%	–22%	–20.2%

El cambio global también tiene una componente que relaciona la explotación del agua subterránea con la climatología local, por la evaporación en los regadíos y en terrenos no ocupados por la población, y en clima árido y semiárido debido al descenso de la evapotranspiración al descender el nivel freático (Scheihing y Tröeger, 2018; Miguez-Macho, 2007; Fan et al., 2007).

Uno de los aspectos con mayor impacto en el cambio global, que con frecuencia es dejado de lado y que requiere más investigación y experiencia, es el del efecto de los cambios de la cubierta vegetal, como los cambios en el bosque y su manejo, incluyendo el estado vegetativo y del sotobosque (López Rodríguez, 1997; Ventura de Oliveira et al., 2018; Aldaya et al., 2017; Salama et al., 1999; Walker et al., 2002; Sharma y Craig, 1989).

La mitigación de los efectos del cambio global y del posible cambio climático es objeto de numerosos trabajos, que se han compilado en Chen et al. (2017). El agua subterránea y el buen manejo de los acuíferos constituyen uno de los grandes e importantes medios para la mitigación de los efectos del cambio climático y global (Pulido-Velázquez, 2018) a través de la inercia que proporcionan sus grandes reservas, a condición de una gestión apropiada y adecuada gobernanza, lo que incluye una legislación efectiva que lo tenga en cuenta y que garantice el suficiente buen funcionamiento de los ecosistemas.

El papel de las aguas subterráneas en la disponibilidad de agua ante un eventual aumento de la irregularidad pluviométrica, tanto si afecta positiva o negativamente a la recarga a los acuíferos, se obtiene valorando la resiliencia de los acuíferos a estos cambios, por ejemplo y analizando el comportamiento de los trazadores naturales químicos e isotópicos ambientales (Lapworth et al., 2013). Esta resiliencia está relacionada con los tiempos medios de tránsito o renovación del agua subterránea (Sección 5.3.2 del Capítulo 5).

La escasez de agua es un problema crónico en numerosos lugares del mundo, que se agrava con el desarrollo, y en especial con la exploración intensiva e incluso minera del agua subterránea (MASE, 2015) y que puede ir acompañada de serios problemas de salinización en acuíferos costeros (SASMIE, 2017).

La escasez es un concepto distinto del de sequía. La sequía es un fenómeno natural que depende del clima (Apury et al., 2017), mientras que la escasez está relacionada con la necesidad humana de agua y por lo tanto depende de la misma (Custodio, 2018).

La solución a buena parte de los problemas futuros, o por lo menos su mitigación, pasa por una buena gestión y gobernanza de las aguas subterráneas. Esto requiere, además de herramientas legales, administrativas y sociales, un buen y suficiente conocimiento de las aguas subterráneas (Custodio, 2018). La recarga, la avaluación de su incertidumbre y su aplicación a los aspectos prácticos es uno de los componentes esenciales. El buen uso de las aguas subterráneas, junto con la adecuada protección del medio ambiente, requiere una identificación del estado de escasez (Pedro-Monzonís et al., 2015; McKee et al., 1993; McNab y Karl, 1999), con antelación suficiente.

8 Agradecimientos

Se agradecen los detallados comentarios, aportaciones, sugerencias y correcciones de J. Jódar como revisor general.

A pesar del esfuerzo de revisión y aportaciones, pueden quedar algunos errores, malinterpretaciones e inexactitudes, de los que el autor es el único responsable, junto con las opiniones y consideraciones de carácter personal.

8 Referencias

Adar, E.M.; Gev, I.; Berliner, P.; Issar, A.S. 1995. The effect of forestation on a shallow groundwater reservoir in an arid sand dune terrain. J. Arid Studies, 55: 259–262.

Aguilera, H., Murillo, J.M. 2009. The effect of possible climate change on natural groundwater recharge based on a simple model: a study of four karstic aquifers in SE Spain. Environ. Geol., 57: 963–974.

Ajami, H., Meixner, T., Domínguez, F., Hogan, J., Maddock, T. III. 2012. Seasonalizing mountain system recharge in semi–arid basin: climate change impacts. Ground Water, 50(4): 585–597.

Aldaya, M.M., Custodio, E., de Stefano, L., Díaz-Alcaide, S., Fernández, F., López-Gunn, E., Llamas, M.R., Rica, M., Willaarts, B. 2017.Análisis académico del plan hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Segura 2015-2021 a la luz de modernos conceptos de la Ciencia de los recursos del agua. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid: 1-83.

Allison, G.B., Cook, P.G., Barnett, S.R., Walker, G.R., Jolly, I.D., Hughes, M.W. 1990. Land clearance and river salinization in the Western Murray Basin, Australia. Journal of Hydrology, 119: 1-20.

Álvares, D. 2010. Acoplamiento de modelos hidrológicos semidistribuidos y GIS: aplicación a la evolución de los efectos de cambio climático. Tesis doctoral. Universidade de A Coruña.

Apury, T., Sivapalan, M., Cai, X. 2017. Understanding the role of climate characteristics in drought propagation. Water Resources Research, 53: 9304–9329.

Barberá, J.A., Jódar J., Custodio, E., González-Ramón, A., Jiménez-Gavilán, P., Vadillo I., Pedrera, A., Martos-Rosillo, S. 2018. Groundwater dynamics in a hydrologically-modified alpine watershed from an ancient managed recharge system (Sierra Nevada National Park, Southern Spain): Insights from hydrogeochemical and isotopic information. Sci. Total Environ. 640:874-893.l.

Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J. Lancelot, Y. 1994. The astronomical theory of climate and age of the Brunes–Matuyama magnetic reversal. Earth Planet Sci. Lett., 126: 91–108.

Bath, A.H., Edmunds, W.M., Andrews, J.N. 1979. Palaeoclimatic trends deduced from the hydrogeochemistry of a Triassic sandstone aquifer, United Kingdom. In: Isotope Hydrology 1978, Vol. II, IAEA Vienna: 545-567.

Beekman, H.E., Selaolo, E.T., Nijsten, G.J. 1996. Botswana groundwater recharge at the fringe of the Kalahari: the Letlhakeng–Botlhapatou area. Botswana Journal of Earth Science, 3: 19-23.

Bellot, J., Bonet, A., Sánchez, J.R., Chirino, E. 2001. Likely effects of land use changes on the runoff and aquifer recharge in a semiarid landscape using a hydrological model. Landsc. Urban Plan, 55: 41–53.

Benítez de Lugo Enrich, L., Mejías, M. 2017. The hydrogeological and paleoclimatic factors in the Bronze Age Motillas Culture of La Mancha (Spain): the first hydraulic culture in Europe. Hydrogeol. J., 25: 1931–1950.

Berry, S.L., Farquhar, G.D., Roderick, M.L. 2005. Co-evolution of climate, soil and vegetation. In: M., Anderson (ed.), Encyclopaedia of Hydrological Sciences. John Wiley & Sons, Indianapolis.

Bloomfield, J.P., Gaus, I., Wade, S.D. 2003. A method for investigating the potential impacts of climate change scenarios on annual minimum groundwater levels. Water Environ. J., 17: 86–91.

Boithias, L., Acuña, V., Vergoñós, L., Ziv, G., Marcé, R., Sabater, S. 2014. Assessment of the water supply:demand ratios in a Mediterranean basin under different global change scenarios and mitigation alternatives. Science of the Total Environment, 470–471: 567–577.

Bredenkamp, D.B. 1988a. Quantitative estimation of ground-water recharge in dolomite. In: I.Simmers (ed.), Estimation of Natural Groundwater Recharge. Reidel: 449-460.

Bredenkamp, D.B. 1988b. Quantitative estimation of ground-water recharge in the Pretoria-Pietondale area. In: I.Simmers (ed.), Estimation of Natural Groundwater Recharge. Reidel: 461-476

Bromley, J., Edmunds W., Fellman, E., Brower, J. Gaze, S, Sudlow, J., Taupin, J. 1997. Estimation of rainfall inputs and direct recharge to the deep unsaturated zone of southern Niger using the chloride profile method. J. Hydrol., 188:139-154.

Bouhlassa, S., Ammary, B., Paré, S., Safsaf, N. 2016. Integrating variations in the soil chloride profile and evaporativity for in-situ estimation of evaporation in arid zones: an application in south-eastern Morocco. Hydrogeol. J., 24: 1699–1706.

Calder, I.R. 1993. Hydrologic effects of land-use change. In D.R. Maidment (ed.), Handbook of Hydrology, McGraw Hill, Sydney.

Calvache, M.L., Duque, C., Pulido-Velazquez, D. (eds.). 2017. Impacts of global change on western Mediterranean aquifers. International Congress on Groundwater and Global Change in the Western Mediterranean, Granada, International Association of Hydrogeologists-Spanish Chapter. Universidad de Granada: 1- 412.

Candela, L., von Igel, W., Javier Elorza, F., Aronica, G. 2009. Impact assessment of combined climate and management scenarios on groundwater resources and associated wetland (Mallorca, Spain). J Hydrol.; 376: 510-527.

Candela, L., Elorza, F.J., Jiménez-Martínez, J., Wolf von Igel, W. 2012. Global change and agricultural management options for groundwater sustainability. Computers and Electronics in Agriculture, 86: 120–130.

Candela, L., Tamoh, K., Olivares, G., Gómez, M., Valdés-Abellán, J. 2015. Efectos del cambio climático y usos del suelo sobre los recursos hídricos de la cuenca del río Tordera (Barcelona, España). Aqua-LAC, 7(1): 1–10.

Candela, L., Tamoh, K., Olivares, G., Gómez, M. 2016. Climate and Land Use Changes on Streamflow and Subsurface Recharge in the Fluvià Basin, Spain. Water, 8, 228; doi:10.3390/w8060228

Castaño, S., Sanz, D., Gómez-Alday, J.J. 2013. Sensitivity of a groundwater flow model to both climatic variations and management scenarios in a semi-arid region of SE Spain. Water Resources Management. 27(7): 2009-2011.

Chapman, T.G. 1985. The use of water balances for water resource estimation, with special reference to small islands. Pacific Regional Team.

Chen, W-Y., Suzuki, T., Lackner, M. (eds). 2017. Handbook of climate change mitigation and adaptation, 2nd. Edition. Springer: 1-3331

Cherkaner, D.S., Ansari, S.A. 2005. Estimating groundwater recharge from topography, hydrogeology and land cover. Ground Water, 43(1): 102-112.

Christensen, J.H., Christensen, O.B. 2007. A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. Climatic Change, 81, 7–30.

Christensen, J.H., Boberg, F., Christensen, O.B., Lucas-Picher, P. 2008. On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. Geophys. Res. Lett., 35, L20 709, doi: 10.1029/2008GL035694, 7864.

Clark, J.F., Stute, M., Schlosser, P., Drenkard, S. 1997. A tracer study of the Floridan aquifer in southeastern Georgia: Implications for groundwater flow and paleoclimate. Water resources Research, 33(2): 281-289.

Clarkson, P. B., Dorn, R. I. 1995. New chronometric dates for the puquios of Nasca, Peru. Latin American Antiquity, 6(1): 56-69.

Collados-Lara, A.J., Pulido-Velázquez, D., Pardo-Igúzquiza, E. 2017. Escenarios futuros del cambio climático en el acuífero kárstico de la Sierra de las Nieves (Málaga) a partir de proyecciones de temperatura y precipitación generadas por modelos climáticos regionales. In: M.L. Calvache, C. Duque y D. Pulido-Velazquez, (eds.), Impacts of Global Change on Western Mediterranean Aquifers. International Congress on Groundwater and Global Change in the Western Mediterranean, Granada, International Association of Hydrogeologists-Spanish Chapter. Univ. de Granada.

Cook, P.G., Walker, G.R., Jolly, I.D. 1989. Spatial variability of groundwater recharge in semiarid region. Journal of Hydrology, 111: 195-212.

Cook, P.G., Edmunds, W.M., Gaye, C.B. 1992. Estimating paleorecharge and paleoclimate from unsaturated zone profiles. Water Resour. Res., 28(10): 2721-2731.

Cook, J. Nuccitelli, D., Green, S.A., Richardson, M., Winkler, B., Painting, R., Way, R., Jacobs, P., Skuce, A. 2013. Quantifying the consensus on anthropogenic global warming in the scientific literature. Environ. Res. Lett. 8 (2013) 024024 (7pp)

Crosbie, R.S., McCallum, J.L., Walker, G.R., Chiew, F.H.S 2012. Episodic recharge and climate change in the Murray-Darling Basin, Australia. Hydrogeol. J., 20: 245-261.

Crosbie, R.S., Davies, P., Harrington, N., Lamontagne, S. 2015. Ground truthing groundwater-recharge estimates derived from remotely sensed evapotranspiration: a case in South Australia. Hydrogeology Journal, 23(2): 335-350.

Cui, T., Raiber, M., Pagendam, D., Gilfedder, M., Rassam, D. 2018. Response of groundwater level and surface-water/groundwater interaction to climate variability: Clarence - Moreton Basin, Australia. Hydrogeology Journal, 26: 593–614.

Custodio, E. 2018. Las aguas subterráneas en la regulación y atenuación de las sequías a corto y largo plazo. En: A. Embid (ed.), Sequía e Inundaciones como Fenómenos Hidrológicos Extremos, XXII Jornadas de Derecho de Aguas. Universidad de Zaragoza: 19 pp. Universidad de Zaragoza - Confederación Hidrográfica del Ebro.

Custodio, E., Jódar, J., Herrera, C., Custodio-Ayala, J., Medina, A. 2017. Changes in groundwater reserves and radiocarbon and chloride content due to a wet period intercalated in an arid climate sequence in a large unconfined aquifer. Journal of Hydrology, 556: 427-437.

Custodio, E., Jódar, J., Herrera, C., Custodio-Ayala, J., Medina, A. 2018. Changes in groundwater reserves and radiocarbon and chloride content due to a wet period intercalated in an arid climate sequence in a large unconfined aquifer. Journal of Hydrology, 556: 427-437.

de Haro, J.M., Giráldez, J.V., Ordóñez, R., Custodio, E., Iglesias, M., Manzano, M., López Rodríguez, J.J. 2000. Variación temporal de la recarga al acuífero freático del Parque Natural de Doñana, Huelva. Bol. Geológico y Minero. Madrid, 111(1): 77–88.

de Pourc Scibert, J., Allen, D.M., Cannon, A.J., Whitefield, P.H. 2007. Groundwater-surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model. Journal of Hydrology, 333: 165-181.

Dosio, A. Paruolo, P. 2011. Bias correction of the ENSEMBLES high-resolution climate change projections for use by impact models: Evaluation on the present climate, J. Geophys. Res.-Atmos., 116, D16106, doi:10.1029/2011jd015934.

Durán, J.J. 1996. Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo occidental. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.

Edmunds W.M., Wright E.P. 1979. Groundwater recharge and palaeoclimate in the Sirte and Kufra basin, Libya. Journal of Hydrology, 40: 215-241.

Edmunds, W.M., Darling, W., Kinniburg, D. 1990. Solute profile techniques for recharge estimation in semi-arid and arid terrain. In: D. Lerner, A. Issar and I. Simmers, Groundwater Recharge. Intern. Assoc. of Hydrogeologists. Heise: 139-157.

Edmunds, W.M., Gaye, C.B. 1994. Estimating the variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. Journal of Hydrology, 156: 47–59.

Edmunds, W., Tyler, S. 2000. Unsaturated zones as archives of past climates toward a new proxy for continental regions. Hydrogeol. J., 10: 216-228.

Edmunds, W.M., Fellman, E., Goni, I.B., Prudhomme, C. 2002. Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria. Hydrogeology Journal, 10: 205–215

Eldridge, D.J., Freudenberger, D. 2005. Ecosystem wicks: woodland trees enhance water infiltration in a fragmented agricultural landscape in eastern Australia. Austral Ecology, 30: 336–347.

Ehret, U., Zehe, E., Wulfmeyer, V., Warrach-Sagi, K.W., Liebert, J. 2012. Should we apply bias correction to global and regional climate model data? Hydrol. Earth Syst. Sci., 16, 3391–3404.

Esper, J., Cook, E.R., Schweingruber, F.H. 2002. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. Science, 295(5563): 2250-2253.

Espinosa Martínez, S. 2014. Estimación de la recarga media anual de acuíferos: Aplicación al Baix Ebre. Tesis doctoral. Universitat Politécnica de Catalunya. Barcelona.

Espinosa Martínez, S., Custodio, E. 2014. Comparación de la recarga natural estimada con el balance de agua en el suelo y con el balance de la deposición atmosférica de cloruro en un sistema carbonatado en el área del Baix Ebre, Cataluña, España. Ingeniería del Agua; 20: 135-155

Estrela, T. Pérez-Martin, M.A., Vargas, E. 2012. Impacts of climate change on water resources in Spain. Hydrological Sciences Journal 57 (6), 1154-1167.

Falkland, A., Custodio. E. (ed.) 1991. Guide on the hydrology of small islands. UNESCO, Studies and Reports in Hydrology, 49. Paris: 1-435.

Fan, F., Gonzalo Miguez-Macho, G., Weaver, C.P., Walko, R., Robock, A. 2007. Incorporating water table dynamics in climate modeling: 1. Water table observations and equilibrium water table simulations. Journal of Geophysical Research, 112, D10125, doi:10.1029/2006JD008111.

Farley, K. A., Jobbagy, E.G., Jackson, R.B. 2005. Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy. Global Change Biology, 11, 1565–1576.

Fontes, J.Ch. 1981. Paleowaters. In: Stable Isotope Hydrology (Gat and Gonfiantini, eds.), IAEA Techn. Report no. 210, Chapt 12: 273–302.

Gallart, F., Llorens, P. 2003. Catchment management under environmental change: impact of land cover change on water resources. Water International, 28(3):334-340.

Gallart, F., Llorens, P. 2013. Water resources and environmental change in Spain. A key issue for sustainable integrated catchment management. Cuadernos de Investigación Geografica, 27:7-16.

Gat, J.R. 1983. Precipitation, groundwater and surface waters: control of climate parameters on their isotopic composition and their utilization as palaeoclimatological tools. In: Palaeoclimates and Palaeowaters: A collection of environmental Isotope Studies. IAEA, Vienna: 3-12.

Gates, J.B., Edmunds, W.M., Ma, J., Scanlon, B.R. 2008. Estimating groundwater recharge in a cold desert environment in northern China using chloride. Hydrogeology Journal, 16(5): 893-910.

Gates, J.B., Scanlon, B.R., Mu, X., Zhang, L. 2011. Impacts of soil conservation on groundwater recharge in the semi-arid Loess Plateau, China. Hydrogeol. J.; 19: 865-875.

Gee, G.W., Wierenga, P.J. Andraski, B.J., Young, M.H., Fayer, M.J., Rockhold. M.L. 1994. Variations in water balance and recharge potential at three Western Desert sites. Soil Sci. Soc. Am. J. 58(1): 63-72.

Giai, S.B., Hernández, M.A. 1999. Aproximación de la curva de recarga-precipitación en zonas medanosas. En; A. Tineo (ed.), Serie de Correlación Geológica, Asociación Argentina de Hidrología Subterránea, 13: 353-360.

Ginn I., T.R., Murphy, E.M. 1997. A transient flux model for convective infiltration: Forward and inverse solutions for chloride mass balance studies. Water Resources Research, 33(9): 2065-2079.

Gordon, L., Dunlop, M., Foran, B. 2003. Land cover change and water vapour flows: learning from Australia. Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B-Biological Sciences, 358: 1973–1984.

Green, T. R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Hiscock, K.M., Treidel, H., Aureli, A. 2011. Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. J. Hydrol., 405(3–4): 532–560.

Grilli, A., Vidal, E. 1986. Evaporación desde salares: metodología para evaluar los recursos hídricos renovables. Aplicación a las Regiones I y II. Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica 1(2).

Guasch, F.S.H., Armengol, E.M.J., Sabater, S. 2006. The Ter: a Mediterranean river case-study in Spain. River and Stream Ecosystems of the World: With a New Introduction: 419

Guerschman, J.P., Van Dijk, A.I.J.M., Mattersdorf, G., Beringe,r J., Hutley, L.B., Leuning, R., Pipunic, R.C., Sherman, B.S. 2009. Scaling of potential evapotranspiration with MODIS data reproduces flux observations and catchment water balance observations across Australia. J Hydrol 369(1–2): 107–119.

Haerter, J.O., Hagemann, S., Moseley, C., Piani, C. 2011. Climate model bias correction and the role of timescales, Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 1065–1079.

Hartmann, A., Mudarra, M., Andreo, B., Marín, A., Wagener, T., J. Lange, J. 2014. Modeling spatiotemporal impacts of hydroclimatic extremes on groundwater recharge at a Mediterranean karst aquifer. Water Resour. Res., 50: 6507–6521.

Herrera, C., Custodio, E. 2014. Origin of waters from small springs located at the northern coast of Chile, in the vicinity of Antofagasta. Geology, 41(2): 314–341.

Herrera.C., Custodio, E., J. Jódar, J. 2017. Effect of past wetter periods on current conditions in arid zone aquifers. In: M.L. Calvache, C. Duque and Pulido-Velázquez (eds.), Impacts of Global Change on Western Mediterranean Aquifers. Granada Meeting. International Association of Hydrogeologists-Spanish Chapter: 189-194.

Herrera, C., Gamboa, C., Custodio, E., Jordan, T., Godfrey, L., Jódar, J., Luque, J.A., Vargas, J., Sáez, A. 2017. Groundwater origin and recharge in the hyperarid Cordillera de la Costa, Atacama Desert, northern Chile. Sci Total Environ., 624: 114-132.

Holman, I.P., Tascone, D., Hess, T.M. 2009. A comparison of stochastic and deterministic downscaling methods for modelling potential groundwater recharge under climate change in East Anglia, UK: implications for groundwater resource management. Hydrogeology Journal, 17: 1629–1641.

Holman, I.P., Allen, D.M., Cuthbert, M.O., Goderniaux, P. 2012. Towards best practice for assessing the impacts of climate change on groundwater. Hydrogeology Journal, 20: 1–4.

Huang, T., Pang, Z., Edmunds, W.M., 2013. Soil profile evolution following land-use change: implications for groundwater quantity and quality. Hydrological Processes, 27(8): 1238-1252

Ibrahim, M., Favreau, G., Scanlon, B.R., Seidel, J.L., Mathieu Le Coz, M., Demarty, J., Cappelaere, B. 2014. Long-term increase in diffuse groundwater recharge following expansion of rainfed cultivation in the Sahel, West Africa. Hydrogeology Journal, 22: 1293–1305.

Iglesias, M., Custodio, E., Giráldez, J.V., Manzano, M., Ordóñez, R. 1996. Caracterización química de la lluvia y estimación de la recarga en el área de El Abalario, Doñana, Huelva. IV Simposio sobre El Agua en Andalucía. SIAGA–96. Almería. II: 99–121.

Issar, A.S., Zohar, M. 2004. Climate change-Environment and civilization in the Middle East. Springer.

Issar, A.S., Zohar, M. 2007. Climate change-Environment and history of the Near East. Springer.

Jalut, G.; Amat, A.E.; Bonnet, L.; Gauguelin, Th.; Fontugne, M. 2000. Holocene climatic changes in the western Mediterranean, from south–east France to south–east Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 160: 255–290.

Jiráková, H., Huneau, F., Celle-Jeanton, H., Hrkal, Z., Le Coustumer, P. 2011. Insights into palaeorecharge conditions for European deep aquifers. Hydrogeology Journal, 19: 1545–1562.

Johansson, P. 1988. Methods for estimation of natural groundwater recharge directly from precipitation – comparative studies in sandy till. In: I. Simmers, Estimation of Natural Groundwater Recharge. NATO ASI, Ser. C, 222: 239-269.

Johnson, E., Yáñez, J., Ortiz, C., Muñoz, J. 2010. Evaporation from shallow groundwater in closed basins in the Chilean Altiplano. Hydrological Sciences Journal, 55(4): 624-635.

Jolly, I.D., Cook, P.G., Allison, G.B., Hughes, M.W. 1989. Simultaneous water and solute movement through an unsaturated soil following an increase in recharge. Journal of Hydrology, 111:391-396.

Jones, I. C., Banner. J. L. 2003. Estimating recharge thresholds in tropical karst island aquifer: Barbados, Puerto Rico and Guam. J. Hydrol., 278: 131-142.

Jones, J.A., Creed, I.F., Spargo, A., Buttle, J.M., Adams, M., Beall, F.D., Booth, E., Campbell, J.L., Clow, D.W., Elder, K. et al. 2014. Changing forest water yields in response to climate warming: Results from long-term experimental watershed sites across North America. Glob. Chang. Biol., 20: 3191–3208.

Jyrkama, M.L. Sykes, J.F. 2007a. The impact of climate change on groundwater. In: J.W. Delleur (ed.), The Handbook of Groundwater Engineering, 2nd ed.: 28–1/28–42.

Jyrkama, M.S., Sykes, J.F. 2007b. The impact of climate change on partially varying groundwater recharge in the Grand River watershed (Ontario). Journal of Hydrology, 338: 237-250.

Keywood, M,D., Chivas, A.R., Fifield, L.K., Cresswell, R.G., Ayres, G.P. 1997. The accession of chloride to the western half of the Australian continent. Aust J Soil Res 35:1177–1189.

Kingston, D.G., Taylor, R.G. 2010. Sources of uncertainty in climate change impacts on river discharge and groundwater in a headwater catchment of the Upper Nile Basin, Uganda. Hydrology and Earth System Sciences 14(7): 1297–1308.

Kløve, B., Ala–Aho, P., Bertrand, G., Gurdak, J. J., Kupfersberger, H., Kværner, J. Pulido–Velazquez, M. 2014. Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. J. Hydrol, 518: 250–266.

Kinzelbach, W., Aeschbach, W., Alberich, C., Goni, I.B., Beyerle, U., Brunner, P., Chiang, W.-H., Rueedi J., Zoellmann K. 2002. A survey of methods for groundwater recharge in grid and semi-arid regions. Early Warning and Assessment Report Series, UNEP/DEWA/RS.02-2. UN Environment Programme, Nairobi, Kenya: 1-117.

Kuczera, G. 1987. Prediction of water yield reductions following a bushfire in ash-mixed species eucalypt forest, Journal of Hydrolology, 94: 215–236.

Langford, K.J. 1976. Change in yield of water following a bushfire in a forest of Eucalyptus regnans. Journal of Hydrology, 29: 87–114.

Lapworth, D.J., MacDonald, M., Tijani, M.N., Darling, W.G., Gooddy, D.C., Bonsor, H.C., Araguás-Araguás, L.J. 2013. Residence times of shallow groundwater in West Africa: implications for hydrogeology and resilience to future changes in climate. Hydrogeology Journal, 21: 673–686.

Latron, J., Gallart, F. 2007. Seasonal dynamics of runoff-contributing areas in a small mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). Journal of Hydrology, 335(1-2): 194-206.

Latron, J., Llorens, P., Gallart, F. 2009. The hydrology of Mediterranean mountain areas. Geography Compass, 3(6): 2045-2064.

Leaney, F.W., Herczeg, A.L 1995. Regional recharge to a karstaquifer estimated from chemical and isotopic composition of diffuse and localised recharge, South Australia. J Hydrol 164(1–4): 363–387

Leaney, F.W., Herczeg, A.L., Walker, G.R. 2003. Salinization of a fresh paleo-groundwater resource by enhanced recharge. Ground Water, 41(1):84-92.

Leguy, C.; Rindsberger, M.; Zangwil, A.; Issar, A.; Gat, J.R. 1983. The relation between the oxygen–18 and deuterium contents of rainwater in the Negev Desert and air mass trajectories. Isotope Geosciences 1: 205–218.

López Rodríguez, J.J. 1997. Evaluación de la modificación de la recarga por cambios en la cobertera vegetal. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 209–228.

Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., Wanner,H. 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500 AD. Science, 303, 1499–1503.

Manzano, M.; Custodio, E.; Cardoso da Silva, G.; Lambán, J. 1998. Modelación del efecto del cambio climático sobre la recarga en dos acuíferos carbonatados del área mediterránea. 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. Montevideo. Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el Desarrollo: 1: 322–333.

Manzano, M.; Custodio, E.; Loosli, H.; Cabrera, M.C.; Riera, X.; Custodio–Ayala, J. 2001. Palaeowater in coastal aquifers of Spain. Palaeowaters in Coastal Europe: Evolution of Groundwater since the Late Pleistocene (Ed. W.M. Edmunds y C.J. Milne). Geological Society of London, Special Publication 189: 107–138.

Mardones, L. 1998. Flux et évolution des solutions salines dans les systèmes hydrologiques des salars d'Ascotan et d'Atacama. Doc. Thesis, Université de Paris.

Martos-Rosillo, S., González-Ramón, A., Rodríguez Rodríguez, F., Marín, C., Guardiola-Albert, C., Durán, J.J., Fernández, L., Navarrete, E., López-Rodríguez, M., Fernández, M., Rodríguez-Rodríguez, M., Bruque, J.M., Ruiz-Costán, A., Pedrera, A., 2015. ¿Tiene interés hidrogeológico preservar las acequias de careo de Sierra Nevada? El caso de la acequia de careo de El Espino (Río Bérchules, Granada). Actas SIAGA 2015, IGME.

MASE. 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para UPC and AQUALOGY–CETAQUA. Barcelona. UPC e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272

Mas Pla, J., Batalla, R.J., Cabello, A. 2016. Els recursos hídrics a Catalunya: diagnostic i previsions per al segle XXI. Capitol 7. Tercer Informe sobre el Canvi Climàtic a Catalunya. Generalitat de Catalunya, Barcelona: 157-183.

McKee, T.B.,,Doesken, N.J., Kleist, J. 1993. The relationship of drought frequency and duration of time scales. Eighth Conference on Applied Climatology, Anaheim, California. 179-186.

McNab, A.L., Karl, T.R. 1989. Climate and droughts. US Geological Survey, Water-Supply Paper 2375: 89-95

Meixner, T., Manning, A.H., Stonestrom, D.A., Allen, D.M., Ajami, H., Blasch, K.W., Brookfield, A.E., Castro, C.L., Clark, J.F., Gochis, D.J., Flint, A.L., Neff, K.L., Niraula, R., Rodell, M., Scanlon, B.R., Singha, K., Walvoord, M.A., 2016. Implications of projected climate change for groundwater recharge in the Western United States. Journal of Hydrology, 534: 124-138.

Miguez-Macho,G., Fan, Y., Weaver, C.P., Walko, R., Robock. A. 2007. Incorporating water table dynamics in climate modeling: 2. Formulation, validation, and soil moisture simulation. J. Geophysical Research, 112, D13108, doi:10.1029/2006JD008112.

MIMAM. 2000. Libro blanco del agua en España. Ministerio de Medio Ambiente, Secretaría de Agua y Costas, Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad del Agua, Madrid: 1-637.

Molina, J.L., Pulido–Velázquez, D., García–Aróstegui, J.L., Pulido–Velázquez, M. 2013. Dynamic bayesian networks as a decision support tool for assessing climate change impacts on highly stressed groundwater systems. J. Hydrol., 479: 113–129.

Morel-Seytoux, H., Mermoud, A. 1989. Modèlisation et observation du flux hydrique vers la surface du sol depuis une nappe peu profonde. J. Hydrol. Continent. 4(1): 11–23.

Mouret, C. 1979. Contribution à l'étude hydrogéologique d'un bassin versant en milieu volcanique tropical, Rivière Capot (Martinique). Tesis Doctoral. Paris.

Murphy, E.M., Ginn, T.R., Phillips, J.L. 1996. Geochemical estimates of paleorecharge in the Pasco Basin: Evaluation of the chloride mass balance technique. Water Resources Research, 32(9): 2853-2868,

Ordens, C.M., Post, V.E.A., Werner, A.D., Hutson, J.L. 2014. Influence of model conceptualization on one-dimensional recharge quantification: Uley South, South Australia. Hydrogeology Journal, 22: 795-805.

Pedro-Monzonís, M., Solera, A., Ferrer, J., Estrela, T., Paredes-Arquiola, J. 2015. A review of water scarcity and drought indexes in water resources planning and management. Journal of Hydrology, 527: 482-493.

Philip, J. 1957. Evaporation and moisture and heat fields in the soil. J. Atmos. Sci. 14: 354–366.

Ponce-Vega, L.A. 2015. Puquios, qanats y manantiales: gestión del agua en el Perú antiguo. Agricultura, Sociedad y Desarrollo, 12(3): 279-296.

Pouget, L.; Velasco, M.; Cabello, A.; McEnnis, S.; Escaler, I.; Guiu, R.; Massana, J.; Custodio, E. 2014. Estrategias de adaptación al cambio global en la gestión de los recursos hídricos de la cuenca del Llobregat. TecnoAqua, 9: 2–9.

Pulido-Bosch, A. Rigol-Sanchez, J.P., Vallejos, A., Andreu, M., Ceron, J.C., Molina-Sanchez, L. Sola, F. 2018. Impacts of agricultural irrigation on groundwater salinity. Environmental Earth Sciences, 77: 197.

Pulido-Velazquez, D. 2018. The importance of groundwater in adapting to global change. Some experiences in Spain. Bol. Geolog. Minero: 1-31 (en prensa).

Pulido-Velázquez, D., García-Aróstegui, J., Molina, J.L., Pulido-Velázquez, M. 2015. Assessment of future groundwater recharge in semi-arid regions under climate change scenarios (Serral-Salinas aquifer, SE Spain). Could increased rainfall variability increase the recharge rate? Hydrological Processes; 29: 828-844.

Renssen, H., Goosse, H., Muscheler, R. 2006a. Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: oceanic feedback amplifies solar forcing. Climate of the Past, European Geosciences Union (EGU), 2(2): 79-90.

Renssen, H., Brovkin, V., Fichefet, T., Goosse, H. 2006b. Simulation of the Holocene climate evolution in Northern Africa: The termination of the African Humid Period. Quaternary International, 150(1): 95-102.

Rivard, C., Paniconi, C., Vigneault, H., Chaumont, D. 2014. A watershed-scale study of climate change impacts on groundwater recharge (Annapolis Valley, Nova Scotia, Canada). Hydrolog. Sci. J.; 59: 1437-1456.

Rockhold, M.L., Fayer, M.J., Kincaid, C.T., Gee, G.W. 1995. Estimation of natural ground water recharge for the performance assessment of a low-level waste disposal facility at the Hanford Site. United States: 1995. Web. doi:10.2172/46664.

Rojas, R., Feyen, L., Dosio, A., Bavera, D. 2011. Improving pan-European hydrological simulation of extreme events through statistical bias correction of RCM-driven climate simulations, Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 2599–2620.

Salama, R., Hatton, T., Dawes, W. 1999. Predicting land use impacts on regional scale groundwater recharge and discharge. J. Environ. Qual.; 28: 446-460.

Samper, J., García Vera, M.A., Alvares, D. 2005. Evaluación preliminar de la incidencia del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca del Ebro:1-166. Confederación Hidrográfica del Ebro. Zaragoza.

Sapriza-Azuri, G., Jódar, J., Gupta, H.V., Carrera, J. 2015. Toward a comprehensive assessment of the combined impacts of climate change and groundwater pumping on catchment dynamics. Journal of Hydrology, 529: 1701-1712.

SASMIE. 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles Preparado por E. Custodio, para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. UPC e-books. Barcelona: 1–852. http://hdl.handle.net/2117/111515

Scheihing, K, Tröger, U. 2018. Local climate change induced by groundwater overexploitation in a high Andean arid watershed, Laguna Lagunillas basin, northern Chile. Hydrogeol. J., 26: 705–719.

Sciermeier, Q. 2010. The real holes in climate science. Nature 463: 284-287.

Sharma M., Craig A. 1989. Comparative recharge rates beneath banksias woodland and two pine plantations on the Gnangara mound, Western Australia. In: M. Sharma (ed.). Groundwater Recharge. Balkema. Rotterdam: 185-196.

Stigter, T.Y., Nunes, J.P., Pisani, B., Fakir, Y., Hugman, R., Li, Y., Tomé, S., Ribeiro, L., Samper, J., Oliveira, R., Monteiro, J.P., Silva, A., Tavares, P.C.F., Shapouri, M., Cancela da Fonseca, L., El Himer, H. 2014. Comparative assessment of climate change impacts on coastal groundwater resources and dependent ecosystems in the Mediterranean. Regional Environmental Change, DOI 10.1007/s10113-012-0377-3.

Stone, W.J. 1992. Paleohydrologic implications of some deep soil-water chloride profiles, Murray Basin, South Australia. Journal of Hydrology, 132: 201-223.

Stormnt, J.C., Coorod, J. 2004. Water depletions from soil evaporation. Identfying Technologies to Improve Water Stewarship. North-Middle Rio Gran Corridor. Univ. New Mexico.

Szilagyi, J., Harvey, F.E., Ayers, J.I. 2005. Regional estimation of total recharge to groundwater in Nebraska. Gound Water. 43(2): 63-69.

Taylor, R.G., Scanlon, B., Döll, P., et al. 2013. Ground water and climate change. Nature Climate Change, 3 April 2013. www.nature.com/natureclimatechange.

Teutschbein, C., Wetterhall, F., Seibert, J. 2011. Evaluation of different downscaling techniques for hydrological climate-change impact studies at the catchment scale. Climate Dynamics, 37(9-10): 2087-2105.

Tillman, F.D., Gangopadhyay, S., Pruitt, T. 2017 Understanding the past to interpret the future: comparison of simulated groundwater recharge in the upper Colorado River basin (USA) using observed and general-circulation-model historical climate data. Hydrogeol. J., 25: 347–358.

Treidel, H., Martin–Bordes, J. L., Gurdak, J. J. 2011. Climate change effects on groundwater resources: A global synthesis of findings and recommendations. CRC Press Taylor & Francis Group.

Trick, Th., Custodio, E., Manzano, M. 1995. Actualización del modelo hidrogeológico de la zona de El Abalario (Huelva). Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Madrid. XIX: 661–677. ISBN: 84.7840.240.3.

Urqueta, H., Jódar, J., Herrera, C., Wilke, H.G., Medina, A., Urrutia, J., Custodio, E., Rodríguez, J. 2018. Land surface temperature as an indicator of the unsaturated zone thickness: A remote sensing approach in the Atacama Desert. Science of The Total Environment, 612: 1234–1248.

van Lill, W.S., Kruger, F.J., Van Wyk, D.B. 1980. The effect of afforestation with Eucalyptus-grandis Hill ex Maiden and Pinuspatula Schlecht et Cham on streamflow from experimental catchments at Mokobulaan, Transvaal. J. Hydrol., 48, 107–118.

Ventura de Oliveira, V., da Silva Ferreira, D.B., Sahoo, P.K., Conceição Sodré, G.R., Barreiros de Souza, E., Barbosa Queiroz, J.C. 2018. Differences in precipitation and evapotranspiration between forested and deforested areas in the Amazon rainforest using remote sensing data. Environmental Earth Sciences, 77: 239-

Versini, P.–A.; Pouget, L.; Mc Ennis, S.; Custodio, E.; Escaler, I. 2016. Climate change impact on water resources availability – Case study of the Llobregat River basin (Spain). Hydrological Sciences Journal, 61(14): 2496–2508.

von Igel Grisar, W.F. 2006. Impactos del cambio climático y escenarios de gestión en la Unidad Hidrogeológica de Inca–Sa Pobla (Mallorca, España). Tesis de Master en Hidrología Subterránea. Departament d'Enginyeria del Terreny i Cartogràfica. UPC. Barcelona.

Walker, G.R., Jolly, I.D., Cook, P.G. 1991a. A new chloride leaching approach to the estimation of diffuse recharge following a change in land use. Journal of Hydrology, 128(1–4): 49-67.

Walker, G.R., Zhang, L., Ellis, T.W., Hatton, T.H. Petheram, C. 2002. Estimating impacts of changed land use on recharge: review of modelling and other approaches appropriate for management of dryland salinity. Hydrogeology Journal 10: 68–90.

Walker, J., Bullen, F., Williams, B.G. 1993. Ecohydrological changes in the Murray-Darling Basin .1. The number of trees cleared over 2 centuries. J. Appl. Ecology, 30. 265–273.

Williams, D.I., Thunell, R.C., Tappa, E., Rio, D., Raffi, I. 1988. Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0–1.88 My BP. Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeoecol., 125: 51–73.

Willmott, C.J., Roberson, S.M., Matsuura, E. 2017. Climate and other models may be more accurate than reported. EOS, 98(9) (21 June 2017), 4 pp.

Woodward, C., Shulmeister, J., Larsen, J., Jacobsen, G.E., Zawadski, A. 2014. The hydrologic legacy of deforestation on global wetlands. Science, 346: 844–847.

Wuilleumier, A. 2017. Identifying trends in the water cycle of the "Gave de Pau" and "Gave d'Oloron" catchment areas in the northern Pyrenees. In: M.L. Calvache, C. Duque y D. Pulido-Velazquez (eds.), Impacts of Global Change on Western Mediterranean Aquifers. International Congress on Groundwater and Global Change in the Western Mediterranean, Granada, International Association of Hydrogeologists-Spanish Chapter. Universidad de Granada.

Younger, P.L., Teutsch, G., Custodio, E., Elliot, T., Manzano, M., Sauter, M. 2001. Assessments of the sensitivity to climate change of flow and natural water quality in four major carbonate aquifers of Europe. In: K.M. Hiscock, M.O. Rivett & R.M. Davidson (eds.), Sustainable Groundwater Development. The Geological Society (London) Special Publication 193: 303–323.

Zhang, L., Dawes, W.R., Walker, G.R. 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. Water Resources Research, 37(3): 701-708.

Zhou, G., Wei, X., Luo,Y., Zhang, M., Qiao, Y., Liu, H., Wang, C. 2010. Forest recovery and river discharge at the regional scale of Guangdong Province, China Water Resources Research, 46, W09503, doi:10.1029/2009WR008829.

Zhou, G.; Wei, X.; Chen, X.; Zhou, P.; Liu, X.; Xiao, Y.; Sun, G.; Scott, D.F.; Zhou, S.; Han, L.; et al. 2015. Global pattern for the effect of climate and land cover on water yield. Nat. Commun., 6, 5918.

Zhu, T., Jenkins, M.W., Lund, J.R. 2005. Estimated impacts of climate warming on California water availability under twelve future scenarios. J. Am. Water Resources Association, Oct. 2005:1027-1038.

Capítulo 9

Recarga natural a los acuíferos en la planificación hidrológica española.

Preámbulo.

Partiendo de lo que está publicado en los Planes Hidrológicos de las 25 Demarcaciones Hidrográficas o Distritos Fluviales españoles se extrae lo que contienen en cuanto a la evaluación y cálculo de la recarga a los acuíferos. No es un extracto exhaustivo. Dada la heterogeneidad y a veces poca claridad de los textos, puede haber desviaciones en lo que se expone y comenta.

Resumen.

En este Capítulo 9 se comenta y analiza lo que está contenido en las diferentes actualizaciones de la documentación publicada de los Planes Hidrológicos de las 25 Demarcaciones Hidrográficas o Distritos Fluviales españoles en cuanto a la recarga a los acuíferos y los recursos de agua subterránea. El momento de referencia es septiembre de 2018. La mayor parte de la información más relevante está en Anejos y se presenta de distintas maneras. La terminología empleada no siempre es clara no va acompañada de un glosario, con algunas excepciones, como en Cataluña y la Demarcación Hidrográfica del Guadiana. Por eso, la extracción de datos y su interpretación pueden presentar diferencias de un plan a otro e incluso dentro de un mismo plan y contener desviaciones y errores respecto a lo que se pretendía plasmar en dichos documentos. En las demarcaciones peninsulares es posible llevar a cabo aproximaciones de calibración de los métodos de cálculo al disponerse de estaciones de aforo, aunque en la práctica falta precisión para caudales extremos y muchas de ellas fueron diseñadas para evaluar recursos y no como tales estaciones foronómicas con fines hidrológicos. En general se conocen mal las derivaciones y usos aguas arriba. En las cuencas insulares no hay cursos de agua que totalicen recargas y gran parte o la totalidad de la descarga se hace al mar, sin que sea posible valorarlas con los métodos comunes disponibles. Las evaluaciones se refieren al estado natural de los sistemas hidrológicos, que en muchos casos es desconocido, ya que la explotación, tanto de aguas superficiales como subterráneas, afecta al ciclo del agua local de forma importante, de forma distinta y desde hace muchos años. No se busca una evaluación de resultados sino conocer las metodologías empleadas y estimar las incertidumbres asociadas. La discusión del estado de conocimiento metodológico de la recarga de los acuíferos en España a partir de los trabajos de diferentes investigaciones y organismos es el objeto del Capítulo 10.

Nota: *el contenido de este capítulo se basa en documentación disponible en la web de los organismos de cuenca, complementada en ocasiones con otras fuentes de conocimiento recopiladas por el autor. Ha sido muy importante las aportaciones personales de funcionarios y expertos. El contenido trata de mostrar el conocimiento de métodos que se ha podido establecer, aunque en ocasiones puede haber problemas de interpretación de las fuentes o fallos en la localización de la documentación publicada. El interés se ha centrado en la recarga y los recursos de agua subterránea, con lo que otros aspectos relevantes y complementarios no se han tenido en cuenta. Podrían haber ayudado a esclarecer dudas de interpretación.*
Las figuras son en su mayoría tomadas de las referencias, tal como están y con la calidad con que se encuentran. Algunas pueden tener resolución deficiente, rotulaciones y cifras no legibles (se trata de compensar dando indicaciones en el pie de figura) o contenidos que faltan o sobran.
Se mencionan localidades cuya situación con frecuencia no está en mapas o figuras. El lector debe ubicarlas por otros medios.
En el texto se utilizan abreviaturas, símbolos y siglas que se definen cuando se introducen, excepto las más comunes y repetitivas. Estas se reúnen y definen en el preámbulo. Se usa m= metro, L = litro; d = día y a = año, afectadas por los indicadores internacionales de submúltiplos y múltiplos del sistema métrico decimal.

9.1 Introducción y contenido

En este Capítulo se comenta y analiza la información que está contenida en las diferentes actualizaciones de la documentación publicada de los Planes Hidrológicos de las 25 Demarcaciones Hidrográficas o Distritos Fluviales españoles en cuanto a la recarga a los acuíferos y los recursos de agua subterránea. La mayor parte de la información más relevante está en Anejos y se presenta de distintas maneras. En las correspondientes Memorias no siempre se remite claramente a los lugares donde está la información más completa relativa a la que allí se resume o que la soporta. En diversas ocasiones no se hace suficiente referencia a la metodología empleada y cómo se ha aplicado en la práctica.

El contenido y presentación de la documentación publicada de los distintos Planes Hidrológicos está regulada y encaminada por la Instrucción de Planificación Hidrológica española, la cual a su vez se adapta a la normativa europea a través de la Directiva Marco del Agua (EU, 2009; 2012a; 2012b; 2916) a partir de su publicación en 2000.

El objetivo buscado es conocer la metodología empleada, para considerar su representatividad y adecuación y apreciar la posible incertidumbre asociada. No se busca una cuantificación de la recarga y de los recursos de agua subterránea, que es una tarea que excede a las posibilidades de este informe. En todo caso, esto es parte de los objetivos del Plan Hidrológico Nacional.

La terminología empleada en los diferentes documentos de planificación hidrológica no siempre es clara y rara vez va acompañada de un glosario, el cual tampoco está en la Instrucción de planificación, salvo algunas definiciones. Por eso la extracción de datos y su interpretación puede diferir de un caso a otro y contener desviaciones y errores respecto a lo que se pretendía plasmar en dichos documentos.

Hay diferencias importantes entre las demarcaciones peninsulares y las insulares ya que en el primer caso es posible hacer intentos de calibración de los métodos de cálculo al disponerse de estaciones de aforo, mientras que en las insulares no hay cursos de agua que totalicen recargas y gran parte o la totalidad de la descarga se hace al mar a lo largo de la costa, sin que sea posible valorar esas descargas con los métodos comunes de que se dispone. Esta situación también se observa en una buena parte de la franja semiárida costera del SE peninsular.

Pocas veces se utilizan los datos de las series piezométricas para las calibraciones generales, aunque sí que se hace en modelaciones de áreas o subcuencas determinadas, pero que rara vez se explicitan en la documentación. Las referencias a otros trabajos que abordan la evaluación de la recarga y los recursos de agua no suelen hacerse o se hace genéricamente y sin concretar como esos datos han afectado a los resultados que se presentan. Se tiende a preferir la comodidad de aceptar una determinada modelación, que en general no tiene suficientemente en cuenta la gran variabilidad territorial.

Las evaluaciones se refieren al estado natural de los sistemas hidrológicos, que en muchos casos es desconocido, ya que la explotación, tanto de aguas superficiales como subterráneas, afecta al ciclo del agua local de forma importante y desde hace muchos

años. Esto puede llevar a errores de bulto. De acuerdo con la Instrucción de Planificación, se consideran como recursos de agua subterránea los retornos de riego y el balance de los intercambios con las masas de agua subterránea (MASb), cuando esos retornos soportan un uso preexistente del agua. Por lo tanto no se está en estado natural. El balance de los intercambios depende del estado de explotación, que frecuentemente mal conocido y no compensado.

Al final de este Capítulo 9, como Anexos A9, se aportan los resultados de las distintas entrevistas realizadas en relación con la recarga a los acuíferos y los recursos de agua subterránea en distintas Demarcaciones hidrográficas, además de otras informaciones.

9.2 La recarga natural y los recursos de agua en la Instrucción de Planificación Hidrológica española.

La Instrucción de Planificación Hidrológica (IPH) española (BOE, 2008) deriva del Reglamento de Planificación Hidrológica (BOE, 2007). Su antecedente lejano es la guía de estudios del espacio físico del MOPT (Aguiló Alonso et al., 1993) y diversos trabajos del Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX. Las referencias a la recarga de acuíferos son escasas. En el subcapítulo 2.3 sobre masas de agua subterránea (MASb), apartado 2.3.2 de caracterización, en su punto g) se define: "Recarga: infiltración de lluvia, retornos de riego, aportaciones laterales de otras masas y recarga de ríos". Donde dice infiltración de agua de lluvia más correctamente debería haber dicho recarga producida por la infiltración del agua de lluvia.

En dicha Instrucción se añade que "Los valores de las variables deberán ser coherentes entre sí, obteniéndose mediante procesos de simulación hidrológica que reproduzcan las interrelaciones principales de aquellas. Estas variables se estimarán para el mayor periodo temporal que permitan los datos disponibles, que comprenderá en cualquier caso los años hidrológicos 1940/41 a 2005/06, ambos inclusive, con datos al menos mensuales. Este periodo se extenderá en las sucesivas revisiones de los planes de cuenca. En el caso de las series de aportaciones en los ríos, los datos simulados por el modelo podrán ser reemplazados por las series medidas o restituidas a régimen natural si se garantiza su coherencia con las restantes variables hidrológicas. El inventario incluirá también los caudales mensuales registrados en las estaciones de aforo y los niveles piezométricos medidos en los acuíferos, con periodicidad trimestral".

En el apartado 2.4.2 sobre características de las series hidrológicas se especifica que "El inventario incluirá series hidrológicas de, al menos, las siguientes variables: precipitación, evapotranspiración potencial, evapotranspiración real, recarga a los acuíferos, escorrentía superficial, escorrentía subterránea y escorrentía o aportación total. En aquellas zonas en que la nieve sea un fenómeno característico se añadirá información sobre esta variable"

"En la determinación de la evapotranspiración potencial se utilizarán preferentemente formulaciones basadas en ajustes de medidas directas en tanques de evaporación o en la ponderación de términos aerodinámicos y energéticos. Si se utilizan formulaciones simplificadas basadas exclusivamente en datos de temperatura se verificará su aplicabilidad a las condiciones climáticas de la región correspondiente y se realizaran, en su caso, los ajustes regionales necesarios".

"Las series de aportaciones obtenidas se contrastarán con las series registradas en estaciones de aforo en periodos de escasa alteración antrópica, una vez analizadas para filtrar y corregir posibles errores, o con series restituidas al régimen natural, especialmente las correspondientes a puntos situados en los tramos medios y finales de los ríos. Los criterios utilizados para el contraste serán, al menos, el error medio absoluto, el error medio relativo y el error cuadrático medio, tanto para el conjunto de valores de la serie como para intervalos correspondientes a valores punta y de estiaje".

"Los datos de almacenamientos subterráneos obtenidos mediante los modelos de simulación se contrastarán con las series registradas en los piezómetros representativos de cada masa de agua subterránea".

En cuanto a la evaluación del efecto del cambio climático, en el Apartado 2.4.6 se establece que "El plan hidrológico evaluará el posible efecto del cambio climático sobre los recursos hídricos naturales de la demarcación. Para ello estimará, mediante modelos de simulación hidrológica, los recursos que corresponderían a los escenarios climáticos previstos por el Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Esta evaluación se realizará para el cálculo de los balances correspondientes al horizonte temporal indicado para este fin en el apartado 3.5.2 siguiendo la zonificación que se haya establecido para la realización del inventario de recursos referida en 2.4.3. En tanto en cuanto las evaluaciones correspondientes a estos escenarios no se encuentren disponibles se aplicarán los porcentajes de reducción global de las aportaciones naturales de referencia indicados." Estos valores por Demarcación hidrográfica son: Miño-Sil 3%, Cantábrico 2%, Duero 6%, Tajo 7%, Guadiana 11%, Guadalquivir 8%, Segura 11%, Júcar 9% y Ebro 5%.

En el Apartado 3.5.1.2 de la IPH sobre simulación de los sistemas, en el párrafo b) se dice que comprenderá los "Recursos hídricos subterráneos, especificando las masas o grupos de masas de agua subterránea, sus posibilidades de extracción y las relaciones río-acuífero".

Al tratar de los balances, en el Apartado 3.5.2 de la IPH se dice que "En dichos balances los caudales ecológicos se considerarán como una restricción que se impone con carácter general a los sistemas, respetando la supremacía del uso para abastecimiento de poblaciones. La satisfacción de las demandas se realizará siguiendo los criterios de prioridad establecidos en el plan hidrológico, desde una perspectiva de sostenibilidad en el uso del agua".

En el subcapítulo 5.2 de la IPH sobre el estado de las aguas subterráneas, al tratar del estado cuantitativo (Apartado 5.2.4.1) se dice que "Para cada masa o grupo de masas de agua subterránea se realizará un balance entre la extracción y el recurso disponible, que sirva para identificar si se alcanza un equilibrio que permita alcanzar el buen estado. Como indicador de este balance se utilizará el índice de explotación de la masa de agua subterránea, que se obtiene como el cociente entre las extracciones y el recurso disponible. Este indicador se obtendrá con el valor medio del recurso correspondiente al periodo 1980/81-2005/06 y los datos de extracciones representativos de unas condiciones normales de suministro en los últimos años".

"El recurso disponible en las masas de agua subterráneas se define como el valor medio interanual de la tasa de recarga total de la masa de agua subterránea, menos el flujo interanual medio requerido para conseguir los objetivos de calidad ecológica para el agua superficial asociada para evitar cualquier disminución significativa en el estado ecológico de tales aguas, y cualquier daño significativo a los ecosistemas terrestres asociados".

"El recurso disponible se obtendrá como diferencia entre los recursos renovables (recarga por la infiltración de la lluvia, recarga por retorno de regadío, perdidas en el cauce y transferencias desde otras masas de agua subterránea) y los flujos medioambientales requeridos para cumplir con el régimen de caudales ecológicos y para prevenir los efectos negativos causados por la intrusión marina. Para determinar el estado cuantitativo se utilizarán también como indicadores los niveles piezométricos, que deberán medirse en puntos de control significativos de las masas de agua subterránea. En los casos en que existan diferencias espaciales apreciables en los niveles piezométricos se realizarán análisis zonales. Se considerará que una masa o grupo de masas se encuentra en mal estado cuando el índice de explotación sea mayor de 0,8 y además exista una tendencia clara de disminución de los niveles piezométricos en una zona relevante de la masa de agua subterránea".

De acuerdo con la instrucción y las normas precedentes, para cada MASb (masa de agua subterránea) se establece:

- Datos de recarga: Infiltración de lluvia; Infiltración en cauces; Infiltración de lluvia y en cauces; Infiltración de riegos; Transferencia desde otras MASb; Total
- Datos de usos de agua: Urbano; Agrícola; Industrial; Total
- Datos de salidas: Ríos; Mar; Transferencia hacia otras MASb; Bombeos; Total

Esto se hace también para las unidades compartidas entre dos o más Demarcaciones Hidrográficas, en el documento "Delimitación y asignación de recursos en acuíferos compartidos" (septiembre de 2000), en el que se consideran las unidades hidrogeológicas, por no estar definidas las MASb en el momento de redacción del documento. Hay unidades compartidas entre 3 Demarcaciones Hidrográficas (por ejemplo, Cella-Molina de Aragón, entre las Cuencas del Tajo, Júcar y Ebro).

La planificación hidrológica de las demarcaciones dentro de una misma Autonomía se realiza por el correspondiente organismo autonómico, en general una Agencia de agua o un Consejo insular de aguas, que es único en las Illes Balears y que son 7 en las Islas Canarias, aunque existe una Dirección de Aguas del Gobierno de Canarias, que tras una disminución de la actividad desde el 2000 por concentración de responsabilidad en los respectivos Cabildos Insulares, está actualmente retomando su papel coordinador y de conocimiento. Las demarcaciones hidrográficas que afectan a más de una Autonomía dependen de la Dirección General del Agua, ubicada en uno de los Ministerios del momento, actualmente (febrero de 2019) el de Transición Ecológica (MITECO). Su composición se ha ido modificando a lo largo del tiempo, con una evolución hacia un peso creciente de la parte legal-administrativa respecto a la técnica y con deterioro de dotaciones de personal y de la cualificación técnicas respecto a las necesidades del momento. La Sección de aguas subterráneas de la Dirección General de Aguas ha desaparecido recientemente y su actividad ha quedado dividida entre otras Secciones y Subdirecciones {13}.

En lo que sigue, los diferentes documentos de planificación de las diferentes Demarcaciones Hidrográficas no se relacionan como el resto de las referencias, salvo excepciones, sino que simplemente se dan en el texto como PHXX-xxxx en que XX son las siglas de la demarcación y xxxx el año aproximado de aprobación (los diferentes documentos se refieren a un año) y en su caso con la indicación del ciclo de planificación al que hacen referencia. En la Tabla 9.3.1 del Subcapítulo 9.3 siguiente se dan las direcciones electrónicas de los distintos organismos responsables de la preparación de los planes hidrológicos, donde se encuentran los informes correspondientes y sus normativas y el acceso a la documentación de soporte y asociada. Cabe comentar que, a diferencia de lo que sucedía anteriormente, en algunas de estas direcciones, actualmente no se da acceso sencillo a la documentación de planes hidrológicos anteriores, con lo que parte de la información hidrológica de relevancia, como la referente a la evaluación de la recarga y sus soportes, no está localizable directamente.

9.3 El Plan Hidrológico Nacional español y sus herramientas

9.3.1 Antecedentes y realización

El documento sobre el Plan Hidrológico Nacional está configurado en la Ley de Aguas de 1985. Durante la trasposición al derecho español de la Directiva Marco del Agua europea, esa planificación se integra en la europea a través de los planes hidrológicos de las Demarcaciones hidrográficas o Distritos fluviales. La normativa de la Planificación Hidrológica Nacional fue preparada por el Ministerio del Medio Ambiente (MIMAM, 2000b; 2000c). Pero las solicitudes de recursos de agua adicionales por parte de las Demarcaciones hidrográficas españolas suponen en el fondo el establecimiento de nuevos transvases inter-demarcación además de los ya existentes y regulados inter-demarcación e intra-demarcación. Por eso, se requiere una planificación a nivel nacional que enmarque y regule esas interferencias y dé solución a los problemas planteados. Es una difícil labor española y frente a Europa, que aún debe abordarse.

Se parte de la planificación previa al TRLA (texto Refundido de la Ley de Aguas) de 2003, de acuerdo con la Ley de Aguas de 1985, que se realizó en el entorno de 1998. Dicha planificación tenía un marcado contenido de conocimiento y de nuevas actuaciones y obras y definía Unidades Hidrogeológicas. Las guías fueron elaboradas por el CEDEX (1998a; 1998b). Se partía de acciones anteriores, como el PIAS (Plan de Investigación de Agua Subterráneas, Álvarez et al., 1971) del Ministerio de Industria, realizado por el IGME, y actuaciones en territorios diversos, como en el Pirineo Oriental (REPO, con 25 volúmenes y propuesta de planificación), Baleares (INTECSA, 1987) y Canarias (SPA-15, 1975; CANHIDRO, 1980). La planificación de 2005 y años posteriores también tenía una tendencia estructuralista para atender a las demandas de agua, en vez de gestionarla.

Posteriormente, a partir del año 2009, la planificación ha adoptado las directrices medioambientales de la Directiva Marco del Agua europea en la búsqueda del buen estado de las masas de agua, entre ellas las subterráneas (MASb). Tiene los horizontes de planificación 2009-2015 (primer ciclo), 2015-2021 (segundo ciclo) y 2021-2027 (tercer ciclo). Los documentos deben estar aprobados al principio de cada ciclo de planificación,

La realidad en España es que los planes del primer ciclo no fueron aprobados hasta el final del periodo. Los del segundo ciclo han estado en su mayoría disponibles a finales de 2015 (en 2018 quedan sin cerrarse los de la Demarcaciones hidrográficas de Canarias), aunque en el fondo son una extensión de los anteriores por falta de tiempo para obtener nuevos datos y elaborarlos y por deficiencias en la adquisición de información. Actualmente (final de 2018) se trabaja en la preparación de los documentos del tercer ciclo, para que estén disponibles lo más tarde a finales de 2021. Para ello ya han sido establecidos tiempos de preparación y discusión de los documentos necesarios, empezando por consulta pública de los documentos iniciales del tercer ciclo de planificación hidrológica de las demarcaciones hidrográficas intercomunitarias (Resolución de la Dirección General del Agua, BOE del 19 de octubre de 2018). Existe un gran número de documentos públicos accesibles en la dirección electrónica (Tabla 9.3.1), pero no siempre es fácil localizar e identificar su contenido por su heterogeneidad y a veces repetitividad. Las consultas se pueden hacer directamente a las páginas web de los distintos organismos:

Tabla 9.3.1 Planes hidrológicos españoles, organismos responsables y dirección electrónica

	Demarcación/Distrito	Organismo	Dirección electrónica
1	Cataluña	A Catalana de l'Aigua	www.aca.gencat.cat
2	Ebro	CH Ebro	www.chebro.es
3	Júcar (Xúquer)	CH Júcar	www.chj.es
4	Segura	CH Segura	www.chsegura.es
5	Cuencas Medit. Andaluzas.	A Andaluza del Agua	www.juntadeandalucia.es
6	Guadalete-Barbate	A Andaluza del Agua	www.juntadeandalucia.es
7	Guadalquivir	CH Guadalquivir	www.chguadalquivir.es
8	Tinto, Odiel y Piedras	A Andaluza del Agua	www.juntadeandalucia.es
9	Guadiana	CH Guadiana	www.chguadiana.es
10	Tajo	CH Tajo	www.chtajo.es.
11	Duero	CH Duero	www.chduero.es
12	Galicia-Costa	Augas de Galicia	www.planhidroloxico.com
13	N-I: Miño-Sil	CH Norte	www.chminosil.es
14	N-II: Cantábrico Occidental.	CH Norte	www.chcantabrico.es
15	N-III: Cantábrico Oriental – País Vasco	CH Norte- A Vasca del Agua	www.chcantabrico.es www.uragentzia.euskadi.eus
16	Melilla	CH Guadalquivir	www.chguadalquivir.es
17	Ceuta	CH Guadalquivir	www.chguadalquivir.es
18	Islas Baleares	DG Recursos Hídrics	www.caib.es
19	Lanzarote	CI Lanzarote	www.aguaslanzarote.com
20	Fuerteventura	CI Fuerteventura	www.aguasfuerteventura.com
21	Gran Canaria	CI Gran Canaria	www.aguasgrancanaria.com
22	Tenerife	CI Tenerife	www.aguastenerife.com
23	La Palma	CI La Palma	www.lapalmaaguas.es

CH = Confederación Hidrográfica, A = Agencia, DG = Dirección General, CI = Consejo Insular

Los informes de resúmenes de datos son escasos o al menos lo son de los de fácil acceso. Tales son Álvarez Rodríguez et al., (2016), CEDEX (2013), IGME-DGA (2012), Ardiles (2015), y el documento de síntesis, accesible desde la web MITECO (2018).

Según se muestra en la Tabla 9.3.2, en España se utilizan 7 km^3/a de agua subterránea, de los cuales 1,5 son para abastecimiento y usos industriales conectados y 5,2 para regadío y ganadería. Estas cifras pueden tener notables diferencias con la realidad, tanto en más como en menos. Los Registros de Aguas y Catálogos de Aguas Privadas contienen la información referente a los derechos de uso reconocidos, pero estos datos pueden no ser ajustados a la realidad por la existencia de expedientes administrativos en trámite, así como un buen número de explotaciones de agua subterránea en situación irregular, particularmente en el caso de los regadíos.

Tabla 9.3.2 Utilización del agua subterránea en España según la Dirección General del Agua en su elaboración para las Jornadas "Las Aguas Subterráneas en los Esquemas Provisionales de Temas Importantes", Club del Agua Subterránea, Fundación Gómez Pardo, Madrid, 7/8-05-2014

Demarcaciones Hidrográficas	Abastecimiento e industrial conectado			Agrario (regadío + ganadería)			Industrial no conectado			Recreativo			Total		
	Superf.	Subterr.	Total	Superf.	Subterr.	Total	Superf.	Subterr.	Total	Superf.	Subterr.	Total	Superf.	Subterr.	Total
Miño-Sil	47	34	81-114	175	30	206-306	9	6	15	1	3	4	298	73	369-439
Cantábrico Occidental	193	91	239	46	6	70	145	15	162	SD	SD	3	654	112	474
Cantábrico Oriental	78	24-79	48-157	3	1	2-4	240	5	61-245	SD	SD	1	321	77	112-407
Duero	260	69	329	3060	970	1995-4030	26	20	46	SD	6	8	3818	746-1065	4414
Ebro	310-450	48	358-494	7400	237-252	7681	162	47	208	SD	8	9	7800	338	8190
Tajo	757	30	787	1552-1687	100-145	1713	13	11-30	24-62	SD	SD	SD	2450	141-150	2636
Guadiana	164	46	151-200	1557	438	1995	40	4	19-44	SD	SD	SD	1703-1761	488-509	2212-2239
Guadalquivir	333	104	436	2479	833	3329	25	11	36	SD	SD	SD	2800	948	3802
Júcar	175	323	548	1252	1178	2474	24	100	124	1	9	10	1452	1610	3156
Segura	SD	SD	217-237	495-574	412-478	1432-1662	SD	SD	23-30	SD	SD	14	SD	485	1700-1960
Galicia-Costa	207	49	274	46	38	84	42	1	45	SD	SD	1	300	88	404
Distrito Fluvial Cataluña	434	198	632	191	197	388	50	59	110	SD	SD	8	680	454	1138
Cuencas Medit. Andaluzas	196	140	336	460	377	838	20	3	23	9	19	28	640	539	1225
Guadalete y Barbate	102	20	122	273	39	320	11	3	14	1	4	6	391	63	463
Tinto, Odiel y Piedras	51	4	56	119	31	151	46	0	46	0	2	2	216	36	253
Islas Baleares	32	142	174	20	49	68	SD	3	3	SD	SD	8	6	194	253
Islas Canarias	SD	123	219	SD	209	247	SD	8	17	SD	12	25	SD	352	508
TOTAL	3.600	1.500	5.200	18.000	5.200	24.000	850	300	1.100	SD	65	130	23.000	7.000	31.000

En la Figura 9.3.1 se muestran las diferentes demarcaciones hidrográficas españolas y en la Figura 9.3.2 su superposición con los territorios de las distintas autonomías.

Figura 9.3.1 Territorios las diferentes demarcaciones hidrográficas españolas. La parte en azul corresponde a la parte marítima, que no se considera en este Informe.

Figura 9.3.2 Superposición de los territorios de las demarcaciones hidrográficas con los territorios de las distintas autonomías (DGA-CEH, 2017).

Como se ha dicho, en España se ha cerrado la planificación hidrológica del segundo ciclo (2015-2021), salvo algunas actuaciones pendientes que se han de completar durante 2018, y se ha iniciado la preparación de los planes del tercer ciclo 2021-2027 de las distintas demarcaciones hidrográficas (ámbitos), que se relacionan en la Tabla 9.3.3.

Tabla 9.3.3 Ámbitos de planificación hidrológica en España, ordenados según el movimiento de las agujas del reloj en la Península Ibérica y a continuación los territorios del Norte de África y los archipiélagos, con la clave y comentarios. La precipitación media es un valor redondeado tomado entre las cifras disponibles según los periodos y estudios (entre paréntesis si es estimada)

Ámbito	Clave	Fecha publicación Plan 2º ciclo 2015-2021	Superficie km²	Precipitación media mm/a
Cataluña	CAT	03-01-17	16441	695
Ebro	EBR	19-01-16	85634	620
Júcar/Xúquer	JUC	08-01-16	42737	500
Segura	SEG	19-01-16	19033	380
Cuencas Medit. Andaluzas	CMA	22-01-16	17952	550
Guadalete y Barbate	GYB	22-01-16	5984	780
Guadalquivir	GDQ	19-01-16	57196	580
Tinto, Odiel y Piedras	TOP	22-01-16	4769	640
Guadiana	GDN	19-01-16	55498	520
Tajo	TAJ	19-01-16	55784	580
Duero	DUE	19-01-16	78886	610
Miño-Sil	MIÑ	19-01-16	17567	1160
Galicia-Costa	GAL	22-01-16	13102	1540
Cantábrico Occidental	COC	19-01-16	17425	1250
Cantábrico Oriental	COR	19-01-16	5812	1450
Melilla	MEL	19-01-16	14	350
Ceuta	CEU	19-01-16	20	580
Islas Baleares	BAL	18-07-15	4990	610/545/450/365
Lanzarote	LAN	En redacción	845	140
Fuerteventura	FUE	En redacción	1683	120
Gran Canaria	GCA	En redacción	1575	370
Tenerife	TEN	En redacción	2038	425
La Gomera	GOM	En redacción	707	(700)
La Palma	LPA	En redacción	268	740
El Hierro	HIE	En redacción	506278	(500)

La estructura formal a la que deben acomodarse los planes hidrológicos de cuenca es la que se describe en el artículo 81 del Reglamento de Planificación Hidrológica (RPH, 2007). La parte que hace referencia a recarga de los acuíferos se encuentra en la Memoria de cada Plan. Dicha Memoria ha de incluir al menos los contenidos obligatorios que se describen en el artículo 42 del Texto Refundido de la Ley de Aguas (TRLA, 2003) y puede estar acompañada y soportada por anexos y estos contener apéndices.

Las Comunidades Autónomas con cuencas intracomunitarias, cuando la legislación estatal no tiene carácter básico, han desarrollado sus propias normas reguladoras del proceso de redacción de los planes hidrológicos, que en algunos casos están impugnadas por la sentencia del Tribunal de Justicia de la Unión Europea, de 24 de octubre de 2012, sobre la incompleta transposición de la DMA.

En gran parte de las Memorias de los Planes Hidrológicos, las partes que pueden hacer referencia a la recarga de acuíferos están en el subcapítulo de Caracterización de las Aguas Subterráneas (frecuentemente numerados entre 2.3 y 2.7) y en el Inventario de Recursos (frecuentemente numerados entre 2.4 y 2.9), con desarrollo en Anejos, en general el Anejo 2.

Los planes hidrológicos incorporan el inventario de recursos hídricos en régimen natural. Los del segundo ciclo de planificación han sido actualizados respecto a los del primer ciclo. Los resultados por demarcaciones hidrográficas están en la Tabla 9.3.4 para el periodo (serie) hidrológico corto (datos con inicio en 1980-1981) y periodo (serie) hidrológico largo (datos con inicio en 1940-1941) si los datos correspondientes están disponibles. Cada nuevo periodo de planificación añade los años correspondientes a la serie hidrológica previa.

Tabla 9.3.4 Cálculo de los recursos de agua en las distintas demarcaciones hidrográficas y su variación según el ciclo de planificación y el periodo de datos utilizado (DGA-CEH, 2017). No están incorporadas las demarcaciones de las Islas Canarias. Valores en hm^3/a

Demarcación	Recursos en periodo corto			Recursos en periodo largo		
	REC 1-C	REC 2-C	Δ%	REC 1-L	REC 2-L	Δ%
CAT		2441			2613	
EBR		14623			16448	
JUC (1)	3056	3111	+1,79	3278	3337	+1.80
SEG (1)	704	740	+5,11	848	824	-2,83
CMA	2703	2819	+4,29	3026	3027	+0,03
GYB	753	769	+2,12	874	871	-0,34
GDQ	5754	7092	+23,25	7043	8260	+17,28
TOP	623	658	+5,62	697	706	+1,29
GDN	4756	4999	+5,11	5757	5778	+0,36
TAJ	8273	8222	-0,62	10210	9808	-3,93
DUE	12385	12777	+3,17	13778	14231	+3,29
MIÑ	11810	11821	+0,09	13122	13036	-0,66
GAL	11532	12718	+10,28	12354	13102	+6,05
COC	11763	11848	+0,72	12697	12734	+0,29
COR	4659	4458	-4,31			
MEL		14				
CEU		3				
Total peninsular	95835	99096	+3,40	107404	109233	+1,70
BAL	144	161	+11,81			

1-C = Ciclo 1, periodo corto, desde 1980/81 hasta 2005-06
2-C = Ciclo 2, periodo corto, desde 1980/81 hasta 2011-12
1-L = Ciclo 1, periodo largo, desde 1940/41 hasta 2005-06
2-L = Ciclo 2, periodo largo, desde 1940/41 hasta 2011-12
Δ = variación porcentual
(1) Sin incluir descargas al mar

En general, los seis años incorporados a las series respecto al primer ciclo de planificación presentaron características muy variadas, desde años extremadamente húmedos (2009/10) hasta años extremadamente secos (2011/12), pasando por años no tan extremos, pero de carácter bastante húmedo (2006/07 y 2010/2011) o bastante seco (2007/08 y 2008/09). Pero el carácter húmedo, medio o seco de cada año hidrológico no es el mismo según el área española que se considere ni tampoco la apreciación de severidad, que depende de la escasez y de las presiones mediáticas. El cómputo global de los seis años no difiere mucho de los valores medios, aunque a escala local pueden encontrarse desviaciones significativas. Únicamente en la demarcación del Guadalquivir se observa un cambio de cifras realmente llamativo. Debe entenderse que esta es la información más actualizada y robusta de las disponibles. Pero los valores promediados no expresan la irregularidad temporal y espacial en la distribución de los recursos que es propia del clima mediterráneo.

Los valores totalizados peninsulares de la Tabla 9.3.4 difieren ligeramente de los que figuran en el apartado 3.1.4.1.4 del Libro Blanco del Agua (MIMAM, 2000a), en el que la escorrentía total de España en régimen natural se evalúa en 111.186 hm^3/año como valor promedio para el periodo 1940/41-1995/96 y en 110.116 hm^3/año para los ámbitos territoriales peninsulares para la serie larga. La serie corta proporciona valores sensiblemente inferiores a los de la serie larga. Esta reducción se estima en un 12% de acuerdo a los datos de los planes del primer ciclo y en un 10% con la evaluación de recursos de los planes del segundo ciclo. Este comportamiento no es uniforme. Las mayores diferencias se producen en la cuenca del Tajo y en las del Guadalquivir, Guadiana y Segura y las menores diferencias en las cuencas septentrionales, tanto en las cantábricas como en el distrito de cuenca fluvial de Cataluña. Para comparar las cifras en su real contexto hay que tener presente que se refieren a series de datos distintas ya que son de épocas diferentes. El Libro Blanco del Agua no se diferencia entre serie larga y corta: el periodo es 1940/41-1995/96. Las diferencias entre las series largas y las cortas deberían ser analizadas con detalle, ya que pueden deberse a que los datos disponibles para los años hidrológicos anteriores al 1980-1981 sean menos fiables que los posteriores o bien que indiquen una disminución significativa en cuanto a los recursos hídricos existentes por el cambio climático, u otras circunstancias.

Por su especial importancia en la gestión de los recursos hídricos y de los ecosistemas asociados, los planes hidrológicos también cuantifican la parte de estos recursos que corresponden a la escorrentía subterránea, como muestra la Tabla 9.3.5 en cuanto a recursos renovables de agua subterránea y cuantificación de los recursos disponibles, en aplicación de los contenidos y definiciones establecidos en la IPH. Habría que comprobar si se han evaluado correctamente los recursos correspondientes a las masas de agua subterránea compartidas entre dos o más demarcaciones.

Tabla 9.3.5 Recursos renovables y recursos disponibles en hm³/año para el conjunto de masas de agua subterránea de cada demarcación hidrográfica española en la Península Ibérica y comparación entre primer y segundo ciclo de planificación (DGA-CEH, 2017). Los datos se han igualado a los que se dan en MITECO (2018).

Demarcación	Recursos renovables		Recursos disponibles	
	Ciclo1	Ciclo 2	Ciclo 1	Ciclo 2
CAT	1930	1722	1141	1093
EBR	3128		2496	
JUC	3315	3744	2332	2828
SEG	692	685	546	541
CMA	803	848	676	645
GYB	282	287	170	160
GDQ	2686	2894	1965	2141
TOP	66	96	48	70
GDN	569	569	564	564
TAJ	1795	3101	1078	1859
DUE	3737	4406	2992	3278
MIÑ	3774	3778	3193	3205
GAL	3869	3889	3471	3422
COC	4217		3328	
COR	1782		1508	
Total Península	32645	35137	25508	27138

A partir de la mitad de la década de 2000, en relación con la planificación hidrológica, se ha puesto atención a los aspectos de gestión de la sequía, que involucra el conocimiento del balance de agua y la recarga, aunque no siempre aparece enfatizado. El establecimiento de índices de sequía para ser utilizados en la gestión de los recursos de agua no es tarea sencilla pues son numerosos los enfoques (Kumar et al., 2016; Kahil et al., 2016) e incluso es difícil definir los valores hidrometeorológicos de referencia, como la ETo, cuando los datos meteorológicos necesarios son parciales (Vangelis et al., 2013). En España se han diseñado procedimientos (Estrela Monreal, 2006; Estrela Monreal y Rodríguez Fontal, 2006; Estrela y Fargas, 2012; Pedro-Monzonís et al., 2015; MIMAM, 2007; MMA, 2008) que han permitido preparar una instrucción al respecto para aplicación en las cuencas intercomunitarias (MAGRAMA, 2018), aunque contiene aspectos discutibles (FNCA, 2018). Para evaluar la sequía hay que evitar confundirla con escasez, como se considera bajo distintos aspectos en Embid Irujo (2018) y en relación con las aguas subterráneas (Custodio, 2018). Estos aspectos exceden al objetivo del presente informe, aunque en la base subyace la necesidad del suficiente conocimiento de la recarga a los acuíferos. Esta necesidad de conocimiento, en línea con la de otros conocimientos básicos, no parece estar entre las prioridades de las actuales administraciones del agua, en líneas generales, al menos según lo que refleja La Roca (2018) en su crítica a los temas importantes de la planificación en curso en preparación para el ciclo 2021-2027.

En todos los Planes Hidrológicos se ha de considerar el impacto del posible futuro cambio climático, tal como indica la IPH (MARM 2008). Para ello se han tenido en cuenta los sucesivos estudios del impacto sobre los recursos hídricos de ámbito nacional llevados a cabo por el CEDEX y encargados por la Dirección General del Agua o por la Oficina

Española de Cambio Climático (MIMAM, 2000, CEDEX, 2010, CEDEX, 2017). Un resumen de lo evaluado ha sido realizado por Estrela et al. (2012). A nivel parlamentario español se ha realizado una consulta de expertos por el Congreso de los Diputados (BOEC, 2018). Otras aproximaciones se han realizado por otros órganos de la administración autonómica (por ejemplo, en las Cortes Valencianas en 2017).

9.3.2 Modelación

Para la evaluación de los recursos naturales de agua se han utilizado diversos códigos y modelos de cálculo (véase el Capítulo 4), como se comenta en el Subcapítulo 9.4 siguiente. A nivel peninsular, el más utilizado ha sido el modelo SIMPA. Los antecedentes pueden consultarse en (Estrela 1992a; 1992b, 1993; Estrela et al., 1999, 1995). Esta modelación se realizó en primera instancia para el Libro Blanco del Agua (MIMAM, 2000a) y en la parte de aguas subterráneas utilizó información del Libro Blanco del Agua Subterránea (MINER-MOPTMA, 1995) y la abundante información al respecto desarrollada por el IGME (IGME, 1993).

El modelo conceptual y cuasi distribuido SIMPA (Estrela y Quintas, 1996a; 1996b; Álvarez et al., 2004; Ruiz, 1999; Ruiz et al., 1994; Ruiz, 1999; CEDEX, 2016) ha sido preparado y actualizado por el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX. Véanse las Secciones 3.5.4 y 4.9.2 de los Capítulos 3 y 4. Dicho modelo tiene un paso de tiempo mensual y discretiza el territorio en celdas de 1 km x 1 km, salvo que se indique otra cosa. Se apoya en una parametrización de todo el territorio peninsular español correspondiente a los cuatro parámetros básicos de capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo en mm (Figura 9.3.3), coeficiente de excedente (proporcionalidad entre el déficit de almacenamiento en el suelo y el umbral de escorrentía), capacidad máxima de infiltración en mm/mes (Figura 9.3.4) y coeficiente de recesión (agotamiento) de los acuíferos α en d^{-1} (Figura 9.3.5). Si se fija el valor del coeficiente de excedente, el número de parámetros se reduce a tres. En la Figura 9.3.6 se muestran los puntos de contraste, estaciones de aforo o embalses, en los que se realiza la calibración.

La distribución espacial de los puntos en que se apoya la parametrización es poco densa e irregular, por lo que los resultados no se pueden utilizar a nivel de detalle, aunque sean aceptables en el contexto general (Samper Calvete y Pisani Veiga, 2018).

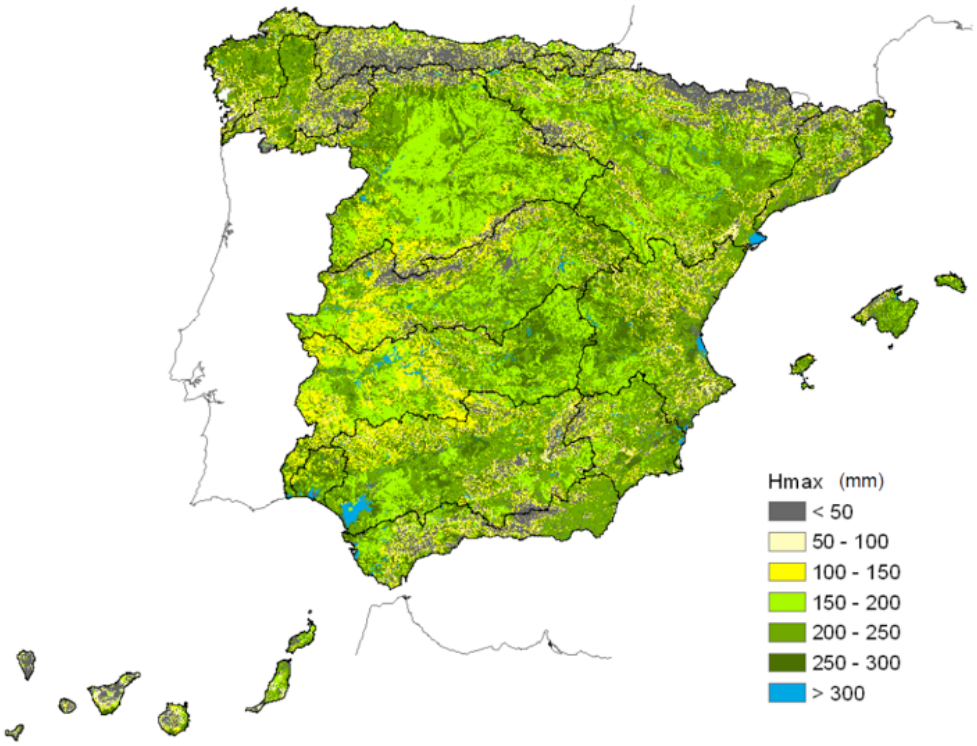


Figura 9.3.3 Capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo H_{max} en mm en el territorio peninsular español utilizado por el modelo SIMPA en su aplicación en 2008. Se obtiene por combinación del mapa de usos del suelo CORINE del Instituto Geográfico Nacional-2004, el mapa de texturas del suelo obtenido por interpolación de las muestras del CIEMAT y reclasificado en los 5 grupos de Thornthwaite y Mather (1957) y en el mapa de pendientes derivados del modelo digital de elevaciones del Servicio Geográfico del Ejército-1999 reclasificado a 5 clases. En total se tienen 200 categorías diferentes.

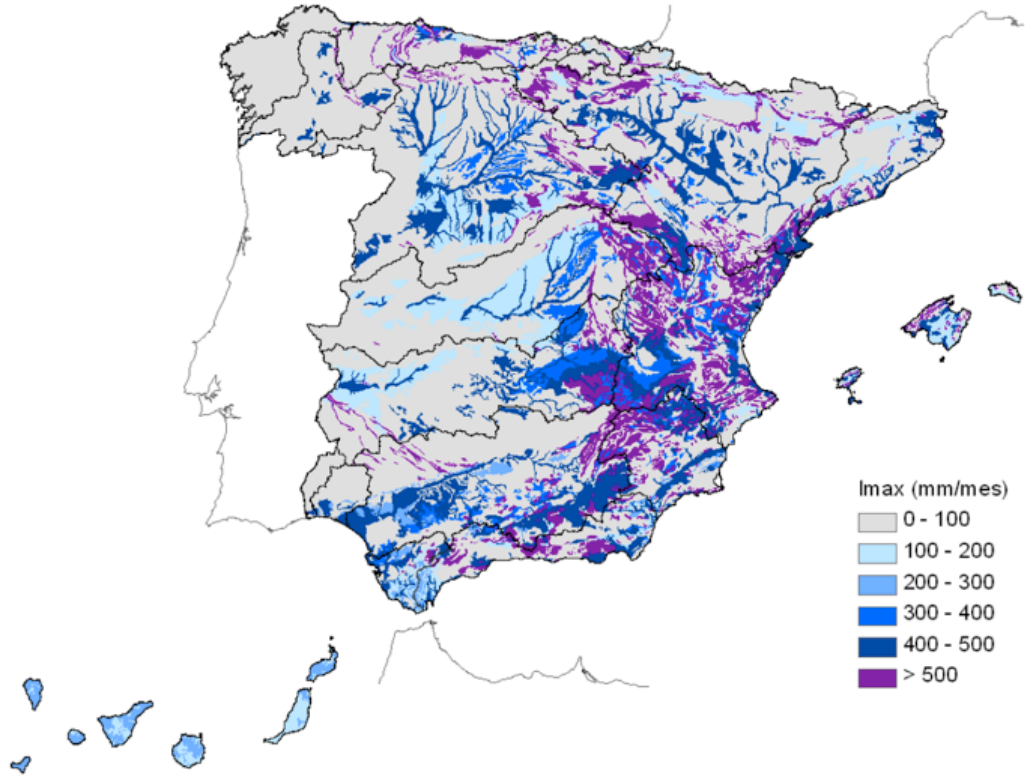


Figura 9.3.4 Capacidad máxima de infiltración I_{max} en el territorio peninsular español en mm/mes utilizado por el modelo SIMPA en su aplicación en 2008. La capacidad de infiltración máxima se obtiene por reclasificación del mapa litoestratigráfico del IGME-2006 a escala 1: 200.000 según 32 clases litológicas a las que se asigna un valor que representa la conductividad hidráulica vertical del suelo.

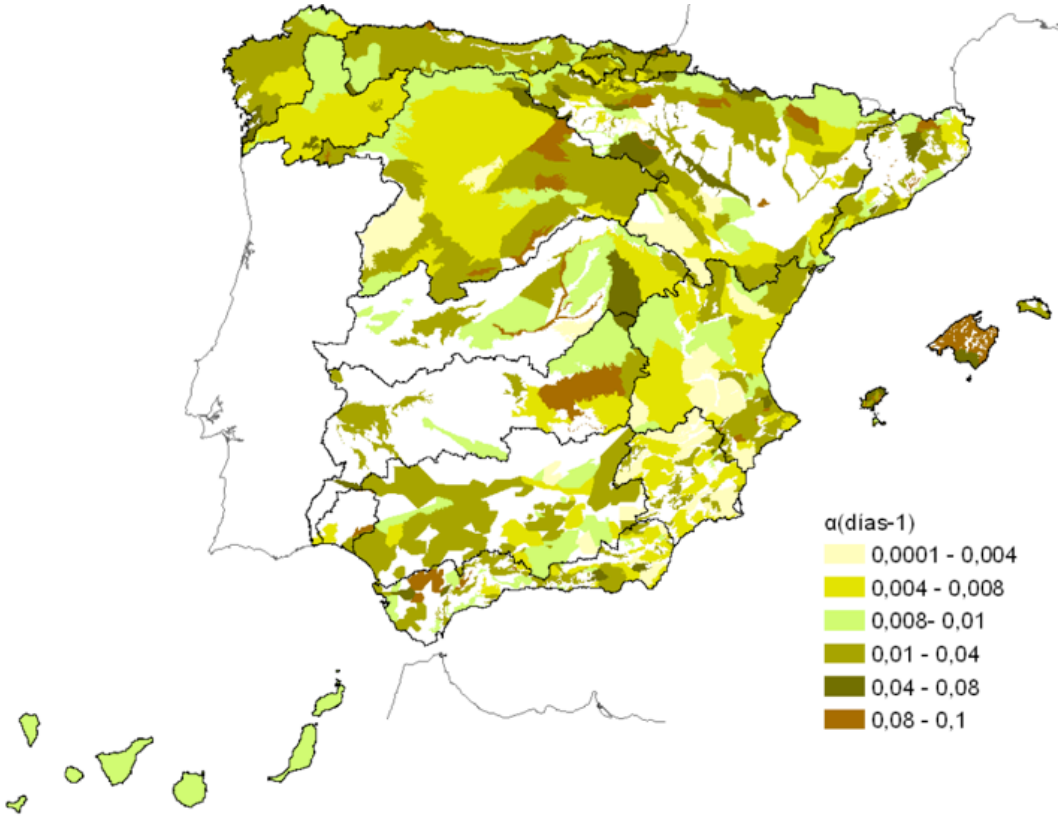


Figura 9.3.5 Coeficiente de recesión (agotamiento) α en d^{-1} en el territorio peninsular español en mm/a utilizado por el modelo SIMPA en su aplicación en 2008. Los respectivos valores inversos (tiempo para una reducción en un factor 10) para las seis clases de la leyenda son aproximadamente 10.000-250 d; 250-125 d; 125-100 d; 100-25 d; 25-13 d y 13-10 d. Para una reducción a la mitad, estos rangos de valores equivalen aproximadamente a 300-5 a; 5-3 a; 1000-170 d; 170-100 d; 100-17 d y 17-10 d. Según esta clasificación, a grandes rasgos, el 80 % de los acuíferos descargan en menos de 3 meses (el 39 % lo hace en menos de 1mes y el 42% entre 1 y 3 meses) y del 20 % restante más lento el 12 % lo hace entre 3 y 6 meses, el 5 % entre 6 y 1 año y el 2 % entre 1 y 2 años.

Los tiempos de agotamiento de acuíferos que se deducen de la Figura 9.3.5 parecen demasiado pequeños para la mayoría de los acuíferos. Si se considera que en teoría

$$\alpha = \frac{\pi^2}{4}\frac{T}{SL^2}$$

a) Para un acuífero detrítico con T=100 m^2/día y S=0,2 y L=5 km

Si L = 5 km, $\alpha = 50\ 10^{-6}$ $día^{-1}$; el volumen se reduce a la mitad en 38 años

Si L= 20 km, $\alpha = 3.\ 10^{-6}$ $día^{-1}$; el volumen se reduce a la mitad en 630 años

b) Para un acuífero carbonatado con T= 1.000 m^2/día, S=0,02

Si L= 5 km, $\alpha_1 = 1{,}23\ 10^{-3}$ $día^{-1}$; el volumen se reduce a la mitad en 1120 días

Según la figura 287 de Álvarez Rodríguez (2016), los tiempos de semivaciado para el acuífero de la Mancha están entre tres y seis meses, correspondientes a valores de α entre 0.00385 $día^{-1}$ y el doble. A los 10 años el valor de $e^{-\alpha t}$ para α = 0.00385 $día^{-1}$ es muy pequeño, del orden de $8 \cdot 10^{-7}$. Para valores del coeficiente de agotamiento α 100 veces menores, el valor de $e^{-\alpha t}$ a 10 años es 0.885, más acorde con los resultados de la simulación mediante

un modelo del acuífero de la Mancha Oriental, de la detracción de caudales del río Júcar por tres pozos situados a distancias de 2, 15 y 30 km del río. Si en la práctica, la aportación media del río Júcar entre Alarcón y la confluencia con el Río Cabriel es de unos 300 hm^3/a, el valor medio del volumen de agua en el acuífero es del orden de 3000 hm^3 o sea unas 10 veces la aportación media anual del acuífero al río, en caso de que haya una conexión perfecta río-acuífero.

Para valorar la aportación subterránea a ríos o al mar hay que considerar un almacenamiento subterráneo inicial V_0. Dicho volumen V_0 es el volumen de agua por encima del nivel que tendría el acuífero con recarga nula por la lluvia. El agua que se recarga no llega al río inmediatamente, sino que aumenta el volumen almacenado en el acuífero. El volumen V_0 no se determina en los modelos empleados, de modo que los resultados no reproducen la situación buscada sino después de un periodo de calentamiento, que no se especifica ni se evalúa. Por eso los resultados en las cuencas pueden tener desviaciones importantes en el caso de que contengan acuíferos con un tiempo de renovación grande de varios años, tanto peninsulares como insulares. En las modelaciones no se calcula o estima V_0. En Álvarez Rodríguez et al. (2016) se dice que se comparan los resultados con los aforos en los puntos de control. Pero en los hidrogramas que aparecen no se puede diferenciar la componente subterránea. Aunque la evaluación de los recursos totales de agua del Libro Blanco del Agua en España (MIMAM, 2000a) o las realizadas más recientemente por el CEDEX (Álvarez Rodríguez et al., 2016) sean razonables, hay dudas serias de que suceda lo mismo con la componente subterránea.

En cuanto a las condiciones iniciales de la modelación de las descargas de agua subterránea con respecto a la recarga, en las que además se basa la calibración que separa el aporte superficial del subterráneo, véase lo expuesto en el Subcapítulo 4.2. En la documentación disponible no se hace referencia al estado inicial de los acuíferos y su influencia en los resultados. Eso introduce dudas sobre lo simulado en cuanto a la contribución de los acuíferos a los caudales aforados, por lo menos en los primeros años para el comportamiento de detalle y aún más para la evolución general a largo plazo. Sin embargo, los errores en las aportaciones totales cabe esperar que sean menores ya que el error en una componente se compensa en parte por el de la otra.

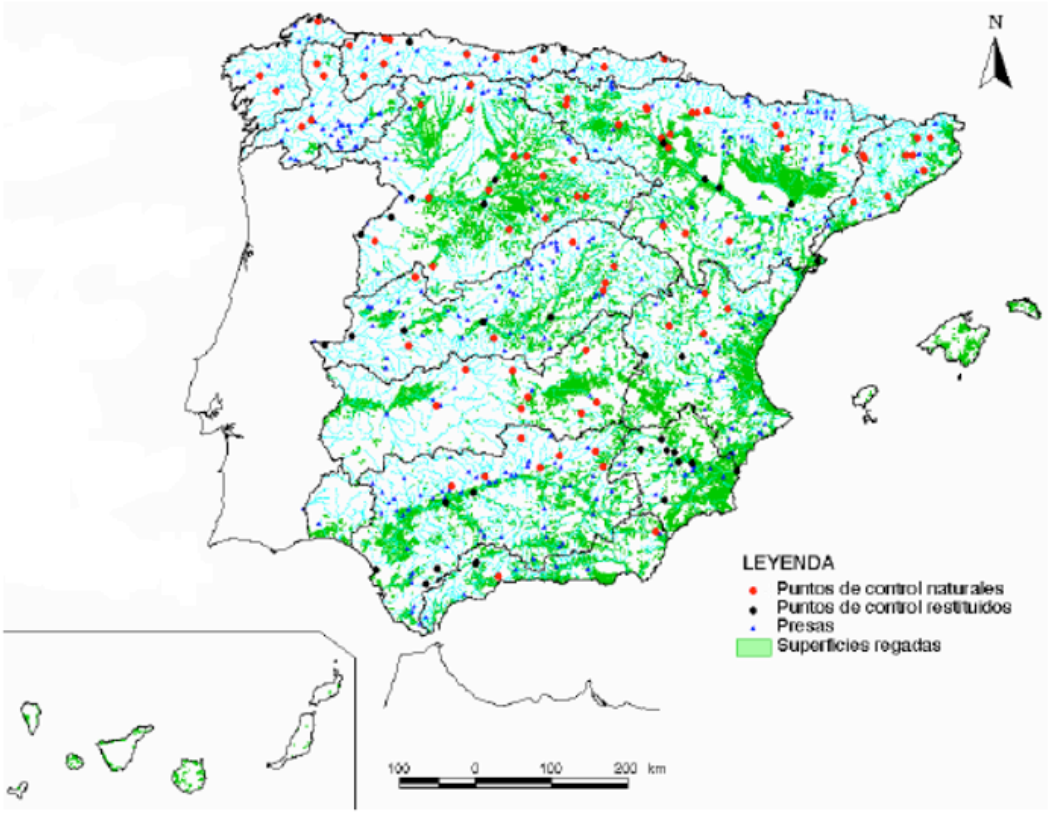


Figura 9.3.6 Puntos de control en el territorio peninsular español utilizados para calibrar el modelo SIMPA en su aplicación en 2008.

En la Figura 9.3.7 se muestran los mapas medios anuales (1940/41-2005/06) de entrada al modelo (precipitación y evapotranspiración potencial) y los resultantes de la simulación para algunas variables (evapotranspiración real, recarga, descarga subterránea y escorrentía total).

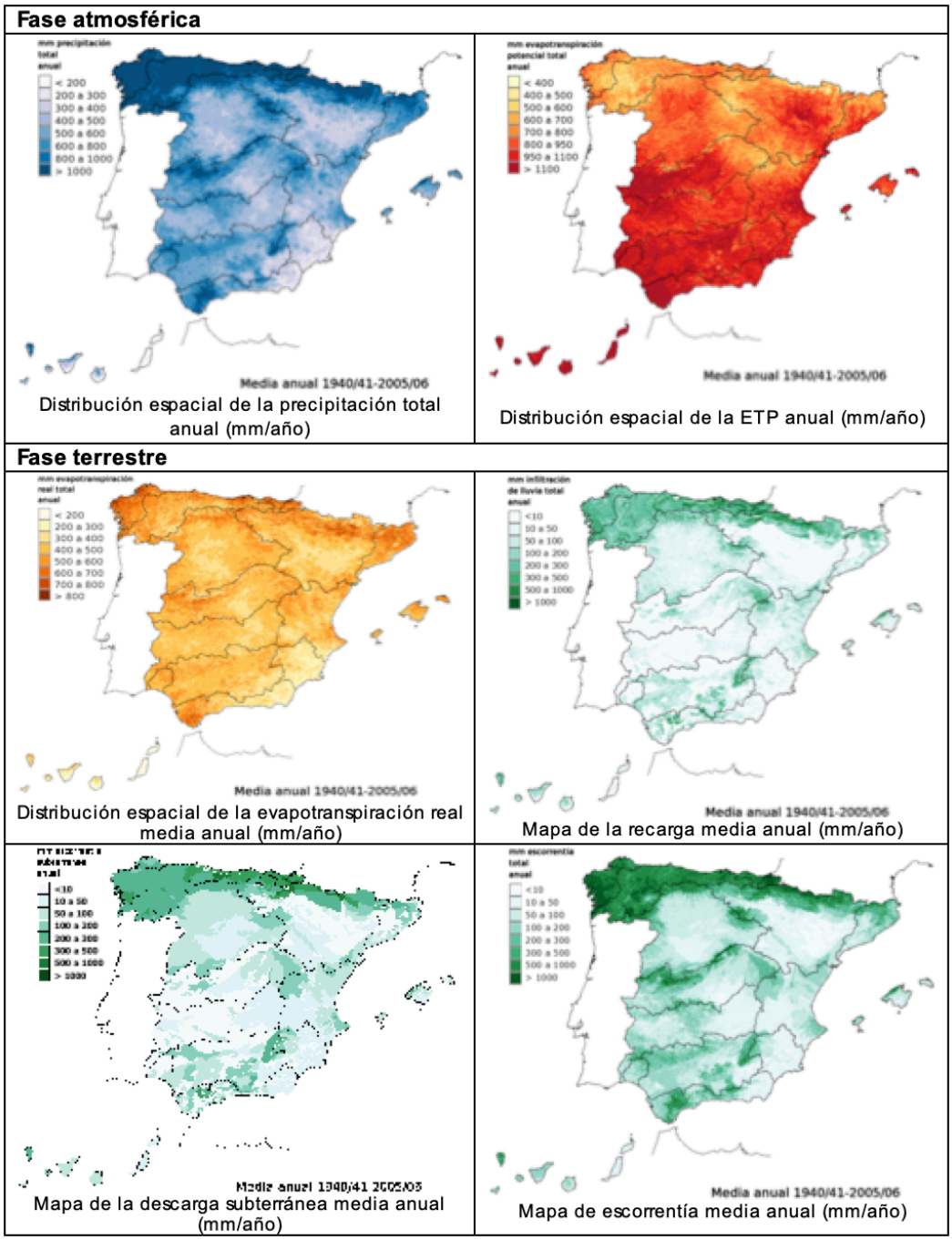


Figura 9.3.7 Mapas medios anuales de precipitación, evapotranspiración potencial, evapotranspiración real, recarga, descarga subterránea y escorrentía total, resultantes del modelo SIMPA en su aplicación en 2008.

SIMPA es un modelo hidrológico de ámbito nacional, lo que exige llevar a cabo simplificaciones de procesos hidrológicos que pueden disminuir la representatividad de su simulación (críticas comentadas en el Apartado 4.9.2 del Capítulo 4 en IGME-DGA 2016). Este hecho es especialmente notorio en lo que se refiere a la dinámica del agua subterránea, condicionada por fuertes variaciones 3D (tridimensionales). El CEDEX está actualmente mejorando el modelo SIMPA para la nueva evaluación de recursos del tercer ciclo de planificación. Entre otras cosas, está trabajando en depurar los datos climáticos e hidrológicos, en reducir el tamaño de celda a 500 m x 500 m, en caracterizar adecuadamente las variables climáticas, en mejorar el modelo de simulación del proceso nieve-deshielo y en desarrollar un nuevo modelo para el tratamiento de las aguas subterráneas a partir de la información actualizada y reelaborada que está recopilando el IGME desde 2018. Ese nuevo modelo supone transformar las MASb actuales en recintos acuíferos o hidrogeológicos a fin de tener en cuenta los trasvases laterales y verticales de aguas entre acuíferos, las salidas al mar y las relaciones río-acuífero para determinar las salidas preferentes a superficie y las recargas desde ríos.

Es importante que las formaciones acuíferas se estudien y gestionen cada una de manera global, independientemente de que pueda estar situada en varias demarcaciones superficiales. La segmentación en masas de agua subterránea siguiendo las divisorias orográficas superficiales que se propone en los últimos planes hidrológicos de cuenca abre la puerta a problemas en el análisis del funcionamiento de las que están compartidas y en la gestión de las mismas por parte de las administraciones hidráulicas implicadas, ya que pueden darse tratamientos diferentes según la demarcación afectada.

La estimación realizada para el segundo ciclo de planificación ha llevado a revisar, generalmente al alza, los valores de la escorrentía subterránea del primer ciclo de planificación. La variación observada es en general de pequeña magnitud, excepto en la cuenca del Tajo. En este caso concreto, la variación es debida más al hecho de adoptar los criterios comunes de evaluación de recursos establecidos en la IPH que a una real variación en la dimensión de la escorrentía subterránea.

Los valores totales para la parte española de la Península Ibérica pueden compararse con el valor de recarga promedio en régimen natural del Libro Blanco del Agua (MIMAM, 2000) (tabla 21, pág. 138) de 28.719 hm^3/año. Así, del orden del 35% de los recursos naturales totales medios de la España peninsular son recursos renovables de las masas de agua subterránea (MASb).

Se han empleado otros modelos en varios ámbitos de planificación, pero en sólo una o dos ocasiones en cuanto a la planificación de la demarcación hidrográfica. Se comentan en el lugar oportuno del subcapítulo 9.4. La aplicación de modelos precipitación-escorrentía anuales ha sido estudiada por González-Zeas et al. (2011). La importancia de la interceptación a nivel peninsular se ha abordado por FIEA (2013).

En el Anexo A10 se dan datos complementarios, en especial en la Sección A10.3.7 referentes a la cartografía de la recarga en la Península Ibérica a partir del balance de la deposición atmosférica de cloruro (CMB), cuyo fundamento se expone en el Subcapítulo 5.4.

9.4 La recarga a los acuíferos y los recursos de agua subterránea en las Demarcaciones y Distritos de Cuencas Fluviales españoles

9.4.1 Distrito fluvial de Cataluña y consideración de las cuencas catalanas de la Cuenca del Ebro

En las Cuencas Internas de Cataluña (Distrito de Cuencas Fluviales de Cataluña), todas ellas costeras, y por extensión en las cuencas catalanas en la Cuenca del Ebro, la determinación de la recarga natural se ha realizado de la misma manera que en el primer ciclo de planificación de los recursos de agua, con las debidas matizaciones. En lo que sigue se refleja el contenido de los documentos de 2009 y 2015 y en el de 2016 en conclusión (ACA 2016 a y 2016 b) a principios de 2018, con la actualización de las series de recursos de 2007 (ACA, 2007). Lo que se expone a continuación se apoya en Arrabal et al. (2009), que es el apoyo del Anexo IV al Plan de 2009.

Para el cálculo de los recursos subterráneos naturales se suma la infiltración (recarga) por las precipitaciones, el balance de entradas y salidas de ríos y el balance entre entradas y salidas por flujo lateral y en relación con el mar.

Las entradas por infiltración de las precipitaciones se han analizado por un lado con el modelo SSMA y por otro a partir de diversos estudios y caracterizaciones de detalle de las masas de agua disponibles. En principio se da prioridad a los valores del modelo SSMA, que se comenta más abajo, dejando los valores proporcionados por los estudios de caracterización hidrogeológica existentes allí donde el modelo SSMA da resultados menos ajustados y también a los datos de las masas de agua subterránea que disponen de una buena caracterización, tal como modelos numéricos del funcionamiento de los acuíferos presentes en las masas.

La infiltración de los ríos se ha determinado a partir del análisis cuidadoso de los trabajos antecedentes de caracterización hidrogeológica y especialmente en los casos en los que se dispone de modelos matemáticos. Esto hace referencia principalmente a las masas de agua con acuíferos aluviales significativos, aunque también puede darse en cualquier masa de agua subterránea con acuíferos permeables, tales como los carbonatados.

Las entradas/salidas por transferencia entre MASb se han establecido a partir del examen detallado de los trabajos de caracterización hidrogeológica. No siempre ha sido cuantificado con valores ajustados. Esto ha comportado un análisis más preciso según un criterio experto, a la espera de nuevos estudios específicos, en especial apoyados en modelos numéricos.

La aportación total de una cuenca en un punto aforado es más precisa que la componente exclusivamente subterránea. La separación superficial-subterránea es siempre más incierta. Los modelos SIMPA u otros análogos pueden proporcionar una primera estimación de la aportación total, que es el valor de la aportación total de las precipitaciones menos la ETR aproximada. La determinación de las componentes superficial y subterránea es mucho más incierta, con mayor incertidumbre cuanto menor sea el conocimiento de los

acuíferos. La CH del Ebro ha procurado considerar el conocimiento hidrogeológico de los acuíferos.

Los retornos de riego y/o pérdidas de redes de abastecimiento y saneamiento se han considerado como entradas de agua suplementarios al acuífero, derivados de los caudales no consumidos por los diferentes usos de agua y que llegan de manera difusa. Se han estimado en diversos estudios previos de caracterización hidrogeológica.

El cálculo del caudal de base de los ríos en las Cuencas Internas de Cataluña y las Cuencas Catalanas del Ebro se ha realizado aplicando el modelo Sacramento (Sección 4.8.3 del Capítulo 4). El programa SSMA (Sacramento Soil Moisture Accounting Model, habitualmente abreviado como Sacramento) es un modelo matemático conceptual de simulación continua del ciclo hidrológico en cuencas, con menos parámetros para ajustar que el modelo Stanford (Sección 4.8.3 del Capítulo 4), del cual deriva conceptualmente. La Figura 9.4.1 muestra las tres zonas consideradas en el modelo SSMA y la Figura 9.4.2 muestra el esquema de funcionamiento, con los estados de resultados de la Figura 9.4.3. El esquema parece poco hidrogeológico o que no representa adecuadamente las relaciones aguas superficiales y aguas subterráneas.

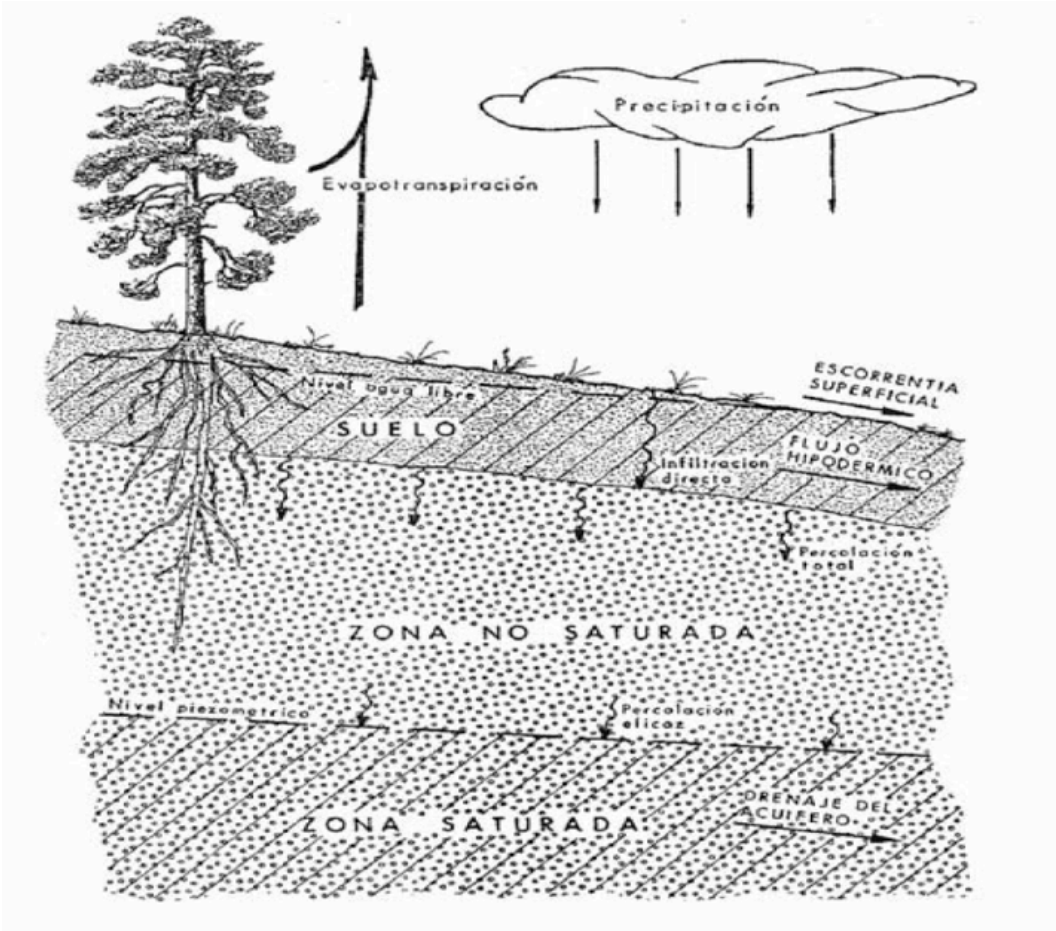


Figura 9.4.1 Las tres zonas hidrológicas consideradas en el modelo SSMA

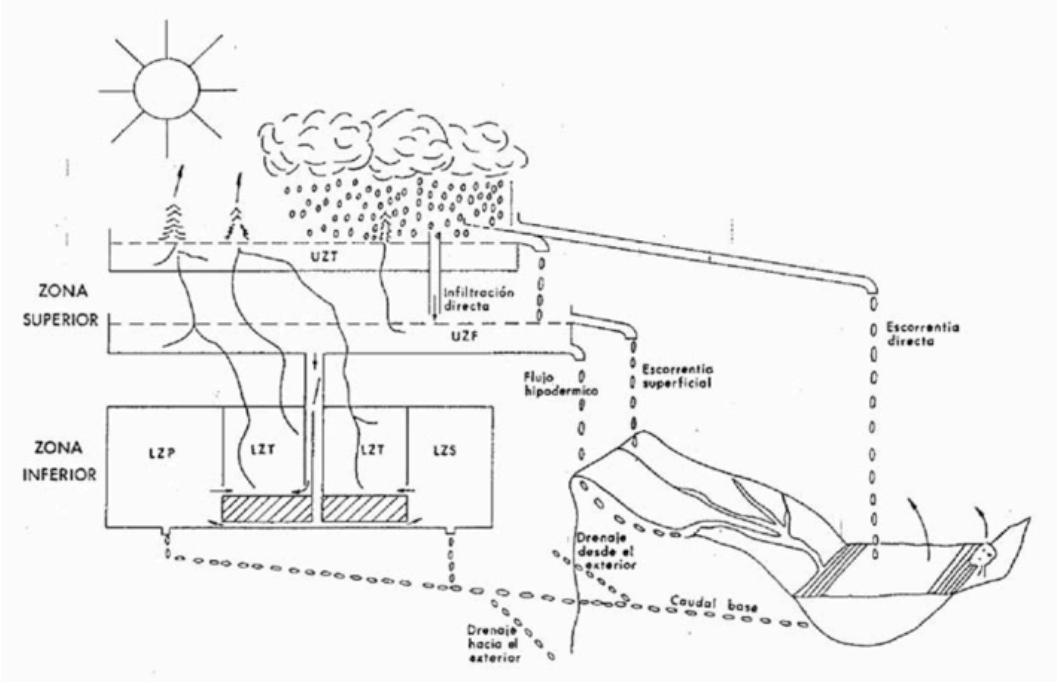


Figura 9.4.2 Esquema de funcionamiento del modelo SSMA

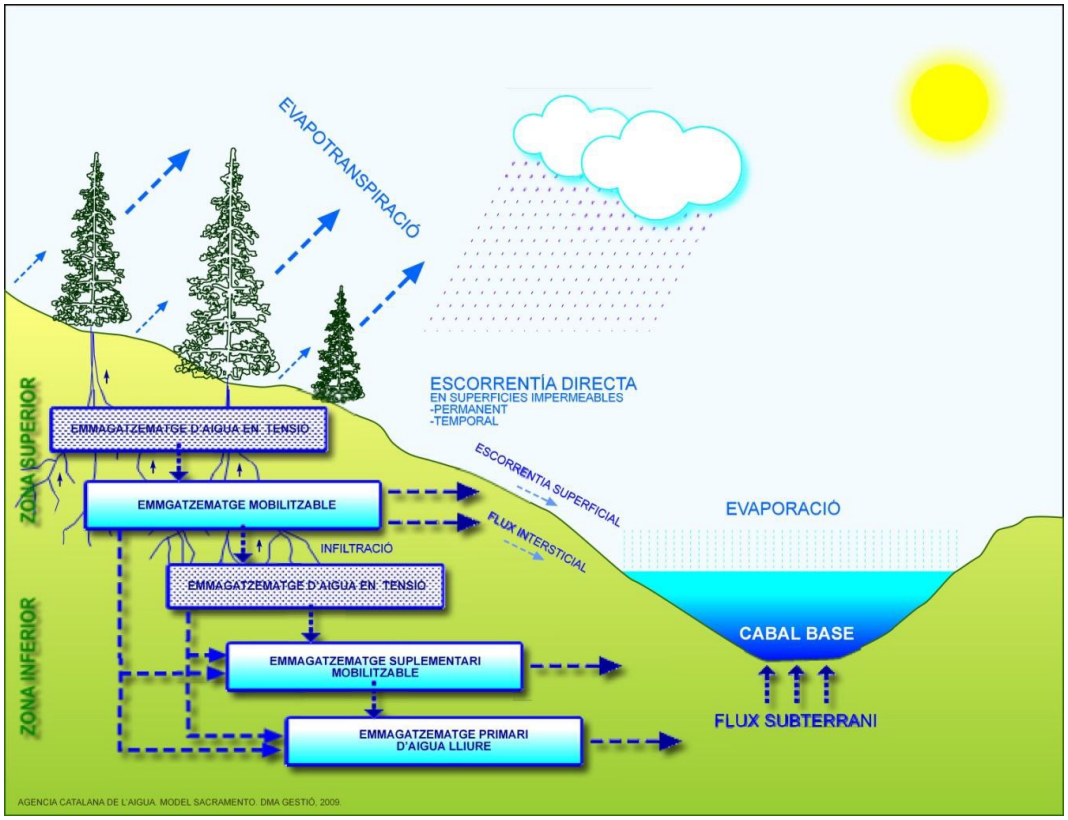


Figura 9.4.3 Esquema de los resultados del modelo Sacramento. El contenido de las diferentes cajas es, de arriba hacia abajo: almacenamiento de agua en tensión; almacenamiento movilizable; almacenamiento de agua en tensión; almacenamiento suplementario movilizable; y almacenamiento primario de agua libre.

El programa Sacramento simula exclusivamente el proceso de transformación precipitación-escorrentía a nivel diario en una unidad (subcuenca) compuesta por un único tipo de terreno. Está preparado para simular la acumulación o la fusión de precipitación sólida y considera como datos de entrada las series de caudales importadas, de caudales observados para la calibración, de evaporación, de precipitación y de temperatura. El modelo SSMA no incorpora explícitamente la recarga del río ni el flujo lateral entre acuíferos, de modo que para obtener el valor de los recursos naturales totales de las unidades de aguas subterráneas hay que incorporarlos externamente

La aplicación a las Cuencas Internas de Cataluña consiste en 364 subcuencas que se consideran homogéneas, con datos diarios de precipitación, temperatura media del día, evapotranspiración y aforos. El periodo de tiempo de datos (1940-2008) comprende todo tipo de años en cuanto a su precipitación.

Para analizar los resultados, los caudales de base calculados con el modelo Sacramento se han contrastado con los datos de diferentes estaciones de aforo restituidos al régimen natural. Para facilitar la tarea existen diferentes algoritmos numéricos para ordenador que realizan la separación de los componentes del hidrograma. La mayor parte de ellos calculan o intentan determinar de forma automática periodos de recesión continua que se basan en la relación empírica de Linsley et al. (1949), que determina que la duración de la recesión debida a la escorrentía superficial; vale $N = A^{0,2,}$ en la que N = días después del pico y A = superficie de la cuenca aguas arriba en millas cuadradas. Para tiempos mayores que N se supone que la escorrentía corresponde mayormente a la descarga de agua subterránea (Risser et al., 2005; Smakhtin y April, 2001). Es un criterio empírico que puede ser adecuado solo en algunos casos. Heppner y Ninmo (2005) desarrollaron un programa para separar los caudales del pico de los caudales habituales y Sloto y Crouse (1996) desarrollaron un método que busca el caudal mínimo en un intervalo de 2N días, con tres formas diferentes para separar el flujo de base. El método de partición del caudal del río (Knisel y Sheridan, 1983) requiere los datos de lluvia para el periodo analizado además de los datos de caudal en la estación de aforo.

Para la desagregación del hidrograma se ha utilizado el algoritmo PART, que es muy similar a los antes mencionados. Se basa en el caudal circulante por una estación de aforo y una interpolación lineal para estimar la descarga de agua subterránea. Según Rutledge (1998), las mayores diferencias entre los programas radican en la asignación de los días en que el caudal de base es igual al caudal total circulante. Básicamente, el programa busca los valores del caudal diario que cumplen las condiciones de recesión. En estos días el caudal de base es igual al caudal circulante, siempre y cuando no esté seguido por una disminución superior a 0.1 de un ciclo logarítmico, pues de otro modo puede indicar que aún existe escorrentía superficial. A continuación, se busca el resto de días y se complementan mediante una interpolación lineal con los datos anteriores, corrigiendo aquellos días en los que el caudal de base resultante de la interpolación sea superior al caudal circulante por el río.

El procedimiento completo descrito se realiza para tres valores del valor N antes definido. El primero es el valor entero más pequeño resultante de la ecuación que proporciona

N. Los otros dos son los valores enteros siguientes. El valor final del flujo de base es el resultado de una interpolación curvilínea que corresponde a los resultados enteros de la ecuación que determina N. El procedimiento se ha aplicado a las cuencas de los ríos Ter en Ripoll, Fluvià en Esponellà, Llobregat de La Muga, Llobregat en Guardiola de Berguedà y Anoia en Jorba.

Se han comparado los resultados del modelo Sacramento con los del modelo Visual-BALAN (Sección 3.5.6 del Capítulo 3 y 4.9.3 del Capítulo 4) en las cuencas del Alt Llobregat, Riera de Santa Coloma y Llobregat de La Muga. Se obtienen resultados similares en orden de magnitud y dentro de las incertidumbres esperables, aunque las variaciones aparecen como importantes de cara a la planificación de los recursos de agua. Algo similar sucede con la aplicación a la cuenca del Llobregat del modelo HBV (Sección 4.8.3 del Capítulo 4), dentro del proyecto Water Change (2012).

Para el cálculo de la recarga se supone que esta es igual al caudal de base circulante por los ríos a largo plazo. Esto puede resultar erróneo en acuíferos en los que hay transferencia de caudal de una cuenca a otra o a partes de la cuenca debajo de la estación de aforos que se considera o cuando la variación de almacenamiento subterráneo dura más de un año. Este error se suma a la incertidumbre de los resultados, pero la incertidumbre de los datos o los problemas de calibración, cuando es posible realizarla, puede ser mayor. Los resultados obtenidos en las Cuencas Internas de Cataluña son mejores que los correspondientes a la parte catalana de la Cuenca del Ebro, donde los aforos son más inciertos y menos abundantes. En la Tabla 9.4.1 se dan los resultados resumen.

Tabla 9.4.1 Resumen de resultados globales en las Cuencas Internas de Cataluña (CIC) y la parte catalana de la Cuenca del Ebro (CCE). Cifras redondeadas de Arrabal et al. (2009).

Cuenca	S total km²	P mm/a	A total mm/a	QB mm/a	CB/A	CB/P
La Muga	758	818	197	113	0,57	0,14
Fluvià	974	964	270	173	0,64	0,18
Ter	2965	897	282	187	0,67	0,21
La Tordera	876	812	193	115	0,60	0,14
Besós	1020	670	126	86	0,68	0,13
Llobregat	4957	686	141	110	0,78	0,16
Gaià	423	537	59	58	0,98	0,10
Francolí	853	546	52	42	0,81	0,08
Otros	3424	-	101	44	0,43	-
Total CIC	**16240**	**-**	**164**	**108**	**0,66**	**-**
Garona	491	1162	1238	1051	0,85	0,90
Valira	540	147	629	386	0,61	0,34
Noguera Ribagorçana	2031	803	326	143	0,44	0,18
Noguera Pallaresa	2812	928	429	282	0,67	0,30
Alt Segre	4297	839	278	178	0,64	0,21
Segre	22740	757	292	165	0,57	0,22
Total CCE	**25970**	**-**	**273**	**160**	**0,59**	**-**
Total Cataluña	**42210**	**-**	**231**	**140**	**0,61**	**-**

P = precipitación; A = portación; CB = caudal de base

Los recursos totales medios en régimen natural son 2013 hm^3/a, con un coeficiente de escorrentía medio de 0,23, que varía entre 0,05 y 0,50. En el año seco los recursos son entre 1/3 y ¼ de los medios. Los valores de los recursos de agua para la serie 1980-2008 son un 15% menores que los que se deducen de la serie 1940-1980 y un 7% menores que los de la serie 1940-2008.

Los valores de detalle de recarga para el Baix Ebre son excesivamente elevados, lo que es atribuible a problemas de calibración (Arrabal et al., 2009). Podrían serlo para el Foix, Gaià y Francolí. Parte de la recarga en la cuenca del Fluvià se transvasa a la cuenca del Ter como flujo subterráneo que se recarga en el ámbito del lago de Banyoles. Para poder reflejar este hecho en el modelo SSMA, se diseñaron una serie de cálculos que se realizaron fuera del programa, lo que llevó a valores no lógicos en algunas subcuencas, como las del Oix y Llierca, en la Cuenca del Ter.

Se han determinado las series de recarga que corresponden al año más seco y al más húmedo en la serie de datos pluviométricos 1940 a 2002 en las cuencas internas de Cataluña. El año más seco fue el 1972/73 y el más húmedo el 1971/72. Los resultados para las Cuencas Internas de Cataluña y para las cuencas catalanas de la Cuenca del Ebro se representan en las Figuras 9.4.4 y 9.4.5 respectivamente. En determinadas cuencas el valor de recarga en el año seco es muy próximo o incluso superior al del año medio. Esto es debido a que se toma un determinado año seco o húmedo de la serie, sin tener en consideración las evoluciones individuales en cada subcuenca ni las reservas de los años precedentes. En las cuencas internas destaca la del Francolí, donde las aportaciones del caudal de base en un año medio en relación a las del año seco son prácticamente idénticas. En las cuencas del Segre y La Noguera Ribagorçana, entre otras subcuencas de las cuencas catalanas de la Cuenca del Ebro, este hecho se produce más veces.

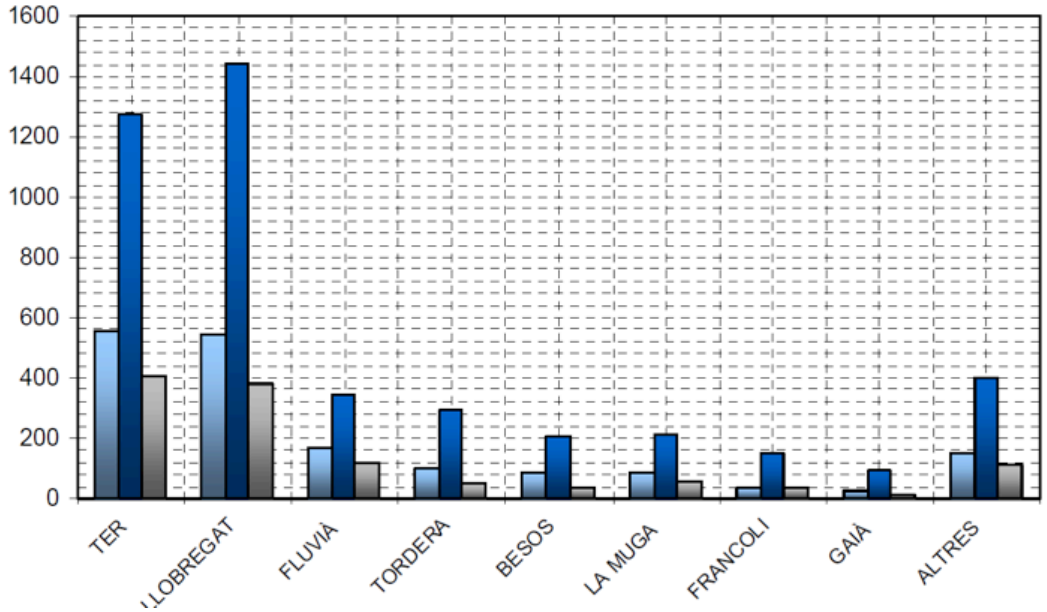


Figura 9.4.4 Comparación entre caudales de base en las Cuencas Internas de Cataluña (Arrabal el al. 2009). Caudales en hm^3/a. Las columnas son sucesivamente de izquierda a derecha los caudales de base para el año medio, para el año más húmedo y para el año más seco de la serie 1940-2002.

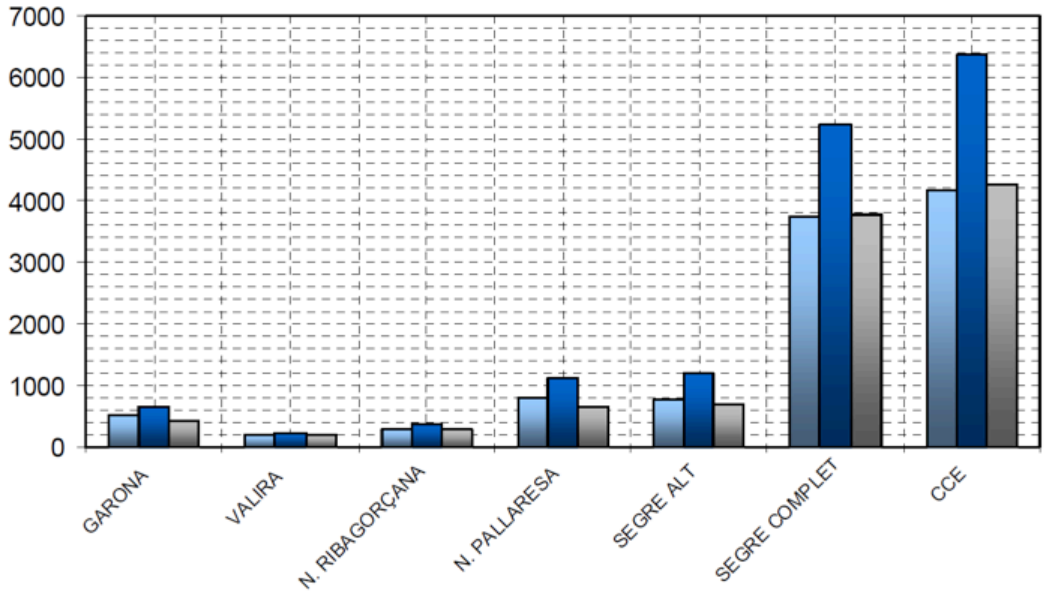


Figura 9.4.5 Comparación entre caudales de base en las Cuencas Catalanas de la cuenca del Ebro (Arrabal el al. 2009). Caudales en hm^3/a. Las columnas son sucesivamente de izquierda a derecha los caudales de base para el año medio, para el año más húmedo y para el año más seco de la serie 1940-2002.

La componente subterránea del flujo en el modelo SSMA se puede utilizar para mejorar el conocimiento del funcionamiento hidrológico global en las zonas de interés en las que por falta de datos se tuvieron que hacer estimaciones. Gracias a esta información se pueden utilizar otros elementos hidrológicos, como las mediciones de niveles del agua subterránea de piezómetros para poder obtener una idea previa del funcionamiento. Si además del conocimiento de las evoluciones piezométricas se conoce el coeficiente de almacenamiento, se puede cuantificar el volumen asociado a las oscilaciones piezométricas y así comparar los resultados obtenidos con el caudal de base del modelo, como se ha hecho en el Alt Llobregat (Arrabal et al., 2009). Resulta que la parte alta del río Bastareny, afluente al río Llobregat, está bien calibrada mientras que la parte baja tiene problemas en cuanto a las aportaciones totales obtenidas. Son varios los trabajos de modelación de cuencas disponibles y que sirven de comparación [14].

9.4.2 Demarcación hidrográfica del Ebro

El Plan Hidrológico del Ebro para el periodo 2016-2021 remite al Plan Hidrológico del Ebro para 2009-2015 en lo que respecta a recarga y recursos de agua subterránea. Los datos están en el Anexo II, Inventario de Recursos Hídricos.

La primera modelación de los acuíferos de cuenca de los que se disponía de datos se hizo a nivel diario con el modelo GIS-BALAN y se calibró con datos de piezómetros. Después se completó considerando otros acuíferos con menos datos mediante la aplicación del método del número de curva (CHE, 2009). Para la modelación general de la cuenca en el primer ciclo de planificación se adoptó el modelo SIMPA y sus resultados se han utilizado para el segundo ciclo [17].

La precipitación total anual en la cuenca se estima en 52.848 hm^3/a (618 mm/a) en el periodo 1980/81-2005/06, entre un máximo de 817 mm/a en el año más húmedo y un mínimo de 452 mm/a en el año más seco. En la parte española de la cuenca del río Garona, la precipitación media anual en el periodo es de 575 hm^3/a (1031 mm/a).

Es muy frecuente que la depresión del Ebro se vea afectada en invierno por una masa de aire frío y estable, con nieblas que afectan con especial frecuencia e intensidad al corredor central del Ebro, Hoya de Huesca, norte de Los Monegros, bajo Cinca, bajo Segre, área de Caspe y cuenca de Calatayud. Los veranos son cálidos y los inviernos fríos; las estaciones equinocciales suelen ser breves y con bruscos cambios de temperatura.

El viento es especialmente notable en el corredor central del Ebro, con un sentido más frecuente de noroeste a sureste. Es el llamado "cierzo", viento frío y seco que aparece cuando en el Mediterráneo occidental se forma una borrasca, mientras el Atlántico oriental está sometido a altas presiones. Puede presentarse en cualquier época del año, pero su mayor ocurrencia es en primavera. Otro viento característico es el llamado "bochorno", de sentido opuesto, que es menos frecuente y mucho más suave. Es un viento seco y muy cálido si sopla en verano, cuando es bastante frecuente, y templado y húmedo si lo hace en el resto del año. Está relacionado con la formación de bajas presiones en el interior de la Península o al oeste de la misma.

Existe un gradiente térmico en dirección noroeste-sureste, de manera que los regímenes más templados y suaves de influencia mediterránea se presentan en el bajo Ebro y la cuenca del río Matarraña, con medias anuales en torno a 15ºC y medias invernales no inferiores a 5ºC. Para el conjunto de la demarcación la temperatura media se sitúa en torno a 12,5ºC.

En la demarcación hidrográfica se encuentran áreas húmedas, subhúmedas y semiáridas.

Sin considerar el riego de cultivos, la ETR media anual está en torno a 450 mm/a. Los valores máximos se dan en la cabecera del Ebro y sus afluentes de la margen izquierda, por la presencia de masas forestales. Los valores mínimos están por debajo de los 200 mm/a y se dan en las zonas no cultivadas de la depresión del Ebro. Las áreas de cultivo regadas ocupan extensiones grandes y demandan caudales importantes, con dotaciones de riego bien estudiadas (Cruz León et al., 1997).

Para tener en cuenta la variabilidad espacial de las condiciones y por lo tanto de la recarga de las aguas subterráneas fue necesario elaborar una nueva metodología en el modelo SIMPA, utilizando el Método del Número de Curva (Apartado 3.4.2 del Capítulo 3), en parte basado en los trabajos de cartografía del NC (Ferrer i Julià, 2002; Ferrer 2003), que se expone en el Anexo A9.1. Con este método, la infiltración (recarga) se evalúa como el exceso de precipitación diaria sobre la escorrentía diaria, en función de las condiciones de humedad previa en el suelo y de sus características hidrológicas. Con ello se obtiene un mapa de recarga por lluvia para toda la cuenca del Ebro, calculada para las series de precipitación diaria entre los años hidrológicos 1980/81 y 2005/06 (Figura 9.4.6).
La recarga por lluvia muestra una importante variación interanual, con un coeficiente de

variación de los valores anuales de casi 0,30, con valores máximos de 4210 hm³/a en años lluviosos y mínimos de 1674/a hm³ en años secos. Estos datos no son coherentes con la Figura 9.4.5 según la cual el río Segre tiene un caudal de base de >4000 hm³/a.

Figura 9.4.6 Recarga media en la Cuenca del Ebro

La asignación de los términos de recarga por infiltración de la red superficial y de transferencia lateral entre masas de agua subterránea se realizó a partir de la documentación previa contenida en informes y estudios hidrogeológicos diversos, a falta de estudios de mayor detalle. La Confederación Hidrográfica del Ebro dispone de un archivo con los trabajos de la hidrología de su área, con más de 2000 documentos, que se han utilizado para comprobar y matizar los resultados. Se dispone de un mapa de número de curva y de infiltración de la lluvia en toda la cuenca y se puede obtener una serie diaria de escorrentía superficial generada en función de su número de curva.

Se llevó a cabo un contraste de las aportaciones calculadas con el modelo SIMPA con los registros de las estaciones de aforo no alteradas en su régimen natural, las series de entradas de agua a embalses en régimen no alterado y las series hidrológicas del Plan hidrológico de 1998. También se realizó un contraste con la evaluación de la recarga basado en el método del número de curva. Los resultados de este análisis, con el aval del criterio experto de los técnicos de la Oficina de Planificación Hidrológica, aconsejaron una corrección de las series obtenidas con el modelo SIMPA en algunos puntos de la red, fundamentalmente en aquellos para los que se disponía de buenos registros de control. En la construcción de las series corregidas se tuvieron en cuenta los siguientes criterios:

a) Cuando hay datos de aforo, se les da preferencia, rellenando las series en caso necesario a partir de los valores derivados del modelo SIMPA, corrigiendo la desviación mediante coeficientes mensuales.
b) Se evalúa la coherencia en la evolución temporal de las variables hidrológicas, asegurando que las nuevas series mantengan un comportamiento semejante al original del modelo SIMPA.
c)En los afluentes del Ebro se contrastan, en su caso, los registros de aforo de salida con los resultados de la modelación en la situación actual. Con base en estos análisis se han modificado ocasionalmente las series, aplicando un coeficiente de cierre de balance.

Como resultado, la aportación total de la red fluvial de la cuenca hidrográfica del Ebro es de unos 172 mm/a (del orden del 28 % de los 615 mm/a de precipitación total), de los que aproximadamente el 49% proviene de la escorrentía superficial directa y el restante 51% de la escorrentía subterránea. En la cuenca del Garona, la escorrentía total promedio es de 580 mm/a, o sea el 56% de la precipitación media. Dentro de la distribución temporal intra-anual y para el conjunto de la cuenca, los valores máximos de escorrentía, del orden de 18 mm/mes, se producen en los meses de diciembre, enero y abril, y los valores mínimos, inferiores a 8 mm/mes, en agosto.

Las aportaciones medias en régimen natural para el conjunto de la cuenca del Ebro se evalúan en 16.448 hm^3/año en el periodo 1940/41-2005/06 y en 14.623 hm^3/año en el periodo 1980/81-2005/06. En el periodo 1980/81-2005/06, las aportaciones globales han variado entre un máximo de 24.019 hm^3 (año 1987/88) y un mínimo de 8.403 hm^3 (año 2001/02). Las cuencas de la margen derecha son las que presentan mayor irregularidad en sus aportaciones. Los valores más altos del coeficiente de variación de las series de aportaciones anuales del periodo 1980/81-2005/06 se dan en las cuencas de los afluentes del Ebro: del Leza al Huecha, Huerva, Aguas Vivas y Matarraña.

La parte norte de la Cuenca del Ebro (margen izquierda) se ha modelado con el modelo GIS-BALAN (Samper et al., 2005), generando su propia matriz de datos con base en los existentes y la experiencia de aplicación del modelo SIMPA. El modelo GIS-BALAN se aplica en cuencas y subcuencas, con una división que permite lograr áreas razonablemente homogéneas (Sección 3.5.6 del Capítulo 3 y Sección 4.9.3 del Capítulo 4). Estos resultados no se explicitan en la documentación del plan hidrológico.

9.4.3 Demarcación hidrográfica del Júcar (Xúquer)

La evaluación de la recarga y los recursos de agua de la cuenca del Júcar (Xúquer) se hizo en su principio con el modelo SIMPA, pero las últimas determinaciones a nivel de cuenca se han hecho con el modelo PATRICAL, que es similar al SIMPA, con mejoras añadidas.

El modelo de simulación PATRICAL (Precipitación Aportación en Tramos de Red Integrados con Calidad del Agua) permite construir modelos del ciclo hidrológico y calidad de las aguas distribuidos espacialmente, con paso de tiempo de simulación mensual (Pérez Martín, 2005; Ferrer et al., 2012), como se describe en la Sección 4.9.3 del Capítulo 4

y en el Apéndice 1 del Anexo 2 del PHJ (2014). La cuenca hidrográfica se discretiza en celdas de 1 km x 1 km. El modelo considera la evapotranspiración de la vegetación con contenidos bajos de humedad en el suelo, las transferencias laterales entre acuíferos, el movimiento del agua a través de la red fluvial, las relaciones río-acuífero, incluyendo la posibilidad de pérdidas en cauces, y la evolución de la piezometría media de los acuíferos. Incluye la posibilidad de considerar la evolución temporal y distribución espacial de los retornos de riego que recargan a los acuíferos y las extracciones de agua subterránea. Busca reproducir el ciclo hidrológico natural y parte del ciclo hidrológico alterado. Su novedad relativa al SIMPA es que considera los intercambios entre acuíferos colindantes y los cambios de calidad del acuífero de forma global, como una gran celda de mezcla. No incluye la gestión de embalses ni las modificaciones que se producen en el régimen de caudales por los mismos.

Los acuíferos generan la escorrentía subterránea, que se suma a la escorrentía superficial formando la escorrentía total, que se acumula a través de la red de drenaje de la cuenca y permite conocer el volumen de agua en cada tramo de la red de drenaje, con el que se puede calcular la re-infiltración a los acuíferos (fuera del modelo) y se obtiene la escorrentía en los cauces. En realidad, al igual que hace el modelo SIMPA, se considera que aporte total = escorrentía superficial + recarga del acuífero. Recarga al acuífero y aporte del acuífero al río son valores distintos.

Para la evaluación de los intercambios río-acuífero para ser considerados en la modelación se ha dispuesto del documento IGME-DGA (2011).

Con los resultados de aportación generada en cada celda, mediante su desplazamiento a través de la red de drenaje, se calculan las aportaciones en cada punto de la red fluvial y las pérdidas en cauces. De cada acuífero se obtienen los volúmenes de agua almacenados, transferidos y de salida al mar y los niveles piezométricos.

Las aportaciones totales en cada uno de los sistemas de explotación se muestran en las Tablas 9.4.2 y 9.4.3.

Tabla 9.4.2 Aportaciones acumuladas a la red fluvial o al mar, en hm³/a. Cifras redondeadas del Anexo 2 del PHJ (2014)

Sistema de explotación	1940/1941 – 2008/2009			1980/1981 – 2007/2008		
	media	máximo	mínimo	media	máximo	mínimo
Sènia-Maestrat	160	529	8	162	488	21
Millars-Plana de Castelló	340	1151	97	344	1151	97
Palància-Les Valls	55	304	4	59	304	4
Túria	497	1154	194	464	1164	205
Júcar/Xúquer	1748	3363	675	1548	3363	675
Serpis	198	553	37	200	438	37
Marina alta	152	361	36	154	360	36
Marina baixa	66	172	12	63	158	12
Vinalopó-Alacantí	61	219	10	60	219	10
Total	3278	6562	1354	3056	6562	1154

Tabla 9.4.3 Aportaciones totales en hm³/a para el periodo 1980/1981 – 2007/2008. Cifras redondeadas del Anexo 2 del PHJ (2014)

Sistema de explotación	P-ETR	A la red principal	A la red secundaria	Al mar subterráneamente	A humedales costeros
Sénia-Maestrat	321	162	3	178	40
Millars-Plana Castelló	536	344	11	83	31
Palància-Les Valls	116	59	0	17	5
Túria	517	463	1	40	1
Júcar/Xúquer	1668	1548	20	22	34
Serpis	253	200	0	26	24
Marina alta	241	154	13	47	0
Marina baixa	83	63	6	10	0
Vinalopó-Alacantí	107	60	6	17	4
Total	3842	3056	60	441	140

En el Maestrazgo / Maestrat todos los cauces son efímeros, excepto algún tramo en las cabeceras, con lo que las cifras dadas son en buena parte de descarga al mar. Lo mismo sucede en una buena parte de las unidades de explotación. En otros sistemas hay zonas con acuíferos, otras en las que no hay acuíferos, pero donde se puede producir escorrentía superficial que fluye a ríos permanentes o efímeros y proporcionan aportaciones superficiales o subterráneas. No se puede calibrar las aportaciones por no disponerse de estaciones de aforo. Las cifras de aportación al mar y humedales costeros pueden ser bastante inciertas al no tener posibilidad de contrastarla con aforos.

Para calibrar los resultados en los sistemas de explotación, se han preparado series en puntos representativos, parte de los cuales coinciden con los utilizados para calibrar el modelo de la demarcación. Se trata de:

a) Series restituidas al régimen natural (RN), que se calculan por restitución y son las empleadas para calibrar el modelo hidrológico Si faltan algunos años se completan con el modelo hidrológico.

b) Series hidrológicas sintéticas (SH), generadas a partir de datos aforados, que son utilizadas para ajustar las series generadas por el modelo hidrológico PATRICAL fuera de los puntos de calibración. Como no se dispone de una información detallada, la restitución es incompleta y por lo tanto los puntos identificados como SH no han sido usados en la calibración del modelo hidrológico, pero tras su ajuste se pueden utilizar en los modelos de gestión de la cuenca.

c) Series procedentes del propio modelo hidrológico (PR), usadas en los puntos donde la información disponible es muy escasa o nula.

Para estimar el régimen natural de los ríos es preciso conocer las detracciones de agua de los ríos y acuíferos, los retornos al río y la gestión de los embalses y su evaporación y filtraciones, es decir, todos los movimientos de agua que se puedan producir en la cuenca. Con el apoyo de los datos registrados en las estaciones de aforo se pueden evaluar los recursos superficiales en régimen natural, aunque en la mayoría de ocasiones estos registros miden regímenes alterados. Tampoco es habitual disponer de información sobre la evolución temporal de los caudales detraídos por los ríos, de los bombeos en los acuíferos, de los retornos de riego o de abastecimientos o de la gestión de la infraestructura hidráulica. Los diferentes trabajos realizados para los principales cauces permiten un buen

conocimiento de los recursos existentes y de las masas subterráneas del sistema y su relación con las masas de aguas superficiales. Este conocimiento puede ser completado con el régimen de explotación de los sistemas, lo que permite mantener en varios puntos series históricas restituidas a régimen natural en los puntos de control de los principales cauces de la demarcación.

El contraste de aportaciones y registros en cuanto a las aguas subterráneas se encuentra en el Apéndice 2 del Anejo 2 del PHJ (2014). En ocasiones puede haber notables diferencias entre lo simulado y lo observado, en parte por la poca representatividad del punto de observación piezométrica respecto al área simulada y en parte porque el modelo tiene deficiencias locales de calibración y de consideración de la actividad antrópica.

Los puntos significativos restituidos son los que se han utilizado para la calibración del modelo hidrológico. Se resumen en:

- En el río Mijares (Millars): aportaciones a los embalses de Arenós y Sichar.
- En el río Palància: aportación al embalse de Regajo
- En el río Túria: aportaciones a los embalses del Arquillo, Benagèber, Loriguilla y aportación en la estación de Manises.
- En el río Júcar: aportaciones a los embalses de Alarcón, Contreras, Molinar, Tous y aportación en la estación de Sueca.
- En la Marina Baja: aportación al embalse de Guadalest.

En la realidad, el embalse de Sichar no tiene componente subterránea. Es perdedor y muy posiblemente el río ya lo fuera antes de construir la presa. El embalse de María Cristina sólo recoge agua de avenidas. Estos puntos sirven para medir las aportaciones totales en ese punto, pero no para determinar la recarga de los acuíferos. Aguas abajo del embalse de Ragajo, el río Palancia, es perdedor casi hasta el mar.

Los puntos y el periodo a partir del cual se tienen datos de entradas son los siguientes:

- En el río de La Sènia: aportación al embalse de Ulldecona desde octubre de 1959. El aporte de la acequia de Foies, que recoge la aportación entre el embalse de Ulldecona y dicha acequia, se obtiene de la suma de las derivaciones de las acequias de riego desde octubre de 1991.
- En el río Palància: aportación en la presa de Algar desde enero de 1998, calculada a partir de la estación de Sot d'en Ferrer.
- En el río Mijares (Millars): aportación al embalse de María Cristina desde octubre de 1959. Se dispone de datos de entradas por balance, por lo que se han restituido con datos de filtraciones, evaporación y suministros.
- En el río Júcar: aportaciones al embalse de Forata desde octubre del 1994 y al embalse de Bellús.

- En el río Serpis: aportación al embalse de Beniarrés desde octubre de 1958 y aportación de la cuenca del Barranco Encantada desde octubre de 1998, calculada a partir de la estación de aforos de Villalonga.

- En el sistema de explotación de la Marina Baja: aportación al embalse de Amadorio, restituida desde octubre de 1958, y aportación al río Algar calculada a partir de datos de aforo desde abril de 1976.

Según la CHJ, la aplicación del modelo PATRICAL se ha visto reforzada por la simulación del contenido de NO_3 y su comparación con la realidad [4]. Sin embargo, todavía hay desajustes en la simulación de las subcuencas ([4]; [5]), que requieren una mejora metodológica en cuanto a la consideración hidrogeológica. Ya se han realizado aplicaciones a áreas concretas utilizando datos diarios [6].

9.4.4 Demarcación hidrográfica del Segura

Los cálculos de los recursos de agua y de la recarga natural en la Cuenca del Segura se han realizado por el CEH del CEDEX, aplicando el modelo SIMPA a partir de los datos de temperatura, precipitación y evapotranspiración potencial y de las características de infiltración del terreno a partir de los datos de la Península Ibérica. Según la documentación del plan hidrológico (Anejo 2 del Inventario de Recursos Hídricos del plan hidrológico del Segura para el periodo 2009-2015), el territorio se ha discretizado en mallas de 100 m x 100 m. Se ha dispuesto de resultados de la aplicación del programa SIMPA de 2007, utilizado preferentemente para las cabeceras, y de 2009, utilizados preferentemente para el resto de la cuenca.

La precipitación total media se evalúa en 381 mm/a (serie desde 1940 a 2005), con valores anuales entre el máximo de 609 mm en el año 1988 y el mínimo de 213 mm en el año 1963. La distribución intra-anual y espacial se caracteriza por la notable variabilidad. Los meses de otoño y primavera son lluviosos y los meses de verano son secos. En las montañas situadas en el noroeste de la cuenca, sometidas a la acción de los vientos húmedos de las borrascas atlánticas del frente polar, los registros pluviométricos alcanzan sus máximos valores, superándose 1000 mm/año.

Si bien la altitud favorece las precipitaciones, la disposición y orientación suroeste-nordeste de los elevados arcos montañosos de las sierras de la cuenca alta del río Segura (Sierras de Segura, Alcaraz, Taibilla,...) dificultan el avance de las influencias atlánticas arrastradas por los flujos del oeste y hacen que la pluviometría muestre una disminución de la precipitación media anual en una diagonal de orientación noroeste-sudeste, que va desde estas tierras altas hasta el litoral, con valores mínimos inferiores a 90 mm/a en las zonas próximas a la costa. En la depresión de Águilas, cerrada por los relieves de la Carrasquilla, La Almenara y Lomo de Bas, la precipitación es del orden de 200 mm/año o menor. En estos casos, las formas ocultas de precipitación (condensación de rocío) y la alta humedad ambiental de las zonas costeras pueden producir un apreciable descenso de la evapotranspiración y hacer que el agua disponible para las plantas sea mayor que la estrictamente observada a partir de los datos pluviométricos. Como excepciones a

este esquema general están Sierra Espuña, con valores algo superiores a 500 mm/a, y una amplia zona situada en las proximidades del polígono Hellín-Jumilla-Fortuna-Cieza, donde la precipitación media anual es igual o inferior a 300 mm/año.

La intensidad de la lluvia puede superar con frecuencia 100 mm en un día e incluso superar 300 mm en un día en los registros disponibles, atendiendo al origen mediterráneo de los fenómenos convectivos productores de los aguaceros más intensos. El fenómeno conocido como "gota fría" (Llasat-Botija, 1991), caracterizado por precipitaciones cortas y muy intensas, tiene lugar sobre todo en los meses de otoño.

Los episodios de secos son frecuentes en los meses de verano, con precipitaciones prácticamente nulas, así como los periodos de sequía interanuales. Los periodos de sequía más graves y con mayor repercusión socioeconómica en la demarcación del Segura, según el plan hidrológico, fueron los acontecidos en 1980-1983, 1990-1995 (la más intensa) y 2005-2009.

Las zonas del nacimiento del río Mundo y del río Segura son subhúmedas. El resto de la cuenca es semiárida e incluso árida en las zonas costeras del sureste.

La ETR media es de unos 328 mm/a para la serie 1980-2005 y 339 mm/a para la serie 1940-2005. Los valores máximos de ETR se dan en la zona del nacimiento del río Segura, con valores de hasta 801 mm/a (serie 1940-2005) y 793 mm/a (serie 1980- 2005). Los valores mínimos de ETR son de 70 mm/a (serie 1940-2005) y de 27 mm/a (serie 1980-2005). La zona costera es la que registra una ETR menor.

La recarga total media se estima en 26 mm/a para la serie corta (1980-2005) y 31 mm/a para la serie larga (1940-2005), con un máximo de 97 mm en el año 1940 y un mínimo de 3 mm en el año 1994 (serie 1940-2005). En años secos, como el periodo 1990-1995, la media fue de 14 mm/a y el máximo de 36 mm/a. La estimación de la recarga realizada mediante el método del balance de deposición total atmosférica de cloruro para el periodo 2010-2015 en formaciones acuíferas (principalmente carbonatadas y algunas detríticas) dan un valor medio de 70 mm/a, con un coeficiente de variación del 27% (Alcalá, 2016). Este periodo registró una pluviometría algo superior a la media registrada para las series corta y larga antes descritas.

La escorrentía total interanual media vale unos 41 mm/a para la serie corta (1980-2005) y 48 mm/a para la serie larga (1940-2005). Para la serie corta se obtienen máximos de 449 mm/a en la zona aguas arriba del Embalse de la Fuensanta y mínimos de 0 mm/a, en especial en la zona costera de Águilas y Almería. Los máximos mensuales, entre 3,6 y 4,0 mm, se producen entre los meses de noviembre a abril y los mínimos, en torno a 2,7 mm, en los meses de junio a septiembre.

Para la calibración se ha realizado una comparación de los caudales calculados en Guardamar, en la desembocadura del río Segura, con los caudales aforados y restituidos al régimen natural. En la práctica es una calibración grosera, que no puede asegurar la bondad de la evaluación de los recursos de cuencas intermedias o pequeñas. Dice poco de

los componentes del balance de las cuencas intermedias y de la recarga individualizada de los acuíferos. Para la calibración hay que contar con el importante conocimiento de la hidrogeología en las zonas media y baja de la Cuenca y considerar el uso y retornos de agua en una cuenca muy explotada, además de una importante labor independiente de simulación, con sucesivos ajustes. El trabajo realizado por el IGME (2002) en realidad está enfocado a la eficiencia hidráulica del riego de parcelas por inundación, con énfasis en el agua que sale lateralmente y es drenada.

9.4.5 Demarcación de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas

En las Cuencas Mediterráneas Andaluzas se han aplicado dos modelos de simulación hidrológica diferentes, el modelo SIMPA y el modelo SSMA-2 (Sección 4.8.3 del Capítulo 4 para los principios generales), además del modelo APLIS (Sección 7.3.2 del Capítulo 7) para las áreas de carbonatos.

La aplicación del modelo SIMPA ha tenido una doble función. Por un lado, sus principales variables de entrada y de salida han posibilitado la caracterización de la demarcación desde un punto de vista hidrológico y por otro ha permitido la obtención de series de aportaciones en puntos de interés. Sin embargo, estas series no representan de manera realista el régimen natural de caudales en algunas zonas, por lo que se han desestimado o han sido redefinidas mediante una metodología específica para cada caso.

Se ha empleado el modelo diario SSMA-2 para ampliar algunas series de aportaciones que ya fueron estimadas en el marco de estudios previos y para proporcionar un mayor detalle en cuanto los procesos simulados y los resultados de salidas diarias, aunque la información de partida es más complicada de obtener. Frente a esto, el modelo SIMPA permite abordar la simulación de aportaciones en grandes cuencas hidrográficas con pocos parámetros para calibrar (principio de parsimonia) y que los mismos tengan carácter físico y fácilmente relacionable con la información fisiográfica de la cuenca.

El modelo SSMA (Sacramento Soil Moisture Accounting model), ya referido en la Sección 9.4.1, es un modelo diario conceptual de cuenca de la familia Stanford, modificado por INTECSA en 1986 (SSMA-2) mediante la incorporación de subrutinas basadas en formulaciones que permiten mejorar la simulación de los procesos de infiltración en acuíferos kársticos. Esta versión ha sido extensivamente utilizada en diferentes cuencas hidrográficas. El modelo permite distinguir dentro de una cuenca distintas áreas con características diferenciadas: permeables, impermeables con suelo desarrollado, impermeables conectadas directamente con la red hidrográfica, inundadas. La zona acuífera está subdividida en dos, con diferentes permeabilidades. Cada uno de los compartimentos de suelo, zona no saturada y zona saturada está definido por una serie de parámetros que lo caracterizan: tamaño, velocidad de vaciado, etc., que permiten controlar las transferencias de agua entre los mismos. Existe la posibilidad de definir un hidrograma unitario de la cuenca y una propagación en cauce mediante el método de Muskingum. Se utiliza además una serie de parámetros adicionales, que permiten controlar la laminación de la escorrentía en sus fases de ladera y de propagación en cauce.

Las series de evapotranspiración potencial ETP pueden ser introducidas a nivel diario o mensual e ir afectadas de un coeficiente de ponderación variable de mes en mes. Aquí se ha partido de las series de ETP obtenidas mediante el método de Thornthwaite, afectándolas posteriormente con coeficientes de ponderación mensuales para hacerlas equiparables a las que se obtendrían con el método de Penman, si existieran datos suficientes.

Como la calibración demanda un esfuerzo considerable, se ha dotado al programa informático de un importante soporte gráfico que facilita esta labor. Tal es el algoritmo o programa PEST, ya mencionado en el Apartado 9.4.3, que mediante un procedimiento iterativo permite optimizar el valor final de los parámetros. Esta técnica sólo se ha empleado en cuencas en las que era factible simular de manera conjunta los sectores permeables e impermeables, tras haber alcanzado previamente una pre-calibración satisfactoria.

Para el cálculo de la recarga por infiltración del agua de lluvia en los acuíferos de naturaleza carbonatada, así como en la parte correspondiente a los acuíferos mixtos, se ha utilizado el método APLIS modificado (Sección 7.3.2 del Capítulo 7) para mejorar la aplicabilidad y salvar algunas limitaciones del método en su versión original:

- Homogenización de la variable pendiente, que pasa de 9 a 10 clases.
- Creación de una clase nueva, de valor intermedio, para la variable denominada formas de infiltración preferencial.
- Incorporación de un factor de corrección dependiente de las características hidrogeológicas de los materiales que afloran en superficie.

9.4.6 Demarcación del Guadalete y Barbate

Para la determinación de la recarga natural y de los recursos de agua se ha utilizado el modelo SIMPA.

La precipitación media es de unos 780 mm/a en el periodo largo, entre máximos de 1461 mm (año hidrológico 1962/1963) y mínimos de 378 mm (año hidrológico 1994/1995). La distribución temporal intra-anual es irregular, con meses lluviosos en otoño y primavera y meses secos en verano. En la Cuenca del Majaceite se alcanzan valores medios de precipitación en torno a los 1003 mm/a, con máximos de 1740 mm (año hidrológico 1962/1963). En el Alto Guadalete, la precipitación media vale en torno a 845 mm/a, con 1000 mm/a en la cabecera del río Guadalete y 618 mm/a en su zona media y mínimos inferiores a 300 mm (año 1994/1995). En la cuenca del Barbate, la precipitación media es de unos 845 mm/a para el período 1940/2005 y de 798 mm/a en los últimos 26 años. El clima es subhúmedo a semiárido.

La ETR media está en torno a los 512 mm/a, con los valores máximos (573 mm/a) en la Cuenca del Barbate, donde predomina la masa forestal, que está formada entre otros por alcornoques, encinas y quejigos. Los valores mínimos de la ETR están en torno a los 476 mm/a en el Bajo Guadalete.

Para la determinación de la recarga natural y de los recursos de agua se ha utilizado el modelo SIMPA. La recarga media es de 275 hm^3/a, que es superior a los valores de otros estudios, en torno a 160 hm^3/a. Las recargas mayores se producen en las cabeceras de los ríos Guadalporcún, Guadalete y Majaceite. La escorrentía total interanual media vale unos 182 mm/a para la serie 1940/41-2005/06 y 161 mm/a en la serie corta (1980/81-2005/06). Los máximos de 43 mm/mes se producen en el mes de diciembre y los mínimos de menos de 2 mm/mes en julio, agosto y septiembre.

Las cuencas del Barbate y Majaceite tienen mayor escorrentía media: 263 y 307 mm/a respectivamente. En el Alto Guadalete los valores son menores, de 174 mm/a y de 100 mm/a en el Bajo Guadalete.

9.4.7 Demarcación hidrográfica del Guadalquivir

Según se expone en las versiones de 2009 y 2015 del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir, la determinación de la recarga natural a los acuíferos y el cálculo de los recursos de agua subterránea se deriva de la aplicación a todo el territorio peninsular español del modelo SIMPA. Se parte de la calibración general. Para obtener las series completas de aportaciones en distintos puntos de la red fluvial, los datos medidos mensuales se completan con los resultados del modelo SIMPA y en algunos lugares con aplicaciones del modelo Sacramento cuando hay estudios específicos disponibles. No se aportan detalles específicos. Para toda la cuenca se estima una recarga de 2680 hm^3/a.

La precipitación media en el período 1940/41-2012/13 es de 582 mm/a. Según los totales pluviométricos, se puede establecer una zona más lluviosa en la mitad Occidental de Sierra Morena de Aracena y en la Sierra de Cazorla-Segura, en las que se superan 700 mm/a, que en algunas ocasiones superan 1000 mm/a en extensas zonas. Una segunda zona lluviosa encuadra la mayor parte del valle del Guadalquivir y casi toda la Sierra Morena, donde la precipitación media se sitúa entre 500 y 700 mm/a. Se tiene una zona semiárida por debajo de los 500 mm/a de media en las depresiones y altiplanos interiores de las cadenas Béticas. Las precipitaciones medias varían entre 1321 mm/a en las zonas montañosas, especialmente en la Sierra de Cazorla, y 293 mm/a en la subcuenca del Guadiana Menor.

La evapotranspiración potencial media es de 900 mm/a. La evapotranspiración real varía entre 380 y más de 600 mm/a, con una media de 450 mm/a.

La escorrentía media es de 144 mm/a, lo que equivale a una aportación de unos 8260 hm3/a, aproximadamente un quinto de la precipitación.

Las evaluaciones de la recarga se basan esencialmente en las elaboraciones realizadas por el IGME para el primer ciclo de planificación. Se han mantenido en el segundo ciclo a nivel general ya que las posibles variaciones están dentro de la incertidumbre de los valores. En casos concretos con grandes desviaciones, principalmente a causa de explotación intensiva de las aguas subterráneas, se ha procedido a una modelación específica [16]. La recarga media se estima en 87 mm/a, entre 14 y 295 mm/a.

9.4.8 Demarcación hidrográfica del Tinto, Odiel y Piedras

Según se expone en las versiones de 2009 y 2015 del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Tinto, Odiel y Piedras (Cuencas Atlánticas Andaluzas), la determinación de la recarga natural a los acuíferos y el cálculo de los recursos de agua subterránea se deriva de la aplicación del modelo SIMPA.

La precipitación media en el período 1940/41-2012/13 es de 638 mm/a, o sea 3035 hm^3/a en 4762 km^2, oscilando entre máximos de 1017 mm en el año más húmedo de 1962/1963 y mínimos de 315 mm en el año más seco de 2004/2005. Si se toma como periodo de referencia el corto de 1980/1981-2011/2012, la precipitación media es de 629 mm/a (2974 hm^3/a).

Las precipitaciones menores más acusadas corresponden al periodo 1990-1995, en el que no se superó la precipitación media en ninguno de los años, siendo en dos de ellos inferior a 400 mm/a. El año con menor precipitación ha sido el 2004-2005, con 315 mm. La distribución mensual y espacial de estas precipitaciones se caracteriza por la irregularidad, con meses lluviosos en otoño e invierno y meses secos en verano, cuando son frecuentes episodios de precipitaciones prácticamente nulas. En la zona montañosa del norte es donde se dan los máximos de precipitación (807 mm/a en promedio en la Sierra de Huelva, con un máximo de 1256 mm en el año 1962/1963), mientras en la zona costera se presentan las menores precipitaciones medias (567 mm/a en promedio en la Costa de Huelva-Andévalo y mínimos de 271 mm en el año 2004/2005.

La ETR media está en torno a 485 mm/a, o sea 4850 $m^3/ha/a$. Los máximos se dan en la Sierra de Huelva, donde predomina la masa forestal, que está formada, entre otros, por alcornoques, encinas y castaños, con valores medios de 533 mm/a. Los valores mínimos están en torno a 462 mm/a y se dan en la Costa Andévalo-Huelva.
La recarga total media de la demarcación se estima en 17 mm/a, con máximos de 46 mm en el año 1995/96 y valores mínimos inferiores a 1 mm en el año 1991/92. La recarga se da solamente en aquellas zonas en las que hay acuíferos, por lo que los valores medios para toda la demarcación deben tomarse como orientativos. En las zonas costeras y en el sureste de la demarcación se producen los máximos de recarga, donde se encuentran los principales acuíferos. En el Condado de Huelva se alcanzan los máximos, de 40 mm/ano. En sur de la Costa de Huelva-Andévalo los valores son localmente altos, pero al promediarlos con la parte norte de esta zona, donde no hay acuíferos significativos, el valor medio desciende hasta 18 mm/a.

9.4.9 Demarcación hidrográfica del Guadiana

Según se expone en las versiones de 2009 y 2015 del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica Guadiana y en especial en el Anejo 3 del Inventario de Recursos Hídricos de la Revisión del Plan Hidrológico de la parte española de la demarcación, la determinación de la recarga natural a los acuíferos y el cálculo de los recursos de agua subterránea se deriva de la aplicación del modelo SIMPA. Los resultados se complementan con los procedentes de:

- Modelo de flujo subterráneo del Alto Guadiana de 2010, denominado FLUSAG, y sus correspondientes actualizaciones

- Estudios para la mejora del conocimiento según datos del IGME (2010), en el informe denominado "Encomienda de gestión para la realización de trabajos científico-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas: Estimación de los recursos disponibles para cada masa de agua subterránea de la Cuenca Alta del Guadiana"

- Informe de 2011 de determinación de los recursos renovables y disponibles de masas de aguas subterráneas, zona media, de la Confederación Hidrográfica del Guadiana.

- Informe de 2012 de recursos disponibles y propuestas de gestión para la consecución de los objetivos ambientales del Plan Hidrológico: masas de aguas subterráneas del Alto Guadiana horizonte 2012-2027 de la Confederación Hidrográfica del Guadiana, Oficina de Planificación Hidrológica.

Para la realización de los balances hídricos de las MASb del Alto Guadiana se han utilizado datos de infiltración calculados con el modelo Sacramento y tratados mediante el modelo de flujo subterráneo FLUSAG. En el resto de MASb se han considerado los valores de infiltración de SIMPA, revisados y adaptados a las superficies y geología de dichas masas.

Los valores del balance de agua se actualizan periódicamente. Cuando no están disponibles los del modelo SIMPA, se actualizan las estaciones con el programa del Manual de Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas del CEH-CEDEX.

La precipitación total media es de unos 524 mm/a para el periodo 1940-2012, entre un máximo de 808 mm en el año más húmedo (2009) y un mínimo de 267 mm en el más seco (2004). La distribución intra-anual y espacial de estas precipitaciones es irregular, con meses lluviosos en otoño y primavera y meses secos en verano. En las sierras de Aracena y Guadalupe se tienen máximos de precipitación anual de más de 1100 mm y zonas, como la llanura manchega, donde la precipitación media es de 340 mm/a. Son frecuentes los episodios de sequías en los meses de verano, con precipitaciones prácticamente nulas. La duración media de los episodios de sequía más frecuentes es aproximadamente tres años.

El origen de los recursos hídricos varía según la zona de la cuenca que se considere. De las tres zonas en que se divide, a los efectos de la gestión de la comisaría de aguas, la zona oriental (Castilla-La Mancha y norte de Córdoba) depende mayoritariamente de las aguas subterráneas, con una regulación limitada de los cursos superficiales, mientras que en la zona occidental (Extremadura) y en la zona sur (Huelva) tienen mucha más importancia los recursos procedentes de aguas superficiales y se cuenta con una importante regulación de los cauces mediante embalses.

El recurso natural medio de aguas subterráneas en el Alto Guadiana es de 337 hm^3/a (Martínez-Cortina et al., 2011) y 564 hm^3/a para la totalidad de la Demarcación del Guadiana. La ETP media en los últimos 72 años está en torno a 986 mm/a. Los valores máximos de

ETP se dan sobre todo en el sistema Sur, que pueden superar 1300 mm/a. Los valores mínimos de ETP están en torno a 700 mm/a y se dan en los sistemas Oriental y Central.

La ETR media está en torno a 434 mm/a, o sea 4342 m^3/ha/año en los últimos 72 años. Los máximos de ETR se dan en las zonas montañosas, sobre todo en las del norte de Huelva y Montes de Toledo, donde predominan masas forestales que disponen de mayores precipitaciones, cercanas a 600 mm/a. Los mínimos de ETR están en torno a 300 mm/a y se dan sobre todo en la zona de la llanura manchega y Campo de Calatrava.

La recarga total media se estima en 12 mm/a, entre un máximo de 467 mm en el año 2009, el más lluvioso de la serie, y un mínimo de 0,5 mm en 1994.

La escorrentía total interanual media es de 94 mm/a, con máximos de 500 mm/a en la zona montañosa del norte de Huelva y mínimos de 10 mm/a en la zona de la llanura manchega. Dentro de la distribución temporal intra-anual, los máximos de 18 mm/mes se producen en los meses de enero y febrero y los mínimos de 1 mm/mes en los meses de verano.

Para áreas determinadas, como en La Mancha, se ha aplicado el modelo EVALHID, de la Universidad Politécnica de Valencia, similar al Sacramento, por cuencas y a nivel diario, estableciendo las relaciones acuífero-río con ayuda del método de los autovalores [4].

En la cuenca del Guadiana y particularmente en la parte alta (Castilla-La Mancha y norte de la provincia de Córdoba), el régimen de los ríos es muy irregular, predominando las etapas de caudales bajos, o incluso nulos, con episodios de fuertes crecidas que pueden llegar a rebasar la capacidad de las estaciones de aforo, por lo que es difícil diseñar infraestructuras que recojan de manera fiable todo el rango de caudales. Se tienen notables dificultades para el mantenimiento y explotación de las redes foronómicas.

Es difícil disponer de datos suficientes para las décadas de 1940 a 1960. Existen estaciones de aforo que cuentan con registros incluso anteriores a 1940/41, pero no son suficientes para estudiar las masas de agua subterránea que se definen en el plan hidrológico de cuenca, ni en número, ni en localización. No parece posible contar con medidas piezométricas anteriores a 1970.

Para las unidades hidrogeológicas y MASb compartidas entre dos demarcaciones hidrográficas el problema es considerar el conjunto de la unidad hidrogeológica o masa de agua de forma global, ya que los planes hidrológicos de cuenca se basan en las divisorias que establecen las aguas superficiales. En el Campo de Montiel y Rus-Valdelobos, antes de la delimitación de las actuales MASb, la gestión de las unidades hidrogeológicas compartidas se contemplaba de una manera conjunta, con representación de todas las cuencas por las que se extendía cada una de ellas, como sucedía en la del Campo de Montiel.

9.4.10 Demarcación hidrográfica del Tajo

Según se expone en el Anejo 2 de la Memoria, referente al Inventario de Recursos Hídricos del Plan Hidrológico de la parte española de la Demarcación Hidrográfica del Tajo, 2009-2015, la determinación de la recarga natural a los acuíferos y el cálculo de los recursos de agua subterránea se deriva de la aplicación del modelo SIMPA.

Los valores medios, máximos y mínimos de las diferentes variables hidrológicas se relacionan en la Tabla 9.4.4

Tabla 9.4.4 Valores medios, máximos y mínimos de las diferentes variables hidrológicas para la parte española de la Cuenca del Tajo, según el Anejo 2 de la Memoria de Inventario de Recursos Hídricos del Plan Hidrológico 2009-2015. Cifras redondeadas

Valor	ESub hm^3/a	ESup hm^3/a	ETotal hm^3/a	ETP mm/a	ETR mm/a	R hm^3/a	P mm/a	T ºC
Serie 1940-2006								
mínimo	751	1673	2527	894	296	414	345	11,4
mediano	2191	7640	9537	978	460	1921	620	13,5
medio	2245	7967	10210	972	462	2101	633	13,4
máximo	5161	17479	22268	1042	562	5490	935	15,4
Serie 1980-2006								
mínimo	752	1676	2527	918	296	414	345	1,4
mediano	1576	5403	7007	979	439	1479	569	14,0
medio	1795	6478	8273	978	440	1649	578	13,9
máximo	3583	16057	19640	1019	543	3683	800	15,4

ESub = escorrentía subterránea; ESup = escorrentía superficial; ETotal = escorrentía total; R = recarga; P = precipitación; T = temperatura

9.4.11 Demarcación hidrográfica del Duero

Según se expone en el Anejo 2, Apéndice III del Plan hidrológico de la parte española de la Demarcación Hidrográfica del Duero (2015-2021), la recarga subterránea por infiltración de agua de lluvia se obtiene del modelo SIMPA. Los datos de transferencias laterales fueron obtenidos de trabajos previos. Los términos de filtración y drenes a cauces se estimaron mediante el análisis por tramos. No se consideran bombeos por tratarse de un escenario de régimen natural.

Se estimaron los siguientes intercambios de agua superficial con el acuífero terciario a través de los cauces:

- Cuenca del Pisuerga: Río Carrión unos 120 hm^3/a, tramo alto del río Pisuerga alrededor de 290 hm^3/a, de los cuales 120 hm^3/a drenan aguas abajo, y unos 60 hm^3/a al río Arlanza.

- Río Cea: infiltración de aproximadamente 60 hm^3/a

- Tramo alto del río Duero: 120 hm^3/a bajo el embalse de Cuerda del Pozo, de los cuales se infiltra la mitad antes de la estación de San Esteban de Gormaz.

- Río Duratón: alrededor de 50 hm^3/a en el tramo ubicado entre los embalses.

- Ríos Guareña y Adaja: no se ha visto descarga significativa.

- Parte media del río Duero: ganancia entre 240 y 360 hm^3/a en periodos húmedos entre las estaciones 2015 y 2054, que contienen a los ríos Cega y Pirón; queda reducida prácticamente a cero en periodos secos. En el tramo siguiente, hasta la estación 2062, el río se comporta de forma irregular, pudiendo ganar alrededor de 120 hm^3/a al comienzo de la serie.

La recarga por infiltración de lluvia varía entre 857 hm^3/a en periodos secos y 1446 hm^3/a en periodos húmedos, con un promedio de 1230 hm^3/a, máximos superiores a 3000 hm^3/a y mínimos de 200 hm^3/a. La parte de la recarga que va a las capas superiores de los acuíferos y se drena al río en los meses siguientes puede ser de un 50%.

Las extracciones de aguas subterráneas alteran los intercambios de agua acuífero-río y producen algunas desconexiones, principalmente en las MASb ubicadas en la zona central, donde se concentra la mayoría de las extracciones. Tal sucede en los ríos Zapardiel y Trabancos, cuyo caudal estival es de origen subterráneo.

9.5 12 Demarcación hidrográfica de Galicia–Costa

Según se expone en el Anexo 2, Apéndice II.1 del Inventario de Recursos Hídricos del Plan Hidrolóxico de la Demarcación Hidrográfica del Galicia-Costa (2015-2021), Descripción do modelo utilizado para a simulación dos recursos hídricos, se ha utilizado el modelo SIMPA.

Los recursos hídricos naturales subterráneos renovables se estiman en 3869 hm^3/a. Se consideran como recursos renovables de agua subterránea los calculados en el trabajo "Estudo de avaliación cuantitativa dos recursos hídricos subterráneos na Demarcación Hidrográfica de Galicia-Costa" realizado por la Universidade de Santiago de Compostela en colaboración con Augas de Galicia. Se analizaron varias cuencas piloto, cada una representativa de un material geológico diferente. Aplicando distintas técnicas de calibración se determina la recarga en toda la Demarcación (Rodríguez-Blanco et al., 2012).

Se consideran dos escenarios, uno con tasas de recarga de tendencia conservadora que proporciona unos recursos medios renovables de 2589 hm^3/a y otro con tasas de recarga de tendencia optimista, de 3886 hm^3/a. El valor calculado con el modelo SIMPA para la serie histórica 1940/41-2011/12 es de 3143 hm^3/a y 3030 hm^3/a para la serie1980/81-2011/12. Se considera que los resultados del estudio para el escenario más optimista son los más ajustados a la realidad.

Para las 18 masas de agua subterránea en una cuenca de 12.991 km^2, los recursos hídricos naturales subterráneos renovables se estiman en 3869 hm^3/a.

9.4.13 Demarcación hidrográfica del Norte I: Miño-Sil

Según se expone en el Anexo 2, Apéndice 2.1 del Inventario de Recursos Hídricos, del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Miño-Sil (2015-2021), Descripción del Modelo Utilizado para la Simulación de los Recursos Hídricos, se ha utilizado el modelo SIMPA.

Según los resultados del modelo utilizado y en función del territorio en el que se encuentran, la aportación subterránea para las 6 MASb toma valores de:

- Parte española de la demarcación: 3858 hm^3/a para la serie 1980/81–2011/12 y 4.030 hm^3/a para la serie 1940/41–2011/12.

- Parte portuguesa de la demarcación: 276 hm^3/a para la serie 1980/81–2011/12 y 291 hm^3/a para la serie 1940/41–2011/12.

- Suma de aportaciones superficiales de ambos territorios (español y portugués): 4135 hm^3/a para la serie 1980/81–2011/12 y 4321 hm^3/a para la serie 1940/41–2011/12.

9.4.14 Demarcación hidrográfica del Norte II: Cantábrico Occidental

En los planes hidrológicos de las Cuencas Norte II: Cantábrico Occidental de 2009, 2015 y 2016-2021, para la evaluación de los recursos de agua se remite al documento "Revisión y Ajuste del Estudio Básico de Recursos Hidráulicos de las Cuencas del Norte de España" (septiembre de 1990), el cual se centra en los recursos de agua superficial.

Los recursos de agua medios se evalúan en unos 13.000 hm^3/a, que representan unas aportaciones específicas de 750 mm/a.

En el Estudio 07/88 de delimitación de las unidades hidrogeológicas del territorio peninsular e islas baleares y síntesis de sus características - 01. Cuenca del Norte de España, realizado por la DGOH con la colaboración del IGME-MINEN (Ministerio de Industria y Energía), se han evaluado los recursos en varios cientos de hm^3/a. El afloramiento de los terrenos que integran las 16 Unidades Hidrogeológicas de todo el Norte cubre una superficie de unos 4500 km^2. El nivel de conocimiento que se tiene de las aguas subterráneas es muy escaso. Se estima que los recursos pueden ser del orden del 5% de los recursos fluyentes disponibles.

9.4.15 Demarcación hidrográfica del Norte III: Cantábrico oriental y País Vasco

Se diferencia entre la parte de la Demarcación que depende del Estado y las Cuencas Internas del País Vasco (CIPV) que dependen del Gobierno de Euskadi.

La información conjunta de la parte española de la Demarcación Hidrográfica del Cantábrico Oriental 2015-2021 está en el Anejo II de la Memoria, Inventario de Recursos Hídricos.

Los modelos de simulación utilizados han sido el SIMPA y el TETIS1 de transformación lluvia-escorrentía, distribuido de tipo conceptual, desarrollado por el Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia.

La pluviometría media de 1450 mm/a (8212 hm^3/a), varía entre valores medios máximos de 2336 mm/a y medios mínimos de 750 mm/a. El 46% es evapotranspiración y el 50 % es escorrentía, que vale en media 787 mm/a.

Para las CIPV los datos proceden de la Memoria del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Cantábrico Oriental 2010-2021, ámbito de las Cuencas Internas del País Vasco (URA) de 2012.

Para el cálculo del recurso renovable anual en las MASb (Tabla 9.4.5) se han tenido en cuenta los criterios y metodologías utilizados en el Mapa Hidrogeológico del País Vasco, adaptándolos a los nuevos límites. Este cálculo se basa en:

- Cálculo y regionalización de la lluvia útil media interanual

- Cálculo de la infiltración de la precipitación en cada MASb, con desglose en formaciones permeables o sectores y resto de masas de agua, utilizando coeficientes de infiltración específicos para cada formación, validados en balances hidrometeorológicos previos a escala de acuífero.

- Cálculo de la infiltración de escorrentías y relaciones hidráulicas entre masas de agua. Se han incluido exclusivamente los datos estimados específicamente en el Mapa Hidrogeológico.

No se consideran retornos de riego ya que en las Cuencas Internas del País Vasco no existen cultivos de regadío significativos

Tabla 9.4.5 Recursos de aguas subterráneas. En infiltración de la escorrentía (IE) y de otras MASb se incluyen exclusivamente las cifras calculadas en el Mapa Hidrogeológico del País Vasco

MASb	S km^2	R sectores hm^3/a	R. resto hm^3/a	IE hm^3/a	De otras MASb hm^3/a	Total R hm^3/a
Aiako Harriak	45	0	7	0	0	7
Oiartzun	50	8	9	0	0	17
Gatzurre	109	19	12	0	0	31
Izarraitz	112	32	11	12	0	54
Ereñozar	167	38	15	0	0	54
Arroia-Muruendi	179	3	21	0	0	24
Jata-Salube	154	14	14	0	0	28
Jaizkibel	34	12	0,3	0	0	12
Zumaia-Irún	214	17	36	0	0	53
Getxo-Bergara	602	32	71	0	-2,5	101
Arrasate	268	6	31	0	0	36
Sopuerta	259	12	25	0	0	40
Aránzazu	69	21	7	17	0	45
Gernika	2,5	0	0	1,4	2,5	4

MASb = Masa de agua subterránea / S = Superficie / R = Recarga por infiltración de la precipitación / IE = Infiltración de la escorrentía

9.4.16 Demarcación hidrográfica de Melilla

Los datos proceden de la Memoria del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica de Melilla 2015-2021, realizado por la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir en 2015.

El ámbito territorial de la demarcación hidrográfica de Melilla tiene una extensión de 24 km^2 y una precipitación media de 351 mm/a, con unas aportaciones naturales medias totales de 14 hm^3/a. Los datos difieren de un estudio a otro, según la metodología y el número de años que se ha tenido en cuenta (no se especifica). La aportación total se reparte entre la escorrentía de los cauces y la recarga. La escorrentía media se evalúa en 6 hm3/a, producida de forma torrencial durante los periodos de lluvias.

La evapotranspiración potencial media se evalúa en 800 mm/a y la real en 240 mm/a, con un total anual de 25 hm^3/a. Se ha tenido presente la humedad relativa que resulta de la ubicación a la orilla del Mediterráneo.

Se calculan recargas medias de 1,4, 1,2 y 3,1 hm^3/a para cada una de las 3 MASb identificadas, que respectivamente son los acuíferos calizo, aluvial y volcánico. Se considera una recarga media de 70 mm/a.

9.4.17 Demarcación hidrográfica de Ceuta

Los datos proceden de la Memoria del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica de Ceuta 2015-2021, realizado por la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir en 2015. El ámbito territorial de la demarcación hidrográfica de Ceuta tiene una extensión de 20 km^2, una precipitación media de 585 mm/a, una evapotranspiración potencial de 800 mm/a y una temperatura media de 16,6 ºC.

Ante la falta de datos, para la determinación de la escorrentía se ha considerado el índice de escorrentía del Barranco del Renegado en la presa homónima, según las aportaciones registradas entre los años 1996 y 2003. Resulta en un índice de escorrentía de 0,28. Esto permite evaluar los recursos naturales en 3 hm^3/a.

En la Síntesis Hidrogeológica de Ceuta y Melilla, realizada por el IGME en el año 1985, se aportaban datos sobre los recursos estimados del acuífero Sébtide de 0,06 a 0,12 hm^3/a y 0,07 hm^3/a del acuífero carbonatado del Benzú. Se conoce mal la recarga asociada a estos acuíferos.

9.4.18 Demarcación hidrográfica de las Islas Baleares

Los datos proceden de la Memoria del Plan Hidrológico de las Illes Balears 2015-2021, elaborado por la Consellería d'Agricultura, Medi Ambient i Territori del Govern de les Illes Balears.

Para obtener la recarga media por la lluvia en cada MASb se ha identificado la superficie que corresponde a cada formación geológica y se le ha aplicado un coeficiente de infiltración.

Dicho coeficiente de infiltración dentro de cada MASb se ha contrastado con datos agroclimáticos de estaciones de la AEMET con series largas. Se ha obtenido a partir de las metodologías disponibles para el cálculo de la evapotranspiración (Linacre, Radiación, Thornthwhaite, Blaney–Criddle y Penman), considerando series de datos climáticos entre 1991 y 2011 y la información edafológica sobre la reserva máxima útil del suelo. En la Tabla 9.4.6 se resume el coeficiente de infiltración medio anual según los diferentes métodos de estimación de la evapotranspiración potencial para aquellas MASb en las que se dispone de estación agroclimática con datos meteorológicos completos: Maó, Ciutadella, Sa Pobla, Jesús, Inca y Sant Jordi.

Tabla 9.4.6 Reserva máxima de agua en el suelo RMS y coeficientes de infiltración respecto de la precipitación media anual en las MASb con estaciones agroclimáticas. Cifras redondeadas

MASb	EM	RMS	Coeficiente de infiltración					
		mm	Linacre	Thornth.	Radiac.	B-C	Penman	Medio
Sa Pobla	Sa Pobla	34	0,20	0,20	0,43	0,33	-	0,29
Sa Pobla	Muro-SA	114	0,08	0,09	0,34	0,22	-	0,18
Inca	Inca	61	0,12	0,13	0,40	0,27	-	0,23
Sant Jordi	Aeroport	44	0,14	0,02	0,20	0,19	0,15	0,14
Maó	Aeroport	50	0,14	0,19	0,23	0,21	0,14	0,18
Ciutadella	Ciutadella	50	0,07	0,10	0,39	0,24	-	0,20
Jesús	Aeroport	68	0,07	0,01	0,12	0,11	0,07	0,08

Para el cálculo de la recarga media en cada MASb se han considerado los valores teóricos obtenidos con los datos agroclimáticos, introduciendo pequeñas variaciones debidas a que la capacidad de campo de la zona dónde se sitúa la estación meteorológica no es extrapolable al resto de la masa de agua subterránea. Así, en el caso de la masa de Jesús (Eivissa), los valores medios teóricos de recarga para una reserva máxima de agua en el suelo RMS de 68 mm son de 0,08, pero a nivel general la RMS se sitúa cerca de los 60 mm, por lo que se ha considerado una recarga media de 0,10. Para la isla de Menorca (MASb de Ciutadella y Maó) los valores medios teóricos de recarga para una RMS de 50 mm están entre el 0,18 y el 0,20. Los datos disponibles para el resto de zonas indican que la RMS media es del orden de los 30 mm, con lo que se ha considerado que la recarga en estas MASb con afloramientos equivalentes a los de las estaciones meteorológicas es de 0,25. Para la MASb de Sant Jordi (Mallorca), el valor de recarga utilizado para el balance ha sido de 0,15 (0,14 según los métodos agroclimáticos). Para las estaciones agroclimáticas de las masas de Inca y Sa Pobla (Mallorca), los valores de recarga medios teóricos varían entre 0,18 y el 0,29, mientras que para el cálculo del balance se han utilizado valores de 0,18 para aquellas zonas donde aflora el Cuaternario, que suelen tener RMS altas, y valores entre 0,20 y 0,30 en las zonas donde afloran los materiales Neógenos (calcarenitas, denominadas localmente marés) en las que las RMS son inferiores. Para aquellas MASb para las que no se dispone de estaciones agroclimáticas se han utilizado valores semejantes a los obtenidos en las zonas estudiadas. Las fracciones de recarga varían entre 0,00 para materiales de muy baja permeabilidad, como arcillas, margas, limos o calcisiltitas, hasta 0,30 o incluso 0,40 para las zonas con afloramientos de rocas calizas altamente karstificadas y sin presencia de suelos.

El valor teórico obtenido con esta metodología ha sufrido pequeños ajustes durante el proceso de cálculo del balance de entradas y salidas en cada MASb. En la Tabla 9.4.7 se

dan los valores teóricos de recarga anual media y el valor final que se ha adoptado para el balance para cada MASb.

Tabla 9.4.7 Valores teóricos de recarga anual media y valor final adoptado para el balance de agua en cada isla.

Isla	Recarga media, hm^3/a	
	Balance de masas	Teórica
Mallorca	333	344
Menorca	60	64
Eivissa (Ibiza)	26	26
Formentera	4,5	4,6

A partir de los datos de la red foronómica y del conocimiento de las particularidades de cada zona se han establecido unas infiltraciones medias de agua desde los torrentes hacia el acuífero subyacente. Se ha considerado que los retornos de riego son el 0,10 del agua utilizada para regadío en la MASb, que el 0,30 del agua distribuida para el abastecimiento urbano en la MASb en cuestión se pierde e infiltra en el acuífero subyacente y que el 0,10 del agua de uso urbano se pierde una vez utilizada y se infiltra.

9.4.19 Demarcación hidrográfica de Lanzarote

En Memoria A.1 de Información del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica de Lanzarote, de 2015, no hay estimaciones de la recarga a los acuíferos.

9.4.20 Demarcación hidrográfica de Fuerteventura

Según la Memoria I Informativa, Adenda de Documentación Complementaria del Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica de Fuerteventura, de 2015, no hay cálculos de la recarga a los acuíferos. Se menciona que el ITGE consideró una posible recarga del 7,8% de la precipitación.

Se trata de una isla con escasas precipitaciones y gran aridez, cuyos problemas desde el punto de vista cuantitativo derivan del abandono de las prácticas tradicionales de conservación de suelo y agua y de la explotación de reservas extraídas del acuífero insular, que frecuentemente son de mala calidad natural y salobre.

9.4.21 Demarcación hidrográfica de Gran Canaria

Tanto en el Plan Hidrológico de Gran Canaria de 1998 como en el de 2009, que son los documentos disponibles, no se hace mención de cómo se cuantifica la recarga a los acuíferos y se remite a los datos del estudio de los recursos de agua de Canarias que concluyó en 1975 (SPA-15, 1975).

Estima una recarga de 71 hm^3/a en las 10 masas de agua subterránea, incluyendo los retornos de riego. Corresponden a los valores de precipitación de la serie histórica (1949/50-2005/06) y la de los últimos 25 años (1980/81-2005/06).

Mediante balances diarios, en el SPA-15 (1975) se determinó para el período 1970-1974 que para una precipitación de 300 mm/a (466 hm^3/a), el 65% de la lluvia caída se evapotranspira (195 mm/a, o sea 304 hm^3/a) y que del 35% restante 46% (16%) es escorrentía superficial (75 hm^3/a) y que el 54% restante (19%) se recarga (87 hm^3/a), de los que 40 hm^3/a se descargan al mar.

En el "Modelo matemático de simulación del flujo subterráneo en Gran Canaria", realizado en junio de 1981, se calculó la recarga de agua de lluvia en 101 hm^3/a y la de retorno de riego en 22 hm^3/año.

9.4.22 Demarcación hidrográfica de Tenerife

De los trabajos de actualización del balance hidráulico de los años 2002 y 2003, y datos aportados por el Consejo Insular de Aguas para los años 2000, 2005 y 2010, en el Plan hidrológico, se aportan los datos de la Tabla 9.4.8.

Recursos de agua, hm^3/a	2000	2005	2010
Superficiales	0,0	0,5	2,0
Subterráneos	200	192	165

En Tenerife, el CIATF dispone de un modelo de flujo subterráneo de hasta cinco capas, capaz de representar la anisotropía horizontal de la permeabilidad en los ejes estructurales de la isla. Este modelo ha sido actualizado dos veces. La modelación matemática del sistema se realiza sobre una discretización de la isla en 2188 celdas de 1 km de lado. El modelo se alimenta de la recarga del agua de lluvia evaluada en un modelo distribuido de simulación de la hidrología superficial de la isla (MHSup), a través del balance en el suelo, en el que se considera la lluvia horizontal.

9.4.23 Demarcación hidrográfica de La Palma

Según el Plan Hidrológico de La Palma, la precipitación media insular, obtenida a partir de las series históricas de precipitación (1935-2008), ponderada territorialmente, es de 737 mm/a, equivalente a 516 hm^3/a. Varía entre 986 y 488 mm para los años más húmedo y más seco, respectivamente. Son más húmedas las zonas abiertas a los temporales habituales y que aportan lluvias intensas del Norte-Noreste. Existe una correspondencia clara entre altitud y pluviometría. En los meses de invierno se tienen los mayores valores medios de precipitación (137 mm/mes), mientras que en la época estival descienden hasta los 1,3 mm/mes. Dependiendo de si se refieren al Norte o al Sur de la Isla, estos valores pueden variar, respectivamente entre +0,35 y -0,18 de los registrados en la zona Central. La pluviometría media varía geográficamente entre 200 mm/a en la costa Sur-Suroeste y 1200 mm/a en las cumbres de los municipios de Barlovento y San Andrés y Sauces, manteniéndose en general por encima de 1000 mm/a a lo largo de la dorsal. El aporte medio la lluvia horizontal se evalúa en unas pocas decenas de mm/a.

La evapotranspiración real ETR se estima a partir de la precipitación, de la reserva de agua en el suelo y de la evapotranspiración potencial ETP. El valor medio de la evapotranspiración real en el conjunto de la Isla es de 353 mm/a (0,48 de la pluviometría media insular). La

escorrentía superficial para el conjunto de la Isla se estima groseramente en el 0,03 de la precipitación (15 hm³/a). De los 253 hm³/a de recarga insular (361 mm/a, 0,49 de la precipitación), unos 34 hm³/a corresponden a los acuíferos meridionales (mitad Sur). Los restantes 219 hm3/año alimentan a los acuíferos Coebra, de las Vertientes y Costero del Norte de la Isla. La Figura 9.4.7 muestra la distribución espacial de la recarga media.
En trabajos recientes se ha reevaluado la recarga a la baja, aplicando balances de agua en el suelo con una estimación mejorada de la evapotranspiración potencial [2].

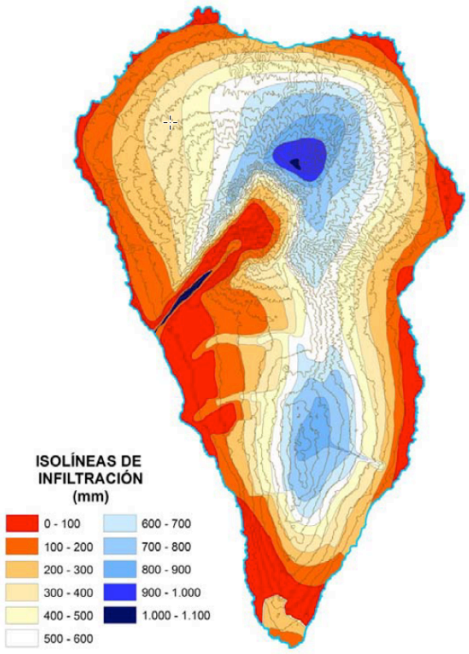


Figura 9.4.7 Distribución espacial de la recarga media, en mm/a

9.4.24 Demarcación hidrográfica de La Gomera

No se aportan datos específicos de la recarga. En trabajos recientes se ha reevaluado la recarga a la baja, aplicando balances de agua en el suelo con una estimación mejorada de la evapotranspiración potencial [2].

9.4.25 Demarcación hidrográfica de El Hierro

No se aportan datos específicos de la recarga

9.5 Comentarios generales y conclusiones

Todo lo que se expone en este Capítulo 9 es información procedente de la documentación que se encuentra fácilmente al acceder electrónicamente a los diferentes organismos responsables de la planificación hidrológica en España. Puede haber y con seguridad hay información de acceso no tan inmediato, en especial en lo que corresponde a los documentos previos a los actuales ciclos de planificación hidrológica realizados según lo dispuesto en el Reglamento de Planificación hidrológica de la Ley de Aguas de 1985 y del primer ciclo de Planificación Hidrológica 2009-2015. Estos documentos responden a las respectivas Instrucciones de preparación, buscando no sólo cubrir los temas reglamentariamente

establecidos, sino lograr cierta homogeneidad de contenido, presentación y significado de los términos. Estos objetivos se han cubierto sólo en parte, dadas las diferencias entre organismos, la necesidad de contrataciones exteriores, el escaso personal propio formado y especializado y la gran diversidad de situaciones hidrológicas e hidrogeológicas. No siempre el significado de los términos empleados es claro y en general no va acompañado de un glosario. En especial la denominación infiltración puede ser sujeto de dudas en cuanto a su significado preciso y de cómo representa o no a la recarga a los acuíferos.

La información sobre la recarga a los acuíferos en España en mucho más extensa de lo que se deduce de los documentos de la planificación hidrológica oficial. Su consideración se hace en el Capítulo 10.

Repetidas veces se indica que los términos del balance de agua de las demarcaciones hidrográficas y de las áreas de las mismas se refieren al estado natural. Rara vez ese estado natural es conocido o se puede establecer con un mínimo de rigor, en especial en áreas con acuíferos intensivamente explotados o costeros (MASE, 2015; SASMIE, 2017) y más aún cuando existe un consumo sostenido de reservas de agua subterránea (minería del agua subterránea). Los términos del balance de agua tales como retornos de riego, descarga a manantiales y ríos, infiltración de aguas fluviales o de fusión de nieve, evaporación o infiltración en humedales, consumo de reservas, etc., dependen mucho del estado de explotación y del uso de los recursos de agua. La búsqueda de valoraciones que corresponden al estado natural puede carecer de sentido real y reflejar situaciones muy distintas de las que se trata de planificar. Puede ser que la búsqueda del estado natural no sea más que un subterfugio para simplificar cálculos o establecer comparaciones entre situaciones prístinas.

El abordaje de los balances de agua en su estado actual, el que corresponde a los datos, que además es cambiante, es un difícil ejercicio que requiere modelos apropiados locales y una información suficiente, la cual con frecuencia o no está disponible o no es fiable o no es representativa. Los modelos que abarcan un amplio territorio, el peninsular o el de una demarcación hidrográfica extensa, son difícilmente abordables sin modelos potentes y con una excelente base de datos, a menos que se realicen simplificaciones, como la del estado natural, que sólo dan resultados orientativos y con notable incertidumbre. Uno de los principales problemas de la modelación de los recursos de agua y de los subterráneos en concreto es el pobre conocimiento de las extracciones de agua subterránea y de sus variaciones temporales. Faltan dispositivos de control de extracciones (caudalímetros) en número adecuado y falla el mantenimiento y explotación de los mismos, lo que hace necesario recurrir a técnicas de estimación indirectas de las extracciones, como la teledetección de regadíos.

También el control de los caudales derivados y retornados en los aprovechamientos superficiales presenta carencias importantes, a pesar de la obligación legal que tienen los usuarios de instalar y mantener dispositivos de medida.

Para las calibraciones se dispone de bases de datos de caudales en un buen número de estaciones foronómicas fluviales, rara vez de manantiales, pero el conocimiento de las

alteraciones antrópicas es a veces mal conocido. Se requiere aumentar el número de estaciones, aunque los resultados serán para mejorar el futuro ya que de ellas no se dispondrá de series largas. Las redes de aforos superficiales (ROEA y SAIH) no fueron diseñadas, en general, para el seguimiento de las formaciones acuíferas subterráneas, sino para el conocimiento del régimen hidrológico superficial o la explotación de las obras de regulación o transporte superficiales. Por ello, disponer de puntos de aforo que permitan mejorar apreciablemente el estudio de las masas de agua subterránea requerirá en el futuro de un esfuerzo importante en cuanto a planificación e inversiones por parte de las diferentes administraciones del agua, con vistas a la gestión integrada de los recursos.

La precipitación es bien conocida en numerosas áreas, no en todas, pero faltan estaciones en altura, donde las precipitaciones son mayores y la nieve puede jugar un papel importante en la generación de recursos de agua y modifica su temporalidad. A nivel peninsular, la descarga al mar por los numerosos pequeños cursos de agua es pobremente conocida. Mientras en unos lugares se trata de un caudal relativamente pequeño, no lo es en otros, en especial en el área mediterránea. Sin embargo, aun siendo pequeñas esas descargas, pueden ser una parte significativa de balance de agua en subcuencas, acuíferos o áreas costeras. En el caso de las islas, la descarga de agua subterránea al mar es una parte importante y a veces mayoritaria del balance de agua insular. No se conoce bien su valor y las estimaciones son pobres a causa de que las redes de observación costeras, los ensayos de determinación de parámetros hidráulicos y la caracterización hidrogeológica son insuficientes.

Llama la atención que únicamente se mencionan estimaciones de la recarga mediante la modelación del balance de agua en el suelo, cuando se ha hecho, pero no se han derivado valores de otros métodos, como el sencillo balance de la deposición de cloruro atmosférico (CMB) para obtener valores medios multianuales cuando se conoce o puede estimarse esa deposición, según se indica en el Subcapítulo 5.4 y en el Capítulo 10.

La recarga a los acuíferos (en su caso a las MASb y los recintos acuíferos) es el objeto de este informe. A la recarga debida a la infiltración del agua de lluvia y en su caso de la fusión de nieve y de la lluvia horizontal, se unen los retornos de riego y la infiltración de aguas superficiales fluyentes o sobre el terreno (lagos, humedales), pero excluyendo la entrada neta de agua marina allí donde haya intrusión neta de agua del mar. No es propiamente recarga el balance positivo (cuando lo sea) de los intercambios de agua entre acuíferos, si bien es un término importante del balance para determinar los recursos renovables de una celda o de un área determinada. La evaluación de recursos de agua totales, de los recursos disponibles y de los recursos explotables no es objeto de este Informe.

La estimación de distintas recargas necesita contar con modelos fiables y datos de partida suficientes para hacer las simulaciones. Por otra parte, hablar de recarga natural puede resultar utópico en muchas masas de agua subterránea, ya que sus condiciones originales han sido fuertemente alteradas por la acción de los usos del suelo, como ocurre en la cuenca alta del Guadiana, con las transformaciones masivas a regadío. Esto debe entenderse no sólo desde el punto de vista cuantitativo, sino también en cuanto al estado cualitativo de las aguas que sirvan para la recarga, el cual vendrá influenciado por la presencia de contaminantes en el suelo y en los cauces superficiales.

9 Agradecimientos

Se agradece la colaboración y tiempo dedicado por las personas entrevistadas que se mencionan en las diferentes entrevistas del Anejo. Son una importante fuente de información y reflejan apreciaciones y conocimientos personales que no se encuentran en los documentos de planificación hidrológica. También se agradecen los detallados comentarios, aportaciones, sugerencias y correcciones de A. Sahuquillo (Universidad Politécnica de Valencia), J.V. Giráldez (Universidad de Córboba) y J. Jódar como revisor general, así como los comentarios de J. Samper (Universidad de A Coruña) y B. Pisani (Universidad de A Coruña), C.M. Dimas (CEH-CEDEX), L. Barranco (CEH-CEDEX). J., Heredia (IGME-Madrid) y J.J. Durán (IGME-Madrid), M. Iglesias (Agència Catalana de l'Aigua), J. Samper (Universidade de A Coruña), B. Pisani (Universidade de A Coruña), T. Carceller (Confederación Hidrográfica del Ebro), C. Delgado Velasco (Confederación Hidrográfica del Guadiana) y J.J. Braojos (hidrólogo jubilado del Consejo Insular de Aguas de Tenerife).

A pesar del esfuerzo de revisión y aportaciones, pueden quedar algunos errores, malinterpretaciones e inexactitudes de los que el autor es el único responsable, junto con las opiniones y consideraciones de carácter personal.

9 Referencuias

ACA 2007. Actualització de les sèries de recursos en règim natural i altres treballs complementaris, - Agència Catalana de l'Aigua. Barcelona

ACA 2016a. Pla de gestió del districte de conca fluvial de Catalunya 2016-2021: Annex III, Inventari de recursos hídrics totals. Agència Catalana de l'Aigua. Barcelona: 1-62.

ACA 2016b. Pla de gestió del districte de conca fluvial de Catalunya 2016-2021: Annex IV, Recursos subterranis i la seva explotació. Agència Catalana de l'Aigua. Barcelona: 1-26.

Aguiló Alonso, M. et al. 1993. Guía para la elaboración de estudios del medio físico. Ministerio de Obras Públicas y Transportes, Monografías de la Secretaría de Estado para las Políticas del Agua y del Medio Ambiente. Madrid: 1- 809.

Alcalá, F.J. 2016. Informe Final del Proyecto "Evaluación de la recarga a los acuíferos mediante balance de masa de ion cloruro atmosférico y su incertidumbre en la cuenca del Río Segura". Instituto Euromediterráneo del Agua y CHS. Murcia>: 1-43 + anexos.

Aldaya, M.M., Custodio, E., García, J., Fernández, M.F., Llamas, M.R. (eds.). 2018. Análisis académico del Plan hidrológico de la demarcación hidrográfica del Segura 2015-2021 a la luz de la ciencia de los recursos de agua. RAC/FB/ CHS, Fundación Botín, Madrid: 1- 83.

Álvarez, C., Coma, J., Lucena, C., Porras, J., Trac, G-Q. 1971. Metodología para el establecimiento de un programa nacional de investigación de aguas subterráneas. Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, Madrid. 3-1:103-106.

Álvarez, J., Sánchez, A., Quintas, L. 2004. SIMPA, a GRASS based tool for hydrological studies. Actas de la conferencia de usuarios FOSS/GRASS. Bangkok, 2004. http://cehα flumen64.cedex.es/Hidrologia/pub/doc/SIMPABangkok.pdf

Álvarez Rodríguez, J., Barranco Sanz, L.M., García Bravo, N., Potenciano de las Heras, A., Villaverde Valero, J.. 2016. Evaluación de los recursos hídricos en España. Centro de Estudios Hidrográficos-CEDEX. Madrid: 1- 187.

Ardiles, L.S. 2015. La planificación hidrológica en España. Revista Iberoamericana del Agua, 2: (1-17).

Arrabal, M.A., Ibáñez, X., Manzano, A., Niñerola, Ortuño, F. 2009. Estimació de la recàrrega d'aigua subterrània a les conques de Catalunya. Agència Catalana de l'Aigua. Barcelona: 1-48.

BOCG. 2018. Aprobación por la Comisión, con modificaciones, del Informe de la subcomisión para el estudio y elaboración de propuestas de política de aguas en coherencia con los retos del cambio climático. Boletín Oficial de las Cortes Generales. Congreso de los Diputados, Serie D, Núm. 448, 8 de noviembre de 2018: 69-122.

BOE. 2007. Real Decreto 907/2007, de 6 de Julio, por el que se aprueba el Reglamento de la Planificación Hidrológica. Boletín Oficial del Estado 162, de 7/7/2007.

BOE. 2008. Orden ARM/2656/2008, de 10 de septiembre, por la que se aprueba la instrucción de planificación hidrológica. Boletín Oficial del Estado, Lunes 22 septiembre 2008, 229: 38472-28582.

CANHIDRO. 1980. Proyecto de planificación y explotación de los recursos de agua de las Islas Canarias. CANHIDRO–MAC21. MOPU–DGOH. Madrid – Las Palmas de Gran Canaria, 12 vols.

CEDEX. 1998a. Metodologías y recomendaciones para la evaluación de los recursos hídricos. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. Madrid: 1-52

CEDEX. 1998b. Metodologías de evaluación de los sistemas de explotación de recursos hídricos. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. Madrid

CEDEX. 2010. Estudio de los impactos del cambio climático en los recursos hídricos y las masas de agua. Ficha 1: Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hídricos en régimen natural. Informe Técnico, Centro de Estudios Hidrográficos - CEDEX, CEDEX 42-407-1-001. Centro de Publicaciones, Secretaría General Técnica del Ministerio de Fomento. http://www.mapama.gob.es/es/agua/temas/planificacion-hidrologica/ImpactoCCRecursosHidricos_tcm30-98559.pdf (acceso 03-04-2018).

CEDEX. 2013. Asistencia técnica, investigación y desarrollo tecnológico en materias competencia de la Dirección General del Agua (2007-2011), Ficha nº 3: Evaluación de los recursos hídricos en España y mejora de las herramientas evaluación de los recursos hídricos en España. Avance y anejos al informe de avance. Centro de Estudios Hidrográficos-CEDEX. Madrid: 1-317 y 1-65.

CEDEX. 2016. Evaluación de los recursos hídricos en España. Monografía CEDEX. ISBN: 9788477905783.

CEDEX. 2017. Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hídricos y sequías en España. Informe Técnico Centro de Estudios Hidrográficos - CEDEX, CEDEX 42-415-0-001. Centro de Publicaciones, Secretaría General Técnica del Ministerio de Fomento. http://www.cedex.es/CEDEX/LANG_CASTELLANO/ORGANISMO/CENTYLAB/CEH/Documentos_Descargas/ (acceso 03-04-2018).

CHE. 2009. Caracterización de la recarga en las masas de agua subterránea de la cuenca del Ebro. Confederación Hidrográfica del Ebro. Zaragoza: 1-36.

Cruz León, J.M. Reiné Viñales, R., de Rivera Rodrígues, F. 1997. Metodología utilizada en el estudio "dotaciones de riego", borrador del plan hidrológico del Ebro. Riegos y Drenajes. XXI(93): 45.54.

Custodio, E. 2018. Las Aguas subterráneas en la regulación y atenuación de las sequías a corto y largo plazo. En: A. Embid Irujo (ed.), Sequía e Inundación como Fenómenos Hidrológicos Extremos. Universidad de Zaragoza. Thomson Reuters Aranzadi: 275-298.

Custodio, E.; Llamas, M.R. (Eds.) 1976/1983. Hidrología subterránea. Ediciones Omega. Barcelona, 2 Vols. 1–2350.

DGA-CEH. 2017. Síntesis de los Planes Hidrológicos españoles, segundo ciclo de la DMA 2015-2021. Dirección General del Agua (Secretaría de Estado de Medio Ambiente)- Centro de estudios Hidrográficos (CEDEX): 1-126.

Embid Irujo, A. 2018. Sequía e inundación como fenómenos hidrológicos extremos. Universidad de Zaragoza. Thomson Reuters Aranzadi: 1-492.

Estrela, T. 1992a. Metodologías y recomendaciones para la evaluación de recursos hídricos. Centro de Estudios Hidrográficos, Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, CEDEX. Madrid: 1-52.

Estrela, T. 1992b. Modelos matemáticos para la evaluación de recursos hídricos. Centro de estudios hidrográficos del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. CEDEX. Madrid.

Estrela, T. 1993. Modelos matemáticos para la evaluación de recursos hídricos. CEH-CEDEX-MOTMA. Madrid.

Estrela, T., Ferrer, M., Ardiles, L. 1995. Estimation of precipitation–runoff regional laws and runoff maps in Spain using Geographical Information Systems. In: International Hydrological Programme (IHP)–Friends–Amhy. UNESCO. Thessaloniki.

Estrela, T., Quintás, L. 1996a. El sistema integrado de modelización precipitación–aportación SIMPA. Ingeniería Civil, Madrid, 104: 43–52.

Estrela, T. Quintas, L. 1996b. A distributed hydrological model for water resources assessment in large basins. RIVERTECH 96. 1st International Conference on New/ Emerging Concepts for Rivers. IWRA, Chicago. USA.

Estrela Monreal, T., Cabezas Calvo-Rubio, F., Estrada Lorenzo, F. 1999. La evaluación de los recursos hídricos en el Libro Blanco del Agua en España. Ingeniería del Agua, 6(2): 125- 138.

Estrela Monreal, T. 2006. La gestión de las sequías en España. Ingeniería y Territorio, 74: 52.

Estrela Monreal, T., Rodríguez Fontal, A. (coord.). 2008. La gestión de la sequía en los años 2004 a 2007. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid: 1-207.

Estrela, T., Vargas, E. 2012. Drought management plans in the European Union. The case of Spain. Water Resources Management, 26 (6): 1537-1553.

Estrela, T., Pérez-Martin, M.A., Vargas, E. 2012. Impacts of climate change on water resources in Spain. Hydrological Sciences Journal 57 (6), 1154-1167.

EU. 2009. Guidance on groundwater status and trend assessment. Guidance document 18. Common Implementation Strategy. European Commission. https://circabc.europa.eu/sd/a/ff303ad4-8783-43d3-989a 55b65ca03afc/Guidance_document_N%C2%B018.pdf.

EU 2012a. Report from the Commission to the European Parliament and the Council on the implementation of the water framework directive (2000/60/CE). River Basin Management Plans. European Commission. http://ec.europa.eu/environment/water/water framework/impl_reports.htm.

EU. 2012b. A blueprint to safeguard Europe's water resources. European Commission. http://ec.europa.eu/environment/water/blueprint/index_en.htm.

EU. 2016. WFD Reporting guidance 2016. Final draft 6.0.6. European Commission.. http://cdr.eionet.europa.eu/help/WFD/WFD_521_2016.

Ferrer, J., Pérez-Martín, M.A., Jiménez, S., Estrela, T., Andreu, J. 2012. GIS-based models for water quantity and quality assessment in the Júcar River Basin, Spain, including climate changes effects. Science of the Total Environment, 440: 42–59.

Ferrer i Juliá, M. 2002. Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro número de curva del modelo hidrológico del SCS: datos de perfiles de suelos y teledetección. Tesis doctoral. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Salamanca.

Ferrer i Julià, M. 2003. Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro número de curva: perfiles de suelos y teledetección. Cuadernos del CEDEX. Madrid. C–48: 1–346.

FIEA. 2013. Interceptación de la lluvia por la vegetación en España. En: Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua (FIEA), Murcia:1- 382.

FNCA. 2018. Observaciones de la Fundación Nueva Cultura del Agua a la propuesta de instrucción técnica para la elaboración de los planes especiales de sequía y la definición del sistema global de indicadores de sequía prolongada y escasez. Fundación Nueva Cultura del Agua, 19 pp. 0180228_Observaciones-FNCA-Instrucción-PES.pdf.

González-Zeas, D., Sordo, A., Garrote, L., Iglesias, A. 2011. Evaluación de la escorrentía anual obtenida a partir de fórmulas climatológicas y modelos regionales de clima. http://oa.upm.es/13554/1/INVE_MEM_2011_114083.pdf.

Heppner, C.S., Nimmo, J.R. 2005 A computer program for predicting recharge with a master recession curve, Scientific Investigations Report 2005-5172. US Geological Survey, Washington: 1-10.

IGME. 1993. El agua subterránea en España: estudio sintético, Informe Técnico. Ministerio de Industria y Energía, Madrid: 1-591 (http://aguas.igme.es/igme/publica/libro20/lib20.htm).

IGME. 2002. Estudio hidrogeológico de la unidad Vega media baja del Segura. Tomo I. Memoria, Anejo 5, 9.1.1 Recarga por retorno de riegos: 1-60.

IGME. 2010. Estimación de los recursos disponibles para cada masa de agua subterránea de la cuenca alta del Guadiana, basada en el análisis de los informes y referencias bibliográficas precedentes y en los datos de infraestructura hidrogeológica y conocimiento experto del IGME. Encomienda de gestión para la realización de trabajos científico-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas. Estudio complementario. Instituto Geológico y Minero de España y Dirección General del Agua: 1-69.

IGME-DGA. 2011. Trabajos de la Actividad 4 "Identificación y caracterización de la interrelación que se presenta entre aguas subterráneas, cursos fluviales, descargas por manantiales, zonas húmedas y otros ecosistemas naturales de especial interés hídrico". Encomienda de gestión para la realización de trabajos científico-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas. Demarcación Hidrográfica del Júcar. Instituto Geológico y Minero de España y Dirección General del Agua. Madrid.

IGME-DGA. 2012. Las aguas subterráneas en la planificación hidrológica. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid: 1- 481. http://www.mapama.gob.es/es/agua/publicaciones/AGUAS_SUBTERRANEAS_1de7_tcm7-213349.pdf.

IGME-DGA. 2016. Ríos y acuíferos (interrelación hídrica entre aguas superficiales y aguas subterráneas). Instituto Geológico y Minero de España-Dirección General del Agua. José Manuel Murillo (ed.). Madrid.

INTECSA. 1987. Plan hidrológico Islas Baleares. DGOH–MOPU y DGOP–Servei Hidràulic. Palma de Mallorca. 7 vols.

Kahil, M.T., Albiac, J., Dinar, A., Calvo, E., Esteban, E., Avella, L. Garcia-Molla, M. 2016. Improving the performance of water policies: Evidence from drought in Spain. Water 8, 34.

Knisel, W.G.,Sheridan, J.M. 1983. Procedure for characterizing hydrologic processes in the coastal plain of the southeastern United States. Proceedings Hydrology on Large Flat Lands, UNESCO.

Kumar, R., Musuuza, J.L., van Loon, A.F., Teuling, R., Barthel, R., Broek, J.T., Mai, J; Samaniego, L., Attinger, S. 2016. Multiscale evaluation of the Standardized Precipitation

Index as a groundwater drought indicator Hydrology and Earth System Sciences 20(3): 1117 - 1131.

La Roca, F. 2018. La revisión de los planes hidrológicos, ¿cuáles son los temas importantes? Fundación Nueva Cultura del agua, 13 pp. 20180930 la revisión de los planes hidrolgicos. pdf.

Linsley, R.K., Kholer, M.A., Paulhus, J.L.H. 1949. Applied hydrology. McGraw-Hill:1- 689.

Llasat-Botija, M.C. 1991. Gotafría. Ed. Boixareu Universitaria. Barcelona. ISBN 84-267-0829-3

MAGRAMA. 2018. Instrucción técnica para la elaboración de los planes especiales de sequía y la definición del sistema global de indicadores de sequía prolongada y de escasez Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente: 20 pp.

MARM. 2008. ORDEN ARM/2656/2008 del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, de 10 de septiembre, por la que se aprueba la instrucción de planificación hidrológica. BOE, 22 de septiembre de 2008, nº 229: 38472-38582. Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente.

Martínez Cortina, L., Mejías Moreno, M., Díaz Muñoz, J.A., Morales García, R., Ruiz Hernández, J.M. 2011. Cuantificación de recursos hídricos subterráneos en la cuenca alta del Guadiana. Consideraciones respecto a las definiciones de recursos renovables y disponibles. Boletín Geológico y Minero, 122(1): 17-36.

MASE. 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio, para UPC y AQUALOGY–CETAQUA. Barcelona. UPC e-book: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272

MIMAM. 2000a. Libro blanco del agua en España. Centro de Publicaciones. Secretaría General Técnica. Ministerio de Medio Ambiente. https://www.miteco.gob.es/es/agua/≤
MIMAM. 2000b. Guía para la elaboración de estudios del medio físico. Secretaria General de Medio Ambiente. Ministerio de Medio Ambiente.

MIMAM. 2000c. Anteproyecto del Plan Hidrológico Nacional: Análisis de los sistemas hidráulicos. Ministerio del Medio Ambiente. Madrid.

MIMAM. 2007. La sequía en España. Directrices para minimizar su impacto. Dirección General del Agua. Ministerio de Medio Ambiente: 1-367.

MINER-MOPTMA. 1995. Libro Blanco de las Aguas Subterráneas. Ministerio de Industria y Energía-Ministerio de Obras Públicas, Transporte y Medio Ambiente. http://hispagua.cedex.es/node/66985.
MITECO. 2018. Síntesis de los planes hidrológicos españoles. Segundo ciclo de la DMA (2015-2021). Ministerio para la Transición Ecológica. Madrid.

MMA 2008. Gestión de la sequía de los años 2004 a 2007. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid. ISBN: 9788483204191.

Pedro-Monzonís, M., Solera, A., Ferrer, J., Estrela, T., Paredes-Arquiola, J. 2015. A review of water scarcity and drought indexes in water resources planning and management. Journal of Hydrology, 527: 482-493.

Pérez Martín, M.A. 2005. Modelo distribuido de simulación del ciclo hidrológico y calidad del agua, integrado en sistemas de información geográfica, para grandes cuencas, aportación al análisis de presiones e impactos de la Directiva Marco del Agua. Tesis doctoral. U. Politécnica de Valencia: 1-387.

PHJ. 2014. Anejo 2, Inventario de recursos hídricos. Apéndice 1, Formulación del modelo lluvia-escorrentía; Apéndice 2, Distribución anual y mensual de las series modeladas y restituidas en los principales puntos de control de la DJH; Apéndice 3, Contraste de aportaciones y registros, parte subterránea. Memoria del Plan Hidrológico de Cuenca, Demarcación Hidrográfica del Júcar. Valencia 1-284.

Risser, D.W., Conger, R.D., Ulrich, J.E., Asmussen, M.P. 2005. Estimates of ground-water recharge based on streamflow-hydrograph methods: Pennsylvania, Water-Resources Investigations Report, Open File Report 2005-1333

Rodríguez-Blanco, M.L., Taboada-Castro, M.M., Taboada-Castro, M.T. 2012. Rainfall–runoff response and event-based runoff coefficients in a humid area (northwest Spain). Hydrological Sciences Journal, 57(3):445–459.

RPH. 2007. Real Decreto 907/2007, de 6 de Julio, por el que se aprueba el Reglamento de la Planificación Hidrológica. Boletín Oficial del Estado 162, de 7/7/2007.

Ruiz, J.M. 1999. Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual-distribuido de simulación continua integrado con un sistema de información geográfica. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Caminos, Canales y Puertos. Universitat Politècnica de València. Monografías CEDEX, Madrid: 1-245.

Ruiz, J.M., Estrela, T., Quintas, L. 1994. Modelización hidrológica distribuida en el Proyecto Guadiana. El modelo SIMPA 1.0 (Simulación precipitación–aportación). CEDEX. Madrid. España.

Rutledge, A.T. 1998. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground water recharge and discharge from streamflow records-update, Water-Resources Investigations Report 98-4148

Samper, J., García Vera, M.A., Alvares, D. 2005. Evaluación preliminar de la incidencia del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca del Ebro:1-166

Samper Calvete, J., Pisani Veiga, B. 2018. Evaluación de los recursos hídricos en la cuenca del río Arnoia en el noroeste de la Península Ibérica mediante modelos hidrológicos de

balance: comparación de Visual-BALAN y SIMPA. Agua Subterránea, Medio Ambiente, Salud y Patrimonio. Congreso Ibérico. AIH-GE. Salamanca: 853-863. ISBN: 978-84-938046-6-4.

SASMIE. 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio, para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. UPC e-book. Barcelona: 1–852. http://hdl.handle.net/2117/111515

Sloto, R.A., Crouse, M.Y. 1996. HYSEP: A Computer program for streamflow hydrograph separation and analysis, Water-Resources Investigations Report 96-4040: 1-46.

Smakhtin, V.U. 2001. Estimating continuous monthly baseflow time series and their possible application in the context of the ecological reserve, Water SA, .27(2).

SPA–15. 1975. Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/5 15). Ministerio Obras Públicas. Dirección General Obras Hidráulicas. UNESCO. Las Palmas de Gran Canaria. Madrid. 4 Vol. + mapas.

Témez, J.R. 1977. Modelo matemático de transformación precipitación–aportación. ASINEL. Madrid.

Thornthwaite, C.V., Mather, J.R. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Publ. Lab. Climatol. Dresel Inst. Technol., Centertown, N.Y., 10(3): 185-311.

TRLA. 2003. Artículo 129. Modificación del texto refundido de la Ley de Aguas, aprobado por Real Decreto Legislativo 1/2001, de 20 de julio, por la que se incorpora al derecho español, la Directiva 2000/60/CE, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas. Ley 62/2003, de 30 de diciembre, de medidas fiscales, administrativas y del orden social. BOE 313, de 31 de diciembre de 2003: 46874–46992.

Vangelis, H., Tigkas, D., Tsakiris, G. 2013. The effect of PET method on Reconnaissance Drought Index (RDI) calculation. Journal of Arid Environments, 88: 130-140.

Water Change 2012. Medium and long term water resources modelling as a tool for planning and global change adaptation. Application to the Llobregat Basin. Project Life+WaterChange. CETAqua-CRAHI/UPC. Barcelona.

Anexo A9

Anexo A9.1 Caracterización de la recarga en las masas de agua subterránea de la Confederación Hidrográfica del Ebro

A9.1.1 Introducción

Con vistas al Primer Ciclo de Planificación Hidrológica 2009-2015 y dentro de la experiencia disponible de la planificación hidrológica realizada según la Lay de Aguas de 1985, la Confederación Hidrográfica del Ebro realizó una evaluación espacial de la recarga por masas de aguas subterránea (MASb). Para ello se aplicó una extensión del método del número de curva NC (Sección 3.4.2 del Capítulo 3) y después se compararon los resultados con los de la aplicación del modelo SIMPA (Sección 4.9.2 del Capítulo 4). A la vez se realizaron una serie de evaluaciones con el modelo Visual-BALAN (Sección 3.5.6 del Capítulo 3 y Sección 4.9.3 del Capítulo 4). Por el interés que entrañan los resultados, a continuación se hace un resumen del documento correspondiente (CHE, 2009), añadiendo algunos comentarios cuando conviene.

A9.1.2 Información de partida

El ámbito considerado es la cuenca del Ebro. La evaluación de la recarga se realiza sobre las MASb de la cuenca. Para ello se parte de:

Cartografías digitales

1 – Mapa de permeabilidad del suelo 1:200.000 (IGME)

2 – Cartografía geológica de la cuenca del Ebro (CHE)

3 – Corine Land Cover 2000 sobre utilización del territorio (MIMAM)

4 – Modelo digital de elevación del terreno de la cuenca del Ebro con celdas de 30 m (CHE)

Información alfanumérica:

1 – Datos de precipitación y temperatura en las estaciones meteorológicas del área (CHE)
2 – Hidrogramas de los puntos de la red piezométrica (MIMAM)

El método del NC permite evaluar la escorrentía directa en cada uno de los polígonos en que se ha dividido el territorio a partir de la serie diaria de precipitaciones para un intervalo de tiempo considerado. Para asignar el número de curva es preciso consultar unos ábacos que demandan conocer otro tipo de información, como la permeabilidad del suelo, pendiente del terreno, uso del territorio, porcentaje de superficie vegetal, etc. A cada polígono se le asigna un número de curva, que toma valores entre 0 (escorrentía mínima) y 100 (escorrentía máxima).

Como se expone en la Sección 3.4.2 del Capítulo 3, un evento de precipitación (P) comienza a producir escorrentía (Q) cuando supera el valor umbral de precipitación I0 = 0,2S, en que S es el máximo almacenamiento de agua en el suelo. La diferencia P - Q tiende a un valor constante que representa a S, expresada en mm. Por definición S se relaciona con el número de curva NC a través de S = 254 [(100/NC) -1]. El valor 254 es el valor de una pulgada en décimas de mm.

La escorrentía generada por un evento de precipitación P se calcula mediante:
$Q = (P - 0,2S)2 / (P + 0,8S)$

Se obtiene así una serie diaria de escorrentía superficial en función de su NC.

Como el estado de humedad del suelo previo al episodio de lluvia condiciona su capacidad de infiltración, hay que aplicar una corrección al número de curva. Para ello se consideran tres situaciones distintas para el periodo húmedo (PH, octubre a marzo) y para el periodo seco (PS, abril a septiembre), con valores según TRACSA (1998):

Condición tipo I:	PH: P5 < 12,5 mm;	PS: P5 < 35,5 mm
II:	PH: 12,5 < P5 < 28 mm	PS: 35,5 < P5 < 53 mm
III:	PH: P5 < 28 mm;	P5< 53 mm

siendo P5 = precipitación acumulada en los 5 días precedentes

Si durante la precipitación el suelo se encuentra seco, la escorrentía es menor (Condición I). Si el suelo se encuentra saturado debido a las lluvias precedentes la escorrentía es mayor (Condición III); las condiciones de humedad intermedia corresponden a la Condición II.

A9.1.3 Mapa del número de curva de la cuenca del Ebro

Se aplica una metodología que incorpora las adaptaciones realizadas por el CEDEX (Ferrer i Julià, 2003), que relacionan el uso del suelo según la clasificación del CORINE LAND COVER 2000 con el NC (Figura A9.1.1).

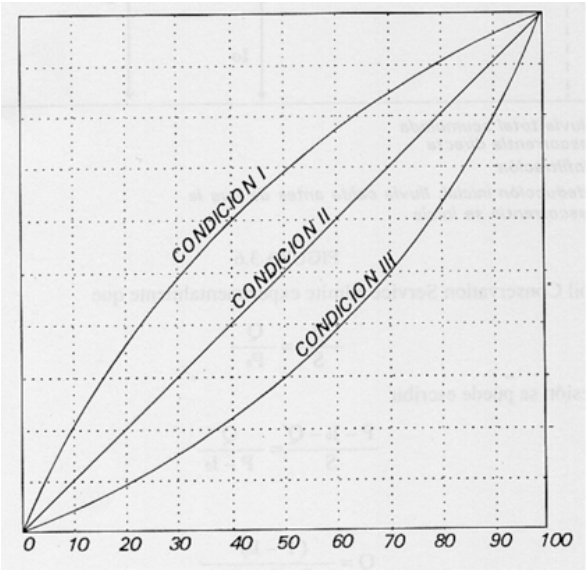


Figura A9.1.1 Metodología para elaborar el mapa del Número de Curva NC. En abscisas el NC no corregido y en ordenadas el NC corregido, con la misma escala

Tras identificar los usos de suelo presentes en la Cuenca del Ebro a partir de la información recogida en el Corine Land Cover 2000, se genera el mapa de pendientes mediante el modelo digital de elevaciones del terreno MDT, clasificadas en superior o inferior al 3%. Después se determina el grupo hidrológico del suelo con vistas a evaluar la capacidad de generar escorrentía con suelo húmedo, según:

- Grupo A: Suelos muy permeables sueltos, con predominio de arena y grava. Gran drenaje. Escorrentía pequeña.
- Grupo B: Suelos de moderada permeabilidad, con textura franco-arenosa. Texturas medias. Escorrentía moderada
- Grupo C: Suelos poco permeables arcillosos o franco-arcillosos. Textura fina o suelos con una capa que dificulta el drenaje hacia abajo. Escorrentía media
- Grupo D: Suelos muy poco permeables, con abundancia de arcillas hinchadas o compactas o suelos poco profundos sobre capas impermeables. Gran escorrentía

Para identificar los grupos hidrológicos se partió del mapa de permeabilidad a escala 1:200.000 del IGME, reclasificando los grupos litológicos para adscribirlos a cada una de

las categorías del número de curva. Se obtuvo así un mapa de grupos hidrológicos en formato matricial (ráster), con un tamaño de celda de 350 m. El mapa del NC se elabora mediante una reclasificación matricial que tiene como entrada el Corine Land Cover 2000, el mapa de pendientes y los grupos hidrológicos.

Para asignar el número de curva a cada una de las celdas se utiliza la clasificación elaborada por el CEDEX (Ferrer i Julià. 2003) en función de los usos del suelo y del grupo hidrogeológico (Tabla A9.1.1).

Tabla A9.1.1 Numero de Curva CN asignado a los usos de suelo identificados en la cuenca del Ebro (CLC-2000), atendiendo a la pendiente PEN y al grupo hidrogeológico al que pertenecen en condición tipo II, según el CEDEX (Ferrer i Julià, 2003)

CÓDIGO	USO DEL SUELO CLC-2000	PEN	A	B	C	D
11100	Tejido urbano continuo		98	98	98	98
12110	Zonas industriales		81	88	91	93
21100	Tierras de labor en secano (cereales)	≥ 3	61	73	81	84
21100	Tierras de labor en secano (cereales)	< 3	60	71	78	81
31200	Bosque de coníferas		36	52	62	69
32112	Pastizales supraforestales mediterráneos	≥ 3	68	78	86	89
32112	Pastizales supraforestales mediterráneos	< 3	47	67	81	88
33220	Afloramientos rocosos y canchales	≥ 3	96	96	96	96
33220	Afloramientos rocosos y canchales	< 3	93	93	93	93
41100	Humedales y zonas pantanosas		96	96	96	96
42200	Salinas		25	25	25	25
52100	Lagunas costeras		100	100	100	100

La propuesta metodológica para evaluar la infiltración a partir del mapa del número de curva se basa en el modelo conceptual de Thornthwaite y Mather (1957) para realizar balances hidrometeorológicos del suelo (Sección 3.5.2 del Capítulo 3). La Tabla A9.1.2 indica la correlación entre ambos

Tabla A9.1.2 Correlación entre el método de Thornthwaite y Mather (1957) y el método del número de curva. Véase la Sección 3.5.2 del Capítulo 3. P = precipitación; Inf = infiltración; Esc = escorrentía; ETP = evapotranspiración potencial; ETR = evapotranspiración real; ST = contenido máximo de agua en el suelo; w = contenido de agua en el suelo

Thornthwaite y Mather (1957)		Método del Número de Curva
Caso 1	P>ETP; w=ST; Inf=P-ETP-Escorrentía	Condición III Inf = P - Esc
	P>ETP; w<ST;Inf=P-ETR-Escorrentía	Condición II 0< Inf <P - Esc
Caso 2	P< ETP	Condición I Inf =0

Ante la indeterminación de la infiltración para condiciones intermedias de humedad en el suelo, se han elaborado dos algoritmos de cálculo con el objeto de acotar la infiltración entre un valor mínimo, que supone que no hay infiltración cuando el suelo está en la condición II, y un máximo que prevé infiltración en condiciones de saturación intermedia.
El algoritmo 1 simplifica los cálculos considerando únicamente si el suelo está saturado o no. En caso afirmativo, la infiltración se evalúa como la diferencia entre la precipitación y la escorrentía. Si por el contrario el suelo no está saturado, no se registra infiltración.

El algoritmo II considera que hay infiltración en condición III y en algunas situaciones de la condición II. Estas situaciones incluyen los días en los que existe escorrentía directa o en su defecto los casos en que la precipitación diaria es superior a la evapotranspiración potencial estimada por el método de Thornthwaite.

Para la evaluación de la infiltración se parte de una serie diaria de precipitación y mensual de temperatura y de un número de curva promedio para el área considerada. Para cada día se calcula la precipitación acumulada de los cinco días anteriores, se identifica el periodo climático del año (húmedo de octubre a marzo y seco de abril a septiembre) y con ello y la precipitación acumulada se establece el tipo de corrección a aplicar en el número de curva. Después se evalúa la escorrentía directa y por último la infiltración según los algoritmos 1 y 2

A9.1.4 Evaluación de la infiltración

Para la evaluación de la infiltración en cada MASb se siguió la metodología de la Figura A9.1.2. La cuenca se fragmentó previamente en un conjunto de recintos homogéneos en cuanto a características climáticas, en los que se va a generar una serie diaria de precipitación. Estos recintos se obtuvieron mediante la intersección entre los límites de las MASb y las cuencas hidrográficas (Figura A9.1.3).

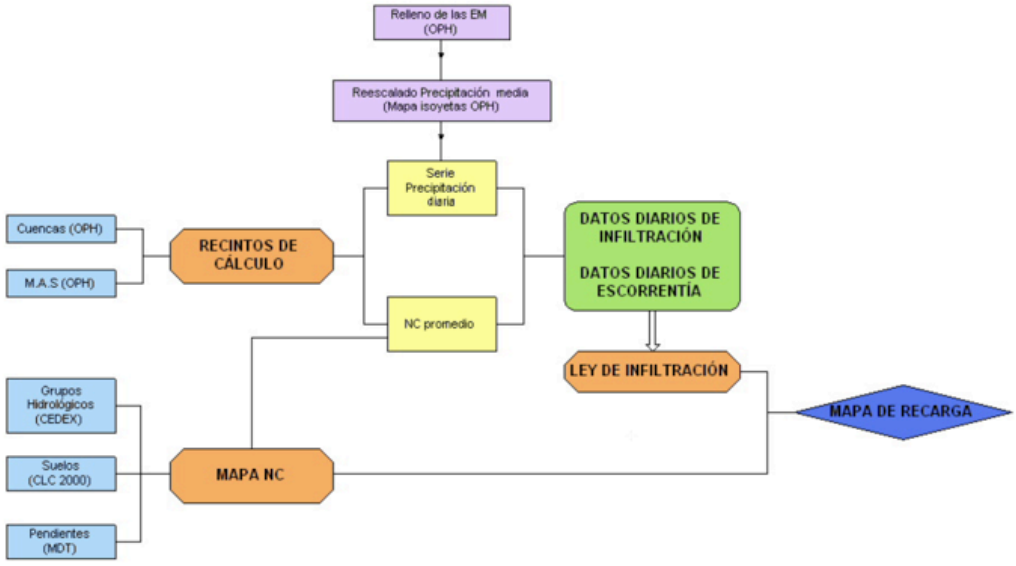


Figura A9.1.2. Esquema de la metodología seguida en la caracterización de la recarga.

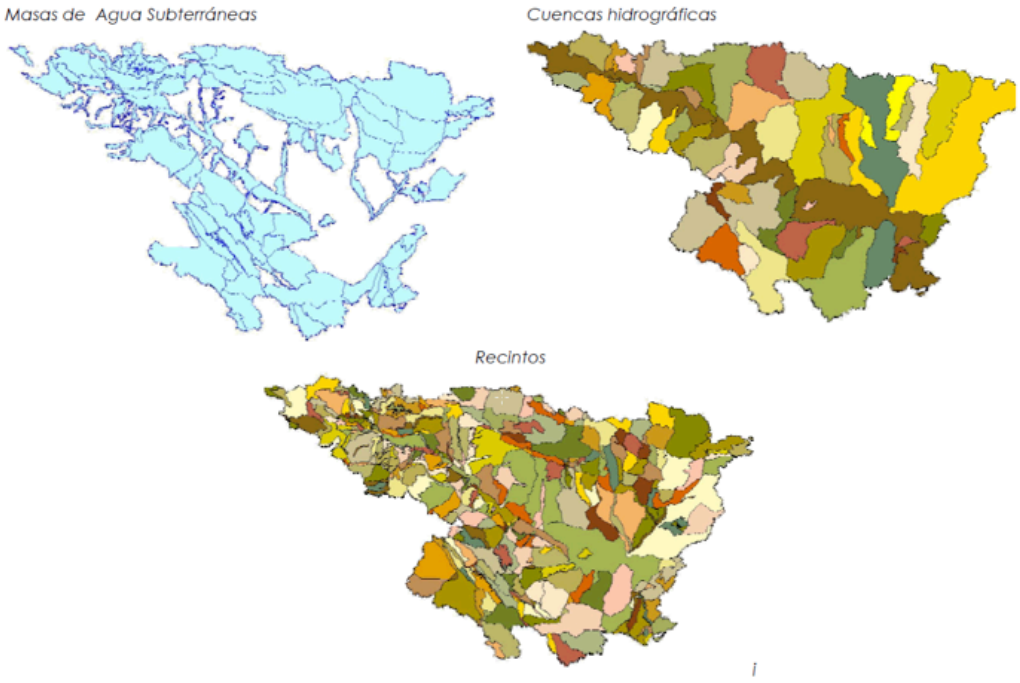


Figura A9.1.3 Intersección de las superficies de las masas de agua con las cuencas para obtener los recintos de cálculo de infiltración.

En cada recinto se aplican los valores diarios de precipitación de la estación meteorológica más próxima, tras seleccionar 119 estaciones meteorológicas y completar las series de precipitación diaria para el intervalo de 1970 a 2002. El proceso de relleno diario de los datos consiste en buscar la estación meteorológica más próxima con datos y aplicarle una corrección en función de la relación entre la precipitación media de ambas estaciones. Una vez rellena la serie de la estación meteorológica de referencia, se crea otra virtual re-escalando la serie de precipitación diaria a la precipitación media del recinto calculada con el mapa de isoyetas. Se obtiene así una serie diaria cuya precipitación media se corresponde con la calculada para todo el recinto.

Para la evaluación de la infiltración en cada MASb, a los recintos que la integran se les asigna el número de curva promedio que se obtiene del mapa del número de curva (Figura A9.1.4) y se calcula la infiltración promedio a partir de la serie diaria de precipitación re-escalada. La infiltración promedio en la masa de agua subterránea se calcula a partir de la media ponderada de todos los recintos que la integran.

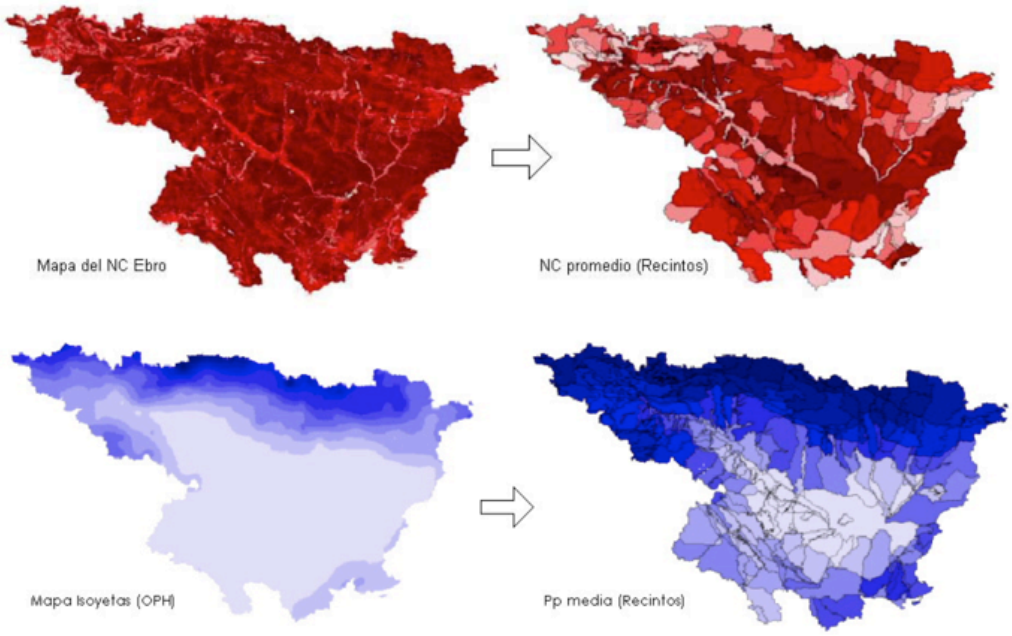


Figura A9.1.4 Mapas de recintos con el número de curva promedio y la precipitación media.

Una vez determinada la serie diaria de precipitación, la infiltración depende sólo del número de curva. Se puede calcular así la relación entre el número de curva e infiltración para cada uno de los recintos. Para ello se ha ajustado la infiltración a una función polinómica de tercer grado (Figura A9.1.5), que se aplica a cada uno de los recintos.

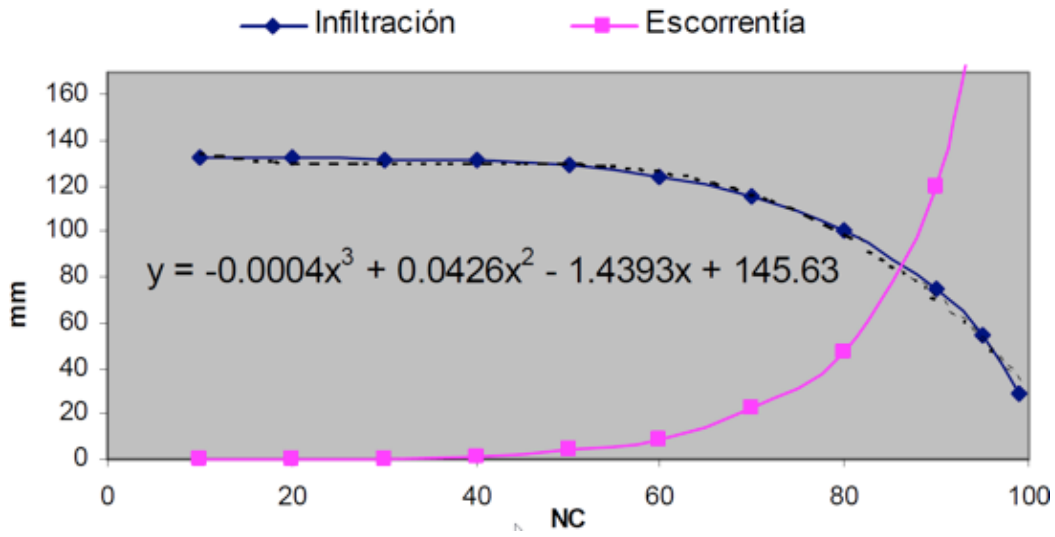


Figura A9.1.5. Ley de infiltración en función del número de curva.

Al aplicar la ley de infiltración al mapa ráster del número de curva de la cuenca del Ebro se obtiene un mapa ráster de la infiltración en la cuenca (Figura A9.1.6).

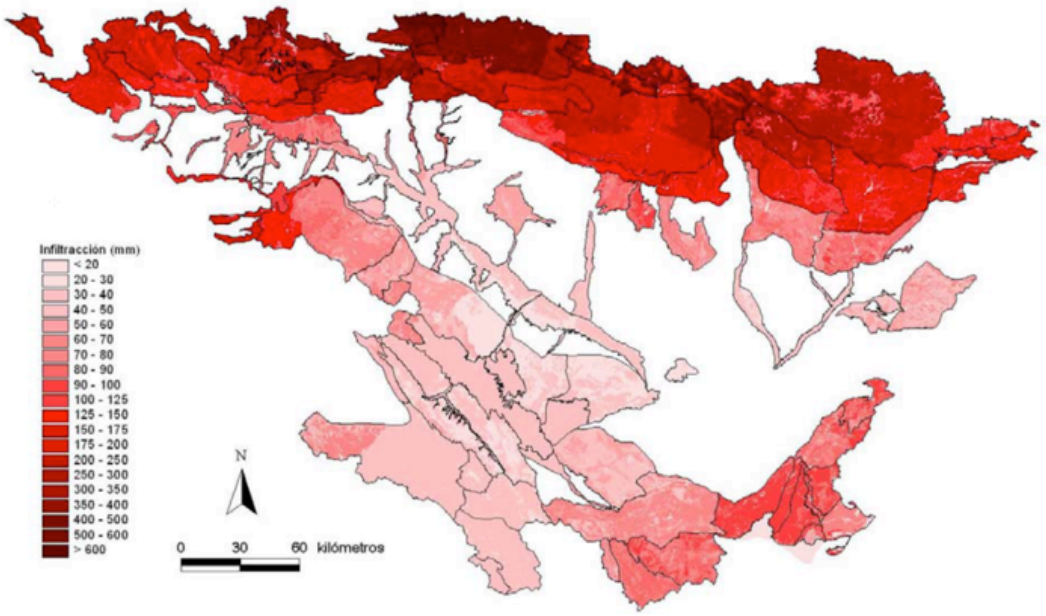


Figura A9.1.6. Infiltración sobre las masas de agua subterránea.

A9.1.5 Evaluación de la recarga

Sólo aquella precipitación que se produce sobre las áreas permeables da lugar a recarga. Una parte significativa de la superficie de las MASb son materiales de permeabilidad baja o muy baja. La infiltración que se genera en estas áreas tiene escasa capacidad de penetración en el suelo, limitada a la zona de alteración superficial, y da lugar a una escorrentía subsuperficial que vuelve con más o menos rapidez a la red superficial.

Para desglosar ambas componentes de la escorrentía subterránea, se han identificado los afloramientos de materiales permeables y poco permeables, tomando como referencia el mapa de permeabilidad del IGME (1:200.000). Los grupos clasificados como de permeabilidad baja o muy baja se agrupan en materiales poco permeables y el resto, denominados de permeabilidad media, alta y muy alta, se consideran como permeables. De esta manera, para cada MASb se evalúa la escorrentía directa, la infiltración subsuperficial que da lugar a la escorrentía hipodérmica generada por la infiltración sobre materiales poco permeables y la recarga.

El algoritmo de cálculo empleado ha sido el sencillo, excepto en aquellas áreas muy karstificadas que incluyen: Calizas de Losa, Calizas de Subijana, Gorbea, Sierra de Aizkorri, Sierra de Urbasa, Sierra de Andía, Aralar, Basaburua–Ulzama, Larra, Ezcaurre–Telera, Tendeñera-Monte Perdido, Cotiella, Turbó, Tremp–Isona, Cadí-Port del Compte y Pozondón.

Como se requieren datos diarios, no se ha considerado el periodo anterior a 1970/1971, dada la escasez de estaciones meteorológicas disponibles. Se han evaluado dos periodos:

desde 1970/1971 a 2005/1906, que comprende todo el periodo recopilado, y 1980/1981 a 2005/2006, que se corresponde a lo requerido en la Instrucción de Planificación Hidrológica. La Figura A9.1.7 muestra el mapa de infiltración en las MASb de la cuenca del Ebro.

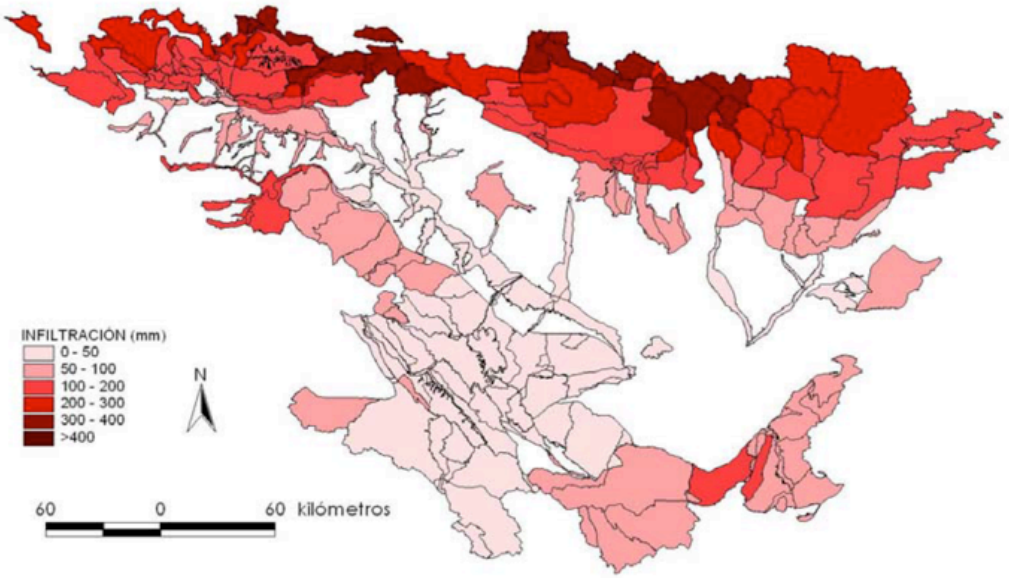


Figura A9.1.7. Mapa de infiltración en las MASb de la cuenca del Ebro.

La recarga total media sobre la superficie permeable de las MASb para el periodo 1980/1981-2005/2006 es de 2679 hm³/año y la escorrentía hipodérmica generada sobre los materiales de menor permeabilidad son 2950 hm³/año en promedio. Para la serie de 1970/1971-2006/2006, la recarga media es de 2751 hm³/año. Estas cifras no incluyen la infiltración sobre materiales permeables que no están adscritos a ninguna MASb. Se trata generalmente de depósitos cuaternarios muy someros y de pequeña extensión que tapizan de forma muy dispersa materiales de baja permeabilidad, cuya escorrentía se incorpora pronto a los cursos fluviales.

La evaluación realizada corresponde únicamente a la recarga directa de la precipitación. No incluye otras recargas, como los retornos de riego, la infiltración desde la red superficial o las escorrentías laterales. Estas circunstancias son relativamente frecuentes en muchas de las MASb de la cuenca. De hecho, es frecuente que descargas significativas localizadas muy próximas a la red fluvial tengan una componente importante de flujos locales relacionados con recirculaciones desde el propio río. Tales son el manantial del Restauro, en el río Leza, los manantiales de La Tamara y Mascún, en el río Alcanadre, los Ojos de Monreal y una buena parte de las surgencias asociadas a los sistemas kársticos de montaña. También la infiltración de escorrentías laterales puede llegar a integrar una parte significativa de los recursos subterráneos en los aluviales del eje de la cuenca o en algunos sistemas kársticos cuya cuenca vertiente está dominada por materiales de baja permeabilidad, como en el acuífero jurásico de Mansilla-Neila, el devónico del alto Ésera, etc.

A9.1.6 Comparación con balances hidrometeorológicos

Se han llevado a cabo varias estimaciones de la recarga en 21 MASb de la cuenca del Ebro, realizando un balance hidrometeorológico con el programa BALAN (Sección 3.5.6 del Capítulo 3 y Sección 4.9.3 del Capítulo 4). El periodo de aplicación ha variado en función de la disponibilidad de los datos de niveles piezométricos para la calibración, por lo que la serie simulada puede diferir de la considerada al aplicar el método del NC para calcular la recarga.

Los balances hidrometeorológicos realizados reflejan una notable heterogeneidad para una misma MASb como consecuencia de la diferente representatividad de cada piezómetro y en especial porque la calibración con niveles piezométricos depende de la combinación de la fluctuación freática (el piezómetro puede medir un nivel piezométrico diferente) y de la porosidad eficaz (drenable / llenable), que en general es mal conocida y puede diferir notablemente de los valores derivados de ensayos de bombeo. Hay correlación entre recarga y coeficiente de almacenamiento deducido de los ensayos de bombeo en pozos y asimilada a la porosidad eficaz, de modo que la recarga obtenida puede estar muy desviada si la porosidad eficaz está sesgada, a pesar de que el ajuste entre niveles piezométricos observados y los calculados sea buena. Así, dos piezómetros distintos en una misma MASb pueden proporcionar valores de recarga muy distintos. Además, el BALAN supone que el acuífero no tiene explotación significativa, lo que puede no ser cierto.

En la MASb de Santo Domingo-Guara se evalúa una recarga de 37 mm/a (piezómetro en materiales terciarios de permeabilidad media-baja) y 289 mm/a (piezómetro asociado al sistema kárstico del manantial de Fuenmayor y al polje de Ciano). La recarga obtenida con el NC es de 154 mm/a.

En el resto de las masas de agua la situación es muy similar, si bien la presencia en algunas de ellas de importantes retornos de riego distorsiona la comparación de resultados.

Para la MASb de Pancorvo-Conchas, de Haro, no afectada por retornos de riego, la recarga calculada es de 90 mm/a y el balance de agua da 260 mm/a. El piezómetro empleado en la calibración está en un contexto muy favorable a la recarga.

Otra MASb sin retornos de riego apreciables son las Calizas de Tàrrega. Con el método del NC se evalúa una recarga de 55 mm/a y con el balance hidrometeorológico 47 mm/a.

En la MASb del Somontano del Moncayo se calibraron cinco piezómetros en circunstancias hidrológicas diferentes. Incluyen las cuencas del Huecha, Queiles y Jalón y atraviesan materiales de permeabilidad media a muy alta. El balance de agua da valores de la recarga entre 18 y 58 mm/a, con un promedio de 37 mm/a, que son coherentes con 41 mm/a, y valores extremos entre 6 y 73 mm/a para la infiltración calculada con el método del NC de curva.

En el caso del Pliocuaternario de Alfamén, los resultados son más dispares debido a la importancia que en esta MASb tienen otros mecanismos de recarga diferentes a la

infiltración de lluvia, especialmente los retornos de riego y la infiltración de escorrentías laterales procedentes de la Sierra de Algairén. El balance hidrometeorológico da valores máximos de recarga, del orden de 200 mm/a, que se corresponden con la zona dominada por los riegos con aguas superficiales. Hacia el Sur, los regadíos con acequias se van reemplazando por otros atendidos con aguas subterráneas, en los que los retornos son mucho menores, y finalmente por cultivos en secano. Esta organización se evidencia en los valores de recarga calibrados, que van descendiendo desde 210 mm/a al Norte hasta 45 mm/a en el extremo Sur. La infiltración de lluvia calculada por el método de número de curva da valores máximos del orden de 45 mm/a en zonas de cultivo y mínimos en torno a 6 mm/a para las zonas urbanas, con un valor promedio para toda la MASb de 36 mm/a, del mismo orden de magnitud que los calibrados para las zonas de secano.

En la MASb de Gallocanta se calibraron dos piezómetros, uno con 260 m de profundidad que atraviesa los acuíferos Jurásico y Cretácico, con una recarga calibrada de 180 mm/a, y el otro con 35 m de profundidad que sólo atraviesa el acuífero Cretácico con una recarga estimada de 80 mm/a. Ambos casos parecen dar valoraciones sobreestimadas en relación a la recarga promedio sobre esta MASb. Los valores de infiltración obtenidos con el NC son en promedio 41 mm/a. También en este caso parece que las estimaciones de la infiltración mediante el balance hidrometeorológico dan valores por encima de los promedios para toda la MASb.

En la MASb de Cella-Ojos de Monreal se ha estimado una recarga de 37 mm/a. Los resultados obtenidos en el método del NC dan un valor de infiltración promedio para toda la masa de agua subterránea de 39 mm/a. La MASb de Pozondón drena por el manantial de Cella. El balance hidrometeorológico calibrado con el hidrograma de este manantial da una recarga de 142 mm/a. La infiltración calculada con el NC es de 47 mm/a. No obstante, la infiltración calculada con el algoritmo 2 da un valor de 120 mm/a, más coherente con los recursos evaluados en la Fuente de Cella.

La misma circunstancia anterior se da en otras MASb para las que, aunque apenas se dispone de elementos de calibración fiables, las características favorables a la infiltración de sus zonas de recarga sugieren valores de infiltración mayores que los calculados con el Algoritmo 1. En la tabla 4.4 del informe que se comenta se muestra un resumen de los resultados para estas masas de agua subterránea según los dos algoritmos empleados. Todas estas MASb presentan unas características especiales en sus procesos de infiltración que favorecen la recarga, debido a afloramientos muy karstificados en los que apenas hay desarrollo de suelo ni vegetación. En estos casos el algoritmo 2 proporciona resultados más ajustados de la estimación de la recarga.

A9.1.7 Comparación con los resultados del modelo SIMPA

El modelo SIMPA (Sección 4.9.2 del Capítulo 4) simula caudales medios mensuales en régimen natural, teniendo en cuenta todos los procesos que intervienen en el ciclo hidrológico del agua para cada una de las celdas en las que se discretiza el territorio. A partir de la precipitación, la evapotranspiración potencial y los parámetros hidrológicos se obtienen los mapas de almacenamiento de agua como humedad en el suelo y en el

acuífero y de las variables de salida del ciclo hidrológico: evapotranspiración y escorrentía total como suma de la escorrentía superficial y subterránea. Los caudales mensuales, en cada intervalo de tiempo se obtienen integrando la escorrentía total de las cuencas vertientes en los puntos de simulación.

Los datos diarios de partida del método del NC, agregados mensualmente, son los mismos que los utilizados por el modelo SIMPA. La valoración de la recarga por el método del NC considera únicamente la parte de las precipitaciones que se infiltra sobre las superficies permeables de las masas de agua subterránea. El SIMPA no establece distinciones entre la facilidad que tiene el suelo para generar escorrentía o infiltración, ya que aplica a toda la superficie de las MASb la misma capacidad de infiltración.

Se han confrontado los resultados de la infiltración valorada por ambas metodologías aplicadas a las MASb de la cuenca del Ebro. En términos generales, se aprecia una cierta correlación de los periodos de recarga según el NC y la infiltración del modelo SIMPA, aunque esta última es más regular temporalmente.

Para toda la superficie de las MASb, con el modelo SIMPA se obtiene una infiltración media anual de 7095 hm³/a, frente a los 2679 hm³/a que resultan del método del NC. La principal razón de esta notable discrepancia es que no toda la infiltración, tal y como se calcula en el modelo SIMPA, genera recarga en los acuíferos. Una parte importante de la infiltración, la generada sobre las superficies menos permeables, da lugar a escorrentía subsuperficial que se traduce en escorrentía hipodérmica. Si se compara el volumen medio anual de infiltración obtenida con el modelo SIMPA (7095 hm³/a) con la suma de las componentes de recarga e hipodérmica del método del NC (5627 hm³/a), los resultados son más próximos. Los resultados del modelo SIMPA están muy sesgados por las grandes MASb con importantes superficies poco permeables, en especial el Pirineo Axial y el Sinclinal de Jaca-Pamplona (Figura A.9.1.8).

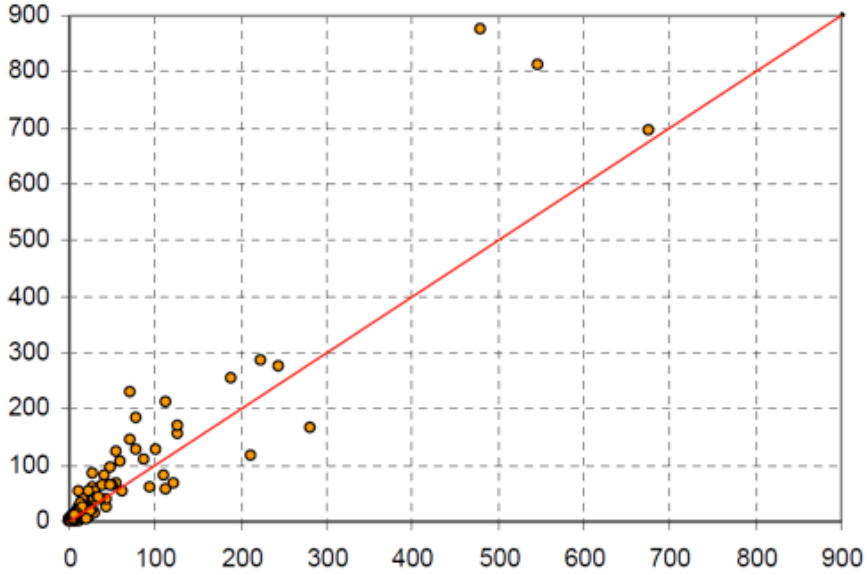


Figura A9.1.8 Relación entre la infiltración del modelo SIMPA (ordenadas) y la recarga + escorrentía hipodérmica del método del NC (abscisas). Valores en hm³/a

A9.1.8 Conclusiones

El método del NC propuesto realiza una valoración de la infiltración calculada como el exceso de precipitación sobre la escorrentía generada, planteando para ello distintas situaciones en función del estado de humedad del suelo, tal y como se realiza en un balance hidrometeorológico clásico. Una de las mayores ventajas del método del NC respecto a otros modelos de infiltración es su gran operatividad, basada en la simplificación del proceso de infiltración mediante un único parámetro fácilmente obtenible, realizando una estimación razonable de la escorrentía que genera cada evento de lluvia.

En los balances hidrometeorológicos realizados, los calibrados con hidrogramas de niveles piezométricos muestran una gran sensibilidad a las circunstancias hidrogeológicas locales y al coeficiente de almacenamiento, de manera que pueden dar valores muy dispares para una misma MASb, a pesar de ajustes que aparentemente son razonables. En cambio, los balances calibrados con caudales de ríos o manantiales promedian todo el ámbito de la recarga, lo que no es necesariamente cierto para las calibraciones realizadas mediante la piezometría.

La información foronómica disponible es escasa y son muy pocos los manantiales integrados en alguna red. Las medidas rara vez tienen frecuencia mayor que la mensual. Entre las principales limitaciones del método del NC cabe mencionar:

- No simula distribuciones multimodales de lluvia, sino que las trata como diferentes episodios en los que varía el estado precedente de humedad del suelo. Esta debilidad está atenuada en aquellas áreas en las que domina el proceso de infiltración de tipo Horton, como en las zonas áridas y semiáridas que dominan la mayor parte del ámbito de la cuenca del Ebro.

- El modelo se concibió como un modelo agregado. No obstante, los avances en herramientas de información geográfica han permitido la aplicación distribuida. En este sentido se apunta la posible distorsión de la relación entre la abstracción inicial y la capacidad de retención de los suelos por efecto de escala.

Anexo A9.2 Resultados de la aplicación del modelo SIMPA al territorio español

En este anexo se muestran los resultados de la aplicación del modelo SIMPA al territorio español realizado por el CEH-CEDEX para la Dirección General del Agua del Ministerio responsable del Medio Ambiente del momento. Se realizó para el primer Ciclo de Planificación Hidrológica 2009-2015 con los datos disponibles de los trabajos de planificación hidrológica previos, dentro de lo regulado por la Ley de Aguas de 1985 y el proceso planificador derivado. Los mapas son una mejora de los que se realizaron y publicaron con motivo del Libro Blanco del Agua (MIMAM, 2000). Todos los mapas dan los valores medios en mm/a para el periodo entre años hidrológicos 1940/1941 a 2005/2006 (CEDEX, 2016).

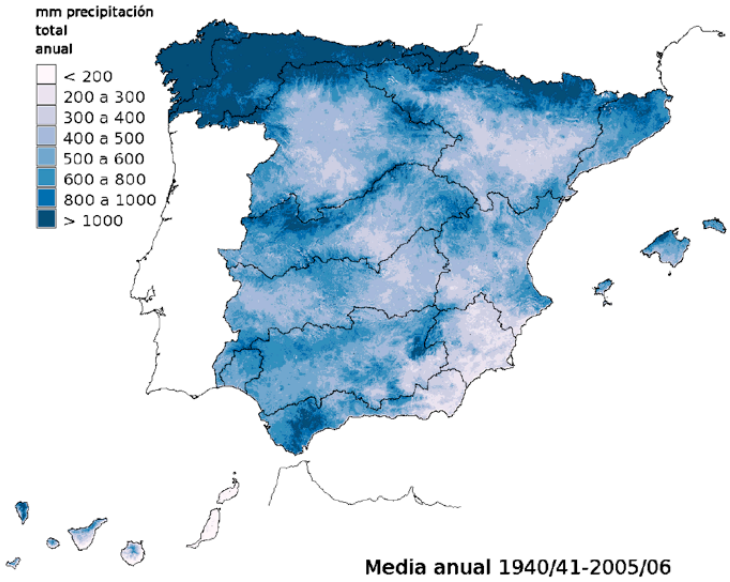


Figura A9.2.1 Precipitación media en mm/a.

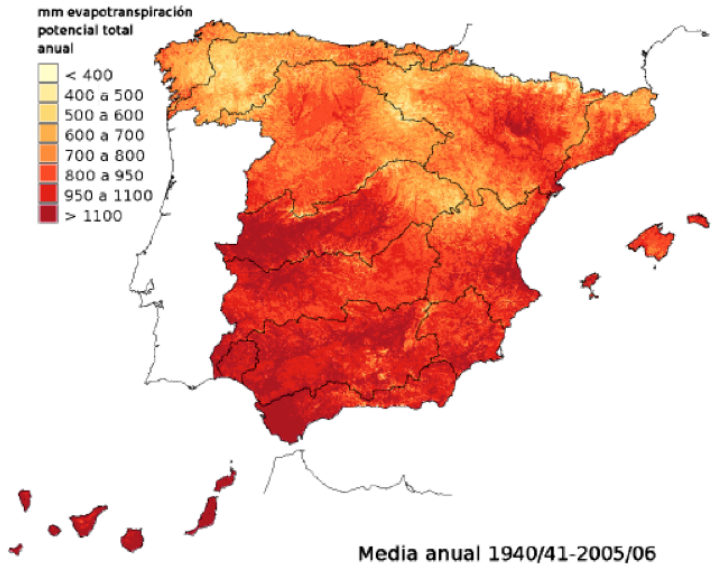


Figura A9.2.2 Evapotranspiración potencial media en mm/a.

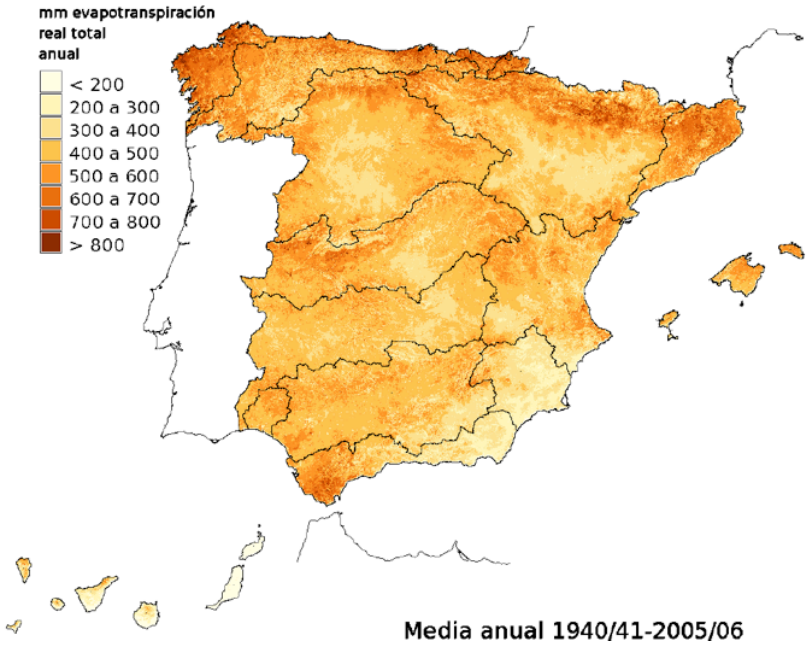


Figura A9.2.3 Evapotranspiración real media en mm/a.

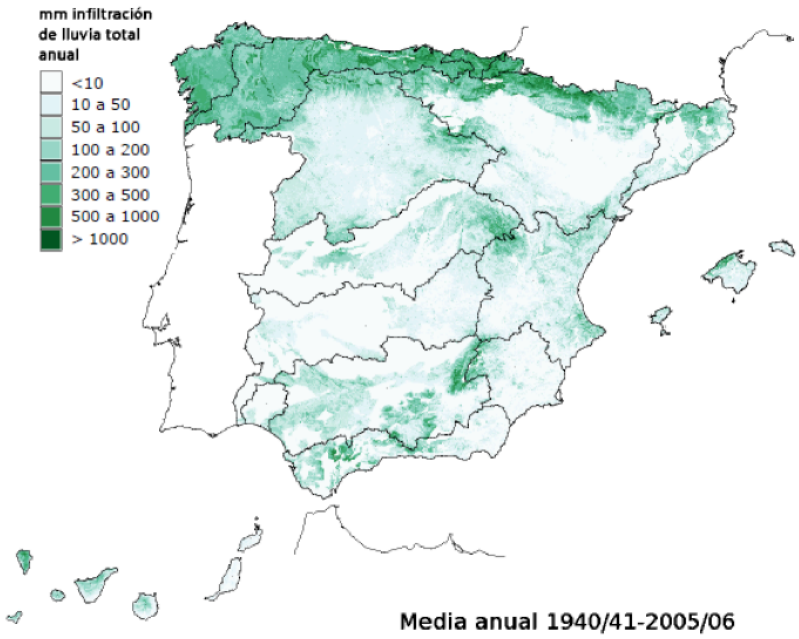


Figura A9.2.4 Infiltración de la precipitación media en el terreno en mm/a.

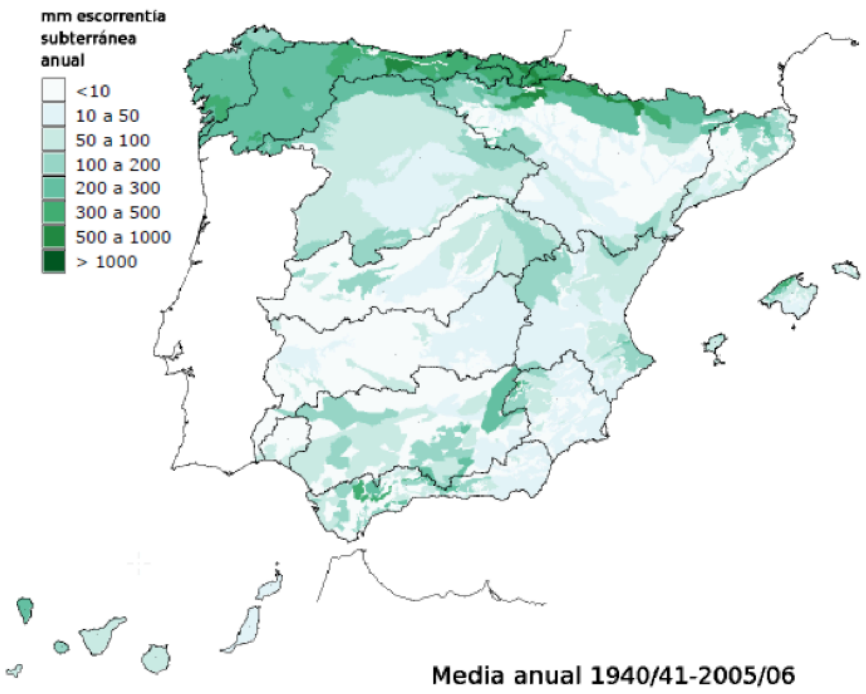


Figura A9.2.5 Escorrentía subterránea media en mm/a.

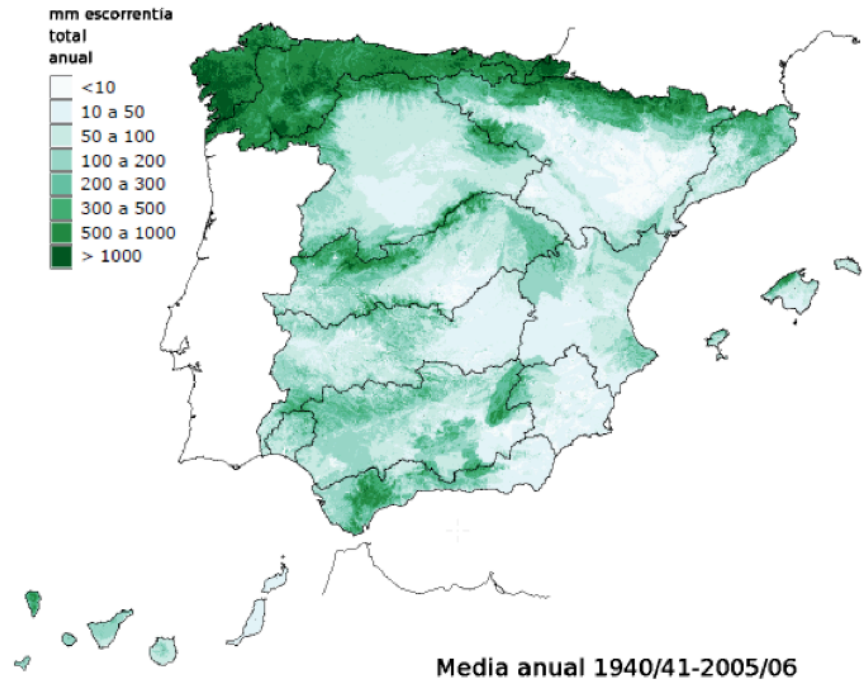


Figura A9.2.6 Escorrentía total media en mm/a.

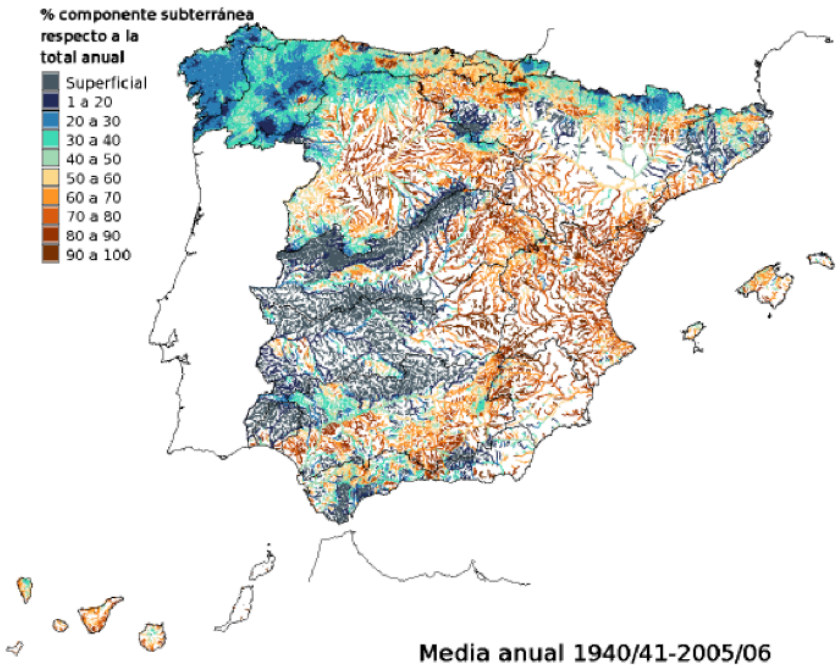


Figura A9.2.7 Escorrentía subterránea relativa a la escorrentía total en porcentaje.

A efectos de la evaluación de la recarga, en principio se puede suponer que el mapa de ETP es aceptable como total anual, pero quizás menos el de escorrentía total y puede ser discutible el de escorrentía subterránea y el del porcentaje de escorrentía subterránea sobre el total. Lo dicho no se fundado en el conocimiento de la hidrogeología de cada Cuenca, sino en la crítica de la metodología aplicada y los comentarios hechos a los Capítulos 3 y 4.

Anexo A9.3 Resultados de las entrevistas referentes a la recarga a los acuíferos y los recursos de agua subterránea en la planificación hidrológica española

En este Anejo se aportan los resultados de las entrevistas realizadas con ocasión de este Informe RAEMIA y referentes a la recarga en los Planes Hidrológicos españoles, por orden cronológico. Estas entrevistas están identificadas por su número (por ejemplo [2] para la Nº 2-171018). Se las menciona de ese modo en el texto de este Capítulo 9, allí donde su contribución es relevante. Las otras entrevistas forman parte del Anejo A10.2 del Capítulo 10.

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 2-171018	**Fecha** 18-10-2017	**Lugar** Plaza de San Francisco, Santa Cruz de Tenerife
Entrevistados: Roberto Poncela Poncela y Elzbieta Skupien Balon		
Organismo/empresa: Consultores privados		
Temática: Recarga en La Palma y La Gomera. **Contribución específica**		

Comentarios

Los cálculos de la recarga en La Palma y La Gomera que figuran en los respectivos Planes Hidrológicos parecen exagerados, por lo que los recursos de agua captables son menores que lo que consta en los mismos. En parte se atribuye a que la ETP se ha calculado con la fórmula de Thornthwaite, que en el clima local lleva a valores inferiores a la ETo obtenida con la fórmula de Penman-Monteith con los datos de las estaciones completas existentes en otros lugares de las islas. Por otro lado, los coeficientes de cultivo a aplicar en situaciones de vegetación natural son inciertos. Como muchas estaciones meteorológicas actuales, además de la precipitación diaria dan la temperatura media, máxima y mínima, es posible aplicar la fórmula de Hargreaves, cuyos resultados se aproximan mejor a los de Penman-Monteith obtenidos en las estaciones meteorológicas completas.

Hasta la fecha, en la planificación hidrológica de la isla de La Palma se han obtenido los valores de recarga ("infiltración en la planificación hidrológica") como diferencia de cierre de la ecuación general del balance hídrico. Esta tendencia está heredada del Proyecto SPA-15, partiendo de la utilización de la ETP por el método de Thornthwaite. En el Avance del Plan Hidrológico de La Palma de 1992, manteniendo el esquema, se modificó la ETP, de manera que disminuyó la ETR y por lo tanto se sobrevaloró la infiltración (recarga) al resolver la ecuación.

Esta tendencia se mantiene en la actualidad, si bien se ha podido ajustar algo más la distribución de precipitaciones. A este respecto hay que indicar que, a la incertidumbre asociada a esta medida, durante los últimos años existen abundantes lagunas en los datos meteorológicos en la zona de cumbres y medianías altas, que es donde se produce la mayor parte de la recarga natural por infiltración de la pluviometría.

En estos últimos años, la red SIAR (MAPAMA) ha establecido para la zona de cultivo (en general por debajo de la cota 400 m snm) una serie de estaciones experimentales de las que se puede obtener, a nivel diario, mensual y/o anual, las diferentes componentes del balance hídrico, en particular la ET0 calculada por el método de Penman-Monteith. No obstante, esta situación no ha sido transferida a la planificación hidrológica ya que el criterio agrícola ha ido por un lado y el hidrológico por otro. Es una cuestión que también se nota en los Organismos responsables de la adquisición de datos meteorológicos, donde hay gran descoordinación, muchas veces sin intercambio de información, aunque en la actualidad se está intentando una coordinación más efectiva.

Ante la dificultad de disponer de datos fiables tipo Penman-Monteith en la zona de cumbres y medianías altas y a su vez completar estos cálculos con la propia metodología FAO, para mejorar la estimación de la recarga natural se considera la utilización del método de Hargreaves, que permite considerar indirectamente datos de radiación. La ventaja del método de Hargreaves es que exige menos datos que la formulación de Penman-Monteith y, en el caso de La Palma, a pesar de las lagunas existentes, son más factibles de localizar, especialmente en las bases de datos AEMET. Así pues, además de la radiación que está calculada o se puede evaluar a partir de la latitud de la estación considerada, sólo se necesita la precipitación, la temperatura media y las temperaturas máximas y mínimas.

Si el periodo es diario serían las temperaturas absolutas del día y si es promediado, como suele suceder, se utiliza la media de las máximas y media de las mínimas en ese periodo considerado.

Con esta metodología, Poncela (2015) ha realizado un nuevo balance hidrometeorológico insular, poniendo de manifiesto que, a pesar de la diferencia de periodos considerados en el Plan Hidrológico de La Palma, la utilización de uno u otro método da lugar a diferencias importantes, que deben ser tenidas en cuenta a la hora de planificar. Al no existir estaciones SIAR ni estaciones completas a cotas elevadas, no se pudo ajustar con el método de Penman-Monteith, que es lo recomendable. Es una de las tareas que se sugiere realizar.

La tabla muestra los datos obtenidos en este trabajo, que muestra la diferencia anteriormente mencionada:

BALANCE HÍDRICO (Poncela, 2015)				
Ref	**Parámetro**	**mm/año**	**hm^3/año**	**% s/P**
P	Precipitación	717,0	502	100
ETR	Evapotranspiración real (*)	486,4	340	68
ES	Escorrentía superficial	23,0	15 (**)	3
I	Infiltración (***)	207,6	145	29

(*) ET_0 calculada por el método de Hargreaves.
(**) Asociado a las cuencas específicas (mismo valor que PHP, 2015).
(***) Los excedentes con RU = 50 mm son 230,6 mm (ES + I).
PHP (2015): P=737 mm/año (516 hm^3/año); ETR=353 mm/año (247 hm^3/año) I=361 mm/año (253 hm^3/año).

En la última línea se plasman los datos actuales (referenciados también en 2015) de la planificación hidrológica de La Palma de 2015. El valor de recarga es del orden de un 20% inferior al de la planificación.

A finales de 2017 se ha presentado un estudio hidrogeológico de la masa de agua subterránea LP005, Acuífero del Valle de Aridane-Tazacorte (en fase de revisión) en el CIALP (Poncela, 2017), donde se ha utilizado esta misma metodología, pero con el apoyo de la red SIAR (Los Llanos de Aridane, Tazacorte y Fuencaliente). Así se ha dispuesto de la ETo de referencia de Penman-Monteith a cotas bajas y desde ahí se ha extrapolado y ajustado la función de Hargreaves con la anterior. A su vez, esta estimación y cálculo se ha comparado con el método de Thornthwaite. Resaltan las diferencias, especialmente en época húmeda. Los resultados obtenidos, que están en fase de revisión a fecha de redacción de la presente nota, verano de 2017, son prometedores.

La Red SIAR completa consta de estaciones a cota de cultivos en los municipios de Barlovento, Puntallana, Breña Alta, Fuencaliente, Tazacorte y Los Llanos de Aridane.
Se desconoce y/o no se tiene constancia de la realización del balance de cloruros de deposición atmosférica en La Palma hasta la fecha, ni a nivel local, ni insular.

Documentos/Información relativos a La Palma:

PHLP. 2015. Plan Hidrológico Insular de La Palma. Memoria de Información. Consejo Insular de Aguas de La Palma: 1-236. http://lapalmaaguas.com/.

Poncela, R. 2015. Hidrogeología del Sistema Acuífero Volcánico de La Palma (Islas Canarias). Tesis Doctoral. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Alicante: 1-227. https://rua.ua.es/dspace/handle/10045/52878.

Poncela, R. 2017. Estudio hidrogeológico sobre el origen de los nitratos y la posible sobreexplotación de la masa de agua subterránea LP005.- Acuífero Valle de Aridane-Tazacorte. Documento Técnico interno (en revisión). Consejo Insular de Aguas de la Palma. Santa Cruz de Tenerife: 1-210 + planos.

Red SIAR: http://www.gobiernodecanarias.org/agricultura/agricultura/temas/datos_agroclimaticos/estaciones.html.

La Gomera presenta una situación equivalente a La Palma, si bien ha habido dos intentos de mejora de la evaluación de la recarga natural independientes de la planificación hidrológica, derivados de la realización de dos tesis doctorales (Skupien, 1998; Izquierdo, 2011). En ambas tesis se deja constancia de que la recarga es ligeramente superior a la indicada en el SPA-15 (1975) pero inferior a la evaluada para el Avance del Plan Hidrológico de la Gomera (APHG, 1993). Generalmente vale entre el 30% y el 33% de la pluviometría, en contraposición a los más de 40% del APHG (1993).

Se han realizado estimaciones de la recarga a largo plazo por balance de la deposición total de cloruros atmosféricos, para trabajos de investigación y comunicaciones científicas (entre otros, Custodio y Manzano, 1992), donde se pone de manifiesto que la zona sur recibe una recarga que puede suponer del orden del 40-42% de la pluviometría en la misma.

En los trabajos específicos realizados en la zona de cumbres y medianías asociadas a las cuencas de Barranco Seco (San Sebastián de la Gomera) y Valle Gran Rey (Poncela y Skupien, 2016), utilizando la metodología de Hargreaves-Samani se han obtenido valores de recarga natural del orden de 56,8 mm/a en Barranco Seco y de 33,9 mm/a en valle Gran Rey. Asimismo, se evalúa una recarga concentrada asociada de 23,7 y 39,4 mm/a, respectivamente, lo que define una recarga total de 80,5 mm/a para una superficie de cálculo de unos 8,5 km^2 en la cuenca de Barranco Seco y de 73,3 mm/a para unos 9 km^2 en la cuenca de Valle Gran Rey.

Hay que destacar la existencia de estaciones SIAR en Hermigua y San Sebastián de La Gomera, que tienen datos de ET0 según Penman-Monteith, pero que claramente quedan circunscritas a las zonas bajas de cultivo (inferior a 200 m snm), por lo que su aplicabilidad a las zonas de cumbres es cuestionable.

Tabla de comparación entre valores de precipitación, escorrentía, ETR y recarga, en hm^3/a. Otros valores son 36 hm^3/a según SPA-15 (1975) y 40 hm^3/a según Skupien (1997).

Documento	Precipitación	Escorrentía	ETR	Recarga
PH Gomera 2003	137	7	65	65
Tesis, método A	150	42	65	43
Tesis, método B	150	42	94	14
Modelo Simpa	139	11	94	33

Documentos/Información:

APHG 1993. Documento de Avance del Plan Hidrológico de La Gomera. Dirección General de Aguas. Gobierno de Canarias: 1-217.

Custodio Gimena, E. y Manzano Arellano, M. 1992. Estudio preliminar hidrogeoquímico e isotópico ambiental de la Isla de La Gomera. V Simposio de Hidrogeología, Alicante. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XVII: 61-76.

Izquierdo, T. 2011. Hydrogeology of La Gomera (Canary Islands): contributions to conceptual models of volcanic islands aquifers. Ph.D. Dissertation. Department of Biology and Geology. University Rey Juan Carlos, Madrid: 1-172 + Appendices. http://hdl.handle.net/10115/11349

Poncela, R. y Skupien, E. 2014. Estudio de la situación hidrogeológica actual de las galerías: El Altito (TM de Valle Gran Rey) e Ipalán (TM de San Sebastián). Documento Técnico interno. Dirección General de Aguas. Gobierno de Canarias. Santa Cruz de Tenerife: 1-116 + anexos.
Red SIAR: http://www.gobiernodecanarias.org/agricultura/agricultura/temas/datos_agroclimaticos/estaciones.html.

Skupien, E. 1998. Aguas subterráneas en las rocas volcánicas de La Gomera. Tesis Doctoral. Departamento de Geología de la Academia de Minería y Siderurgia "Stanislau Staszic", Facultad de Geología, Geofísica y Protección del Ambiente. Universidad AGH, Cracovia: 1-121.

Revisado: 31-10-17

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 4-171102	**Fecha** 02-11-2017	**Lugar** ETSICCP-UPV-Valencia
Entrevistados: Joaquín Andreu, Eduardo Cassiraga, Javier Rodrigo y Abel Solera		
Organismo/empresa: Departamento Ingeniería Hidráulica		
Temática: Modelación de la recarga		

Comentarios

El equipo del Departamento trabaja en la modelación de los recursos de agua para la planificación hidrológica en convenio con la administración del agua, principalmente la Confederación Hidrográfica del **Júcar**. Se trata de abordar la planificación de los recursos de agua para el documento que ha de estar disponible en un tiempo que permita que se haya sometido a información pública y los trámites establecidos antes de 2021, para el tercer ciclo de planificación 2021-2027. Para esa modelación se recibe ya especificada la recarga a aplicar. De acuerdo con los resultados obtenidos se proponen nuevas recargas para recalcular los recursos.

Otro miembro del grupo, Miguel Ángel Pérez, conjuntamente con Teodoro Estrela, que es profesor asociado al tiempo que es ingeniero jefe de planificación en la Confederación Hidrográfica del Júcar, está extendiendo la potencialidad del modelo PATRICAL para poder tratar nuevas situaciones respecto a la que ya tenía, como los manantiales. El modelo EVALHID, con base en el modelo Sacramento, se aplica a la cuenca del **Duero**, por subcuencas en vez de la retícula regular, que en general es de 1 km x 1 km. Se considera la topografía para limitar la acumulación de reservas en el acuífero. Se está utilizando con paso de tiempo diario en vez del mensual utilizado hasta ahora en los modelos SIMPA y PATRICAL. Esta simulación diaria también se prevé para PATRICAL. El modelo EVALHID diario se está aplicando al alto y medio **Guadiana**, en la Mancha Occidental, para recalibrar la modelación anteriormente realizada.

En la cuenca alta del **Júcar** se está reconsiderando el límite de flujo subterráneo entre la Mancha Oriental y la Occidental a tenor de los estudios de Miguel Mejías, del IGME, en principio por simple aplicación de la ley de Darcy a una piezometría virtual apoyada en observaciones.

Actualmente se simula la gestión de las aguas superficiales acopladas a las aguas subterráneas en la cabecera del **Guadiana**, calculando su respuesta mediante la técnica de los autovalores.

El momento actual es muy dinámico, con posibles grandes evoluciones en un corto plazo de tiempo.

Enviado para revisión: 03-11-17

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 5-171102	**Fecha** 02-11-2017	**Lugar** Unidad Territorial del IGME en Valencia
Entrevistados: Bruno Ballesteros y Juan Grima		
Organismo/empresa: IGME, Instituto Geológico y Minero de España		
Temática: Recarga a los acuíferos		

Comentarios

El CEH-CEDEX se encuentra trabajando actualmente en un nuevo modelo hidrológico para su aplicación en el tercer ciclo de la planificación hidrológica. Se trata de una tarea de ámbito nacional, por lo que incluye las cuencas intracomunitarias. Para ello, con fecha 22 de noviembre de 2017, la Dirección General del Agua ha requerido la colaboración del IGME mediante una encomienda, coordinada por Víctor Arqued y Luis Martínez Cortina (DGA) y por José Manuel Murillo (IGME). El objeto de los citados trabajos es la mejora del modelo SIMPA, usado hasta ahora para la restitución del régimen natural del sistema de recursos hídricos en España. El actual modelo adolece de un marcado sesgo hacia las aguas superficiales, ya que no integra adecuadamente las aguas subterráneas. El nuevo proyecto pretende incorporar los acuíferos de una forma más realista con el fin de obtener un mayor ajuste del régimen natural de los cauces superficiales. Uno de los principales problemas existentes es la antigüedad de la información disponible y, sobre todo, su carencia en gran parte del territorio. En este respecto, el CEH-CEDEX está actualizando los mapas y las bases de datos.

Entre las mejoras incorporadas en el nuevo modelo SIMPA está considerar el intercambio de agua subterránea entre acuíferos, el almacenamiento en riberas, la relación río-acuífero (que contempla el secado y la alternancia temporal de tramos ganadores y perdedores), la evapotranspiración freática y la descarga de las masas de agua subterránea a más de un cauce. Para la determinación del coeficiente de agotamiento de los acuíferos se propone el uso de la permeabilidad (conductividad hidráulica), en vez de la transmisividad, con el fin de integrar las variaciones del espesor de la zona saturada. Para estos trabajos se cuenta con el estudio de la relación acuífero-río en las cuencas intercomunitarias, que es parte del resultado de la encomienda (actividad 4) que la DGA hizo al IGME en 2010, editada en 2016 y disponible en el fondo documental del IGME.

La experiencia de la aplicación del modelo PATRICAL, desarrollado conjuntamente por la Confederación Hidrográfica del Júcar y la Universidad Politécnica de Valencia, integra a los acuíferos de una manera más adecuada que el SIMPA. Su aplicación a la propia Demarcación del Júcar arroja resultados razonables a nivel de cuenca, pero aparecen desajustes en la determinación de los recursos a nivel de acuífero/MASb, lo que limita en parte su utilidad para la definición de los planes de explotación de estas MASb.

También se han realizado aplicaciones del modelo APLIS al acuífero del Maestrazgo (Maestrat), así como del método de Subcuencas Hidrológicas elaborado por el IGME, obteniéndose resultados comparables a otras metodologías. Este último parte del establecimiento de estaciones termopluviométricas virtuales para cada subcuenca hidrológica, siendo ésta la unidad de trabajo a partir de la cual se determina la escorrentía superficial, que se calcula mediante el método del número de curva del Soil Conservation Service del United States Department of Agriculture (USSCS).

El programa RENATA, cuyo autor principal es Alberto Padilla, ha sido elaborado por el Departamento del Ciclo Hidrológico de la Diputación Provincial de Alicante (DPA) y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), con el apoyo de ALJIBE Consultores. Este código se

basa en un modelo discretizado que permite obtener por distintos métodos, y a partir de las series climáticas, la evapotranspiración potencial (ETP), la evapotranspiración real (ETR), la lluvia útil (LLU), la infiltración profunda o recarga natural (INF) y la escorrentía superficial (ESC), por lo que, incluso, puede ser utilizado en otro tipo de estudios hidrológicos. Se trata de una herramienta de ejecución relativamente sencilla, diseñada con una finalidad eminentemente práctica, aunque su aplicación no es totalmente automática.

También se han desarrollado trabajos por parte del IGME y las Universidades de Valencia y de Castilla-La Mancha para establecer el funcionamiento hidrológico de 17 lagunas endorreicas de La Mancha, con especial énfasis en la determinación de su balance hídrico. Para calcular los aportes superficiales a estos humedales, el sistema empleado se basa en el método del número de curva (USSCS), pero en el que el factor suelo, que en la referida metodología tiene un carácter claramente agronómico, es sustituido por un "factor geológico" dependiente de la mayor o menor permeabilidad de las formaciones geológicas aflorantes en la cuenca vertiente. Dicho factor geológico se ha calibrado y ajustado en un conjunto de lagunas que no dependen del agua subterránea y de las que se conoce la evolución de su nivel de llenado. Esto ha hecho posible asignar a cada de formación geológica un valor de escorrentía y, en consecuencia, una determinada tipología aplicable al referido método.

El momento actual es muy dinámico y posiblemente con una evolución importante a corto plazo, por lo que es de gran interés seguir de cerca el desarrollo de estos trabajos.

Revisado: 22 noviembre 2017 por Bruno J. Ballesteros (actualizado 20-12-18)

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 6-171103	**Fecha** 03-11-2017	**Lugar** Conf. Hidrogr. del Júcar
Entrevistados: Teodoro Estrela y Javier Ferrer		
Organismo/empresa: Confederación Hidrográfica del Júcar		
Temática: Modelos de cálculo de la recarga		

Comentarios

Para la planificación hidrológica de la demarcación hidrográfica del Júcar se ha usado el Modelo PATRICAL, desarrollado conjuntamente con la Universidad Politécnica de Valencia. Actualmente se está aplicando a áreas parciales, como las de Requena-Utiel o la parte sur de la Plana de Valencia. A partir de lo realizado por el CEH-CEDEX, en las otras cuencas hidrográficas se ha aplicado el modelo SIMPA. Ambos comparten los principios básicos y parten del modelo de cálculo del balance en el suelo de Témez, pero el modelo PATRICAL es más completo en cuanto a funcionalidades. Ambos se han utilizado a nivel mensual. En parte, las nuevas funcionalidades y aplicaciones del modelo PATRICAL son el resultado de diversas tesis de maestría de alumnos de Ingeniería hidráulica de la UPV. Al incorporar la posibilidad de considerar el contenido de solutos, el modelo PATRICAL ha permitido que en ciertos casos se haya mejorado notablemente el modelo conceptual de funcionamiento de un acuífero, como con la distribución de NO_3.

Estos modelos se han aplicado a nivel mensual, que es adecuado a los datos disponibles, aunque no es lo más adecuado a climas de tipo mediterráneo. Hay una tendencia a pasar al balance diario. Aunque los datos climáticos disponibles en España en general son diarios, hay numerosos vacíos cuyo completado puede suponer la introducción de perturbaciones notables si no se hace mediante técnicas afinadas.

Estos modelos se basan en el balance en el suelo. El modelo Tetis, desarrollado por Félix Francés y por Luis Samaniego, primero en la UPV y actualmente en Alemania, incorpora el flujo en el medio no saturado y está orientado al estudio de crecidas en las cuencas. Utiliza tiempo continuo. El JRC (Joint Research Center) de la Unión Europea está también desarrollando modelos, en especial para estudiar el acoplo clima-agua.

Enviado para revisión: 04-11-17

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 7-171113	**Fecha** 13-11-2017	**Lugar** IGME, Ríos Rosas-Madrid
Entrevistados: Juan Manuel Murillo con asistencia inicial de Juan José Durán Valsero		
Organismo/empresa: Instituto Geológico y Minero de España		
Temática: recarga en España		

Comentarios

El IGME tiene la encomienda (en proceso de consolidación) de la Dirección General del Agua de aportar al CEH-CEDEX elaboraciones y metodología para el mejor tratamiento de las aguas subterráneas en la cuantificación de los recursos de agua en todo el territorio español, dentro de las nuevas aplicaciones del Modelo SIMPA, que es cuasi-distribuido. Esta tarea debe completarse a principios de 2018. La malla original de 1 km x 1 km se cambia por 500 m x 500 m, lo que supone trabajar con unos 2 millones de celdas.

El balance de agua en cada celda se realiza aplicando el método de Témez con paso de tiempo mensual. Se requiere el valor de la reserva máxima de agua en el suelo sometido a evapotranspiración, establecer el coeficiente C de proporcionalidad entre el déficit de almacenamiento en el suelo y el umbral de escorrentía, la capacidad máxima de infiltración y el coeficiente de descarga (agotamiento) del acuífero.

El mapa de reserva máxima se deriva de los trabajos realizados por el CIEMAT en cuanto a la textura del suelo, el uso del suelo según la información del proyecto CORINE Land Cover y la pendiente topográfica a partir de la cartografía. Con ello se establece una tabla de 200 clases de suelos, cada una con una descripción (de interpretación no siempre clara) y un valor. Si hay alguna calibración que sugiere modificar el valor de la reserva máxima de una clase, este cambio se incorpora a la tabla de clases y por lo tanto afecta a todas las demás celdas que responden a esa clase.

El coeficiente de excedente de agua es empírico, entre 0,1 y 0,5, pero se adopta el valor 0,35 en todos los casos.

La capacidad máxima de infiltración corresponde a 32 clases que se derivaron del mapa litoestratigráfico del IGME, pero no está claramente documentado el valor que se da a cada tipología de capacidad de infiltración máxima.

No se consideran los manantiales ni las extracciones de agua subterránea, ni las transferencias laterales de agua subterránea. Estas últimas podrían estimarse a partir de la aplicación de la Ley de Darcy cuando hay datos piezométricos en las celdas que se consideran.

Una tarea ya realizada es la de mejorar la estimación, considerando que las masas de agua subterránea (MASb) definidas o las modificaciones que se estén realizando no siempre responden ni a límites de significado hidrogeológico ni son de características territoriales homogéneas. Para ello se han definido "recintos" hidrogeológicos, que respetan al máximo lo definido como MASb y amplían el número desde unas 800 a unas 1200. Las MASb se subdividen si se trata de acuíferos diferentes y se agrupan las MASb próximas con características similares. Estos datos están ya cargados, excepto para las Cuencas Internas de Cataluña y las 7 Demarcaciones hidrográficas Canarias.

El modelo SIMPA hasta ahora utilizado usa un único valor del coeficiente de agotamiento α del agua subterránea para cada celda de la malla, con lo que no se puede considerar la descarga a más de un manantial o río. Se está tratando de corregirlo cuando la descarga es múltiple. Para tener en cuenta la influencia del espesor saturado en el valor de α y en los flujos de agua subterránea se considera la conductividad hidráulica en vez de la transmisividad. Para evitar ascensos o descensos irreales del nivel piezométrico y del nivel freático, se define una cota de base (muro) y de techo o de la superficie del terreno. Se especifica la altitud del lugar del supuesto lugar de descarga. El IGME ya había elaborado una tabla estimativa de valores de α por unidades acuíferas, pero ahora se requiere mucho mayor detalle. Con los datos manejados hasta ahora, del orden del 80% de los acuíferos descargan en menos de tres meses y del orden del 40 % en 1 mes.

El IGME debe suministrar al CEH-CEDEX la aportación de agua subterránea a los ríos y como alimentar datos hidrogeológicos al modelo SIMPA en los recintos hidrogeológicos. Corresponde al CEH-CEDEX la evaluación de la posible toma en consideración.

No está previsto considerar evapotranspiración freática.

Se considera la existencia de tramos de río ganador. Los tramos de río perdedor se consideran a través de una entrada constante o la infiltración total en un lugar determinado (sumidero) cuando esta es la situación observada. La descarga al mar se considera fijando la posición del nivel del mar.

Todo ello exige un gran esfuerzo de caracterización territorial, para lo que con frecuencia no hay datos recopilados. El IGME dispone a nivel cualitativo de un inventario (para un estudio) de los tramos en que los ríos ganan y pierden agua en las cuencas intercomunitarias, pero no permite cuantificar sin reconocimientos y estudios adicionales.

El paso de tiempo considerado es de 1 mes. Con ello no es posible un cálculo afinado de la recarga, en especial en las áreas semiáridas.

En el Modelo SIMPA no se consideran las extracciones de aguas subterráneas, con lo que la restitución del régimen natural a partir de observaciones es difícil ya que las de que se dispone son en general posteriores al inicio de las extracciones intensivas. Se busca obtener una piezometría a nivel general en estado natural.

En el ámbito de la recarga, el IGME ha colaborado con el CEH-CEDEX en la producción de series de datos para la caracterización de escenarios de cambio climático. Actualmente también colabora para un modelo de gestión conjunta de recursos de agua en España, incluyendo desalinización y reutilización, con apoyo del AQUATOOL, considerando al acuífero como un elemento unicelular.

Actualmente el IGME tiene un proyecto de estudio de la recarga a los acuíferos en La Rioja para comparar diversos modelos de balance a agua, como el Visual BALAN y RENATA. Se trata de un acuífero sencillo.

Revisado: 17-11-17

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 12-171122	**Fecha** 17-11-2017	**Lugar:** Centro de Estudios Hidrográficos-Madrid
Entrevistados: Carmen Mirta Dimas y Luis Barranco		
Organismo/empresa: Centro de Estudios Hidrográficos- CEDEX		
Temática: Balances de agua y recarga en España		

Comentarios

El CEH-CEDEX calcula los recursos hídricos en régimen natural con su modelo hidrológico SIMPA (Sistema Integrado para la Modelización Precipitación Aportación). Se utilizó para el Libro Blanco del Agua en España y el Plan Hidrológico Nacional y después se ha aplicado en el primer y segundo ciclo de la planificación hidrológica.

Se está trabajando en las mejoras del modelo SIMPA para incluir variables y funcionalidades, en especial en lo referente a las aguas subterráneas y su estado de explotación. Se hace en colaboración con el IGME bajo una encomienda de la DGA-MAPAMA, con una dedicación por parte del CEH-CEDEX de dos técnicos especialistas a tiempo parcial.

El nuevo modelo se aplica a una malla cuadrada de lado 0,5 km. Esto ya es de por sí un esfuerzo considerable. Se mantiene el paso de tiempo mensual ya que en la etapa actual no hay posibilidad de hacerlo con paso de tiempo diario, como sería conveniente dadas las características semiáridas y de notable relieve de más de la mitad del territorio peninsular. La realización de balances diarios de agua en cada celda no se contempla por ahora debido a la insuficiente capacidad de tratamiento informático y de que las series diarias disponibles antiguas son incompletas y en parte necesitan contraste. La evapotranspiración potencial es la de Penman-Monteith en las estaciones completas y la de Hargreaves en las termo-pluviométricas, después de corregir los resultados de acuerdo con los anteriores más precisos.

Se sigue considerando a cada acuífero como una unidad que integra la recarga de las celdas que lo recubren y se descarga de acuerdo con una ley exponencial característica, como si se tratase de una sola celda.
Entre las mejoras que se tratan de incorporar está el establecimiento de los valores máximo y mínimo (muro y techo) del nivel piezométrico del acuífero en cada celda. Para cada acuífero (recinto acuífero) se requiere el nivel de descarga, el coeficiente de agotamiento (descarga) en función de la conductividad hidráulica y el espesor saturado y las transferencias a o desde acuíferos vecinos o superpuestos, en función de las características hidráulicas y geométricas y los niveles piezométricos diferenciales a partir de datos virtuales. Si un acuífero descarga a más de un manantial o curso fluvial, debe definirse el reparto de salidas. Adicionalmente hay que definir el comportamiento ganador o perdedor de los tramos fluviales y en su caso las entradas por infiltración de agua en cauce. Estos últimos cálculos se podrían hacer semi-mensuales para mayor precisión o para mejor cierre del balance acumulado.

En el modelo SIMPA empleado hasta ahora, la calibración se hizo con los caudales naturales y/o restituidos de las estaciones de aforo fluviales y entradas de embalses, sin tener en cuenta el estado de explotación de las aguas subterráneas. Para ello se buscó retocar el valor inicial del conjunto de los cuatro parámetros básicos del modelo para conseguir el mejor ajuste posible de acuerdo con diferentes medidas clásicas de la calidad de la aproximación. En general, el parámetro más sensible es la reserva máxima de agua en el suelo. Se utilizaron algo más de 200 estaciones de aforo fluviales, ya que apenas había datos de manantiales. Para la calibración del modelo mejorado se va a disponer de algo más de 600 estaciones y algunas series de niveles piezométricos. La calibración es manual. No está aún resuelto el modo de proceder para considerar la explotación de las aguas subterráneas para establecer el régimen natural de funcionamiento y cómo considerar los efectos plurianuales diferidos.

Los parámetros calibrados se aplican a todo el territorio, sin matización adicional. Se está planteando considerar la influencia climática en las tablas de parámetros.

La evaluación de los recursos de agua abarca la totalidad del territorio peninsular español.

Revisado: 27-11-17

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 13-171122	**Fecha** 22-11-2017	**Lugar** Dirección General del Agua-Madrid
Entrevistados: Luis Martínez Cortina		
Organismo/empresa: Dirección General del Agua-MAPAMA		
Temática: Recarga en España		

Comentarios

Se ha explicado y comentado la actual organización de la Dirección General del Agua (DGA) del MAPAMA (Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente) y de las Confederaciones Hidrográficas y dónde se encuadran en ellas las actividades en relación con la planificación y ordenación de los recursos de aguas subterráneas. Estas consideraciones son previas a la reorganización ministerial actual (primer trimestre de 2019).

En la DGA del MAPAMA, la jefatura de aguas subterráneas ha dejado de quedar explícita tras la jubilación de Pérez Baviera. La tendencia es a jefaturas menos especializadas y a que la labor de apoyo la realicen organismos especializados, como el IGME y el CEH-CEDEX. Las responsabilidades sobre aguas subterráneas están divididas entre dos de las Subdirecciones Generales (SDG), preferentemente en la de SDG del Dominio Público Hidráulico. La SDG de Planificación tiene competencia en lo que atañe a la planificación, sean aguas superficiales o subterráneas. Los técnicos de aguas subterráneas están en el Área de Recursos Subterráneos de la SDGDPH (Subdirección General del Dominio Público Hidráulico), al no tener ahora Jefe de Área, dependen del Área de Calidad de las Aguas.

La tarea actual de planificación de los recursos de agua, tras cerrar los planes del ciclo 2015-2021 (aunque los de las 7 demarcaciones hidrográficas canarias están aún por concluir) es la de coordinación a nivel español de los diferentes planes de las Confederaciones Hidrográficas y de las Agencias del Agua Autonómicas, que están reguladas por la Ley de Agua Española en su estado actual (TRLA, 2003 y modificaciones posteriores). La excepción son las Islas Canarias, de acuerdo con la Ley de Aguas de Canarias. La actividad a realizar engloba a 25 Demarcaciones Hidrográficas, de las que 11 son intercomunitarias, 13 intracomunitarias y 1 (Cantábrico Oriental) se gestiona conjuntamente por la Administración Central (a través de la Confederación Hidrográfica del Cantábrico) y por la Autonómica (Agencia Vasca del Agua, URA, en la parte de las Cuencas Internas del País Vasco). Se incluye Ceuta y Melilla, que no son estrictamente intercomunitarias y que son gestionadas por la Administración Central a través de la CH del Guadalquivir.

En las Confederaciones Hidrográficas las cuestiones en relación con las aguas subterráneas suelen estar asociadas a las Comisarías de Aguas, que son las competentes en el dominio público hidráulico, pero hay alguna excepción en la que los técnicos más relacionados con las aguas subterráneas se encuentran en la Oficina de Planificación Hidrológica.

Revisado: 04-12-17

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 14-171216	**Fecha** 16-12-2017	**Lugar** ACA
Entrevistados: Mireia Iglesias, Rosa Mª Corp, Teresa Garrido, Mónica Ondiviela, Xavier Carreras y Alfredo Pérez Paricio		
Organismo/empresa: Agència Catalana de l'Aigua, Barcelona		
Temática: modelación de la recarga y los recursos de agua en Cataluña		

Comentarios

La modelación matemática actual con la que se trabaja en la ACA está basada en la que se realizó en 2009, utilizando como programa una variante del modelo Sacramento. A efectos de trabajo se consideran 16 ámbitos. Se realizó una calibración con las estaciones de aforo y con el apoyo de los resultados fiables de los cálculos de la recarga realizada en estudios de mayor detalle propios y los que se pudieron recopilar de terceros. El modelo, realizado bajo la dirección de Andreu Manzano, de la ACA, comprende el periodo 1940-2009. Se ha trabajado con paso de tiempo diario. Para la calibración se ha puesto especial atención a la reproducción de los caudales de base de los ríos, derivados de las series restituidas al régimen natural. La recarga media obtenida varía entre el 10% y el 30% de la precipitación media y tiene una clara distribución territorial. El modelo abarca toda Cataluña y por lo tanto la mitad (aproximadamente) correspondiente a la cuenca de l'Ebre, pero no se ha contrastado ni regularizado con lo evaluado por la Confederación Hidrográfica del Ebro.

Se ha aplicado el modelo PATRICAL, pero no orientado a recursos de agua y recarga sino a contaminación de las aguas subterráneas y superficiales por nitratos de origen antrópico. El Código Visual-BALAN se ha aplicado al área de la Plana de La Galera-Ports de Beseit. Para la planificación hidrológica 2021-2027 se planteará una actualización de la modelación.

Revisado: 02-02-18

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 16–180413	**Fecha** 13–04–2018	**Lugar** Confederación Hidrográfica del Guadalquivir
Entrevistados: Víctor Cifuentes, Francisco Lerdo y Emilio Rodríguez		
Organismo/empresa: Confederación Hidrográfica del Guadalquivir		
Temática: Conocimiento de la recarga natural en la Cuenca del Guadalquivir		

Comentarios

Los valores de la recarga a los acuíferos utilizados para la evaluación de los recursos de agua de la Cuenca Hidrográfica del Guadalquivir son los elaborados por el IGME (Unidad Territorial de Sevilla, con el apoyo de la Unidad Territorial de Granada) dentro de un convenio para el estudio de las Unidades Hidrológicas del Guadalquivir entre 2002 y 2006. Estos son los datos utilizados en la Planificación Hidrológica actual, que llegan hasta el año 2001–2002. La modificación de los datos en ediciones posteriores de la Planificación Hidrológica, sin el apoyo de nuevos estudios de detalle, puede suponer trastornos de difícil justificación e implementación si se está dentro del margen de incertidumbre esperable. Esto es compatible con reajustes locales en el caso de masas de agua subterránea pequeñas en que la experiencia muestra problemas de exceso de explotación que requieren afinar mejor la evaluación de los recursos de agua subterránea.

Con carácter de mayor detalle, se han realizado estudios en algunas MASb de especial interés por la intensidad de explotación o conflictividad específica, en especial en áreas de cabecera y limítrofes con las Cuencas del Guadiana y del Segura. En áreas montañosas

carbonatadas se ha aplicado el modelo APLIS y en las depresiones se ha utilizado el modelo RENATA o versiones preliminares. Además, se han hecho trabajos específicos con la empresa ALJIBE en la MASb de La Puebla de Don Fadrique, que ha resultado en una menor recarga que la anteriormente evaluada, y en la MASb de La Zarza. Esta última dispone de poca información de base mientras que la primera tiene una buena red piezométrica en cuanto a número de puntos y su distribución.
El IGME ha realizado estudios específicos para la Diputación de Jaén en cuanto a perímetros de protección y en el área al W del Campo de Montiel, de cuya hidrogeología apenas había información.

En la Loma de Úbeda se ha evaluado la recarga por río perdedor mediante aforos diferenciales. Otros trabajos corresponden al área del batolito granítico de Los Pedroches. Un caso de consideración particular de la recarga es el de la Charca de Pagalajar, en el Parque Natural de Sierra Mágina, por su interés natural y local, que incluye a la Fuente de la Roja, que está afectada por la explotación de aguas subterráneas.

En Doñana se ha avanzado en el control de las extracciones, con actuaciones de la guardería fluvial para controlar los derechos y las extracciones y la supresión de las obras en las zonas que no corresponden a las áreas regables definidas. Se hace un seguimiento de las áreas regadas con imágenes de satélite. La información está disponible en la web de la CHGQV en el apartado de estudios técnicos. Se ha hecho un seguimiento mediante imágenes satelitales de la superficie de lagunas. Las que más han mermado son las pequeñas, hasta el 60%, mientras que las grandes, como Santa Olalla, son más estables, con variación del 5%, exceptuando la que tienen una influencia singular, como el Charco del Toro, muy afectado por las extracciones en Matalascañas, y El Sopetón que recibe agua de las lagunas de Los Hermosillos.

Revisado: 16-04-18

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 17–180426	**Fecha** 26–04–2018	**Lugar** paraninfo de la UNIZAR
Entrevistados: Mª Teresa Carceller y Javier San Román		
Organismo/empresa: Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE)		
Temática: Conocimiento de la recarga natural en la Cuenca del Ebro		

Comentarios
Los datos básicos de recarga natural a los acuíferos que se gestionan en la Planificación Hidrológica de la Demarcación del Ebro son los que se calcularon en el Plan Hidrológico de 1998. Se basaron en el modelo Visual-BALAN y en los trabajos hidrogeológicos realizados en el proyecto de directrices.

En 2005, como resultado de la aplicación del art. 5 de la DMA, se definieron nuevas masas de agua subterránea para las que no se habían calculado los recursos en los trabajos de caracterización inicial.

Para el primer ciclo de PH según la DMA se decidió establecer valores de recursos para todas las masas de agua subterránea definidas en la demarcación del Ebro, bajo una metodología homogénea, válida también para las MASb con escasez de datos. Así, se aplicó el método del NC (número de curva) para el cálculo de la infiltración por precipitaciones para el periodo 1980-2006, contrastando los resultados con balances de agua para las masas con datos piezométricos suficientes y con la información procedente de la aplicación general del modelo SIMPA facilitada por la Dirección General del Agua, en Madrid, pero matizando los resultados según la información disponible y la experiencia de cada área. No ha habido modificaciones para el segundo ciclo de planificación.

En ambos ciclos de planificación, para completar la estimación de los recursos disponibles de acuerdo con la definición de la Instrucción de Planificación, el término correspondiente a los aportes por retornos de regadío se ha recopilado de los trabajos iniciales del plan hidrológico de 1998. En determinadas zonas, la modernización de regadíos puede tener influencia en los valores a considerar. Hay trabajos realizados por determinadas comunidades de regantes de la cuenca.

Aún no hay una decisión clara de lo que se debería hacer para el tercer ciclo de planificación 2021-2027.

La CHE mantiene un archivo de información hidrogeológica clasificada y disponible que comprende la mayoría de trabajos realizados que hacen referencia a la recarga natural. Parte de esa información se ha utilizado en los procesos de afino de los balances de las MASb, pero no toda, dado que la Demarcación es muy extensa y que para ese trabajo la CHE no dispone de suficiente personal. Los trabajos se han realizado internamente, sin contratación exterior.

Revisado: 2-5-2018 (TCL)

A9.4 Recarga dos aquíferos das regiões hidrográficas de Portugal. L. Ribeiro

Luís Filipe Tabares Ribeiro. Prof. CERIS, Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa

A9.4.1 Introdução

Componente fundamental do ciclo hidrológico, a recarga foi calculada no ámbito dos planos de regiões hidrográficas de Portugal utlizando diversos métodos consoante a quantidade e qualidade de dados e informação climatológica, hidrológica e hidrogeológica disponíveis e com os seguintes objectivos:

- Determinar por massa de água subterrânea (MASb) a relação entre os valores de recarga anual média e a precipitação anual media;

- Comparar a disponibilidade hídrica média anual com as extrações para um mesmo período de tempo e analisar as tendências de evolução do nível piezométrico com o

fim de avaliar o estado quantitativo de cada MASb de modo a identificar os casos em que as extrações ultrapassem 90% do valor de recarga natural;

- Analisar a relação entre a recarga a longo prazo, as descargas para os ecossistemas aquáticos e terrestres, as extracções conhecidas e estimadas e os recursos hídricos disponíveis;

- Determinar a vulnerabilidade à poluição das diferentes MASb

Os métodos de cálculo variam desde os mais expeditos, que atribuem de uma forma empírica uma percentagem de precipitação em função das litologías aflorantes, até aos que utilizam modelação do balanço hídrico sequencial utilizando a precipitação, o escoamento superficial, a evapotranspiração e a variação da quantidade de água acumulada no solo e ainda os métodos de balanço de cloretos, da flutuação dos níveis freáticos e de Kessler.

A Figura A9.4.1 mostra as regiões hidrográficas de Portugal continental e a Figura A9.4.2 a situação das diferentes bacias hidrográficas. Os dos arquipélagos são mostrados nas Figuras A9.4.3 e A9.4.4.

As referencias mostran algumas publicações de interés, não mencionadas no texto.

Figura A9.4.1 Regiões hidrográficas de Portugal continental.

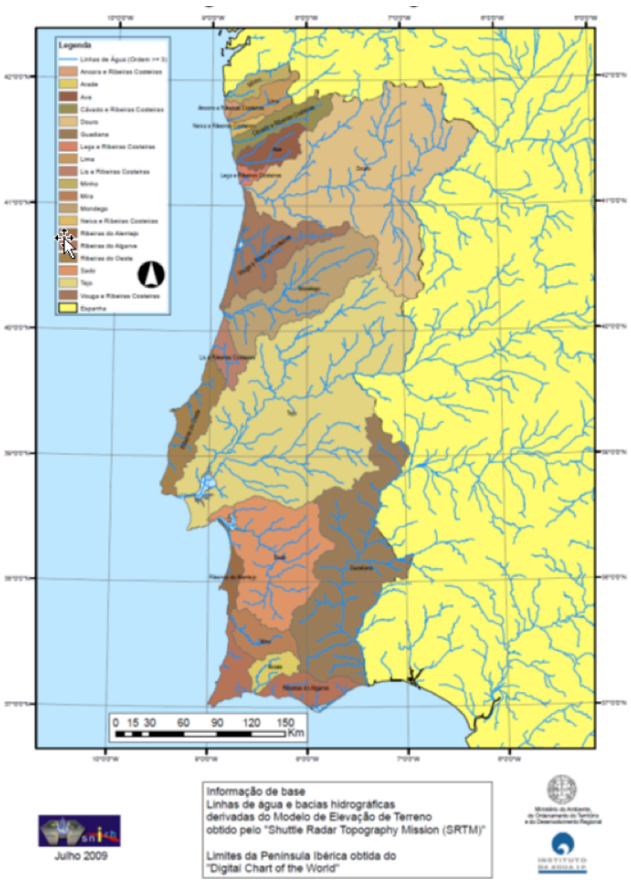


Figura A9.4.2 Bacias hidrográficas de Portugal continental.

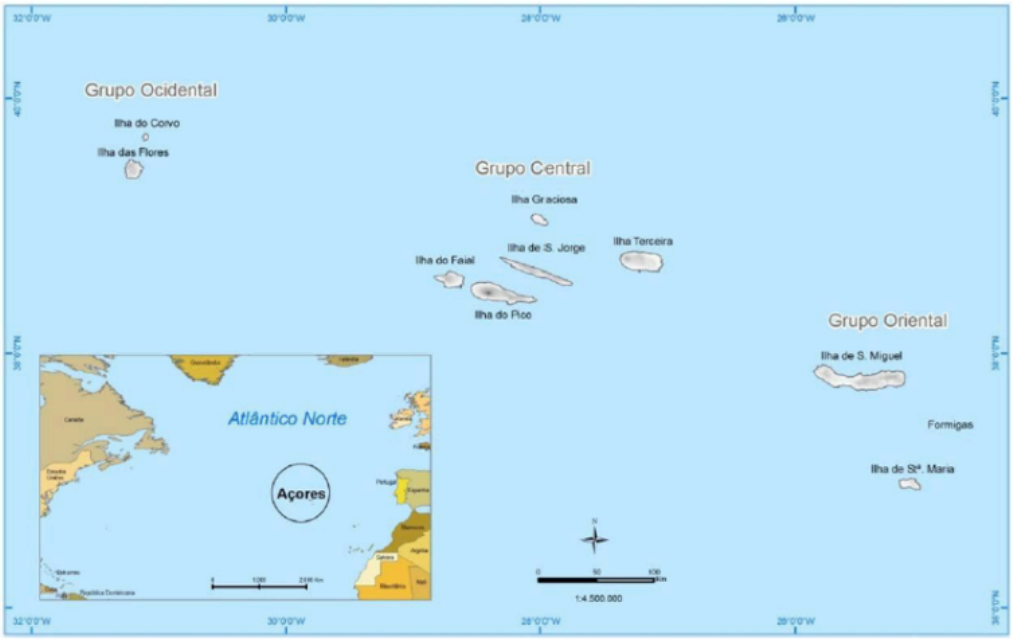


Figura A9.4.3 Região hidrográfica 9: Açores.

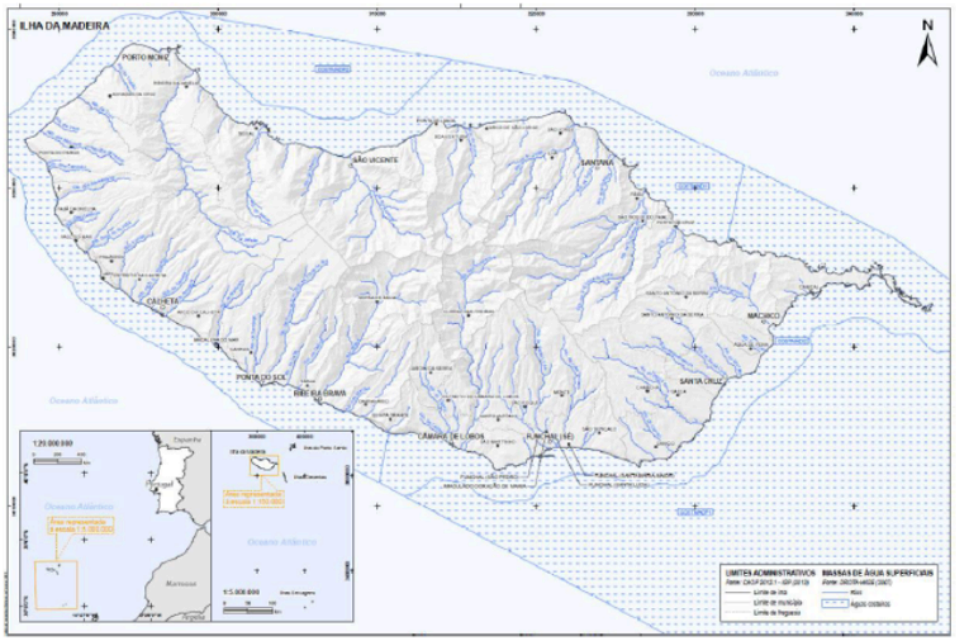


Figura A9.4.4 Região hidrográfica 10: Madeira.

A9.4.2 Região hidrográfica 1

A região hidrográfica do Minho e Lima (RH1) é uma região hidrográfica internacional que integra as bacias hidrográficas dos rios Minho, Lima, Âncora e Neiva e das ribeiras da costa ao longo da região hidrográfica e as MASb, de transição e costeiras adjacentes. A região hidrográfica do Minho e Lima possui uma área de aproximadamente 20.000 km^2. Destes, 2 400 km^2 são em território portugués, o que representa cerca de 12% do total.

A região hidrográfica do Minho e Lima insere-se na unidade hidrogeológica Maciço Antigo Indiferenciado, caracterizada por sistemas de natureza fissurada, sustentados por rochas granitóides e metassedimentares do Maciço Hespérico. Em regra, as características geológicas da região hidrográfica estão associadas a baixa condutividade hidráulica, a forte heterogeneidade espacial e a incerteza da sua aptidão hidrogeológica, resultando em produtividades reduzidas. No entanto, dada a representatividade deste tipo de aquíferos na Região, assumem uma enorme importância para o abastecimento de água local. As unidades porosas (aluviões e terraços principalmente) têm um desenvolvimento espacial pequeno, mas podem constituir aquíferos de interesse local ou regional. São numerosas as nascentes permanentes. O aproveitamento das águas subterrâneas é efectuado, sobretudo, por meio de poços e galerias de mina que captam aquíferos livres. N_a RH1 estão identificadas duas MASb.

A recarga natural é efectuada essencialmente a partir da infiltração directa da precipitação ou por infiltração a partir de massas de água superficiais que se encontram em conexão hidráulica com as unidades aquíferas. No caso dos aquíferos fissurados, os valores anuais de recarga situam-se entre 5% a 10% da precipitação. A disponibilidade hídrica subterrânea média estimada é de 94 hm3/ano no Maciço Antigo Indiferenciado da Bacia do Minho e 129 hm^3/ano no Maciço Antigo Indiferenciado da Bacia do Lima, totalizando cerca de 223 hm^3/ano na RH1.

A9.4.3 Região hidrográfica 2

A região hidrográfica do Cávado, Ave e Leça (RH2) engloba as bacias hidrográficas dos rios Cávado, Ave e Leça, as bacias hidrográficas das ribeiras da costa ao longo da região hidrográfica e as MASb, águas de transição e águas costeiras adjacentes. Esta região hidrográfica é delimitada pelo território espanhol a Este, o oceano Atlântico a Oeste, a região hidrográfica do Minho e Lima a Norte e a região hidrográfica do Douro a Sul. A região hidrográfica do Cávado, Ave e Leça tem uma área de aproximadamente 3400 km^2, íntegramente em território portugués.

Insere-se na unidade hidrogeológica Maciço Antigo Indiferenciado, caracterizada por sistemas de natureza fissurada, sustentados por rochas granitóides e metassedimentares do Maciço Hespérico. Em regra, as características geológicas da região hidrográfica estão associadas a baixa condutividade hidráulica, a forte heterogeneidade espacial e a incerteza da sua aptidão hidrogeológica, resultando em produtividades reduzidas.

No entanto, dada a representatividade deste tipo de aquíferos na região, assumem uma enorme importância para o abastecimento de água local. As unidades porosas (aluviões e terraços principalmente) têm um desenvolvimento espacial pequeno, mas podem constituir aquíferos de interesse local ou regional. São numerosas as nascentes permanentes e o aproveitamento das águas subterrâneas é feito, sobretudo, por meio de poços e galerias de mina que captam aquíferos livres.
Na RH2 estão identificadas quatro MASb.

A recarga natural é feita essencialmente a partir da infiltração directa da precipitação ou por infiltração a partir de massas de água superficiais que se encontrem em conexão hidráulica com as unidades aquíferas. No caso dos aquíferos fissurados, os valores anuais de recarga situam-se entre 5% a 10% da precipitação. A disponibilidade hídrica subterrânea média estimada é de 133 hm^3/ano no Maciço Antigo Indiferenciado da Bacia do Cávado, 112 hm^3/ano no Maciço Antigo Indiferenciado da Bacia do Ave, 15 hm^3/ano no Maciço Antigo Indiferenciado da Bacia do Leça e 13 hm^3/ano no Maciço Antigo Indiferenciado da Bacia do Baixo Cávado / Ave, totalizando cerca de 273 hm^3/ano na RH2.

A9.4.4 Região hidrográfica 3

A região hidrográfica do Douro (RH3) é uma região hidrográfica internacional que integra a parte da bacia hidrográfica do rio Douro localizada no território de Portugal, e as bacias hidrográficas das ribeiras costeiras, incluindo as respectivas águas subterrâneas e águas costeiras adjacentes.

A região hidrográfica do Douro insere-se na unidade hidrogeológica Maciço Antigo Indiferenciado, caracterizada por sistemas de natureza fissurada, sustentados por rochas granitóides e metassedimentares do Maciço Hespérico. Raramente ocorrem aquíferos porosos, sustentados por depósitos recentes, dos quais se destaca o aquífero aluvionar da Veiga de Chaves, conhecido pela importância local para o abastecimento de água para consumo humano. Em regra, as características geológicas da região hidrográfica do

Douro estão associadas a baixa condutividade hidráulica, a forte heterogeneidade espacial e a incerteza da sua aptidão hidrogeológica, resultando em produtividades reduzidas. No entanto, dada a representatividade deste tipo de aquíferos na região, assumem uma enorme importância para o abastecimento de água local. Realçam-se pela sua produtividade as captações associadas a formações quartzíticas e calcárias.

Na RH3 encontram-se identificadas três MASb: o Maciço Antigo Indiferenciado da Bacia do Douro, o sistema aquífero da Veiga de Chaves e a Orla Ocidental Indiferenciada da Bacia do Douro.

A recarga natural é feita essencialmente a partir da infiltração directa da precipitação ou por infiltração a partir de massas de água superficiais que se encontrem em conexão hidráulica com as unidades aquíferas.

No caso dos aquíferos fissurados, os valores anuais de recarga situam-se entre 5% a 10% da precipitação e no sistema aquífero da Veiga de Chaves atingirão cerca de 14% do valor da precipitação. A disponibilidade hídrica subterrânea situar-se-á entre os 2 hm^3/ano no sistema aquífero da Veiga de Chaves, 4 hm^3/ano na unidade hidrogeológica Orla Ocidental Indiferenciado da Bacia do Douro e 969 hm^3/ano na unidade Maciço Antigo Indiferenciado da Bacia do Douro, totalizando cerca de 975 hm^3/ano.

A9.4.5 Região hidrográfica 4

Do ponto de vista hidrogeológico, a área do Vouga, Mondego e Lis pode ser dividida em duas grandes unidades hidrogeológicas: o Maciço Antigo e a Orla Mesocenozóica Ocidental. No Maciço Antigo, predominam rochas duras com diferentes graus de alteração, que condicionam a maior ou menor aptidão hidrogeológica destas formações geológicas, e a água subterrânea circula essencialmente através da rede de fracturação, superfícies de diaclasamento ou de xistosidade. As formações hidrogeológicas são, regra geral, pouco produtivas. A captação de água fazia-se tradicionalmente por poços, poços com galerias e minas; na atualidade privilegia-se a captação por furos e, nalgumas condições hidrogeológicas, os poços com furos drenantes têm substituído os poços com minas. Os aquíferos mais produtivos têm por suporte as aluviões modernas, mas são restritos a estreitas faixas ao longo dos rios e claramente subordinadas a estes.

A Orla Mesocenozóica Ocidental é um domínio de grande variabilidade litológica, textural e estrutural. Predominam os carbonatos, os arenitos e os argilitos e, na cobertura quaternária ou plio-quaternária, os materiais arenosos desagregados propiciam fácil infiltração da água das chuvas. A organização sequencial dos sedimentos individualiza verticalmente as formações com comportamento hidrogeológico diverso, criando alternâncias, mais ou menos cíclicas, de aquíferos, aquitardos e aquiclusos. Formam-se, assim, sistemas aquíferos multicamada, com escoamentos por drenância intercamadas do sistema, de acordo com o potencial hidráulico local: genericamente descendentes nas zonas de recarga e ascendentes nas de descarga.

No que respeita à circulação da água subterrânea, individualizam-se dois tipos de sistemas aquíferos: os cársicos e os porosos.

Os primeiros são suportados por calcários e dolomitos, com circulação por estruturas cársicas que se desenvolvem pela dissolução dos carbonatos provocada pela própria água do escoamento do aquífero. São os casos dos aquíferos do Cársico da Bairrada, Ançã – Cantanhede e Verride.

Os sistemas aquíferos porosos, suportados pelas formações detríticas mesozóicas e algumas terciárias, são geralmente multicamada. Os aquíferos com estas características são: Quaternário de Aveiro, Cretácico de Aveiro, Tentúgal, Aluviões do Mondego, Figueira da Foz – Gesteira, Leirosa - Monte Real, Vieira de Leiria – Marinha Grande, Louriçal, Viso – Queridas e Condeixa – Alfarelos. O sistema aquífero de Pousos-Caranguejeira possui características mistas de porosocársico.

Foram analisadas no total 20 MASb.

A disponibilidade hídrica subterrânea média por unidade de área para a totalidade destas 20 MASb é de cerca de 0,14 $hm^3/a/km^2$, mas existe uma grande variabilidade de MASb para MASb. Do ponto de vista litológico de suporte a estas MASb, distinguem-se diferentes tipos: sistemas fissurados (Maciço Antigo Indiferenciado da Bacia do Vouga, Maciço Antigo Indiferenciado da Bacia do Mondego e Luso), indiferenciados (Orla Ocidental Indiferenciado da Bacia do Vouga, Orla Ocidental Indiferenciado da Bacia do Mondego e Orla Ocidental Indiferenciado da Bacia do Lis), cársicos (Cársico da Bairrada, Ançã – Cantanhede e Verride), porosos (Quaternário de Aveiro, Cretácico de Aveiro, Tentúgal, Aluviões do Mondego, Figueira da Foz – Gesteira, Leirosa – Monte Real, Vieira de Leiria Marinha Grande, Louriçal, Viso – Queridas e Condeixa – Alfarelos) e mistos porososcársicos (Pousos-Caranguejeira). As produtividades médias nos meios hidrogeológicos onde predominam rochas fissuradas são baixas, com valores que raramente superam 2 l/s. As captações são poços, poços com drenos horizontais, nascentes e minas, que captam na zona superficial, onde a alteração e a fracturação são intensas.

O escoamento subterrâneo dá-se maioritariamente pela rede de fracturação, que pode ser contínua ou não, com direção condicionada em grande parte aos principais cursos de água. A recarga das unidades aquíferas faz-se através das precipitações que caem diretamente nas camadas aflorantes em zonas espessas de alteração, com fracturação bem desenvolvida e significativa. A descarga dá-se para a rede hidrográfica superficial ou para nascentes através de acidentes estruturais.

A9.4.6 Região hidrográfica 5

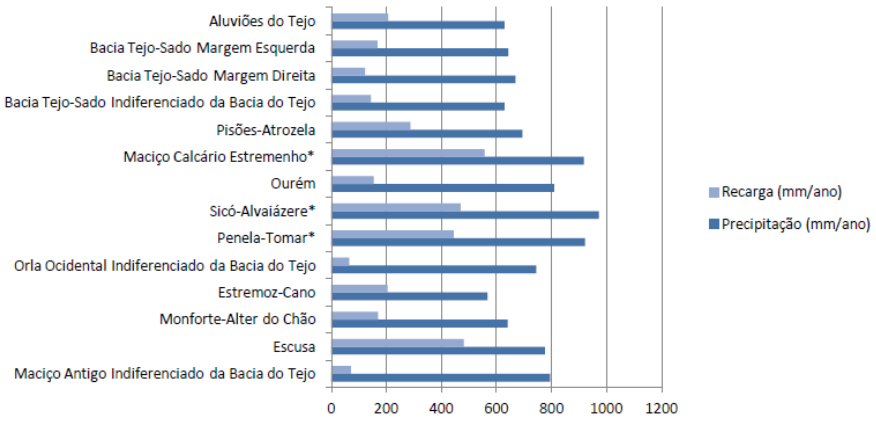
A região hidrográfica do Tejo (RH5) é uma região hidrográfica internacional com uma área total de aproximadamente 81.310 km^2, dos quais 25.666 km^2, ou seja o 32%, são em território portugués.

A RH5 é limitada pelo território espanhol a Este, pelas bacias hidrográficas das ribeiras do Oeste e do Lis a Oeste, pela bacia hidrográfica do Mondego a Norte e pela bacia hidrográfica do Douro a Nordeste. A Sul e a Sudeste é limitada pelas bacias hidrográficas do Sado e do Guadiana, respectivamente.

A RH5 abrange três unidades hidrogeológicas, que coincidem com as três unidades morfo-estruturais indicadas anteriormente – Maciço Antigo, Orla Ocidental e Bacia do Tejo-Sado, tendo sido delimitadas 16 MASb.

O estudo da evolução espaço-temporal da recarga de águas subterrâneas foi efectuado calculando a recarga pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário. Foram utilizados dados de séries de precipitação diária, de evapotranspiração de referência mensal ou diária, de parâmetros do solo e de parâmetros de ocupação do solo. Para a MASb Ota-Alenquer o período analisado corresponde a um intervalo de 22 anos, dado serem os dados disponíveis. No entanto, a taxa de recarga calculada foi complementada com informação obtida a partir de outros estudos realizados nesta MASb.

A Figura A9.4.5 sintetiza por MASb os valores de recarga anual média e a sua relação com a precipitação anual média. As MASb cársicas são as que apresentam maiores taxas de recarga. Relativamente às três MA afectas à RH4, foi calculada a recarga para a totalidade da sua área, dado que não seria correcto do ponto de vista hidrogeológico calcular estes valores apenas para uma parte da MASb.



* MA afectas à RH4

Figura A9.4.5 Relação da recarga das MA subterrâneas com a precipitação.

Relativamente à MASb Ota-Alenquer, o volume de recarga representado na figura considera apenas o estimado para a área de ocorrência da MASb. No entanto, devem ter tidos em conta mais 21 hm^3/ano provenientes da recarga que ocorre na serra de Montejunto e que se encontrará ligada hidraulicamente com a área da MASb, constituindo o seu principal local de recarga.

As bacias hidrográficas das ribeiras do Oeste estão também integradas na RH5 correspondendo-lhe uma área em terra de 2412 km^2. As bacias hidrográficas das ribeiras do Oeste constituem uma estreita faixa, com cerca de 120 km de extensão, que apresenta

uma orientação de NNE-SSW e uma largura máxima da ordem dos 35 km. A área total das bacias hidrográficas das ribeiras do Oeste engloba oito bacias com áreas superiores a 70 km^2. As bacias correspondem às sete bacias hidrográficas das principais linhas de água, a que acresce uma bacia que integra as pequenas linhas de água que drenam directamente para o Oceano Atlântico. As bacias hidrográficas das ribeiras do Oeste confinam com a região hidrográfica do Tejo, a Este, e com a bacia hidrográfica do Lis, a Norte e Nordeste. O alinhamento montanhoso das Serras de Candeeiros e de Montejunto, prolongada para Sul pelas elevações de Malveira, da Carregueira e pelo extremo nascente da Serra de Sintra, faz a separação de águas (linha da cumeada) com a região hidrográfica do Tejo. A separação com a bacia do rio Lis não é tão marcada em termos fisiográficos.

As bacias hidrográficas das ribeiras do Oeste abrangem duas unidades hidrogeológicas, designadamente a Orla Ocidental e a Bacia do Tejo-Sado, tendo sido delimitadas 11 MASb. O estudo da evolução espaço-temporal da recarga de águas subterrâneas foi efectuado calculando a recarga pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário do solo (Figura A9.4.6). Foram utilizados dados de séries de precipitação diária, de evapotranspiração de referência mensal ou diária, de parâmetros do solo e de parâmetros de ocupação do solo. As séries analisadas compreendem, de um modo geral, um período de 30 anos, havendo um período comum de 21 anos entre 1-10-1980 e 30-9-2002. Para as MA de Maceira e Alpedriz, o período analisado corresponde a um intervalo de 26 anos, dado serem os dados disponíveis, iniciando-se o período de análise em 1-10-1982.

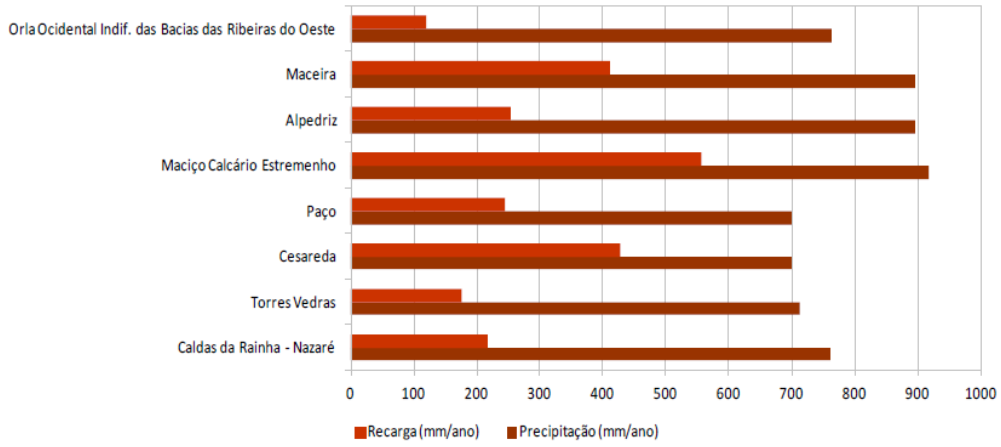


Figura A9.4.6 Relação da recarga das MASb com a precipitação RH 5 – Ribeiras do Oeste.

A9.4.7 Região hidrográfica 6

A RH6 integra as bacias hidrográficas dos rios Sado e Mira e as bacias hidrográficas das ribeiras adjacentes nas costas Alentejana e Algarvia, incluindo as respectivas águas subterrâneas e águas costeiras adjacentes e tem uma área total de 12.149 km^2.

A bacia hidrográfica do Rio Sado abrange uma área de 7692 km^2, sendo que uma área de 649 km^2 corresponde aos cursos de água da plataforma litoral. Trata-se da bacia hidrográfica inteiramente portuguesa de maior área, que é limitada a Norte pela bacia do Tejo, a Este pela bacia do Guadiana, a Sul pela bacia do Mira e a Oeste por uma faixa

costeira que drena directamente para o mar. A bacia apresenta uma orientação geral Sul-Norte, sendo a sua largura apenas ligeiramente inferior ao seu comprimento.

A bacia do Mira é limitada a Norte pela bacia do rio Sado, a Este pela bacia do Guadiana, a Sul pelas bacias das ribeiras do Algarve e a Oeste por uma faixa costeira que drena directamente para o mar. Entre os principais afluentes do Mira destacam-se a ribeira do Torgal, os rios Luzianes, Perna Seca, na margem direita e ainda, Macheira, Guilherme e Telhares na margem esquerda.

Estão delimitados e identificados 8 MASb, associadas a meios de escoamento diversificados e com interesses hidrogeológicos distintos.

Na Figura A9.4.7 apresenta-se, para cada uma das MASb, a relação entre a recarga a longo prazo, as descargas para os ecossistemas aquáticos e terrestres, as extracções conhecidas e estimadas e os recursos hídricos disponíveis.

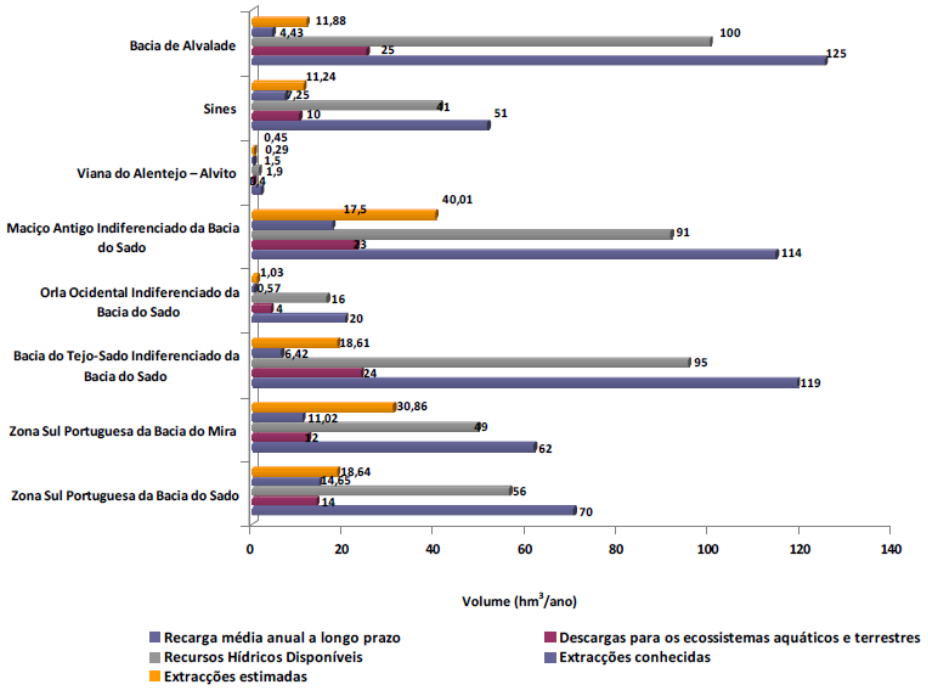


Figura A9.4.7 Relação entre a recarga a longo prazo, as descargas para os ecossistemas aquáticos e terrestres, as extracções conhecidas e estimadas e os recursos hídricos disponíveis.

A9.4.8 Região hidrográfica 7

A RH7 integra a bacia hidrográfica do rio Guadiana localizada em território português e as bacias hidrográficas das ribeiras da costa, incluindo as respectivas águas subterrâneas e águas costeiras adjacentes, com uma área total de 11.611 km^2.

O rio Guadiana nasce nas lagoas de Ruidera em Espanha, a 1700 m de altitude, desenvolvendo-se ao longo de 810 km até à foz, no oceano Atlântico, junto a Vila Real de Santo António. Em Portugal, o rio tem um desenvolvimento total de 260 km, dos quais 110 km delimitam a fronteira.

Na região hidrográfica do Guadiana encontram-se delimitadas 9 MASb:

Na Figura A9.4.8 apresenta-se, para cada uma das MASb, a relação entre a recarga a longo prazo, as descargas para os ecossistemas aquáticos e terrestres, as extracções conhecidas e estimadas e os recursos hídricos disponíveis.

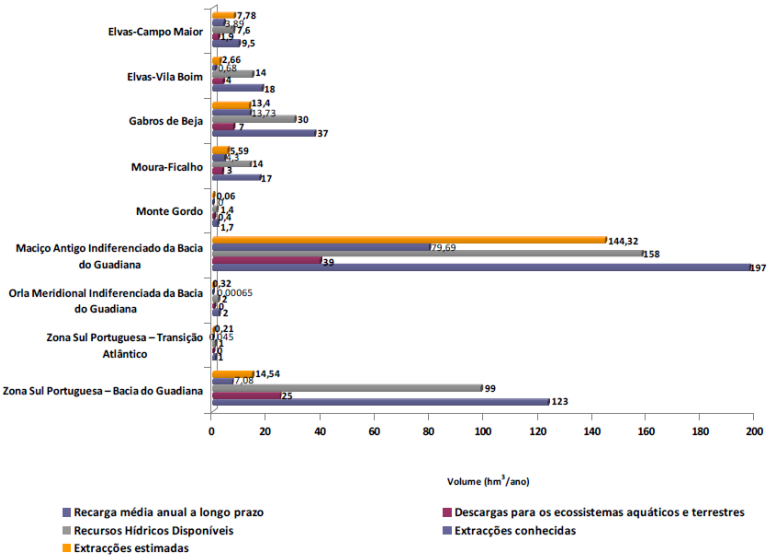


Figura A9.4.8 Relação entre a recarga a longo prazo, as descargas para os ecossistemas aquáticos e terrestres, as extracções conhecidas e estimadas e os recursos hídricos disponíveis.

A9.4.9 Região hidrográfica 8

A RH8 integra as bacias hidrográficas das ribeiras da Região Algarvia, incluindo as respectivas águas subterrâneas e águas costeiras adjacentes, com uma área total de 3839 km^2. A região hidrográfica das ribeiras do Algarve está limitada a Noroeste pela bacia do Sado, a Nordeste pela bacia do Guadiana e a Oeste e Sul pelo oceano Atlântico, apresentando uma orientação Este-Oeste. É composta pelas bacias hidrográficas principais do Barlavento, do Arade e do Sotavento, enumeradas no sentido W-E. Estão identificados e delimitados 23 MASB na RH8, associadas a meios de escoamento diversificados e com interesses hidrogeológicos distintos.

Na Figura A9.4.9 apresenta-se, para cada uma das MASb, a relação entre a recarga a longo prazo, as extracções conhecidas e estimadas e os recursos hídricos disponíveis.

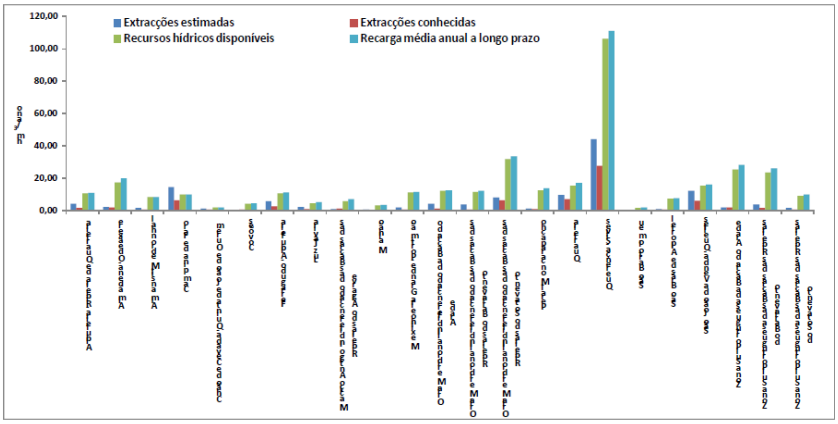


Figura A9.4.9 Relação entre a recarga a longo prazo, as descargas para os ecossistemas aquáticos e terrestres, as extracções conhecidas e estimadas e os recursos hídricos disponíveis.

Actualmente a recarga média anual a longo prazo das MASb é, na maioria dos casos, superior às saídas, correspondente à soma das descargas naturais para os ecossistemas associados com as extracções conhecidas pela ARH do Algarve. No entanto, considerando as extracções estimadas para cada MASb constata-se que a MASb Campina de Faro apresenta um balanço hídrico negativo, de -4,46 hm^3/ano, valor contudo em dúvida em virtude do desconhecimento do volume total da recarga desta MASb e da sua distribuição espacial. De forma global, a soma total das extracções conhecidas pela ARH do Algarve com as descargas para os ecossistemas aquáticos e terrestres representam cerca de 25% da recarga média anual a longo prazo.

No entanto, e considerando as extracções que foram estimadas no âmbito do plano como sendo mais prováveis de ocorrerem nas MASb, as saídas atingem cerca de 39% da recarga média anual a longo prazo.

A9.4.10 Região hidrográfica 9

O Arquipélago dos Açores localiza-se no Oceano Atlântico Norte, ocupando uma faixa de transição, com características climáticas subtropicais, definida pelas coordenadas geográficas (pontos extremos) entre 39º 43' 23'' (Ponta Norte – Ilha do Corvo) e 36º 55' 43'' (Ponta do Castelo – Ilha de Santa Maria) de Latitude Norte; entre 24º 46' 15'' (Ilhéus das Formigas – Ilha de Santa Maria) e 31º 16' 24'' (Ilhéu de Monchique – Ilha das Flores) de Longitude Oeste (SREA, 2008).

A importância dos recursos hídricos subterrâneos no arquipélago dos Açores pode ser inferida a partir do contributo para o abastecimento público de água, estimado em cerca de 98%.

Em regiões vulcânicas, como os Açores, a ocorrência, circulação e armazenamento da água subterrânea apresenta especificidades bem contrastantes com outros meios geológicos, refletindo uma acentuada heterogeneidade e anisotropia. Estes aspetos

particulares resultam em primeiro lugar da própria edificação das ilhas, a partir de inúmeras erupções vulcânicas de magnitude e tipologia diversas, e de fatores secundários que podem incrementar ou diminuir o potencial original das formações rochosas como aquíferos, como a alteração ou a fracturação das rochas.

A definição dos vários sistemas aquíferos fou feita com base nos fatores mais relevantes de índole geológica, nomeadamente a estratigrafia, a litologia e as condicionantes estruturais, e hidrogeológica, como os parâmetros hidrodinâmicos.

Em termos gerais, estas MASb podem ser constituídas por dois tipos principais de aquíferos: aquíferos de altitude (suspensos), limitados por filões ou outras descontinuidades, como por exemplo níveis de piroclastos finos, paleossolos intercalados nas sequências de escoadas lávicas ou as zonas compactas das escoadas e aquíferos basais, caracterizados por um gradiente hidráulico muito reduzido. Os primeiros dominam nas zonas altas das ilhas, e as nascentes relacionadas com estas formações, resultantes da sua descarga natural, permitem identificá-los.

Os aquíferos basais correspondem ao meio saturado geral da ilha, com superfície livre, flutuando sobre a água salgada mais densa, e cuja recarga resulta diretamente da precipitação eficaz ou da transferência hídrica a partir dos níveis aquíferos de altitude. Em numerosas ilhas vulcânicas, e nomeadamente nalgumas zonas dos Açores, a exploração dos recursos hídricos subterrâneos é feita a partir desta formação aquífera basal, limitada superiormente pelo nível freático e inferiormente pela interface água doce-água marinha.

A determinação das disponibilidades das MASb assentou na aplicação do modelo CIELO, acoplado com um módulo específico que permite determinar o escoamento superficial e a recarga aquífera (Azevedo, 1996), e refere-se aos sistemas aquíferos então delimitados.

O volume da recarga aquífera aponta para a existência de um volume total de recursos hídricos subterrâneos no arquipélago dos Açores de 1588 hm^3/ano. Os valores variam entre um mínimo de 8,3 hm^3/ano na Ilha do Corvo e um máximo de 582 hm^3/ano na Ilha do Pico, com uma mediana igual a 101,3 hm^3/ano (Quadro A9.4.1).

Quadro A9.4.1. Recursos hídricos subterrâneos e taxas de recarga máxima e mínima por ilha no Arquipélago dos Açores

Ilha	Recursos Totais (hm^3/ano)	Taxa de Recarga	
		Min. (%)	Máx. (%)
Santa Maria	25,2	14,6	33,2
São Miguel	369,7	16,0	45,0
Terceira	193,1	16,2	48,6
Faial	74,1	12,4	47,5
Graciosa	15,0	8,5	36,2
Pico	582,0	18,5	62,1
São Jorge	219,0	19,0	54,0
Flores	101,4	14,0	32,0
Corvo	8,3	15,9	25,9

A9.4.11 Região hidrográfica 10

A RH10 é definida como tendo uma área de 2248 km^{2,} correspondendo ao Arquipélago da Madeira, localizado no oceano Atlântico, entre os paralelos 30°01' e 33°08' de latitude norte e os meridianos 15°41' e 17°16' de longitude oeste. Compreende o território das ilhas da Madeira e do Porto Santo e dois grupos de ilhas sem população permanente, as Desertas e as Selvagens. A área da RH10 corresponde às ilhas (801,1 km^2) e à área correspondente às águas costeiras (1446,9 km^2).

Em termos hidrogeológicos, o substrato geológico da ilha da Madeira dá origem a aquíferos com produtividades diferenciadas: aquíferos de moderada a elevada produtividade, aquíferos locais e descontínuos de elevada produtividade (associados essencialmente ao Complexo Vulcânico Principal), aquíferos pouco produtivos ou eventualmente de boa produtividade (associados essencialmente ao Complexo Vulcânico Antigo). No que respeita à tipologia de aquíferos, individualizam-se os seguintes: suspensos, compartimentados e aquífero vulcânico de base (estendido por toda a ilha).

Na ilha do Porto Santo, devido às suas reduzidas dimensões, constituições geológica e geomorfológica, associadas às baixas precipitações, os aquíferos são pouco produtivos ou localmente de boa produtividade, mas com permeabilidade fraca a muito fraca.

As águas subterrâneas têm desempenhado um importante papel nos períodos de seca, suprimindo as necessidades de água das populações, pelo que o nível de proteção tem de ser semelhante ao das origens atuais, no sentido de preservar a qualidade da água subterrânea para que possa ser utilizada nos períodos críticos.

No Quadro A9.4.1. e Figura A9.4.10 resumem-se os volumes de água captada por MASb e a sua relação relativamente à recarga média anual a longo prazo.

Quadro A9.4.1 Relação entre a recarga média anual a longo prazo, por MASb e os consumos por tipologia de captações

Massa de água subterrânea	Recarga média anual a longo prazo (hm³/ano)	Abastecimento público (hm³/ano)		Rega (hm³/ano)		Outros fins (hm³/ano)
		Furos, galerias e túneis	Nascentes	Poços	Nascentes/levadas[13]	
Paul da Serra	147,88	1,85	1,32	-------	19,20	0,92
Maciço Central	159,52	12,59	6,90	-------	24,65	1,43
Caniçal	7,32	0,35	-------	-------	-------	-------
Porto Santo	0,86	-------	-------	0,05	-------	-------
Total	315,58	14,79	8,22	0,05	43,85	2,35

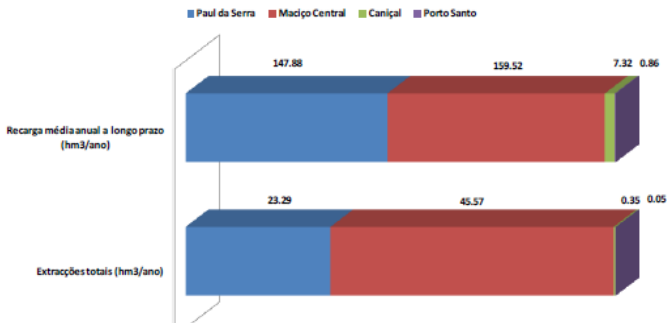


Figura A9.4.10 Relação entre a recarga média anual a longo prazo, por MASb e as extrações

A9.4 Nota de autoría

Este documento é uma compilação, sintese dos resultados obtidos na avaliação da recarga das massas de água subterrânea nos Planos de Regiões Hidrográficas de Portugal. Para tal foram utilizados os relatórios técnicos disponibilzados no site https://www.apambiente.pt/?ref=16&subref=7&sub2ref=9&sub3ref=834

Listam-se em seguida, por região hidrográfica, as equipas técnicas envolvidas na execução do sector hidrogeologia e recursos hídricos subterrâneos dos Planos Hidrológicos.

RH1 | RH2 | RH3 Luís Ribeiro (coordenação), Ana Buxo, João Nascimento, Maria Paula Mendes, Nuno Barreiras, Teresa Condesso de Melo, Filipe Miguéns, Tibor Stigter.

RH4 Luís Ribeiro (coordenação), Ana Buxo, João Nascimento, Maria Paula Mendes, Nuno Barreiras, Filipe Miguéns, Tibor Stigter.

RH5 João Paulo Lobo Ferreira (coordenação), José Paulo Monteiro, Manuel M. Oliveira, Teresa E. Leitão, Luís Miguel Nunes, Maria Emília Novo, Núria Salvador, José Fernandes Nunes, Maria José Henriques, David Silva, Luís Oliveira, Tiago Martins, João Martins, André Braceiro, Rodrigo S. Henriques, Ricardo Martins.

RH6 | RH7 | RH8 Pedro Bettencourt (coordenação), Sonia Alcobia, António Chambel, António David Silva, António Serafim, César Jesus, Jorge Duque, José Paulo Monteiro, Luís Miguel Nunes, Ricardo Martins, Sónia Amaro .

RH9 José Virgílio Cruz (coordenação), Ana Vilaverde, Letícia Cabral, João Fontiela, Pedro Freire, Rui Coutinho.

RH10 Pedro Bettencourt (coordenação), Sonia Alcobia, César Jesus.

A9.4 Referencias

Afonso, M. J. C. 1997. Hidrogeologia de rochas graníticas da região do Porto. Departamento de Geologia. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Tese de Mestrado: 1-150 + an.

Almeida, C., Mendonça, J. J., Jesus, M. R., Gomes, A. J. 2000. Sistemas aquíferos de Portugal Continental. Lisboa: Instituto da Água (INAG, I.P.)

Almeida, C., Lourenço, M. 1992. Hidrogeologia do sistema aquífero de Quarteira (Algarve). Geolis, revista da Secção de Geologia Ec. e Aplicada, VI (1, 2): 61-79.

Condesso de Melo, M. T. 2002. Flow and hydrogeochemical mass transport model of the Aveiro Cretaceous multilayer aquifer (Portugal). Tese de doutoramento. Universidade de Aveiro.

Costa, E. 1983. Hidrogeologia do Lias-Dogger a Oriente do rio Arade. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 69(1): 107-145.

Crispim, J.A. 2010. O Sistema aquífero do maciço calcário estremenho. Características e Importância das Traçagens para o conhecimento da circulação subterrânea. Colecção Tágides Os Aquíferos das Bacias Hidrográficas do rio Tejo e das Ribeiras do Oeste. Saberes e Reflexões. Organização da Administração de Região Hidrográfica do Tejo, I.P. Lisboa: 147-167.

Cruz, J.V. 1997. Hidrogeologia da Ilha do Pico. Dissertação doctoral. Universidade dos Açores, Ponta Delgada: 1-433.

Cruz, J.V. 2001. Recursos subterrâneos. Plano Regional da Água da Região Autónoma dos Açores. Relatório Técnico-Científico 03/DGUA/01, Centro de Geologia Ambiental, DG/UA, Ponta Delgada: 1-453.

ERHSA 2001. Estudo dos recursos hídricos subterrâneos do Alentejo – Relatório Técnico. Comissão de Coordenação da Região Alentejo, Évora.

Fernandes, J.E. 2001. Sistema aquífero Monforte – Alter do Chão. Fichas dos Sistemas Aquíferos do Alentejo – Anexo II do Relatório Técnico do ERHSA (IGM). Comissão de Coordenação e Desenvolvimento Regional do Alentejo, Évora: 1-139.

Fernandes, J.E., Francés, A. 2010. Sistema aquífero Monforte-Alter do Chão: Resultados Obtidos no Âmbito do Estudo dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Alentejo (ERHSA). Colecção Tágides, Os aquíferos das Bacias Hidrográficas do rio Tejo e das Ribeiras do Oeste. Saberes e Reflexões. Organização da Administração de Região Hidrográfica do Tejo, I.P. Lisboa: 146-156.

Fernandes, L. F. P. 1992. Hidrogeologia de dois importantes aquíferos (Sabariz/Cova da Lua) do Maciço Polimetamórfico de Bragança. Tese de mestrado. Faculdade de Ciências de Lisboa: 1-173.

Lima, A.S. 1994. Hidrogeologia de regiões graníticas (Braga – NW Portugal). Tese de Mestrado. Univ. Minho, Braga: 1-202.

Lobo Ferreira, J.P. 1981. Mathematical model for the evaluation of the recharge of aquifers in semiarid regions with scarce (lack) hydrogeological data. In: A. Verruijt & F.B.J. Barends (eds.) Proceedings Euromech 143/2-4, Rotterdam, A.A. Balkema.

Lopo Mendonça, J.J. 1990. Sistema aquífero aluvionar do Vale do Tejo (Vila Nova da Barquinha a Alverca): características e funcionamento hidráulico. Dissertação doctoral. Universidade de Coimbra. Centro de Geociências da Universidade de Coimbra: 1-343.

Marques da Silva, M.A. 1990. Hidrogeologia del sistema multiacuífero del Bajo Vouga - Aveiro (Portugal). Tese de doutoramento. Facultad de Geologia, Universidad de Barcelona.

Martins, J. 2006. Inverse calibration of a groundwater flow model for the Almádena-Odeáxere aquifer system (Algarve – Portugal). Dissertação de Mestrado. Universidade do Algarve.

Midões, C.P., Costa, A.M. 2010. Sistema aquífero Estremoz-Cano. Colecção Tágides, Os Aquíferos das Bacias Hidrográficas do rio Tejo e das Ribeiras do Oeste. Saberes e Reflexões. Organização da Administração de Região Hidrográfica do Tejo, I.P., Lisboa: 133-143.

Monteiro, J.P. 2001. Characterisation of a carbonate aquifer for the application of a regional discrete continuum flow model (Castelo De Vide Carbonate Aquifer - Alentejo, Portugal)". PhD thesis, Faculty of Sciences of the Neuchâtel, Centre d' Hydrogeologie: 1-143.

Monteiro, J. P., Nunes, L., Vieira, J., Martins, R.R., Stigter, T., Santos, J., Reis, E. 2003. Síntese bidimensional dos modelos conceptuais de fFuncionamento hidráulico de seis sistemas aquíferos do Algarve (baseada em modelos numéricos de escoamento regional). In: L. Ribeiro L. & F. Peixinho de Cristo (eds.), As Águas Subterrâneas no Sul da Península Ibérica. Assoc. Intern. Hidrog. APRH Publ., Lisboa: 159-169.

Nascimento, J. 2010. Sistema aquífero de Ourém. Colecção Tágides, Os Aquíferos das Bacias Hidrográficas do rio Tejo e das Ribeiras do Oeste. Saberes e Reflexões. Organização da Administração de Região Hidrográfica do Tejo, I.P., Lisboa.

Oliveira, A.S. 1995. Hidrogeologia da região de Pedras Salgadas. Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro. Vila Real: 1-229.

Oliveira, M.M. 2004. Recarga de águas subterrâneas: Métodos de avaliação. Dissertação doctoral. Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia: 1-440.

Prada, S. 2000. Geologia e recursos hídricos subterrâneos da Ilha da Madeira. Tese de Doutoramento em Geologia, Universidade da Madeira, Funchal.

Pereira, M.R. 1999. Hidrogeologia das rochas fracturadas da Terra Quente Transmontana. Tese de Doutoramento. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Vila Real: 1-299.
Peixinho de Cristo, F. 1985. Estudo hidrogeológico do Sistema Aquífero do Baixo Vouga. Direcção Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos, Divisão de Geohidrologia. Coimbra.

PNUD. 1980. Étude des eaux souterraines de la péninsule de Setúbal (système aquifère Mio-Pliocène du Tejo et du Sado), Rapport final sur les résultats du project, conclusions et recommendations. Programme des Nations Unies pour le developpement. Direcção Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos, Lisboa.

Silva, M. L. 1988. Hidrogeologia do Miocénico do Algarve. Dissertação doctoral. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Departamento de Geologia. Lisboa: 1-496.

Simões, M.M.M. 1998. Contribuição para o conhecimento hidrogeológico do Cenozóico da Bacia do Baixo Tejo. Dissertação doctoral. Universidade Nova de Lisboa. Lisboa: 1-270.

Vieira da Silva, A.M. 2010. Hidrogeologia geral do Sistema Aquífero de Torres Vedras. Colecção Tágides, Os Aquíferos das Bacias Hidrográficas do rio Tejo e das Ribeiras do Oeste. Saberes e Reflexões. Organização da Administração de região Hidrográfica do Tejo, I.P. Lisboa: 175-182.

Capítulo 10.

Métodos de estimación de la recarga natural a los acuíferos que se utilizan en España

10 Resumen

En este Capítulo 10 se comenta y analiza la experiencia que existe en España en cuanto a la evaluación de la recarga natural, tanto con el sistema hidrológico e hidrogeológico en estado natural, como modificado por la explotación o las acciones territoriales. Se excluyen las acciones de recarga en las que existe una inducción humana o se aplican métodos artificiales.

El contenido se centra en la metodología de la recarga y no en sus resultados referidos a los diferentes territorios españoles, aunque se incluyan algunos resultados con fines comparativos.

Tras una introducción y consideración de las bases generales españolas, se pasa a considerar los métodos de balance utilizados, sin hacer referencia específica a los diferentes territorios. Se consideran los métodos de balance, los hidrogeoquímicos de trazadores ambientales, de balance del aporte total atmosférico de cloruro y los isotópicos ambientales de localización y evaluación de la recarga.

Se considera la identificación de procesos de recarga, tales como las relaciones acuífero-río y el medio no saturado, con una discusión sucinta del posible efecto del cambio climático y global.

Las situaciones que tienen un tratamiento singular o de especial relevancia se tratan en apartados específicos, como en los casos de la salinización climática, los retornos de riego, la recarga en karst, la recarga en formaciones detríticas, la recarga en formaciones volcánicas en Canarias, la recarga en rocas duras, la recarga por nieblas, la recarga en áreas urbanas y periurbanas y la paleorecarga.

Los resultados de las entrevistas referentes a la recarga a los acuíferos en España y algunos casos relevantes se reúnen en el Anexo A10, que complementan a los incluidos en los Anexos del Capítulo 9.

Los aspectos básicos se exponen en el Capítulo 2, los referentes al cálculo, métodos y modelación de la recarga en los Capítulos 3 y 4, los relacionados con los trazadores ambientales en el Capítulo 5, otros métodos en el Capítulo 6 y las situaciones especiales y en relación con modificación de las circunstancias en que se realiza la recarga en los Capítulos 7 y 8.

Los trabajos realizados en España sobre la recarga a las aguas subterráneas son diversos, numerosos y cubren buena parte del amplio elenco de posibilidades. En gran parte se ha realizado por Universidades e Institutos, principalmente por el Instituto Geológico

y Minero de España (IGME) y en su momento por el hoy extinto Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP, en su denominación original). Los trabajos iniciales fueron de desarrollo y aplicados, partiendo de la década de 1960, y han ido incorporando cada vez más investigación aplicada, en buena manera enfocada hacia los problemas específicos españoles y su extensión colaborativa en Iberoamérica. Destacan los aspectos en relación con la modelación numérica de la recarga y los hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales, con aportaciones novedosas a nivel internacional.

A pesar de lo dicho anteriormente, salvo lo realizado por el IGME por encargo o encomienda de la administración pública del agua nacional, autonómica o provincial, la gran tarea realizada ha tenido y tiene en general una insuficiente repercusión en la planificación hidrológica española, y posiblemente de forma decreciente. En parte es debido a que los trabajos académicos quedan en publicaciones que no llegan a la administración del agua, que se nutre de información de otro tipo, y que hasta hace poco no mostraba generalmente interés por las publicaciones habituales académicas, en especial si estaban en inglés y otra lengua no española. No obstante, hay numerosas excepciones. Pero además de este fallo de transferencia de conocimiento a la sociedad por parte del mundo académico, la propia forma de trabajar la información y preparar los contenidos de los planes hidrológicos por parte de las autoridades del agua, en general faltas de personal en las oficinas de planificación y aún más de expertos en hidrología y en concreto en hidrología subterránea, ha estado dominada por la contratación con empresas consultoras, con una notable excepción en Cataluña. Estas contrataciones no se han hecho según la experiencia y conocimiento sino a la empresa más barata, siguiendo regulaciones administrativas, de modo que el trabajo realizado ha sido muchas veces el estrictamente enumerado en las especificaciones, sin tiempo ni voluntad para analizar e incorporar las fuentes de conocimiento fuera de las disponibles en el organismo contratante. Por otro lado, dichas especificaciones se decantan hacia los aspectos legales-administrativos, dejando de lado en buena parte los conocimientos científico-técnicos necesarios, posiblemente por no estar claramente en la mente del redactor de los pliegos de contratación. Así, el necesario soporte científico-técnico puede tener a veces serios defectos.

La tónica general descrita no era tan acusada al inicio de la planificación realizada previamente a la transposición de la Directiva Marco del agua, pero cada vez ha ido divergiendo del buen conocimiento, en paralelo con el deterioro de las redes de observación y la realización de estudios específicos. Hay notables variaciones de unas demarcaciones hidrográficas a otras. La situación es razonable en Cataluña y Cuenca del Ebro y posiblemente lo sea en la del Júcar (Xúquer). Ha degradado notablemente en las demarcaciones dependientes de la administración autonómica andaluza y canaria.

Nota: el contenido de este capítulo se basa en documentación disponible en la web, complementada con otras fuentes de conocimiento recopiladas por el autor. El contenido trata de mostrar el conocimiento de los métodos utilizados, aunque en ocasiones puede haber problemas de interpretación de las fuentes o fallos en la localización de la documentación publicada. El interés se ha centrado en la recarga natural, con lo que otros aspectos relevantes y complementarios no se han tenido en cuenta y podrían haber ayudado a esclarecer dudas de interpretación. Los trabajos realizados son muy numerosos, aunque sólo una fracción de ellos describe bien la metodología y su confiabilidad y aún un número menor estima de algún modo la incertidumbre. En lo que se presenta hay un sesgo hacia trabajos en relación con actividades y personas en el entorno del autor, por el mayor conocimiento de lo realizado y más fácil acceso a la información.
Las figuras se han tomado en su mayoría de las referencias, tal como están y con la calidad con que se encuentran. Algunas pueden tener resolución deficiente, rotulaciones y cifras no legibles (se trata de compensar dando indicaciones en el pie de figura) o contenidos que faltan o sobran.
Se mencionan localidades cuya situación con frecuencia no está en mapas o figuras. El lector debe ubicarlas por otros medios.
En el texto se utilizan abreviaturas, símbolos y siglas que se definen cuando se introducen, excepto las más comunes y repetitivas. Estas se reúnen y definen en el Preámbulo general. Se usa m= metro, L = litro; d = día y a = año, afectadas por los indicadores internacionales de submúltiplos y múltiplos.

10.1 Introducción y bases generales referentes a España

En este Capítulo 10 se comenta y analiza la experiencia que existe en España en cuanto a la evaluación de la recarga natural, tanto con el sistema hidrológico e hidrogeológico en estado natural, como modificado por la explotación o las acciones territoriales. Se excluyen las acciones de recarga en las que existe una inducción humana o se aplican métodos artificiales. No se trata de lograr una revisión bibliográfica y documental exhaustiva, sino de la fácilmente disponible e ilustrativa de la experiencia existente. Este Capítulo 10 se complementa con el Capítulo 9, que trata de la experiencia y aplicaciones contenidas en la planificación hidrológica oficial española y en las actividades asociadas.

El objetivo se centra en la metodología de la recarga y no en sus resultados en cuanto a los diferentes territorios españoles, aunque a título de ejemplo y con fines comparativos se incluyan algunos resultados. De ningún modo se busca recopilar la experiencia existente y su evolución en cuanto al conocimiento hidrogeológico y de los recursos de agua subterránea, salvo si ello aporta información relevante en cuanto a la metodología para evaluar la recarga natural.

El contexto climático en el que se produce la recarga natural en las distintas y variadas áreas españolas ha sido objeto de diferentes compendios y resúmenes, como el de AEMET (2011) y MIMAM (2000). En el contexto general cabe poner énfasis en el área mediterránea (Trigo et al., 2004), por la menor y más irregular pluviometría y mayor frecuencia de periodos de sequías severas. También cabe considerar el área atlántica de la Macaronesia (Cropper y Hanna, 2014), que incluye al archipiélago de Canarias (Guerra et al, 2007; Carrillo et al., 2016). La agreste topografía y gran altitud de algunas de estas islas introduce aspectos de variabilidad de la recarga, que hay que considerar adecuadamente. La Figura 10.1.1 muestra la rápida variación espacial de la precipitación media en Canarias, con altitudes máximas que varían entre 650-1000 m en las islas orientales hasta casi 2000 m en Gran Canaria y 3700 m en Tenerife.

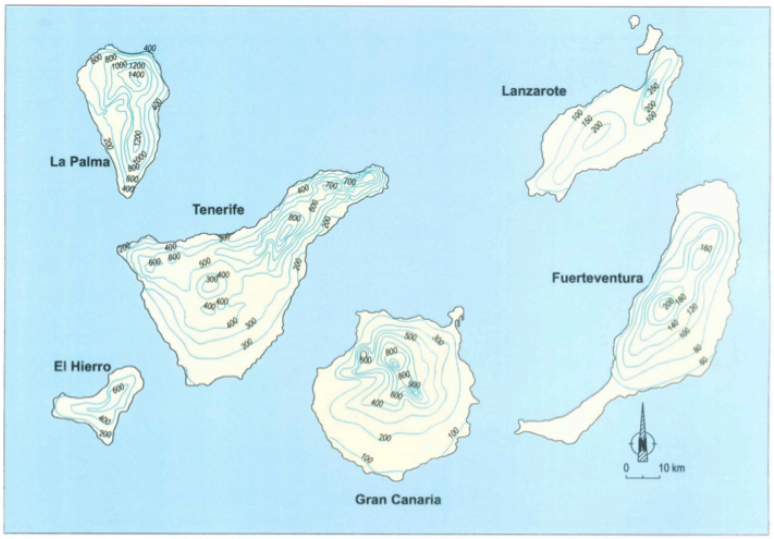


Figura 10.1.1 Precipitación media anual en Canarias, en mm/a. Las distancias entre las distintas islas han sido acortadas para una presentación más agrupada. La extensión real E-W es de cerca de 400 km.

La evaluación del número de curva se utiliza como parte de algunos modelos lluvia-escorrentía, directamente o mediante otros parámetros hidrológicos y territoriales, En general, el resultado es sometido a calibración, cuando es posible hacerlo. Se ha estudiado como obtenerlo a partir de datos del perfil de los suelos y teledetección (Ferrer i Julià, 2002; Ferrer et al., 1995).

Los aspectos básicos sobre la recarga se exponen en el Capítulo 2 y los referentes al cálculo y modelación de la recarga en los Capítulos 3 y 4. En cuanto a los modelos de lluvia-escorrentía, se han comparado diferentes métodos en uso (Pizarro, 1996). En el Proyecto REDESAC (Custodio et al., 2011) se reúnen y comparan los resultados de la evaluación de la recarga natural llevados a cabo durante dicho proyecto y actuaciones anteriores. Distintos aspectos de la recarga natural se discuten en el informe MASE (2015), sobre la explotación intensiva y minería del agua en España y en el informe SASMIE (2017) en cuanto al conocimiento de los acuíferos costeros españoles mediterráneos e insulares.

Se han llevado a cabo estudios específicos sobre la interceptación de la lluvia y la trascolación. El CSIC tiene numerosos años de experiencia en una estación experimental especializada en zonas áridas en Almería, otra en áreas de ladera boscosa en Vallcebre, en el Alt Llobregat (Barcelona), con estudios también en otros lugares de Cataluña y de la cuenca del Ebro (Gallart y Llorens, 2003; 2013, Latron y Gallart, 2013; Latron et al., 2009; Guasch et al., 2006). Además de la estimación para la Península Ibérica (FIEA, 2013), hay estudios en la cabecera del río Segura (Belmonte-Serrato et al., 2013; Aldaya et al., 2017) y en Sierra Morena (Pérez-Arellano et al., 2016). En Tenerife se han realizado además experiencias sobre la medida de la trascolación, con colectores desplazables (Ritter et al., 2010; 2013; Regalado et al., 2007a).

Se han realizado experiencias sobre la repelencia del suelo a la lluvia en la Universidad de Córdoba y en la Universidad de la Laguna (Regalado et al., 2005; Regalado y Ritter, 2005; 2006; 2008; 2009).

En este capítulo de síntesis no se consideran los aspectos en relación con la sequía y la forma de definirla administrativamente (Pedro-Monzonís et al., 2015), ni con la escasez (Custodio 2018b), ni con sus repercusiones en la salinización de los acuíferos costeros (Custodio, 2018a). Véanse las Secciones 7.7.2 del Capítulo 7 y 9.3.1 del Capítulo 9.

10.2 Métodos de balance de agua en el suelo

Los métodos de balance del agua en el suelo aplicados en España son los generalmente utilizados, tanto a nivel de la Península Ibérica (Capítulo 9) como de cuencas y de áreas concretas, a veces forzando su utilización en situaciones que se alejan de las condiciones de aplicación para las que fueron diseñados y ajustados los métodos. Los principios de estos métodos se exponen en el Capítulo 2, los métodos en el Capítulo 3 y los modelos de cálculo para cuencas y áreas extensas o variadas en el Capítulo 4.

La realización de modelos de flujo y de transporte de masa (y de calor) requieren conocer la recarga. Esta se ha derivado de la aplicación de los modelos de cálculo. El modelo más

generalizado es el SIMPA (Estrela y Quintas 1996) y sus mejoras más recientes, como el PATRICAL (Pérez Martín, 2005; Pérez-Martín et al., 2014). Buscan establecer la relación lluvia-escorrentía y tratan con menor detalle la parte de recarga a los acuíferos. Están basados en el método de Témez de balance de agua en el suelo (1977; 1978, 1992).

Hay numerosas aplicaciones del modelo BALAN y sus variantes, que tienen una consideración más detallada de la generación de recarga. Se comentan más adelante. En España se ha usado relativamente poco el modelo hidrológico distribuido SWAT (Apartado 4.8.3 del Capítulo 4), de amplio uso en muchos países, que tiene un tratamiento de las aguas subterráneas que es menos detallado que en el modelo BALAN. No obstante, su utilización va ganando terreno al disponer de buen soporte informático y técnico y permitir salidas elaboradas y atractivas. En las áreas limítrofes francesas en el Pirineo se ha usado el modelo SWAT y en Portugal el código desarrollado por el LNEC (Laboratório Nacional de Engenharía Civil), Lisboa.

Para la realización del modelo de agua subterránea de Tenerife (Custodio et al, 1988; López-García et al, 1981) y sus dos mejoras posteriores se ha aplicado un modo de cálculo similar al del modelo SIMPA, pero con celdas de 200 m x 200 m para poder definir mejor las grandes variaciones territoriales debidas al abrupto relieve y recientemente teniendo en cuenta el efecto de la lluvia horizontal (Braojos Ruiz, 2010; 2015).

El modelo BALAN (Samper et al., 1991; 1999; 2004; 2005a; 2005b; 2007b), en sus diferentes versiones progresivamente mejoradas y extendidas (BALDOS 2, Visual-BALAN, GIS-BALAN), se describe en los Apartados 3.5.3 del Capítulo 3 y 4.9.3 del Capítulo 4. Ha tenido y tiene especial relevancia en muchos casos prácticos, debido a la utilización de datos diarios y al mejor tratamiento de la recarga respecto a los otros modelos de uso común e incluso del modelo SWAT.

El amplio uso del programa BALAN, no sólo en España, sino en Portugal, Chile, Argentina, Uruguay, Kenia, etc., hace difícil dar una relación detallada de las aplicaciones. Sólo se mencionan algunas. Partiendo de su desarrollo en la UPC, Barcelona y después en la U de A Coruña, con contribuciones de la CHE, Zaragoza, se han realizado trabajos en el Anoia (Lambán y Custodio, 1999), Mallorca (Cardoso da Silva, 1997, Candela et al., 2009), Los Monegros (García Vera, 1994., A10.3.3), Galicia y Norte de Portugal (Samper et al., 2007; Samper y Pisani, 2015, Espinha Marques et al., 2006; 2009; 2011; 2013), Andalucía (Burdino et al., 2006; Heredia, et al, 2015), Cantabria (Heredia y Meléndez; 2016); Andújar (A10.3.4) y el área de El Cabril, Córdoba (A10.3.5) y Gran Canaria (Heredia y Murillo, 2002).

Se ha aplicado el modelo GIS-BALAN a toda la Cuenca del Ebro (Álvares, 2010; Álvares y Samper 2009; Álvares et al., 2009; Samper y Álvares, 2008; Samper et al., 2005c), que abarca 85.530 km^2, con altitudes desde 0 a 3372 m snm. La pluviometría media varía entre 260 y 2190 mm/a y las temperaturas medias anuales entre 5,6 y 15,8 oC. El territorio se dividió en 40 subcuencas y se establecieron 1086 zonas homogéneas. Se realizó la calibración con datos de estaciones de aforo y de piezometría, con datos diarios y datos acumulados mensual y anualmente. El trabajo ha servido de base para estudios del efecto del posible cambio climático en escenarios prefijados. También se ha modelado la recarga

y la relación lluvia-escorrentía en la parte Norte de la cuenca del Ebro (margen izquierda), en un trabajo inédito llevado a cabo por la Universidad de A Coruña (J. Samper y grupo de trabajo) y la Confederación Hidrográfica del Ebro (M.A. García Vera y colaboradores). Otra interesante aplicación es la realizada en el acuífero carbonatado moderadamente karstificado de Alcadozo, en la cabecera del río Mundo (Hornero et al., 2013a; 2013b; 2016) y la comparación con otros métodos. También con carácter comparativo, se han realizado aplicaciones en el Alt Llobregat por la Agència Catalana de l'Aigua.

El programa BALAN permite una aproximación a la recarga, que se puede después utilizar en un modelo de flujo y utilizar las desviaciones observadas para modificar los parámetros de modelo BALAN y así sucesivamente (Samper, 1997a; 1997b; Samper y Pisani, 2009). Según la experiencia indicada por los autores, en general deberían bastar tres iteraciones para llegar a un resultado razonable.

El programa BALAN y sus diferentes versiones se ha aplicado para evaluar la recarga en los acuíferos carbonatados, con o sin recubrimiento detrítico, del área costera de Alicante (Murillo et al., 2007; Murillo y De la Orden, 1996; Andreu et al. 2001), con explotación intensiva y minería del agua subterránea (MASE, 2015) e intrusión marina en las áreas costeras (SASMIE, 2017). El modelo Visual BALAN, empleado como modelo precipitación-escorrentía, ha permitido caracterizar el comportamiento hidráulico de un sistema kárstico (Heredia et al., 2016). En el área de Los Sotos, en Doñana (Huelva), se ha realizado una aplicación cuidadosa, apoyada en registros piezométricos, para determinar la modificación de la recarga tras un cambio territorial importante por erradicación de un extenso bosque plantado de eucaliptus (Juárez, 2010; Juárez et al., 2012). Este trabajo detalla lo realizado a nivel más general en Doñana (Trick, 1998; Trick et al., 1996). En el sistema acuífero de los Ports de Beseit-Tortosa y Plana de La Galera se ha aplicado el Visual-BALAN para estudiar diversas áreas, incluyendo el área montañosa con carbonatos karstificados y se han comparado los resultados calibrados con niveles piezométricos con otras evaluaciones (Espinosa et al., 2014a; 2014c).

Se han llevado a cabo aplicaciones en Canarias, pero la existencia de grandes espesores no saturados, registros esporádicos de niveles o de caudales en nacientes y galerías, descarga difusa desconocida al mar y estado de explotación intensiva de las aguas subterráneas en las islas altas, impide la calibración. Heredia y Murillo (2002) han aplicado el Visual-BALAN al SSE de Gran Canaria, incluyendo la consideración de las áreas regadas. Se considera una reserva útil de agua en el suelo de 20 a 30 mm, con lo que obtienen una recarga media <10 mm/a, que cae a 0 mm/a en la costa. La ETR se evalúa en 100 mm/a (similar a la precipitación media) en el medio no agrícola y de 565 mm/a (5650 m^3/ha/a) en las áreas regadas. Otras aplicaciones corresponden a evaluaciones para comparar con el método del balance de la deposición atmosférica de cloruro en el N de Gran Canaria (Naranjo et al., 2015) y para alimentar al modelo de flujo y transporte de salinidad en La Aldea, en el Oeste de Gran Canaria (Muñoz, 2005).

El código EASYBAL, para hoja de cálculo (Sección 3.5.7 del Capítulo 3), se ha usado en numerosas aplicaciones y estudios, como en el sistema acuífero Almonte-Marismas y su entorno, Aznalcóllar-Valle del Guadiamar (Carrera et al., 2001), acuíferos de la cubeta de

Sant Andreu i Vall Baixa del Delta del Llobregat, zona urbana y periurbana de Barcelona, municipio de Badalona, Serralada de la Marina (Badalona), Pla de Barcelona y Delta del Besós, explotación minera de Cobre Las Cruces (Sevilla) y balance hídrico de la Sierra de Altomira (Domínguez et al., 2014), entre otros.

También se han realizado evaluaciones de la recarga por balance de agua en el suelo, con frecuencia orientadas a la modelación de los recursos de agua subterránea en numerosos lugares. Algunos ejemplos son el área de río Vélez (García-Aróstegui et al, 1999), los acuíferos del sudeste peninsular (Andreu Rodes et al. 2011; 2012; Touhami et al. 2012; 2013), los acuíferos de la Mancha y Alto Guadiana (Martínez Cortina, 2001; Martínez Cortina et al., 2001; Cruces de Abia et al., 1997; Cruces y Martínez Cortina, 2000; Calera et al., 1999; A10.3.4), Sierra de Estepa (Martos-Rosillo et al., 2013) y Doñana (Trick, 1998; Trick y Custodio, 1996; 1997; 2004). En Sierra Nevada, en la cuenca del río Bérchules se considera el efecto de la nieve y la existencia de careos (Jódar et al., 2017; Barberá et al., 2018), y la nieve en el Prepirineo catalán, en Port del Comte (Herms et al., 2018; 2019). El modelo Thornthwaite-Mather se aplicó al estudio de las variaciones piezométricas en El Abalario, en el parque de Doñana, Huelva (de Haro, 2000).

10.3 Métodos hidrogeoquímicos y de balance del aporte atmosférico de cloruro

10.3.1 Métodos hidrogeoquímicos

Los métodos hidrogeoquímicos hacen referencia a aquellos estudios que a partir de la composición química del agua se determina la localización de la recarga y se busca su cuantificación. La evaluación de la recarga mediante el balance de la deposición atmosférica de cloruro se considera en el Apartado 10.3.2. No se consideran los muy numerosos estudios hidrogeoquímicos sobre el origen de los solutos, las relaciones roca-agua y la definición o comprobación del modelo conceptual de acuífero o la simulación del transporte de masa. Sólo se considera un número reducido de casos.

Algunos de los primeros trabajos que incluyen la identificación y cuantificación de la recarga se realizaron en el Baix Llobregat (Barcelona), comprendiendo el valle bajo y el delta. Algunos de los estudios fueron para valorar la importancia de la recarga fluvial en ese sistema acuífero sometido a explotación intensiva (Custodio, 1994; Custodio y Galofré, 1987a), aprovechando la circunstancia de la elevada salinización del agua del río por vertidos salinos de la minería potásica en la cuenca media y la aplicación de esas aguas para regadío en la zona baja.

Los estudios hidrogeoquímicos, junto con los isotópicos ambientales, permiten definir la recarga local a los acuíferos de La Plana de La Galera (Baix Ebre, Tarragona) y la transferida desde los Ports de Beseit-Tortosa (Espinosa et al., 2014c).

En el sistema acuífero de Sierra de Gádor-Campo de Dalías, los estudios hidrogeoquímicos identifican las áreas de recarga (Domínguez Prats, 2000; Domínguez y Custodio, 1994; Vallejos, 1997). En el acuífero Niebla-Posadas (Sevilla), en el área próxima a la mina Cobre Las Cruces, los estudios hidrogeoquímicos contribuyen al conocimiento necesario para la modelación de la recarga (Scheiber Pagès, 2017; Scheiber et al., 2015).

En Gran Canaria, la distribución del ion cloruro en las aguas subterráneas permite localizar las áreas de recarga de cumbres, condicionadas por los materiales de baja permeabilidad que rodean el relleno de la gran caldera volcánica central y también evaluar la recarga en situaciones particulares, como en las áreas áridas del macizo fonolítico de Amurga, en el SE. Esto se considera en el Subcapítulo 10.6, junto con los estudios en Fuerteventura. También en La Gomera la distribución de cloruros define las áreas de mayor recarga (Custodio y Manzano, 1990), aunque con menos detalle por disponerse de información menos abundante y en parte extrapolada. En Tenerife, la interpretación de una campaña de muestreo de agua subterránea en pozos y especialmente en galerías, con muestreos tanto en boca de galería como en el interior de las mismas, permitió definir la distribución de la recarga reciente a lo largo de las laderas (Custodio, 1988), luego actualizado en el área de las Cañadas del Teide y su entorno (Marrero, 2010; Marrero et al., 2011).

10.3.2 Balance de la deposición atmosférica de cloruro

El método del balance de la deposición atmosférica de cloruro (Custodio, 2009; 2010), comúnmente designado por sus siglas anglosajonas CMB (chloride mass balance), en condiciones apropiadas proporciona el valor medio de la recarga a largo plazo (Subcapítulo 5.4), aunque generalmente con un apreciable margen de incertidumbre, ya que el conocimiento de la deposición atmosférica es generalmente poco detallado, pero no necesariamente mayor que el asociado a otros métodos. Este método permite aplicaciones rápidas estimativas, si se puede conocer con alguna confianza la tasa de deposición media atmosférica de ion cloruro y una evaluación de su concentración en el agua de recarga a través de la composición química del agua subterránea. La correcta aplicación ha de considerar el efecto de ladera (Custodio y Jódar, 2016), para evitar sesgos, en el supuesto de que dicha agua subterránea sea agua de recarga actual, lo que es lo común en España.

Las primeras propuestas de aplicación del CMB en España parten del texto de Custodio y Llamas (1976/1983). Las primeras determinaciones de la concentración de cloruro del agua de lluvia con este fin se hicieron en Barcelona (Custodio et al., 1984; Alcalá y Custodio, 2004c) y con otros objetivos en el Este peninsular (Carratalá et al, 1998). Las aplicaciones a acuíferos españoles son diversas y suelen ir acompañadas de otras estimaciones de la recarga, a efectos comparativos (Subcapítulo 10.7). Se comentan sólo algunos de los estudios realizados, en especial aquellos en que uno o varios muestreadores de agua de lluvia operaron durante un cierto tiempo.

Una de las primeras aplicaciones de detalle con muestreo del agua de lluvia es la realizada en el sistema acuífero del Anoia, en la Cordillera Prelitoral Catalana (Lambán y Custodio, 1999). En el sistema acuífero carbonatado y karstificado de los Ports de Beseit-Tortosa y Plana de La Galera, donde se instaló una red de muestreo del agua de lluvia, se determinó además la descarga por acuíferos colgados (Espinosa et al., 2012; Espinosa y Custodio, 2016). En el acuífero de Alcadozo, en el río Mundo (cuenca del Segura), también se mantuvo una red de muestreo de la lluvia para identificar la recarga a distintas altitudes (Hornero et al., 2013a; 2013b; 2016). Algo similar se hizo en la Sierra de Gádor (Almería), con acompañamiento de otras técnicas de balance y observaciones edáficas (Alcalá et al, 2007; 2011; Contreras et al., 2008). En Doñana y principalmente en la parte del acuífero de

las arenas de El Abalario también se ha evaluado la recarga por el CMB, instalando una red de medición de la deposición atmosférica (Iglesias 1999; Iglesias et al., 1996; 1999).

En la Serra de Tramuntana de Mallorca, en carbonatos karstificados, se muestreó la lluvia para determinar la recarga general y a los acuíferos que alimentan a algunos manantiales singulares, como el de Sa Costera (Cardoso da Silva, 1997; Cardoso da Silva y Custodio, 2010).

Se han realizado evaluaciones de detalle en el Norte y Noreste de Gran Canaria, con una red de muestreo de la lluvia instalada en dos etapas (Cabrera et al., 2013a; 2013b; 2016; Cruz et al., 2011; Custodio y Naranjo, 2004; Naranjo et al., 2012; 2015; 2016; Naranjo-Ayala et al., 2014), aplicando la corrección por escorrentía superficial tras el estudio de una de las presas de embalse del área (Cruz-Fuentes et al., 2014c). También se ha hecho en el acuífero de La Aldea, en el Oeste de Gran Canaria, como una unidad individualizada dentro del acuífero insular (Cruz-Fuentes et al., 2014d). También en el área de Las Cañadas del Teide y aledaños, en Tenerife, se instaló un conjunto de muestreadores de precipitación, incluyendo la nieve, para, entre otras cosas, evaluar la recarga (Marrero, 2010; Marrero Díaz et al., 2015). En el macizo volcánico de Betancuria, en el centro de Fuerteventura, se instalaron muestreadores de lluvia en un ambiente árido, en condiciones difíciles por la irregularidad de las precipitaciones significativas, pero que permitieron estimar la recarga (Herrera y Custodio, 2002; 2003; 2014).

Se ha abordado la estimación de la recarga en todo el territorio español de la Península Ibérica por el método del CMB, con sucesivas determinaciones de los componentes del balance: precipitación, escorrentía superficial directa y sus respectivos contenidos medios en cloruro y el contenido en cloruros en la recarga derivado del conocimiento hidroquímico de las aguas subterráneas, en celdas de 1 km x 1 km. Se ha partido de la información disponible en el momento de realización y la nueva generada en una red adicional de muestreadores de agua de lluvia distribuida por el territorio, operada durante 3 a 4 años completos. Los resultados, a título de ejemplo, se dan en el Subanexo A10.3.7. Se parte de la tesis doctoral de Alcalá (2006). El estudio de la deposición atmosférica de cloruro se encuentra en Alcalá y Custodio (2004a; 2005b; 2008a), el de contenido en ion cloruro en la escorrentía superficial directa en Alcalá y Custodio (2008c) y la recarga evaluada en Alcalá y Custodio (2005c; 2007a; 2012b; 2017b).

Uno de los puntos débiles de la evaluación es la correcta asignación de la concentración de cloruros a la recarga a partir de los datos hidroquímicos del agua subterránea, como se expone en el Apartado 5.4.3 del Capítulo 5. Además de las consideraciones sobre las características de la muestra de agua y del punto de muestreo, en su caso con consideración del efecto de ladera, se pueden eliminar muestras anómalas a partir del valor de la relación Cl/Br, en especial cuando hay contaminación marina, por sales evaporíticas y por aguas que incorporan sales añadidas por efectos antrópicos, como en los retornos de riego y aguas residuales urbanas (Custodio y Herrera, 2000; Custodio y Alcalá-García, 2003). El caso español se ha considerado en Alcalá y Custodio (2004b; 2005a; 2008b).

En los desarrollos realizados para la evaluación de la recarga por el CMB, se ha podido disponer de series largas de deposición húmeda de cloruro en una red oficial española y europea de estudio de la calidad del agua atmosférica y de análisis químicos repetitivos en un conjunto de manantiales y pozos registrados en la base de datos del IGME. Se ha podido analizar y evaluar la incertidumbre de las evaluaciones de la recarga y de cuanto contribuye a esa incertidumbre la duración del periodo de muestreo de la precipitación (Custodio y Alcalá García, 2004; Alcalá y Custodio, 2012a; 2014). La incertidumbre es relativamente grande, aún para periodos de observación de una década (que es un óptimo práctico), con un coeficiente de variación del orden de 0,3 a 0,4, pero en la realidad esta incertidumbre no es mayor que la que dan otros métodos cuando se hace un análisis detallado similar. La incertidumbre aumenta cuando se admiten como promedios los valores obtenidos con periodos de observación cortos, de 1 o unos pocos años, En ocasiones, el coeficiente de variación es demasiado grande, de modo que el valor estimado no es cuantitativo sino orientativo. Pero esta situación se produce también con los otros métodos. Una parte importante de la incertidumbre de los valores territoriales es debida a la irregular disposición de los puntos con valores de la deposición atmosférica de cloruro y la existencia de amplios espacios sin datos.

La "certeza" que con frecuencia se aceptan los resultados de la recarga en España es ilusoria y se deriva de la falta de análisis de los errores asociados.

En el Subanexo A10.3.7 se dan comentarios adicionales y se incluyen algunos de los resultados cartográficos relevantes.

10.3.3 Otros métodos

La evaluación de la recarga mediante el estudio de la temperatura del terreno y de las aguas subterráneas se ha aplicado raramente en España, según las referencias localizadas. En el delta del Llobregat, los estudios realizados se han enfocado hacia la conexión entre el acuífero superior libre y el inferior cautivo (Olivares, 2010) y no a la recarga. La principal aplicación encontrada corresponde a Doñana (Custodio, 2010; Custodio et al, 1996). Sólo algunos sondeos tienen modificaciones térmicas suficientes que permitan evaluar la recarga (Apartado 6.3.4 del Capítulo 6). En este caso, se supone que se crea un flujo vertical descendente por la formación de arenas saturadas que descargan por las formaciones aluviales de base. Esa recarga está en el límite de lo discernible con el método y es groseramente del orden de 100 mm/a. La distribución espacial de la temperatura a distintas profundidades permite separar a grandes rasgos las áreas de recarga de las de descarga y en especial localizar en los sondeos alteraciones térmicas transitorias producidas por el cambio de uso del territorio, que apuntan hacia una recarga del orden de 100 a 150 mm/a, aunque con notable incertidumbre. Se ha realizado un estudio térmico de la relación río-acuífero en el acuífero recargado por el río Guadalfeo, en Motril-Salobreña (Duque et al., 2010).

No se conocen trabajos específicos de determinación de la recarga en acuíferos someros mediante el estudio de detalle de las variaciones del nivel piezométrico, aunque al parecer se hicieron por el IGME en Sierra de las Cabras (Cádiz), después de la sequía de la década de 1990.

Las aplicaciones de los trazadores artificiales químicos a la evaluación de la recarga son escasos. Son de valor local, representan únicamente el momento del ensayo, requieren tiempo y un importante esfuerzo humano y son costosos. No obstante, pueden tener notable utilidad (Guimerá y Candela, 1999). Se realizaron algunos ensayos en el área de El Abalario, en Doñana (Guimerá et al., 1991a; 1991b), aplicando LiBr como trazador en un cortafuegos del bosque de pinos, muestreando antes y después de los eventos de lluvia. Aparte de la escasa representatividad de un cortafuegos respecto al ambiente boscoso y de matorral, se encontró que el Br no se pudo medir con suficiente precisión y que el Li, que se suponía que iba a estar poco afectado por intercambio iónico dado su gran volumen iónico, no se desplazó, por causas no bien conocidas pero que posiblemente guardaban relación con la pátina de oxihidróxidos de Fe que recubre a los granos de la arena eólica y fluvio-marina.

En la Universidad de Valencia se ha trabajado en aplicaciones de métodos de satélite para la determinación de componentes del balance de agua (Valor y Caselles, 2005; Valiente et al., 1996; Prata et al., 1996; Sánchez et al., 2007) y también en la Universidad de Castilla-La Mancha, en la Universidad Politécnica de Cataluña (Martí Cardona, 2016), en el CSIC (Contreras et al., 2008) y en otros centros (Sánchez Martín, 2009).

El estudio de las cuevas en formaciones carbonatadas karstificadas tiene cierta tradición para determinar las edades de los espeleotemas (Bartolomé et al., 2012; Cruz et al., 2015; Durán, 1996; Duran et al., 2013; Jiménez de Cisneros y Caballero, 2013; Jiménez de Cisneros et al., 2015; Martín-Chivelet et al., 2006; 2011; Muñoz-García et al., 2007; Moreno et al., 2010; 2013; Sanz y López, 2000) y evaluar la entrada de agua como resultado de la recarga a las formaciones de techo (Turrero et al., 2008; 2015).

10.4 Métodos isotópicos de localización y evaluación de la recarga

10.4.1 Aspectos generales

Las técnicas isotópicas, tanto las naturales como las artificiales, tienen muchas facetas y aplicaciones. Muchas de ellas son actualmente parte de los estudios habituales en España. Se dispone de laboratorios suficientemente bien equipados para realizar las determinaciones isotópicas más frecuentes y algunas de las especiales (en Madrid, Barcelona, Málaga, Salamanca, Bellaterra), además de conexiones y colaboraciones con laboratorios de otros países. En las técnicas isotópicas naturales se incluyen aquellas que consideran isótopos de la actividad humana que están en el ambiente y después se incorporan al ciclo del agua. El conjunto es lo que se denomina técnicas isotópicas ambientales. Todo esto se desarrolla en el Subcapítulo 5.2.

Lo que se presenta a continuación es una parte de las aplicaciones de las técnicas isotópicas a la hidrología subterránea. Concretamente, se trata de las que hacen referencia a la localización y evaluación de la recarga a los acuíferos, incluyendo las de cálculo del tiempo de renovación, y secundariamente a la caracterización de la descarga en manantiales y cursos fluviales. Se excluyen las técnicas que hacen referencia a la caracterización del flujo del agua subterránea, transporte de solutos, relación roca-agua en el terreno y conexiones entre acuíferos, entre otros aspectos.

Las primeras aplicaciones de estas técnicas isotópicas en España datan de principios de la década de 1960. En buena parte se iniciaron en la Junta de Energía Nuclear, concentrándose pronto en el Gabinete de Aplicaciones Nucleares a las Obras Púbicas (GANPOP) del CEDEX, con el impulso de E. Baonza del Prado y los muy numerosos desarrollos de A. Plata Bedmar. Buena parte del material generado, en general no publicado, está en el depósito de documentación del Centro de Estudios y Técnicas Aplicadas (CETA) del CEDEX. El CETA-CEDEX mantiene una red básica de estaciones de muestreo de $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y ^{3}H en el territorio español (Díaz-Teixeiro, 2009; Araguás-Araguás y Díaz Teixeiro, 2005), con parte de las estaciones integradas en la red mundial GNIP del Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA/IAEA), en Viena. Hay estudios regionales en Canarias (Sosa et al., 2011a; 2011b) y en el SE peninsular (Cruz Sanjulián, 1992).

10.4.2 Isótopos estables de la molécula de agua

Los estudios y trabajos en relación con la recarga a partir de los isótopos estables del agua, expresados como $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$, y el exceso de deuterio, que se define como $d = \delta^{2}H - 8\delta^{18}O$‰, se comentan en el Apartado 5.2.2 del Capítulo 5. Sólo hay una relación sencilla directa entre recarga y agua subterránea en el caso de flujo de pistón, con nula o pequeña dispersión. En los otros casos, las muestras son mezclas de aguas con diferentes orígenes territoriales. Esto ha sido específicamente considerado en trabajos inspirados en la experiencia española (Jódar et al., 2014; Barberá et al., 2018; Herms et al., 2019) y con especial consideración de la importancia del flujo en ladera en el caso de mezclas que responden al modelo exponencial (Custodio y Jódar, 2016).

La mayoría de estudios en España se han realizado para localizar las áreas de recarga difusa por la lluvia y en su caso de la aportación por fusión de nieve en las áreas cordilleranas altas. Estos trabajos son muy numerosos. Sólo se mencionan algunos de ellos. Los primeros son de finales de la década de 1960. A partir de la década de 1980 se encuentran ya en muchos de los estudios avanzados y a partir de la de 1990 la consideración de los isótopos estables del agua es más o menos rutinaria, si bien no siempre la interpretación explota del todo el potencial de conocimiento contenido en esos datos. Rara vez se considera el efecto de ladera.

La distribución de los isótopos estables del agua en la precipitación en la Península Ibérica fue inicialmente analizada por Plata (1984), con un mapa que la describe correctamente y que no ha variado en sus rasgos esenciales, al ir disponiéndose posteriormente de mejor y más abundante información. El exceso de deuterio d en el área mediterránea y en el Levante español fue analizado por Jiménez-Martínez y Custodio (2008), con valores medios que aumentan desde +12‰ en Cataluña a +15‰ en el área del estrecho de Gibraltar, que son mayores que la media oceánica mundial de +10‰. En el área atlántica norte-africana, correspondiente al entorno de las Islas Canarias, el valor medio de d es de +15‰, acorde con un mar moderadamente frio y ambiente atmosférico seco (Custodio y Naranjo, 2013). El valor de d varía según las estaciones y de un año a otro, en función de la procedencia de la humedad atmosférica que origina la precipitación, como en el Valle del Ebro (Lambán et al., 2014a; 2014b), en Cataluña y a lo largo de la costa española mediterránea.

Se han realizado estudios de localización de la recarga en el Pirineo (Arce et al., 2001), en la parte vasco-navarra (Iribar y Antigüedad, 1996), en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Lambán et al., 2014c; 2015; 2018), en el Prepirineo aragonés (Pérez Bielsa et al., 2016) y en el Pirineo y Prepirineo catalán (Herms et al., 2018; 2019), con un estudio en curso sobre las formaciones carbonatadas karstificadas del macizo de Port del Comte, en la cabecera del río Cardener. El río Cardener es el afluente principal de la cuenca del río Llobregat, con tiempos de residencia en el entorno de 2 años. En los altos y abruptos macizos de carbonatos muy karstificados del Parque Nacional de Ordesa, el medio no saturado llega a tener centenares de metros de potencia, con vías preferentes de flujo vertical que permiten que la recarga llegue poco diferida a los manantiales que descargan al medio saturado profundo, de modo que las variaciones estacionales del $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ no llegan a amortiguarse. La atenuación y retraso permiten estimar el tiempo de tránsito (Jódar et al., 2016b). En este lugar domina el aporte de humedad atlántica procedente del Norte. Además, el contenido isotópico del agua de recarga está influenciado por la nieve, que previamente a su fusión puede haber sufrido modificaciones por transporte por el viento, por sublimación y por nueva condensación de vapor generado por evaporación a elevaciones inferiores (Lambán et al, 2014a; 214b; Jódar et al., 2016a). Se ha estudiado la propagación de las variaciones isotópicas de agua de lluvia hasta los manantiales, que muestra un acuífero con una renovación muy rápida (Jódar et al., 2016a).

Hay estudios en las diversas Cuencas Internas de Cataluña (Pirineo Oriental), como en el área del Anoia (Lambán Jiménez, 1998; Lambán y Custodio, 1999b), en la Cordillera Prelitoral Catalana y en el Campo de Tarragona y entorno de Vandellós. Actualmente la mayoría de trabajos que se realizan en esta área geográfica con cierto carácter de investigación incluyen estudios con isótopos estables del agua.

En el área del Bajo Ebro se han realizado estudios de detalle de la recarga y su transferencia desde los Ports de Beseit (Beceite)-Tortosa a la Plana de la Galera, separando la recarga transferida de la recarga local (Espinosa et al., 2014c).

En Los Monegros, se ha estudiado el origen de la recarga del área lagunar y de las (lagunas) saladas (Casteñeda del Álamo, 2004; Castañeda y García-Vera, 2008; Samper et al., 1993).

En el Levante (sureste) español se ha estudiado la Sierra de Gádor, como lugar en el que se produce una recarga que se transfiere al Campo de Dalías (Domínguez et al., 1994) y el acuífero de Alcadozo en la cabecera del río Mundo, el principal afluente del río Segura (Hornero et al., 2013a; 2013b), para ubicar las áreas de recarga. Otros estudios recientes corresponden a la cuenca del río Bérchules, que es la parte alta del río Guadalfeo, en la Sierra Nevada de Granada, donde, además del efecto isotópico de altitud de la precipitación, está el de fusión de nieve (Martos-Rosillo et al., 2015; Jódar et al, 2017). Otros estudios con interpretación son los realizados por la Universidad de Málaga (Andreo et al., 2008).

Entre los estudios realizados para conocer el funcionamiento de los acuíferos en relación con el Parque Nacional de Doñana y del Parque Natural de Doñana, los de isotopía del agua han contribuido eficazmente, a pesar de las pequeñas variaciones en la altitud local y del entorno. Esta contribución se basa en que, tanto las aguas del río Guadiamar, que

se aportan directamente, como las del Guadalquivir, que se aportan ocasional y muy localmente, son más ligeras debido a su origen continental en áreas altas y en que las relaciones lagunas-aguas subterráneas se pueden resaltar considerando el efecto de enriquecimiento isotópico que se produce en las lagunas (Lozano et al., 2001; Iglesias, 1999; Manzano et al., 2007; 2013; Custodio et al., 1999).

En acuíferos del centro peninsular existen trabajos en relación con la recarga en el Alto Guadalquivir (Benavente et al., 2004) y el Guadiana Menor (Fernández-Chacón et al., 2010), en el que se caracteriza el efecto de altitud y el de continentalidad en la lluvia y en las aguas subterráneas, además de un moderado efecto de enriquecimiento isotópico atribuido a las áreas regadas (durante la caída del agua aspersada, en embalses y por retornos de riego), que es mayor en las áreas detríticas que en las de carbonatos karstificados. Otros estudios corresponden a áreas montañosa periféricas de Murcia y de Granada (González-Ramón et al., 2011; 2013). En el NO de Castilla-León se ha estudiado la recarga que mantiene un área lagunar (Jambrina-Enríquez et al., 2018), en este caso aplicando al mismo tiempo otras técnicas isotópicas ambientales. Otros estudios corresponden a la recarga al acuífero de Los Arenales y a los humedales de Villafáfila (Plata y Araguás, 2003).

En las Islas Canarias se han realizado diversos estudios de interés, ya que las grandes diferencias altitudinales en territorios pequeños favorecen la obtención de resultados claros, aunque a veces el efecto de ladera puede ser importante. El efecto de ladera puede llevar a la estimación de gradientes isotópicos altitudinales excesivamente pequeños en valor absoluto, cuando su determinación se basa en datos de nacientes (manantiales) y captaciones profundas de aguas subterráneas. Estos estudios parten de los trabajos iniciales de Gonfiantini (1974) y Gonfiantini et al. (1978), principalmente en Gran Canaria. Se tienen estudios en Tenerife, en general (Custodio et al., 1987b) y en Las Cañadas del Teide y áreas colindantes (Marrero, 2010; Marrero et al., 2011), en Gran Canaria (Gasparini, 1989; Gasparini et al., 1987; 1990; Hernández Quesada, 2015), en La Palma (Veeger, 1991), en La Gomera (Custodio y Manzano, 1992b; 1990) y en Fuerteventura (Herrera y Custodio, 2001a; 2001b). En el Sur de Gran Canaria y en especial en Fuerteventura, existe un notable efecto de aridez, con evaporación o no en el suelo según las condiciones de recarga (Custodio, 1997a).

El gradiente isotópico altitudinal se ha estudiado en detalle en el área central de Tenerife (Marrero, 2010). Se han encontrado diferencias entre el lado N y el lado S, que confirman lo que ya se había detectado anteriormente. En la isla volcánica de Madeira (Portugal), se han determinado gradientes isotópicos altitudinales para el $\delta^{18}O$ de -0,15‰/100 m a barlovento y – 0,11‰/100 m a sotavento (Prada et al., 2015). Se ha observado que la lluvia captada por interceptación en el área de nubes condensantes es ligeramente más pesada isotópicamente (con un exceso de deuterio del orden de 0,2‰ mayor) que la precipitación del lugar (con exceso de deuterio de +10‰ a +13‰, según la lluvia), lo que se explica por ser la interceptación captada una fracción temprana de la precipitación.

Algo similar a lo comentado para Canarias sucede en Mallorca (no hay datos de las otras islas Baleares), en especial en la Sierra de Tramuntana (Cardoso da Silva y Custodio, 2010; Custodio et al., 1992d; Manzano et al., 1997) y en el estudio de los manantiales del humedal de S'Albufera (Manzano et al., 2002).

También se ha estudiado, a partir de los isótopos del agua, la recarga fluvial a los acuíferos. Tal es el caso del Baix Llobregat (Barcelona), en el que, debido a la intensa y continuada explotación del acuífero aluvial, el río es permanentemente perdedor. El agua del río es más ligera isotópicamente que la de recarga local, lo que permite identificar las partes del acuífero del valle y del delta que reciben recarga fluvial y hacer balances preliminares (Custodio et al., 1992a, Marques da Silva y Custodio, 1988; Iribal Sorazu, 1989). Algo similar se realizó en el aluvial del Guadiamar (Sevilla), para evaluar la recarga por la gran crecida de agua fuertemente contaminada que se produjo tras la ruptura de la balsa de lodos de la mina de Aznalcóllar. Se trató de separar, en lo posible, las aguas de recarga local, las fluyentes por el río, más ligeras por provenir de elevaciones mayores, y las de la balsa de lodos, isotópicamente pesadas y desplazadas con respecto a la línea meteórica por evaporación (Manzano et al., 2001a). De modo similar, se determinó que la recarga que alimentaba el gran caudal de agua que se tenía que evacuar en la mina profunda de Zn de Reocín, en Cantabria (hoy clausurada) no provenía dominantemente de la recarga por la precipitación en el macizo de carbonatos karstificados del área donde está la mina, sino que era agua isotópicamente más ligera infiltrada en rasgos kársticos junto y bajo el cauce del río Saja (Plata-Bedmar, 1989).

Los isótopos estables del agua son una importante herramienta para el análisis de las nieblas condensantes y la lluvia horizontal (Sección 10.6.7).

10.4.3 Isótopos ambientales radioactivos

Gran parte de los estudios con isótopos radioactivos realizados en España utilizan el tritio (^3H) como trazador ambiental, aprovechando las altas concentraciones en el agua atmosférica causadas por las pruebas en la atmósfera con armas nucleares hasta 1963 (Sección 5.2.5 del Capítulo 5). Actualmente, el contenido atmosférico en ^3H es ya casi el natural pero su utilización continúa teniendo interés si se puede medir con precisión (de ±0,1 a ±0,2 UT). Esta precisión se consigue en el laboratorio del CETA-CEDEX en Madrid y con las debidas precauciones en el Laboratorio de Radioactividad Ambiental de la Universidad Autónoma de Barcelona.

Una de las primeras aplicaciones en relación con la determinación del tiempo de renovación para conocer la recarga se realizó en los acuíferos del Anoia, en la Cordillera Prelitoral Catalana (Barcelona), considerando la existencia de varios acuíferos superpuestos (Custodio y Bayó, 1983; Lambán y Custodio, 1999a; Manzano et al., 1997). La aplicabilidad futura del tritio en estudios de aguas subterráneas fue analizada por Plata (2006). Custodio y Custodio-Ayala (2013) han elaborado un método simplificado para trabajar con modelos de mezcla exponencial y la evolución futura.

En Doñana se hicieron estudios para determinar los tiempos de renovación (Lozano Tomás, 2004; Custodio et al., 1999), en este caso con la particularidad de que durante el periodo de estudios en la década de 1990 se observaron aumentos bruscos del contenido en pequeños manantiales y humedales de renovación rápida. Muy probablemente fueron debidos a un aumento notable, de corta duración, del contenido en tritio en la precipitación en relación con la descarga de agua del circuito primario de refrigeración de un submarino de

propulsión nuclear en aguas del puerto de Gibraltar, para renovar la carga de combustible (Poncela et al., 1992).

Se están llevando a cabo estudios de recarga a partir del contenido en tritio ambiental en el Pirineo, donde ya se hizo un muestreo al inicio de la década de 2000 (Arce et al., 2001) y que ahora se retoman en un nuevo estudio, del que ya hay datos en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Lambán et al., 2014b), dentro los trabajos que realiza allí la Unidad Territorial del IGME en Zaragoza.

La utilización del contenido en radiocarbono (^{14}C) para determinar la recarga es menos frecuente. En la década de 1970 se hicieron muestreos en los acuíferos del Baix Llobregat, en el valle y en el delta, en un momento en que el modelo conceptual hidrogeológico estaba aún en confirmación. Los resultados son coherentes con los de tritio y se localizaron aguas de recarga fluvial actual, con un contenido de radiocarbono afectado por las pruebas nucleares atmosféricas (Custodio et al 1992a; Marques da Silva y Custodio, 1988). Todas las aguas eran recientes, salvo una muestra con una edad aparente de 3000 años en una parte del acuífero menos permeable, lo que es compatible con una recarga que debía de ser posterior a hace 10 ka, ya que se trata de formaciones del tránsito Pleistoceno-Holoceno.

En los acuíferos de Doñana, Baonza y Plata (1984) determinaron con datos de radiocarbono la existencia de porciones renovables y poco renovables, que se afinaron y confirmaron en estudios posteriores (Manzano et al., 2008).

En Canarias se han realizado dos estudios con radiocarbono para determinar los valores medios de la recarga, considerando el efecto de ladera. En el área árida del SE de Gran Canaria, en el macizo fonolítico de Amurga, se encontraron edades aparentes de 11 ka en el agua de los pozos profundos, lo que se traduce en una recarga media de 4 mm/a, entre un máximo de 10 mm/a en las partes altas (700 m snm) y 0 mm/a en la costa (Custodio 1992b; Custodio-Ayala y Custodio, 2001). En el macizo de Betancuria, en la parte central de Fuerteventura, con clima árido, el radiocarbono ayudó a identificar una recarga del orden de 4 a 10 mm/a y la existencia de aguas profundas poco renovables, con tiempos de renovación no cuantificables debido a las condiciones de mezcla e hidrogeoquímicas (Herrera y Custodio, 2002). En Tenerife, Plata (inédito) mostró que la presencia de CO_2 de origen volcánico no permitía la datación, lo que se confirmó en estudios posteriores (Custodio, 1987b; Marrero et al., 2011; Marrero, 2010).

Entendiendo como paleoaguas las de tiempo de renovación de al menos algunos milenios, dulces o poco salinas, no parecen existir condiciones para su existencia generalizada en el territorio español, salvo en las partes más profundas de los sistemas acuíferos relativamente grandes, en relación con los sistemas de flujo. Su explotación lleva a su renovación forzada. Algunas dataciones muestran situaciones de este tipo en el acuífero de Madrid, en los potentes bloques de carbonatos del sudeste peninsular, poco analizados bajo este punto de vista, y en las potentes formaciones volcánicas de baja permeabilidad de Gran Canaria, como en el macizo de Amurga (dataciones aparentes de 11 ka). En las grandes formaciones costeras recientes el agua es salina, de unos 10 ka de tiempo de renovación, con diluciones progresivas laterales. Como se ha dicho más arriba, parece

que únicamente en el delta del Llobregat el acuífero confinado profundo tenía inicialmente agua de unos 3 ka, como valor aparente tras cierta dilución con aguas más recientes, pero con grandes dudas su interpretación. Algunos datos están recogidos en Manzano et al. (2001; 2008). En el Delta del Ebro no hay agua dulce sino agua marina congénita, no datada por dificultades de índole hidrogeoquímico, ni contrastada con una muy lenta renovación desde el afloramiento submarino a la descarga en el borde interior del delta (Ullals de Baltasar y Aripe).

10.4.4 Otros isótopos ambientales

Las aplicaciones de otros isótopos ambientales a la localización y estimación de la recarga son raras, pues en general son más complejas y costosas que la aplicación de los isótopos del agua y del carbono. Pero hay situaciones en que se pueden mejorar los resultados. Tal en el caso del Llano de Barcelona, totalmente urbanizado y edificado, pero que recibe agua procedente de fugas de las redes de abastecimiento y en menor medida de saneamiento. El agua procede de la cuenca del Llobregat, con cierta salinización por vertidos de la minería potásica en su parte central, agua importada de la cuenca del río Ter y agua local (en la fecha del estudio aún no se producía de agua de mar desalinizada). La consideración de la isotopía de la molécula del sulfato, junto con las otras técnicas, permitió localizar y cuantificar las diferentes recargas (Vázquez-Suñé et al., 2001).

Para comparar los resultados de distintas evaluaciones de las aguas antiguas en el acuífero profundo de Doñana, los estudios con los isótopos del agua y del carbono se complementaron con determinaciones de ^{39}Ar y ^{85}Kr y de la temperatura de recarga mediante el contenido del agua profunda en gases nobles (Manzano et al., 2001b; 2006). En el acuífero de Madrid se dataron algunas muestras de agua subterránea profunda mediante ^{36}Cl (López-Vera, 1990) y también en el acuífero Niebla-Posadas (Sevilla), en el ámbito de Mina Las Cruces (Scheibert et al., 2017).

Para conocer la recarga a través de las descargas, en especial en acuíferos kársticos, pero también en otros casos, los isótopos radioactivos de las series del uranio pueden ser útiles, en especial el Ra y el Rn. En la parte media-alta de la cuenca del río Mundo, el afluente principal del río Segura, se determinó el aporte subterráneo de manantiales mediante el balance del contenido en ^{222}Rn (Ortega et al., 2015). También se ha medido la descarga del acuífero del Maestrat (Maestrazgo), por el contacto con la costa de la Serra d'Irta, en el entorno de Peníscola-Alcocebre (Mejías et al., 2012), utilizado el ^{222}Rn y los isótopos del Ra. Similarmente, se ha tratado de cuantificar la descarga del acuífero superior del Campo de Cartagena al Mar Menor, por materiales detríticos (Baudron et al., 2015; García-Aróstegui et al., 2016; 2017; Jiménez-Martínez et al., 2012b). La relación entre el río Guadalimar y el sistema acuífero profundo de Úbeda se ha estudiado mediante herramientas hidroquímicas convencionales y con ^{222}Rn, con el apoyo de la modelación numérica (Heredia et. al., 2013).

10.4.5 Trazadores isotópicos artificiales

El CETA-CEDEX desarrolló una gran experiencia en aplicaciones de los isótopos radiactivos como trazadores artificiales, principalmente ^{131}I y ^{82}Br, pero la técnica, que es en sí simple y ambientalmente poco agresiva, actualmente es muy difícil de aplicar por las grandes precauciones y restricciones que impone la legislación, incluso para el uso del tritio hasta concentraciones medibles sin previa concentración isotópica. Actualmente se aplican trazadores artificiales químicos. Estas técnicas no han sido utilizadas expresamente para la determinación de la recarga, sino del funcionamiento de los acuíferos, y por eso no se insiste más en las mismas.

En el Campo de Cartagena se ha estudiado la recarga en campos de cultivo regados mediante el estudio de la zona no saturada, incluyendo el marcado con tritio del terreno (Jiménez-Martínez et al., 2012). Para una aplicación total (lluvia más riego) de 1284 mm en un año (12.840 m^3/ha/a), se determinó una recarga de 476 mm, menor que el valor de 561 mm obtenido por balance de agua en el suelo.

10.5 Consideración de procesos de recarga

10.5.1 Relaciones acuífero-río

En cuanto a las relaciones rio-acuífero, los métodos de estudio para la evaluación y modelación de los intercambios y los recursos de agua subterránea son los habituales (Subcapítulos 2.10 y 7.8), en especial los que hacen referencia a la descarga, o sea, en el caso de rio ganador. Se puede hacer con métodos de balance de agua y aplicaciones de la Ley de Darcy (Menció et al., 2014), aunque comúnmente se hace mediante el análisis de los hidrogramas de estaciones de aforo en ríos y manantiales o introduciendo funciones de descarga de los acuíferos, tanto unicelulares como algo pluricelulares, como en los modelos BALAN, o con la consideración de la descarga de un conjunto de celdas virtuales de almacenamiento (A10.3.5).

El balance del Sur de la Plana de Valencia, con notable interacción con las aguas superficiales, fue considerado por Sahuquillo et al. (1997) mediante el método de los autovalores y posteriormente modelado en detalle dentro de la planificación hidrológica de la demarcación del Júcar. La recarga en la cuenca alta y media del río Vinalopó, con uso intensivo y minería de aguas subterráneas, además de la recarga por la precipitación en ambiente semiárido, recibe recarga de infiltración de aguas superficiales (Sahuquillo, 2016).

En muchos estudios y evaluaciones es común igualar la descarga a la recarga (que es la hipótesis de los modelos SIMPA y PATRICAL) a escala mensual, pero esto no es cierto a nivel diario y en muchos casos tampoco a nivel mensual cuando los acuíferos que descargan tienen un almacenamiento de agua con tiempos de renovación de meses o de años. Esto puede introducir notables sesgos en las evaluaciones.

En cuanto a las condiciones iniciales de la modelación de las descargas de agua subterránea con respecto a la recarga, en las que además se basa la calibración que separa el aporte superficial del subterráneo, véase lo expuesto en el Subcapítulo 4.2. En la documentación disponible no se hace referencia al estado inicial de los acuíferos y su influencia en los resultados. Eso introduce dudas sobre la simulación de la aportación de los acuíferos a los caudales fluviales, por lo menos en los primeros años y aún más para la evolución general a largo plazo. Sin embargo, cabe esperar que los errores en las aportaciones totales sean menores ya que el error en una componente se compensa en parte por el de la otra.

En la aplicación que hacen Samper Calvete y Pisani Veiga (2018) del modelo BALAN al río Arnoya (afluente al río Miño por su margen izquierda, en la provincia de Ourense), consiguen una reproducción muy aceptable a las aportaciones aforadas entre 2008-2015. Se obtienen resultados posiblemente satisfactorios de los recursos totales, pero no tanto de la recarga de los pobres acuíferos allí existentes, aunque pueden ser localmente importantes. La descarga de estos acuíferos es rápida, de modo que en parte se podría considerar como formada por aportes hipodérmicos.

La utilización de los modelos de lluvia-escorrentía y de los modelos de flujo de las aguas subterráneas se hace en general de forma secuencial e iterativa (A10.3.1). Apenas se conocen trabajos españoles de acople automático entre los dos modelos, fuera de trabajos académicos, pero hay aproximaciones prácticas (Sapriza-Azuri et al., 2015; 2015b). Ese acoplo requiere gran capacidad y rapidez de cálculo, si bien es posible facilitar notablemente la cuestión en sistemas de respuesta lineal mediante el método de los autovalores, desarrollado en la Universidad Politécnica de Valencia (Sahuquillo, 1981; 1983; 1986; 2013; Sahuquillo y Andreu, 1986; Sahuquillo y Cassiraga, 2010; A10.2-[11]) y que está implementado en el conjunto de programas AQUATOOL (Apartado 4.10.2 del Capítulo 4) y en su modelo EVALHID (Paredes–Arquiola et al., 2012), aunque pocas veces ha sido utilizado dicho método expresamente.

El uso conjunto de aguas superficiales y aguas subterráneas ha sido considerado por diferentes especialistas, aunque las actuaciones reales son pocas. Posiblemente, el caso más significativo y con más dilatada experiencia sea el del abastecimiento a Barcelona. Buena parte de los trabajos de estudio proceden de la Universidad Politécnica de Valencia en sus aspectos hidrológicos (Pulido-Velázquez et al., 2002; 2005; 2007a; 2007b; 2012) y de optimización (Pulido-Velázquez et al., 2006) y algunas posibles aplicaciones han sido desarrolladas por el IGME. Este tema no se trata más en este informe por entrar en el campo de la gestión de los recursos de agua, que es distinto al campo que se pretende. Una buena evaluación de la recarga y su incertidumbre juegan un papel clave en la evaluación realista de los recursos de agua.

Dadas las características de relieve, litología y climáticas de muchas áreas españolas, es frecuente la existencia de ríos perdedores en su totalidad o en tramos. Esto sucede con frecuencia en situaciones de explotación intensiva o en posiciones próximas a los cauces de agua subterránea. Esto no se considera directamente en la mayoría de modelos referidos a territorios grandes. En principio, no hay grandes dificultades teóricas en el tratamiento, pero sí en la práctica, ya que hay que detallar los niveles de agua, superficies de infiltración

y conductancias hidráulicas, que no sólo complican la estructura del modelo, sino que son variables en el tiempo y por lo tanto afectan al comportamiento lineal. Además, se suele carecer de observaciones reales. Cuando se decide tener en cuenta el carácter perdedor de un río o canal, la recarga se puede estimar por separado e imponerla como dato de entrada del modelo. Esto puede ser tedioso y requiere disponer de una buena información territorial en situaciones aproximadamente estacionarias, pero es poco eficaz cuando los tramos perdedores y los caudales de infiltración cambian a lo largo del tiempo.

Dentro del grupo de métodos de separación de componentes del hidrograma, puede incluirse en parte el seguido en 1971 por el Instituto Geológico y Minero de España (inédito) para el análisis de la escorrentía subterránea de 100 cuencas distintas de la parte española de la Península Ibérica. Ha servido de punto preliminar para evaluaciones posteriores. Se basa en el establecimiento de hidrogramas de caudales, tomando como caudales los valores mensuales medios de 17 años. La escorrentía subterránea se asimila en una primera etapa al caudal mensual mínimo. Para lograr una mejor aproximación, se han contrastado y modificado los valores obtenidos, de acuerdo con un método gráfico–analítico basado en la curva teórica de agotamiento de cada cuenca, aunque en los escritos que se han localizado no se especifica en qué consiste dicho método. Los porcentajes de la escorrentía subterránea respecto de la total que se obtuvieron con el citado procedimiento varían entre el 87% de la estación 3 en la cuenca del río Mijares y el 5% en la estación 79 de la cuenca del río Guadalquivir.

Hay numerosos estudios de separación de componentes de hidrogramas, como los realizados en la Mancha Oriental (Sanz et al., 2009; 2011). En el área de Los Cotos, en Doñana, se simularon las variaciones de la red de arroyos mediante modelación estacionaria del acuífero, ensayando diferentes tramos ganadores y perdedores en las diferentes condiciones territoriales hasta cerrar el balance de agua (Juárez, 2010; Juárez et al., 2012). En la modelación de los acuíferos insulares de Gran Canaria y Tenerife se supone que todos los barrancos son perdedores e infiltran toda el agua de escorrentía, excepto tras periodos de lluvia intensa. Las aportaciones de esos barrancos son inciertas, ya que los métodos de evaluación son muy poco precisos en las condiciones locales y las estaciones de aforo son escasas, de corta vida y con medidas poco fiables. Por lo tanto, la recarga que se produce es incierta. En Gran Canaria hay numerosas presas de embalse, pero no están instrumentadas. Se han analizado los datos de llenado de una de ellas, para obtener el coeficiente de escorrentía y el Número de Curva de la cuenca por encima de la presa (Cruz-Fuentes et al., 2014c). Algo similar se ha hecho en la parte alta del río de La Sènia (Castelló-Tarragona) a partir de los datos del embalse de Ulldecona (Espinosa y Custodio., 2016).

Se han realizado estudios de recarga en materiales de baja permeabilidad a partir de la escorrentía de arroyos y barrancos, como en el río Bérchules (que aguas abajo es el río Guadalfeo), en Sierra Nevada, que tiene régimen nival y donde existen acciones antrópicas seculares de aumento de la infiltración mediante acequias de careo (Jódar et al., 2017; Cabrera Arrabal et al., 2015; Pardo-Igúzquiza et al., 2017). En el Arroyo de Los Frailes, afluente al río Guadiamar en Sierra Morena (Aliaga et al, 2005a; 2005b) sólo se determinaron la T (transmisividad) y S (coeficiente de almacenamiento) de los esquistos poco permeables, pero de los caudales se puede deducir la recarga media.

10.5.2 Medio no saturado

Se han encontrado pocos trabajos para determinar la recarga mediante el estudio del medio no saturado. En el área de El Abalario, Parque Natural del Entorno de Doñana (Huelva), se realizaron durante varios años muestreos detallados del medio no saturado para determinar las variaciones de humedad y contenido en cloruros, resolviendo numéricamente la ecuación de Richards para calcular las variaciones de la recarga (de Haro et al., 2000). También se han desarrollado estudios de la zona no saturada para determinar la recarga en campos de cultivo irrigados en el Campo de Cartagena (Jiménez-Martínez et al., 2012).

Dentro del proyecto de creación de una red de seguimiento de la recarga de los acuíferos hídricos en Doñana (Kohfahl et al., 2015), en Parque Nacional de Doñana el IGME ha instalado y opera un lisímetro bien equipado para hacer balances en el suelo, con unos dos años de datos en 2018, aún sólo explotados preliminarmente, para estudiar la recarga y el papel del rocío nocturno (A10.2; [8]).

En Andalucía Occidental se han realizado estudios para caracterizar la capacidad de retención de agua en los suelos arenosos no saturados (Vanderlinden et al., 2005) entre succiones de 33 y 15.000 kPa, obteniéndose valores entre 0 y 235 mm, con una media de 110 mm y una desviación estándar de 48 mm. También se han comparado los resultados de aplicar la fórmula de cálculo de la evapotranspiración potencial mediante la fórmula de Hargreaves, entonces recientemente recomendada, con la ET_0 de Pe nman-Monteith (Vanderlinden et al., 2004). Se obtiene que aquella proporciona valores que son 0,69 mm/d inferiores en verano en áreas costeras y 0,2 inferiores en lugares del interior. Se aplican modelos para la interpretación de los datos de humedad, tensión y contenido salino. La experiencia del grupo de hidrología y suelos de la Universidad de Córdoba parece mostrar que el código Code-Bright da mejores resultados que el Hydrus (A10.2-[12]), que se comentan en el Subcapítulo 2.3.

Entre los estudios realizados para comparar diversas fórmulas de cálculo de la evapotranspiración de referencia ET_0, el de Gavilán y Berengena (2004) hace referencia a la cuenca del Guadalquivir. Para los diferentes métodos que se mencionan véase la Sección 2.8.6 del Capítulo 2. España et al. (2011, 2012, 2013) desarrollaron varias aplicaciones informáticas en soporte GIS, que incluyen combinaciones de métodos para estimar ET_0 en el valle del río Almanzora y en las estribaciones montañosas de las Sierras de las Estancias y Los Filabres, en Almería. Como ET_0 de comparación se utiliza la de la fórmula de Doorenbos y Puitt para campos homogéneos de gramíneas extensas de 8-15 cm de altura, que sombrean todo el terreno y con suficiente agua disponible. Cuando se utilizan parámetros estimados, la ecuación de Penman-Monteith (P-M) resulta la mejor, mientras que la de Penman-FAO (P-F) sobreestima en 15-20%. En Córboba, de modo similar a lo que sucede en otros lugares de la cuenca mediterránea, P-M subestima y P-F sobreestima algo la intensidad de evaporación por situaciones convectivas en los meses de mayor demanda de agua. En cambio, P-M da respuestas más razonables si los parámetros son medidos. En una parcela experimental con cultivo de 12 cm, anemómetro a 2 m, sensores de humedad y temperatura a 1,5 m, la r_c (resistencia de cubierta o dosel) es de 70 s/m y

constante y la r_a (resistencia aerodinámica) vale 198,93/u, siendo u = velocidad horizontal del viento en m/s. La Tabla 10.5.1 compara la ETP medida con la que se obtiene con las diferentes fórmulas que se han considerado.

Tabla 10.5.1 Comparación de la ETP medida con la que se obtiene con las diferentes fórmulas que se han considerado en un determinado caso. Las condiciones locales no son las adecuadas para la aplicación de las distintas fórmulas, por lo que las diferencias no son propiamente errores. Así, la fórmula de Priestley-Taylor es para casos con suficiente humedad en todo momento, lo que no sucede en el lugar considerado.

Método	ET mm/d
Valor medido	6,0
Penman-Monteith-FAO	5,8
Ritchie	5,7
Hargreaves-Samani	5,6
Radiación-FAO-24	6,8
Penman-FAO-24 (c = 1)	7,0
Priestley-Taylor	5,1
Blaney-Criddle-FAO	7,3

10.5.3 Consideración del cambio climático y global

En España se han realizado aplicaciones de la metodología de estimación de la recarga a la evaluación de escenarios futuros de cambio climático, como se comenta en los Subcapítulos 8.6 y 8.7. No representan realidades futuras sino respuestas a escenarios, suponiendo que los parámetros calibrados en condiciones actuales siguen siendo válidos y de que los procesos se pueden representar de igual manera.

Los efectos del posible cambio climático han sido objeto de numerosos trabajos, en especial como promoción oficial de investigaciones y su consideración reglada por la planificación hidrológica española. La mayoría de trabajos hacen referencia a la precipitación, los caudales fluviales y los cambios en la demanda como consecuencia del supuesto calentamiento general: Proyecto PRUDENCE (2001), Proyecto GRAPES (Acreman et al., 2000), Proyecto WATCH (Harding et al., 2011) y un conjunto de trabajos posteriores de la Oficina Española del Cambio Climático, del CEH-CEDEX (2010; 2017) y de la Oficina Catalana del Canvi Climàtic. Se analiza el impacto del cambio climático en diversas variables hidrológicas, incluyendo la recarga en líneas generales. Los estudios y evaluaciones que hacen referencia de manera específica a la recarga a los acuíferos son más raros y en general ocasionales, sin responder a un plan definido.

Algunos ejemplos de evaluación del cambio climático son las aplicaciones a las cuencas catalanas de La Tordera (Candela et al., 2015, sin considerar recarga), Fluvià (Candela et al., 2016) y Siurana (Candela et al., 2012a) y de Inca-Sa Pobla, en Mallorca (Candela et al., 2009; 2012b), conjuntamente en las áreas de los acuíferos de Carme-Capellades-Sant Quintí de Mediona-La Llacuna, en el Anoia (Barcelona) y la Serra de Tramuntana de Mallorca (Manzano et al., 1998), en la cuenca del Júcar (Ferrer et al., 2012), en la cuenca del alto Guadiana (Sapriza-Azuri et al., 2015b) y en el SE y S español (Aguilera y Murillo,

2007; 2009; Collados-Lara et al., 2017) y de modo más general en España (Estrela, 2012), en Cataluña (Mas Pla et al, 2016) y en la cuenca del Ebro (Álvares et al., 2009; Samper et al., 2007c). En estos estudios se ha utilizado la serie diaria de datos de los próximos 20 a 40 años proporcionada por ECHAM5 del Max Plank Institute o por el HadCM3, detallados (downscaled), utilizando los escenarios A2 (medio alto) y B1 (medio bajo) del IPCC-2001. La simulación de los respectivos acuíferos se ha hecho con el modelo MODFLOW o el HEC-HMS 3-4 y se ha derivado la recarga con el programa Visual-BALAN. Se estima que las reducciones máximas de la recarga son del orden del 13 al 17%. Con ello se discuten las adaptaciones a considerar en la agricultura del área de Inca-Sa Pobla, en el NE de Mallorca. En un reciente congreso de la AIH-GE, en Granada, el tema central fue el cambio climático en el área mediterránea occidental (Calvache et al., 2017). Se han realizado trabajos para diseñar un instrumento de toma de decisión en cuanto al impacto del cambio climático en sistemas de aguas subterráneas explotados intensivamente (Molina et al., 2013), que también considera el efecto sobre el comportamiento temporal de la escorrentía fluvial (Molina et al., 2016; Molina y Zazo, 2017).

Algunos de los trabajos de la posible afección del cambio climático a la recarga se han realizado por el IGME en el SE español (Murillo y De la Orden, 1996; Pulido-Velázquez et al, 2014) y a escala de todo el territorio peninsular español (Pulido-Velázquez et al., 2018). Se ha puesto especial interés en el comportamiento esperable de la recarga potencial y la recarga neta a los acuíferos. En la Serra de Tramuntana de Mallorca se ha estudiado el efecto de algunos escenarios de cambio climático y se han comparado con otros dos lugares de Europa (Younger et al., 2001).

Con el apoyo del Código Visual-BALAN (Sección 3.5.5 del Capítulo 3), se han realizado numerosas elaboraciones para analizar el efecto sobre algunos acuíferos en Mallorca y en Cataluña, en especial con vistas a la agricultura (Candela et al., 2009; 2012; 2015; 2016; von Igel Grisar, 2006), en el NE español (Castaño et al., 2013), en el SE español (Pulido-Velázquez et al., 2015; Aguilera y Murillo, 2009; Hartmann et al., 2014; Molina et al., 2013; Sapriza-Azuri et al., 2015b) y en el área Mediterránea (Stigter et al., 2014). Con dicho programa, el SIMPA, el PATRICAL y otros, se han realizado otros trabajos. Estrela et al. (2012) han analizado el efecto en los recursos de agua en España, Mas Pla et al. (2016) lo han evaluado en Cataluña y Manzano et al., (1998) en dos acuíferos carbonatados del área mediterránea española (Anoia y Serra de Tramuntana) y también en La Plana de la Galera, en el Baix Ebre (Samper et al., 2015; Pisani et al., 2013b).

En el lado Norte del área pirenaica, Wuilleumier (2017) ha estudiado las tendencias de caudales de las "gaves" (torrentes permanentes), que en gran manera son la descarga de los sistemas kársticos de los macizos de Gavarnie-Monte Perdido y Ordesa, analizando estadísticamente las series de caudales fluviales, niveles piezométricos y precipitación a lo largo de 55 años. El posible efecto en los acuíferos y cursos fluviales de la extensa cuenca del Ebro ha sido realizado por Samper et al. (2006, 2007c), Álvares et al. (2009) y Pisani et al. (2013a), determinando las reducciones de caudal. Las condiciones hidrológicas y de recarga en la Sierra de las Nieves, en Málaga (Collados-Lara et al., 2017) y en otros casos incluidos en Calvache et al. (2017). En Galicia y en la vecina área de Serra da Estrela (Portugal) se han realizado diversos estudios, en buena parte orientados al efecto sobre la

escorrentía hipodérmica y los pequeños manantiales (Espinha Marques et al., 2006, 2009, 2011, 2013; Pisani et al., 2017a, 2017b. También se han realizado estudios en áreas de eucaliptales en Galicia (Pisani et al., 2017a), en la cuenca del río Jalón (Pisani et al., 2013a) y en la Plana de La Galera, en el Baix Ebre (Pisani et al., 2013b; Samper y Pisani, 2015).

Todas las aplicaciones mencionadas parten de series futuras de datos diarios generados por los modelos de cambio climático disponibles. Como tales, esos datos son posibles realizaciones en escenarios preestablecidos que conservan los valores estadísticos y con un aumento de la variabilidad, que no tiene por qué ser real. Esta variabilidad se puede originar en las deficiencias de los modelos aplicados, como se comenta en el Subcapítulo 8.6. Los resultados son útiles para evaluar el futuro, siempre y cuando esté correctamente descrito por los escenarios que se hayan adoptado. La realidad puede diferir notablemente, aunque, si se dispone de un amplio elenco de escenarios plausibles, se pueden tomar decisiones anticipadas, que se han de apoyar en buenas series de observación y en la interpretación actualizada y dinámica de los datos.

Probablemente los modelos de recarga y de respuesta de los sistemas hidrológicos sean más robustos que los actuales de previsión del cambio climático, pero con algunos reparos. Por un lado, no todos los fenómenos hidrológicos involucrados están bien fundamentados en parámetros con sentido físico, en especial en situaciones alejadas de las medias y en territorios con parámetros mal conocidos, como la fisuración superficial de roca desnuda o con suelos pobres o la aparición de grietas de desecación en terrenos arcillosos, o la evaporación en suelo escasamente vegetado o con niveles freáticos al alcance de las raíces de la vegetación especializada, o el efecto de las lluvias de reciclado de humedad atmosférica. También, el cambio climático a largo plazo conlleva naturalmente una modificación de la vegetación, aún más lento, pero con posibles efectos importantes, que hoy están pobremente estudiados. Los modelos de recarga-escorrentía pueden ser más útiles en el estudio del cambio global, ya que los escenarios están mejor definidos y son más rápidos, con lo que la evolución natural asociada tiene un peso más atenuado.

El cambio global, además de los efectos antrópicos en cuanto a modificación del uso del territorio, considera demandas, hábitos sociales, economía, etc. La combinación de factores no lineales introduce una componente incierta adicional, difícilmente simulable mediante modelos hidrogeológicos convencionales. La incertidumbre se ha podido identificar mediante sistemas causales (causa-efecto) en La Mancha oriental (Martínez-Valderrama et al., 2011).

En un Proyecto LIFE, denominado Water Change, realizado por CETAQUA y la UPC, se abordaron los efectos del cambio global en la cuenca del río Llobregat (Barcelona), con orientación al abastecimiento de agua al área Metropolitana de Barcelona (Pouget et al., 2014; Versini et al., 2016). Se incluye la existencia del transvase de agua desde la cuenca del Ter, la existencia de una gran desalinizadora de agua marina, reutilización de aguas depuradas y la existencia de una barrera de inyección de agua regenerada altamente tratada para controlar la intrusión marina. Se considera el importante papel regulador del sistema acuífero del Baix Llobregat, cuya recarga depende en gran medida de la infiltración de caudales circulantes por el cauce del río. Para ello se han creado funciones

caudal-recarga por infiltración a partir del modelo tipo TRANSIN de simulación del flujo y del transporte de solutos (UPC, 2003; Medina et al., 1996; 2000). Las ideas que se desarrollaron en este proyecto se aplicaron al sistema acuífero de Doñana (Custodio et al., 2007).

El efecto de los cambios de la cubierta vegetal y en el bosque y su manejo, incluyendo el estado vegetativo y del sotobosque, se ha considerado por López Rodríguez (1997) y Aldaya et al. (2017) y ha sido y está siendo objeto de estudios de detalle por el equipo de F. Gallart, del IDAEA-CSIC, Barcelona, con instalaciones experimentales que tienen algunas décadas de datos.

En España, la gestión territorial del bosque y de áreas de arbustos tiene gran importancia en cuanto a la recarga y generación de recursos de agua, como se expone en el Subcapítulo 8.7. Sin embargo, son relativamente pocos los estudios al respecto, con la excepción de algunas estaciones experimentales, como la del CSIC en Vallcebre (Barcelona). Se han instrumentado y medido diversas cuencas forestales o de monte bajo (garriga) en varios lugares en Cataluña, cuyos datos se han considerado en el actual plan hidrológico. Piñol et al. (1991) estudiaron el balance hidrológico de dos cuencas mediterráneas forestadas del área de Prades (Tarragona). Bellot et al. (2001) estudiaron como la reforestación reduce la recarga y la escorrentía superficial durante 20 años en el área semiárida (precipitación media de 300 mm/a) del Agost-Ventós (Alacant). Estos mismos autores, estudiando la humedad del suelo en parcelas experimentales con sensores TDR y con infiltrómetros de anillo, encontraron que los incendios forestales aumentan notablemente la recarga en años medios, pero no tanto en los húmedos o en aquellos en los que se producen lluvias excepcionales.

La consideración de las reservas de los acuíferos para mitigar los efectos del cambio climático y el cambio global es un aspecto importante de la gestión del agua y de la planificación hidrológica (Pulido Velázquez, 2018) y por lo tanto un aspecto importante en las consideraciones de la gobernanza del agua (Custodio, 2018b).

10.6 Situaciones especiales

10.6.1 Salinización climática

En las áreas áridas, la recarga media es muy pequeña, del orden de algunos por ciento o menos de la precipitación media, lo que se traduce en valores absolutos de pocos mm/a o menos. Esto supone en muchos casos una concentración (evapoconcentración) de las sales aportadas por la deposición atmosférica total de más o de mucho más de 100 veces. El resultado es un agua de recarga con elevada mineralización, que puede llegar a ser salobre, tanto más cuanto más cerca se esté de la costa. Desde el punto de vista de la evaluación de la recarga, tiene relevancia identificar estas situaciones, pues en ellas el tiempo de tránsito medio por la zona no saturada de la recarga puede ser de cientos de años o incluso de milenios si el nivel freático es profundo. Eso significa que el agua muestreada en el medio saturado, aun estando inmediata a la parte superior del medio no saturado, puede ser agua recargada en épocas pasadas, a veces hace miles de años o

incluso de finales del Pleistoceno, con lo que corresponde a climas y condiciones distintas a las actuales (Subcapítulos 8.6 y 8.7). El efecto se intensifica en acuíferos con flujo radial divergente (Custodio 1992a).

Situaciones como las anteriormente descritas son raras en la Península Ibérica y no se dan en las Islas Baleares. Algunas aproximaciones existen en el SE español (SASMIE, 2017), como en el Campo de Cartagena y el Campo de Níjar, aunque ahí se suman los problemas de retornos de riego, que se han intensificado y actualmente dominan. La salinización de Los Monegros (García-Vera 1994) es preferentemente debida a aportes salinos litológicos concentrados por evaporación en depresiones lagunares temporales. Algo similar sucede en la laguna de Fuente de Piedra (Heredia et al., 2009; Montalván, 2017; Burdino et al., 2006) y manantiales salinos del SE y S español (Andreo et al., 2016). En las Islas Canarias hay situaciones de generación de recarga salobre (Custodio, 1990) en Lanzarote (no documentadas), en Fuerteventura (Herrera, 2001; Herrera y Custodio, 2001a; 2001b, 2002, 2003 20011 y 2014) y en el Sureste y Sur de Gran Canaria (Custodio, 1990; 1992b, Custodio-Ayala y Custodio, 2001), con tiempos de percolación de algunos miles de años.

10.6.2 Retornos de riego

En las extensas áreas regadas en España se modifica mucho la recarga natural, por la generación de excedentes de riego que se infiltran bajo los campos cultivados. En muchos de estos riegos se aplican aguas superficiales o una combinación de aguas superficiales y subterráneas traídas desde otros lugares, de modo que la recarga local se ve incrementada, a veces con tasas mayores a las naturales. Los recursos de agua de numerosos acuíferos dependen de esos regadíos, que con frecuencia presentan problemas en relación con la salinidad y calidad del agua. Las modificaciones de la actividad agrícola y de los métodos de regadío pueden tener gran trascendencia. Es una situación común con otros lugares del mundo, pero un tanto singular en la Unión Europea por su importancia relativa. Por esta razón, se considera normativamente en la planificación hidrológica. Esto se comenta en los aspectos generales del Capítulo 9.

La consideración de los retornos de riego en los modelos de recarga es relativamente sencilla, pero añade algunos parámetros, cuyo valor ha sido, en general, raramente evaluado. Es un tema considerado y estudiado por los agrónomos e ingenieros de regadío, pero que en general se ha hecho bajo el punto de vista de la productividad agrícola, sin considerar la recarga.

Por su importancia económica y ecológica, tienen especial relevancia los trabajos realizados en el Campo de Cartagena mediante modelación del flujo en el medio no saturado y trazado artificial (Jiménez-Martínez et al., 2009; 2010; 2012a) y que en el momento de redactar este escrito en uno de los puntos más conflictivos de la hidrogeología española y seguramente será un caso paradigmático muy relacionado con la recarga. Se ha completado un modelo las aguas subterráneas del Campo de Cartagena considerando sus actuales circunstancias de riego intensivo con agua propia, agua importada mediante el transvase Tajo-Segura, agua regenerada de las áreas urbanas y agua desalinizada (SASMIE, 2017). El objetivo es determinar la recarga, que en gran proporción consiste en retornos de riego, que se

analizaron en estudios anteriores, y en especial calcular la descarga de agua subterránea que se produce en el Mar Menor (Alcolea et al., 2019). Se trata de predecir la evolución ecológica de la mayor laguna costera Ibérica (con una cuenca vertiente de 1316 km²), en un área con una precipitación media de 300 mm/a, una evapotranspiración potencial de 1275 mm/a y una temperatura media de 18 ºC. La recarga se calcula por balance de agua superficial mediante una adaptación del modelo SPHY (Spatial Processes in Hydrology, Terink et al., 2015), realizada por Contreras et al. (2014; 2017). Mediante la modificación del modelo SPHY se calculan diariamente los principales componentes del balance de agua y la humedad del suelo en distintas capas del suelo, considerando la cobertura fraccional de vegetación y su "verdura", a partir de datos de satélite, profundidad radical, almacenamiento de agua y textura del suelo. El NDVI (Sección 6.5.2 del Capítulo 6) se ha utilizado para representar a la fenología de crecimiento y productividad de la vegetación. Es un producto MODIS, MOD13Q1, colección 6, teja h17v05, con valores medios cada 16 días. El flujo de agua subterránea se simula con el código SUTRA (Vos y Prevost, 2010) 3-D, que considera fluido de densidad variable, con las condiciones de contorno apropiadas y un estado inicial supuesto próximo al natural. La calibración se hace automáticamente con los datos parciales e irregulares disponibles del nivel piezométrico del acuífero cuaternario, utilizando el código genérico PEST (Doherty, 2016), que se comenta en la Sección 4.3.4 del Capítulo 4, mediante el Método de Puntos Piloto Regularizados (Alcolea et al., 2006). Se obtiene un buen ajuste comparativo, aunque no se discute en detalle la bondad real de la calibración y validación realizada. Para el periodo 2000-2016, la recarga media es de 73 mm/a, hasta 300 mm/a en el área regada del SE. Se corresponden con lo ya conocido en parcelas con riego por goteo de rotaciones de lechuga, melón, alcachofa y cítricos. El trabajo realizado busca resolver el problema de la recarga a un área del SE español de agricultura de alto valor y como consecuencia de la descarga de agua subterránea y de nitratos al Mar Menor, de gran transcendencia humana y ambiental, aplicando métodos específicos al caso.

Se han determinado los retornos de riego en pequeñas áreas urbanas del SE peninsular mediante la combinación de varias técnicas de estimación (Alcalá et al., 2008d). Los retornos de riego pueden modificar la hidrodinámica y características ecológicas de humedales, como en el NO español (Carabías-Martínez y Rodríguez-Gonzalo, 2003) y SE peninsular español (Rodríguez-Rodríguez al., 2011), o crear lagunas en áreas mal saneadas o endorreicas, como es el caso de la Balsa del Sapo, en Las Norias, Campo de Dalías, Almería (Pulido-Bosch et al 2006, SASMIE, 2017; Molina-Sánchez et al., 2015).

El IGME, mediante modelación de flujo, estudió el impacto de la modificación de la actividad agrícola debido al cambio de cultivos y de técnicas de riego en el acuífero de Motril-Salobreña, con la consiguiente modificación de los retornos de regadío (Heredia et al., 2003). El resultado del estudio indicaba que la implantación de cultivos económicamente más rentables -algunos de ellos bajo invernadero- y de técnicas de riego más eficientes, reducían los retornos de riego. Ello disminuía la descarga de este acuífero costero a los marjales litorales y ponía en una situación de "fragilidad" al acuífero ante un eventual fenómeno de intrusión marina.

Los retornos de riego tuvieron y aún conservan un importante papel en la recarga de los acuíferos del SE de Gran Canaria (Heredia y Murillo, 2002). Han sido objeto de estudios de detalle en el área de Telde (Cabrera, 1995; Cabrera y Custodio, 1998; 2004a; 2004b; 2005), aunque no se han evaluado ni analizado sus efectos. En el acuífero de La Aldea, en el Oeste de Gran Canaria, los retornos de riego se han evaluado como entrada de los modelos de flujo y de transporte de masa y se han contrastado con los resultados observados (Cruz-Fuentes et al, 2014a; 2014b; 2014d). En este caso, la recarga natural local es mucho menor que la recarga por excedentes de riego en las superficies regadas.

10.6.3 Recarga en karst

En España, una gran superficie de su territorio peninsular y balear son formaciones acuíferas carbonatadas, con frecuencia karstificadas (Durán et al., 2004). Son origen de importantes manantiales y descargas a los ríos. Estas formaciones están intensamente explotadas en muchas áreas para regadío y abastecimiento de población e industrial. De ahí el interés por su conocimiento y estudio en numerosos trabajos. Pero la mayoría de estos trabajos se centran en el conocimiento del medio acuífero, en los aspectos kársticos y en los procesos hidrogeoquímicos. Una parte de los trabajos tratan del análisis de los caudales de los manantiales para en lo posible deducir la recarga, en general a nivel mensual o anual.

Cuando se trata de determinar la recarga a partir de los datos de pluviometría y climáticos, se aplican los métodos comunes de balance en el suelo (A10.2-[9]) o de balance de la deposición atmosférica de cloruro, como se expone en el Apartado 7.3.3 del Capítulo 7, aun cuando las condiciones pueden alejarse de las ideales. En unos casos existe un suelo pobre, que permite un tratamiento clásico del balance de agua en el suelo, aunque con posible infiltración preferente, pero en otros casos aflora la roca desnuda, calizas o dolomías, en parte de la superficie o en su totalidad. En el ámbito de la alta montaña pirenaica se ha aplicado el modelo HBV, tanto en el macizo del Port del Comte (Herms et al., 2019) como en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Jódar et al., 2016c). En este último caso, se están comparando los resultados del modelo HBV con los obtenidos mediante el código Visual-BALAN/GIS-BALAN, además de considerar el modelo APLIS.

El IGME desarrolló el modelo MERAS (Iglesias-López, 1984) y una simplificación del mismo, el modelo ERAS (Murillo et al., 2004; Murillo y Roncero 2005), con orientación a su aplicación en áreas de carbonatos, aunque no exclusivamente. El modelo ERAS se ha aplicado para analizar los acuíferos carbonatados de la Sierra de Estepa, con explotación intensiva y minera de aguas subterráneas (Martos-Rosillo et al., 2009).

Se han hecho aproximaciones a la evaluación de la recarga a partir del caudal de manantiales, considerando la litología y la precipitación (Sanz Pérez, 1997; Sanz Pérez et al., 2011; 2013). Sin embargo, no parece que se haya estudiado en detalle la información existente y procedente de las diversas estaciones de aforo de manantiales que instaló el IGME y que mantuvo durante un cierto tiempo, como en la cuenca hidrográfica del Júcar.

Para la estimación directa de la recarga a partir de la precipitación, se ha implementado el método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo et al., 2007; Sección 7.3.2 del Capítulo 7), que es empírico. Se ha calibrado en el SE de España en acuíferos con estructuras conocidas y manantiales bien controlados. Se han hecho contrastes con otras áreas.

Como se indica en la Sección 7.3.2 del Capítulo 7, son numerosas las aplicaciones del método APLIS a la evaluación de la recarga en macizos carbonatados kársticos, muchas de ellas en el Sur de la Península Ibérica, como los trabajos de Andreo et al., (2004; 2008, 2018) y Guardiola-Albert (2012; 2014; 2015). Se han comparado sus resultados con la aplicación de otros métodos, como en Visual-BALAN, como en Sierra de Las Nieves y Sierra Gorda, Málaga y en La Rioja (A10.2-[8]). En el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido se ha aplicado y comparado con otros métodos (Jódar et al, 2016a).

En muy diversas áreas, se han realizado balances de agua en el suelo, a veces contrastados con otros métodos. Algunos ejemplos son el acuífero del Anoia, en la cordillera Costera Catalana (Lambán Jiménez, i998; Lambán y Custodio, 1999), el acuífero de la Serra de Tramuntana, en Mallorca (Cardoso da Silva 1997), los acuíferos de los Ports de Beseit-Tortosa, en Tarragona-Castelló (Espinosa Martínez, 2014; Espinosa et al., 2014a; 2014c; Espinosa y Custodio, 2014b) y el acuífero Anillo, Jaén (De Mingo, 2013).

Se han hecho estimaciones de la recarga en acuíferos con explotación intensiva y minería de las reservas del agua subterránea, analizando las tasas de descenso continuado (Mancera, 2013, diversos trabajos del IGME), en ocasiones con ayuda de modelación matemática, aunque los resultados son muy sensibles a la porosidad drenable. En general, el coeficiente de almacenamiento derivado de ensayos de bombeo no es utilizable como porosidad eficaz (llenable o drenable).

Otras modelaciones se han hecho utilizando modelos típicos de aguas subterráneas, poniendo atención a la adaptación a las peculiaridades de los macizos carbonatados (Heredia Díaz et al., 2015; Marín, 2009; Martínez-Santos y Andreu, 2010; Martos-Rosillo et al., 2015a; Pardo-Igúzquiza et al., 2012; 2013; 2015; Yustres et al., 2013) y mediante códigos simplificados, como el RENATA (Padilla y Pulido-Bosch, 2008; Padilla Benítez et al., 2012). Para el sistema kárstico asociado a los lagos de Estaña (Huesca), se ha definido previamente la estructura mediante métodos geofísicos de resonancia magnética nuclear y de tomografía eléctrica (Pérez Bielsa et al., 2012). Los estudios ya mencionados en Sierra de las Nieves, Málaga, apuntan a modelaciones especiales, en las que se pone especial atención en la existencia de una parte del territorio, como pequeñas cuencas endorreicas asociadas al sistema kárstico, como dolinas y poljes, en las que el agua de precipitación no escurre al exterior y la infiltración es casi total. Esto permite modelar la recarga con atención a estos rasgos, identificados mediante un detallado análisis del relieve (Pardo-Igúzquiza et al., 2018).

Como ejemplos de determinación de la recarga a partir del análisis de los hidrogramas de manantiales, pueden mencionarse los del manantial de Vozmediano, en Soria (Sanz Pérez, 1987; López y Sanz Pérez, 1997), Olalde, en Vizcaya (Cruz Sanjulián y Morales, 1987), Arteta, en Navarra (Estrela y Sahuquillo, 1997) y Fuenmayor, en San Julián de Banzo, Huesca (Oliván Pociello et al., 2014).

El análisis clásico de los hidrogramas de manantiales de sistemas kársticos suele dividir los mismos en partes de diferente coeficiente de agotamiento, como reflejo de porciones del acuífero con diferentes parámetros hidráulicos. Esto puede no ser así, a causa de que la evolución de un sistema homogéneo con límites laterales ya produce tales cambios, que son la adición de sucesivos componentes exponenciales (Sahuquillo y Gómez-Hernández, 2003).

10.6.4 Recarga en formaciones detríticas

Para evaluar la recarga en formaciones detríticas, se han empleado métodos de balance de agua en el suelo. Como en muchas de esas áreas hay regadío, se ha hecho considerando que el agua de riego se suma a la precipitación. Uno de los problemas que surgen es que frecuentemente la información sobre el agua de riego aplicada es imprecisa en cuanto a cantidad y momento de aplicación, si se trabaja, como es deseable, a nivel diario. En varios trabajos, esta recarga se utiliza para alimentar un modelo de flujo del agua subterránea, a veces de transporte de soluto, iterando entre ellos hasta ajustar valores que respondan bien a los datos piezométricos cuando estos están disponibles. Un ejemplo es del aluvial del río Guadalquivir en Andújar (Jaén), que se resume en el Subanexo A10.3.7.

Esta forma de proceder no es la comúnmente utilizada en muchos estudios y en buena parte de la planificación hidrológica española, en la que los retornos de riego se consideran como una cierta proporción prefijada del agua aplicada en regadío, sin una clara justificación más allá de resultados de estudios agronómicos, no contrastados. La determinación experimental de esa recarga se ha realizado pocas veces. Un ejemplo de estudio es el realizado en el Campo de Cartagena (Jiménez-Martínez et al., 2012).

En España hay poca experiencia de evaluación de la recarga de las formaciones detríticas aluviales por crecidas del río que las inundan, ya que no se dispone de datos o estos son puntuales y difíciles de reproducir. Estas inundaciones pueden aportar una recarga anual significativa en aluviales con niveles freáticos deprimidos por explotación intensiva del agua subterránea. El efecto es muy sensible a las actuaciones territoriales para controlar los efectos de las crecidas.

Hay poca experiencia directa de detalle en cuanto a la evaluación de la variación de la recarga por lluvia y retornos de riego debidas a acciones territoriales, tales como modificación de cultivos, de las técnicas de regadío, de la urbanización progresiva y de la ocupación de espacio por nuevas vías de comunicación por carretera o ferrocarril. En el Baix Llobregat (Barcelona) se hicieron evaluaciones por la Agència Catalana de l'Aigua (ACA, inédito) y la Comunitat d'Usuaris d'Aigues Subterrànies del Baix Llobregat i Delta (CUADLL), que dieron como resultado una decisión por la que los concesionarios de obras viarias que debían compensar la reducción mediante recarga artificial.

10.6.5 Recarga en formaciones volcánicas

Las formaciones volcánicas con incidencia significativa territorial sólo se dan en las Islas Canarias, donde la totalidad de las formaciones son directa o indirectamente de ese origen. Los métodos utilizados de evaluación de la recarga son los convencionales. Pero hay que considerar algunas peculiaridades.

Los suelos volcánicos suelen ser permeables, tanto más cuanto más recientes y más árido sea el clima. La reserva útil máxima de agua para vegetación herbácea es pequeña, lo que permite que las precipitaciones típicas de clima árido y semiárido puedan producir una recarga significativa, como sucede en buena parte de las áreas de cumbre y medianías de las islas altas de Canarias, donde dicha recarga puede aproximarse al 50% de la precipitación. También hay una recarga apreciable en las partes áridas de Lanzarote y Fuerteventura en esas circunstancias. Sin embargo, las condiciones para una alta proporción de recarga respecto a la precipitación, puede deteriorarse cuando la vegetación es de bosque o de matorral denso y cuando los suelos tienen ya un notable grado de meteorización. Pero en roca relativamente sana, el inicio de la meteorización puede producir el efecto contrario. Es poco conocida la recarga en áreas áridas en casos de suelos pobres o de roca en superficie cuando la vegetación es escasa, aunque los datos del SE de Gran Canaria y del Macizo de Betancuria en Fuerteventura apuntan hacia valores de la recarga media del 5% al 10% de la precipitación, la que varía en valor medio entre 200 y 300 mm/a, pero que se reduce a menos del 1% para precipitaciones medias en el entorno de 100 mm/a.

Existe una apreciación generalizada de que la recarga debe ser una elevada fracción de la precipitación en malpaíses volcánicos recientes. De hecho, parece ser así en los malpaíses de fondo de valle de Fuerteventura, donde la precipitación media es sólo algo superior a 100 mm/a, pero no está claro si se trata de recarga difusa o de aportes ocasionales de escorrentía lateral de los barrancos que quedan represados por las coladas volcánicas basálticas que dieron lugar a esos malpaíses, cuando estos está en fondo de valle. Se está especulando sobre un posible volumen importante de recarga en la extensa área volcánica reciente del Parque Nacional de Timanfaya, en Lanzarote, que es una extensa área de malpaíses. Sin embargo, si se considera que se trata de formaciones muy agrietadas y con abundantes macroporos, el aire puede circular advectivamente hasta una profundidad notable, no estudiada, pero que posiblemente sea superior a 1 m. En estas condiciones, las lluvias intensas locales, donde la precipitación media está entre 125 y 200 mm/a, pueden ser evaporadas totalmente, sin producir recarga significativa, salvo pequeños caudales salobres, u ocasionalmente en las poco frecuentes lluvias intensas puntuales. Se desconoce lo que sucede.

En las áreas con suelos cubiertos por una capa de arena eólica o por picón (lapilli) volcánico, se produce recarga a través de los mismos en las áreas áridas de Lanzarote y Fuerteventura, que se almacena en el suelo subyacente y allí puede ser utilizada por la vegetación arbustiva suficientemente enraizada o por cultivos plantados en el fondo de excavaciones, como es típico en el área de La Geria, en Lanzarote (A10.1-[3]-Santana) o en las áreas de arenas eólicas de Fuerteventura.

10.6.6 Recarga en rocas duras

La experiencia cuantitativa existente en España sobre la recarga en rocas duras es escasa. Se reduce a estudios de escorrentía de cuencas aforadas en que se trata de separar la escorrentía directa, de la subsuperficial y de la diferida, que se supone que es de los acuíferos que existen en la zona de alteración de la roca (véase el Subcapítulo 7.2).

Se han localizado unos pocos trabajos de análisis de la recarga en las áreas de roca dura no carbonatada del Pirineo. Uno de ellos corresponde a Andorra (Turu i Michels, 1997).

En las zonas graníticas del interior peninsular español se han realizado trabajos en las áreas consideradas como posibles repositorios de residuos radioactivos o como áreas piloto para adquirir conocimientos. La mayoría de esos trabajos son internos de ENRESA (Empresa Nacional de Residuos Radioactivos S.A.), sin acceso público. No es así para la información generada en las investigaciones en El Berrocal y en Mina Ratones. El actual repositorio de residuos radioactivos de baja y media actividad está en rocas metamórficas en El Cabril. Ahí se han realizado numerosos trabajos sobre la recarga natural (A10.3.5).

Se han realizado estudios en los esquistos de Sierra Nevada (Granada), en concreto en la cuenca del río Bérchules (la cabecera del río Guadalfeo), donde se dispone de una estación de aforos y se han realzado distintos reconocimientos (Jódar et al., 2017). Se trata de un área pluvio-nival, en que la zona alterada de flujo de agua puede alcanzar algunas decenas de metros. La evaluación de la recarga se ha hecho con los códigos HBV y Visual-BALAN y por el método CMB. Los resultados tienen ciertas diferencias, pero dentro del orden de magnitud esperable por ser distinto el concepto de recarga y la incertidumbre asociada a los datos disponibles y a las simplificaciones del modelo conceptual hidrogeológico.

En Galicia y áreas portuguesas colindantes, con el modelo Visual-BALAN/GIS-BALAN (Samper et al., 2005; 2007; Samper y Pisani, 2015), se simulan bien los recursos totales, pero no está claro que se simule la recarga de los acuíferos, sino un flujo hipodérmico asociado a manantiales estacionales en relación con el lehm granítico.

10.6.7 Recarga por nieblas

Las nieblas condensantes se consideran en el Subcapítulo 7.5. La frecuente existencia de nieblas condensantes (lluvia horizontal) sólo se produce de forma significativa en las islas altas de la Macaronesia y posiblemente en el área de Grazalema, en el Sur de la Península Ibérica, donde no se dispone de datos y en la parte montañosa del Sureste y Sur peninsular (Estrela et al., 2008; 2009; Izquierdo y Ávila, 2012; Munné-Bosch et al., 1999; Polo et al., 2013).

En la Macaronesia se han realizado estudios en los archipiélagos de Azores, Madeira y Canarias. El efecto también puede tener cierta relevancia en el archipiélago de Cabo Verde. Como se dice en el Subcapítulo 7.5, las nieblas condensantes se producen por efecto de los vientos alisios en las laderas con bosque de pinos, brezos y laurisilva del N y NE, a altitudes aproximadamente entre 800 y 1600 m. Los estudios realizados en Madeira (Prada et al., 2007; 2009; 2015, 2016) indican que estas nieblas pueden acontecer unos 200 días al año, preferentemente en invierno y primavera. Mediante colectores en bosque, se ha llegado a medir un aumento de la precipitación en un factor de hasta 2,25 en brezales, aunque la cifra parece exagerada si se toma como valor general para los 2/3 de la isla que están bajo esas condiciones.

En Canarias, el fenómeno de la lluvia horizontal se produce principalmente en Gran Canaria, Tenerife y La Gomera, aunque también puede ser relevante en La Palma y en El Hierro. Las primeras consideraciones para la evaluación se hicieron con ocasión de los estudios que acompañaron al estudio SPA-15, que concluyó en 1975, y en trabajos algo posteriores, pero sin llegar a resultados claros, ya que el énfasis de estudio se dirigió hacia la posibilidad de lluvia estimulada (lluvia artificial). La mayor parte de estudios sobre lluvia horizontal que se han realizado corresponden a Tenerife y La Gomera. Están dirigidos al propio fenómeno, con medidas de la interceptación y atrapamiento (Subcapítulo 7.5) y de los cambios isotópicos que se producen (Sección 5.5.2 del Capítulo 5). La formación de nieblas en Canarias, en especial en Tenerife, y su captación, ha sido estudiada por la Universidad de La Laguna (Marzol et al., 1994; Marzol, 2012; 2005; Aboal et al., 2000; 2013) y el ICIA (Instituto Canario de Investigaciones Agrarias), que continúa la labor del INIA (Instituto Nacional de Investigaciones Agrarias), y el ICONA (Santana 1986; 1990). En relación con la posible influencia de las áreas de nieblas en la recarga, la Universidad de La Laguna (J.C. Guerra García) y el ICIA (Instituto Canario de Investigaciones Agrarias, C.M. Regalado), tienen una serie de proyectos, realizados (Regalado et al., 2007b; 2013; Regalado y Ritter, 2016; 2017; Ritter et al., 2005; 2007; 2008; 2009; 2015; Izquierdo et al., 2011, Marrero-Díaz et al., 2017) o en curso, sobre el estudio de la contribución del agua de niebla a la zona no saturada y a la recarga mediante isótopos estables, la caracterización espacial y seguimiento de procesos hidrológicos en un ecosistema de laurisilva en el Parque Nacional de Garajonay, el ajuste del balance hidrológico y simulación por ordenador del comportamiento de una cuenca forestal de laurisilva en el Parque Nacional de Garajonay y la caracterización, evolución temporal e influencia de la cubierta nubosa en Canarias. Hay diversos estudios de las nieblas condensantes con apoyo hidroquímico y en especial isotópico, principalmente en Tenerife y en el parque Nacional de Garajonay, La Gomera (Guerra et al., 2010; 2013; 2017).

La evaluación de la influencia de esas nieblas condensantes en el balance de agua de la isla de Tenerife ha sido realizada por el Consejo Insular de Aguas de Tenerife, en buena parte por J. Braojos (A10.1-[1]-Braojos; Braojos Ruiz, 2010; 2015). Las evaluaciones, además de las áreas de niebla condensantes persistentes, tienen en cuenta como interacciona el aire húmedo con la vegetación en función de la pendiente de la ladera, lo que permite que el frente de niebla interactúe sólo con el frente arbóreo o con buena parte de la masa boscosa, según sea la inclinación.

Los balances de agua realizados en 7 cuencas del interior de la Caldera de Las Cañadas muestran que para una recarga total media de casi 200 mm/a, la lluvia horizontal aporta unos 16 mm/a. Se ha observado que el caudal de los nacientes de Aguirre, en la península tinerfeña de Anaga, y de algunas galerías en Las Cañadas, aumenta en los días de niebla condensante. En el bosque del Parque Nacional del Garajonay, en La Gomera, se estima que la niebla condensante en áreas de unos 800 mm/a de pluviometría media añaden 320 mm/a, lo que supone un incremento de precipitación media de 70 mm/a para la totalidad de la isla.

La Figura 10.6.1 es una representación artística de los pobladores nativos (bimbaches) de la isla de El Hierro para captar el agua que gotea de los árboles (el mítico y real árbol garoé o árbol fuente).

Figura 10.6.1 Representación artística de los nativos (bimbaches) de la isla de El Hierro para captar el agua que gotea de los árboles (el mítico y real árbol garoé o árbol fuente), según Pascual et al. (2011).

En Lanzarote y Fuerteventura no hay nieblas condensantes eficaces ya que su altitud está por debajo del umbral mínimo general. Se producen nieblas que mojan, en especial en Lanzarote, pero el aporte de humedad al terreno sólo es útil para la vegetación (A10.1-[3] Santana).

Es bien conocido localmente el intenso rocío matutino que se produce en lugares costeros del Sur de la península Ibérica, como en las extensiones arenosas de Doñana. No se conoce cuantitativamente el papel que tienen en el mantenimiento de la vegetación. Posiblemente no afecte a la recarga. Es algo actualmente en estudio por el IGME mediante un lisímetro de pesada de precisión instalado en la barra arenosa costera del Parque Nacional (Kohfahl et al., 2015).

Los aspectos históricos referentes de algún modo a la recarga son muy diversos y no son considerados aquí. Más arriba se ha mencionado el árbol del agua, en la isla de El Hierro. En el centro peninsular se pueden encontrar algunos ejemplos. Los íberos procuraron recursos de agua para sequías y los defendieron, como es el caso de las motillas (Benítez de Lugo Enric y Mejías, 2013). Para aumentar la recarga se construyeron pequeñas represas (gavias y nateros en Canarias), aterrazamientos y otros (Custodio, 1986).

Aunque la recarga de acuíferos mediante la infiltración del agua a través de canales puede parecer, al menos bibliográficamente, una práctica moderna. Pero se trata de una técnica secular que se realiza en las Alpujarras, Sierra Nevada, en el sudeste peninsular español, al menos desde el siglo XI (Martos-Rosillo et al. 2019) y posiblemente desde tiempos

romanos o anteriores y que continua operativa. Con estas acequias (acequias de careo) se busca incrementar la recarga del agua de fusión de nieve (Jódar et al., 2017, Barberá et al, 2018; Martos-Rosillo et al., 2015c). Sierra Nevada se encuentra geográficamente enmarcada en una zona semiárida, de modo que los recursos hídricos generados son de vital importancia en la zona. La impresionante red de acequias excavadas y sin revestir (Pulido and Sbih, 1995), constituyen un notable patrimonio agronómico, histórico, etnológico, medioambiental e hidrogeológico. Actualmente se considera su inclusión como patrimonio intangible de la Humanidad por la UNESCO. Las acequias de careo constituyen un ingenioso ejemplo de infraestructura hidráulica ancestral, con la que se consigue infiltrar los excedentes del deshielo de la propia cuenca o de las contiguas, de forma distribuida en el espacio, en las zonas hidrogeológicamente más favorables. Se consigue de este modo utilizar el medio subterráneo para regular los recursos hídricos en zona de alta montaña, donde la construcción de presas resultaría especialmente ineficiente por la elevada pendiente del terreno. El agua infiltrada se distribuye a lo largo de su recorrido, haciendo surgir numerosos manantiales en la ladera, que son utilizados para regadío, alimentar pastos y abastecimiento. Buena parte del agua infiltrada no emerge por esos manantiales y lo hace por el cauce del río, contribuyendo a mantener su caudal en estiaje y genera un flujo superficial, que es captado en la época de máxima demanda por las acequias de riego. Este sistema de recarga es muy eficaz, llegando a infiltrar el 25 % de la recarga media del acuífero subyacente y la práctica totalidad de la recarga que se produciría en un año seco (Martos-Rosillo et al., 2015).

10.6.8 Recarga urbana

Los trabajos específicos sobre la recarga en áreas urbanas que se conocen en España son escasos y se reducen a comentarios generales, muchos de ellos en relación con problemas de inundaciones de excavaciones y espacios subterráneos o con el aumento del riesgo de deslizamientos del terreno en poblaciones edificadas en laderas.

El llano de Barcelona está totalmente edificado desde la costa a la montaña y entre los dos ríos limítrofes. Se ha tratado de conocer la recarga urbana por los efectos en espacios subterráneos (Custodio y Bayó, 1986; Custodio, 1997b). La utilización de las aguas subterráneas para riego urbano y para recuperar pozos de abastecimiento ha dado lugar a nuevos trabajos, que incluyen la evaluación del origen y cantidad de la recarga (Vázquez Suñé, 2003; Vázquez-Suñé et al., 2001; 2006; Vázquez Suñé y Sánchez Vila, 1997). También se ha estudiado como la recarga urbana y periurbana por retornos de riego, pero gestionada en el área urbana, contribuye a ecosistemas dependientes en poblaciones agrícolas del SE peninsular español (Alcalá et al., 2008).

10.6.9. Recarga en condiciones de aridez

En el territorio español hay extensas áreas semiáridas, algunas ya en el umbral de la aridez, como en Almería y partes de la Islas Canarias (Sección 10.6.5) y donde la recarga es salobre (Sección 10.6.1). El CSIC tiene en Almería un centro especializado de ecología (geo-ecología) de estas áreas, donde se considera la evapotranspiración y otros componentes del balance

hídrico en estas circunstancias. Se ha trabajado en la modelación del comportamiento de la vegetación arbustiva y de maleza de estos ambientes (Were et al., 2008), aplicado y extendiendo el modelo de Shuttleworth y Wallace (Sección 7.7.1 del Capítulo 7). Encuentran que la evapotranspiración depende de la heterogeneidad del paisaje y de la distancia entre plantas y menos de su altura. Se ha estudiado la evapotranspiración freática de las variedades ibéricas de retama (Haase et al., 1996), que no son propiamente freatofitas, las cuales tienen un sistema de raíces que se extiende lateralmente y próximo a la superficie del terreno y una raíz principal de 5-10 cm de diámetro que puede descender hasta 6-8 m, casi sin ramificaciones y que pueden tomar agua freática tras la salida del sol.

La hidrología de ramblas se ha estudiado por balance de agua en el cauce, considerando la evapotranspiración y las mediciones de la escorrentía lateral de las laderas (Domingo et al., 2001). También se han estudiado las condiciones de humedad del suelo en malpaíses de erosión que controlan la dinámica de la recarga potencial (Cantón et al., 2004; 2010) y se ha modelado la importancia de la humedad antecedente en la generación de escorrentía en cuencas áridas murcianas (Castillo et al., 2003). La estimación precisa de la evapotranspiración real mediante técnicas globales en áreas bien instrumentadas, ha ayudado a calibrar parámetros de otras técnicas no globales, comúnmente utilizadas en áreas extensas de relieve variado y moderada o baja densidad de observación del SE peninsular (España et al., 2011; 2013).

10.7 Comentarios sobre el cambio climático y global

Se han realizado aplicaciones de la estimación de la recarga en escenarios futuros de cambio climático, como se comenta en los Subcapítulos 8.6 y 8.7. Tal como allí se comenta ahí y se ha hecho en la Sección 10.5.3, no representan realidades futuras sino respuestas a escenarios, suponiendo que los parámetros calibrados en condiciones actuales siguen siendo válidos y de que los procesos se pueden representar de igual manera.

Con el apoyo del Código Visual-BALAN (Sección 3.5.5 del Capítulo 3) se han realizado diversas elaboraciones para analizar el efecto sobre algunos acuíferos en Mallorca y en Cataluña, en especial con vistas a la agricultura (Candela et al., 2009; 2012; 2015; 2016; von Igel Grisar, 2006), en el NE español (Castaño et al., 2013), en el SE español (Pulido-Velázquez et al., 2015; 2018; Aguilera y Murillo, 2009; Hartmann et al., 2014; Molina et al., 2013; Sapriza-Azuri et al., 2015b) y en el área Mediterránea (Stigter et al., 2014). Con dicho programa, el SIMPA, el PATRICAL y otros, se han realizado otros trabajos. Estrela et al. (2012) han analizado el efecto en los recursos de agua en España, Mas Pla et al. (2016) lo han evaluado en Cataluña y Manzano et al., (1998) en dos acuíferos carbonatados del área mediterránea española (Anoia y Serra de Tramuntana) y también en La Plana de la Galera, en el Baix Ebre (Samper et al., 2015; Pisani et al., 2013b). El posible efecto en los acuíferos y cursos fluviales de la extensa cuenca del Ebro ha sido realizado por Samper et al. (2006, 2007c), Álvares et al. (2009), Pisani et al. (2013a), determinando las reducciones de caudal. Las condiciones hidrológicas y de recarga en la Sierra de las Nieves, en Málaga (Collados-Lara et al., 2017) y en otros casos incluidos en Calvache et al. (2017). En Galicia y en la vecina área de Serra da Estrela (Portugal) se han realizado diversos estudios, en buena parte orientados al efecto sobre la escorrentía hipodérmica y los pequeños manantiales (Espinha Marques et al., 2006, 2009, 2011, 2013; Pisani et al., 2017a, 2017b.

El proyecto europeo LIFE denominado Water Change, realizado por CETAQUA y la UPC, abordó los efectos del cambio global en la cuenca del río Llobregat. con orientación al abastecimiento de agua al área Metropolitana de Barcelona (Pouget et al., 2014; Versini et al., 2016). El efecto de los cambios de la cubierta vegetal y en el bosque y su manejo, incluyendo el estado vegetativo y del sotobosque se ha considerado por López Rodríguez (1997) y Aldaya et al. (2017) y ha sido y está siendo objeto de estudios de detalle por el equipo de F. Gallart, del IDAEA-CSIC, Barcelona, con instalaciones experimentales con algunas décadas de datos.

10.7 Incertidumbre, comparaciones y conclusiones

Para la evaluación de la recarga se utilizan métodos y modelos con parámetros que en lo posible son objeto de calibración, como se comenta en el Subcapítulo 4.3. La calibración ha sido considerada con cierto énfasis en las Universidades Politécnicas de Valencia y de Cataluña (conjuntamente con el IDEA del CSIC). Se ha trabajado en métodos que reduzcan el coste computacional y de personal (Francés et al., 2007).

Todos los métodos de evaluación de la recarga tienen una notable incertidumbre, no sólo por las simplificaciones de los métodos de evaluación sino por las imprecisiones en los datos experimentalmente y aún más de los que se toman de tablas o de estudios en otros lugares. La imprecisión es mayor cuando se trata de una simple evaluación que cuando se pueden comparar las series de resultados obtenidos con las de una variable observada, como los niveles freáticos, caudales o más raramente la humedad del suelo. Esto se comenta en la Sección 4.3.5 del Capítulo 4. Se han desarrollado métodos para evaluar la incertidumbre, aprovechando la información disponible, aunque no sea cuantitativa (Cassiraga, 1999), aplicando métodos que evalúan probabilidades (Hernández, 2017).

Rara vez se cuantifica la incertidumbre en los trabajos realizados en España, como sucede en general. En la práctica no se es consciente de su importancia, porque no es fácil la evaluación o porque supone un trabajo adicional que no se suele demandar a los que realizan los estudios. Por otro lado, ni la normativa, ni los procedimientos administrativos, ni las autoridades responsables de la administración del agua, ni los usuarios, ni los políticos, ni los medios de comunicación están preparados para asumir esta realidad. Estos últimos, más bien consideran la incertidumbre un fracaso técnico y científico, cuando es una realidad y un progreso del conocimiento, con una parte no reducible y otra cuya disminución requiere esfuerzos e inversiones importantes. Estas inversiones pueden estar injustificadas si se considera el beneficio de la reducción de errores frente al coste de los fallos. En cualquier caso, es cómodo asirse a una cifra que se toma como exacta, tomar decisiones con ella y dejar la conflictividad por desajustes respecto a una realidad fluctuante y continuamente cambiante, a actuaciones impuestas y a litigios. La evaluación de la incertidumbre supone tratamientos estadísticos y análisis de sensibilidad (Custodio, 1997c; Custodio et al., 2015a; 2015b).

La evaluación de la recarga mediante el balance de la deposición total atmosférica de cloruro (CMB) es relativamente sencilla, al tratarse de valores medios multianuales, como se comenta en el Subcapítulo 5.4 y en Custodio (1997). En la aplicación del CMB a

la parte española de la Península Ibérica, se calculó y cartografió la incertidumbre (Alcalá y Custodio, 2012a; 2012b), teniendo en cuenta no sólo la incertidumbre de la evaluación puntual sino también la debida a la interpolación de valores (Alcalá y Custodio, 2014; 2015), como muestra la última figura del Subanexo A10.3.7.

En diversos trabajos se trata de comparar los resultados de más de un método, en general el balance de agua en el suelo para valores mensuales o diarios, después convenientemente agrupados y promediados, con los resultados del CMB. Unos primeros intentos de comparación parten de trabajos realizados en el emplazamiento nuclear de Vandellós (Custodio y Martín Arnaiz, 1976). Se presentan resultados comparados entre métodos para el área de los Ports de Beseit-Tortosa (Espinosa Martínez y Custodio, 2014), el acuífero de Alcadozo (Hornero et al., 2013a; 2016), El Abalario, en Doñana (Guimerà y Candela, 1997; Custodio et al, 1999), Sierra de Gádor (Contreras et al., 2008) y Adra, en Almería (Alcalá et al., 2008d; Rodrígues-Rodrígues, et al, 2001) y Gran Canaria (Cabrera et al., 2016).

Las discrepancias entre los resultados de los distintos métodos, no sólo responden al rango de variación debido a la incertidumbre de cada uno, sino también al concepto de recarga que subyace. El balance de agua en el suelo calcula el flujo de agua que sale del suelo (recarga en tránsito). La que entra en el acuífero a través del nivel freático, que es la recarga total propiamente dicha, difiere de la recarga en tránsito en su distribución temporal y hay que descontar la posible descarga por acuíferos colgados, lo mismo que el método del análisis de la fluctuación de niveles freáticos. El método CMB, cuando se toma como valor de contenido en cloruro en la recarga del agua en la parte superior del nivel freático, es una recarga neta, ya que tiene en cuenta el retorno de agua del medio saturado a la atmósfera por evaporación y transpiración en el caso de niveles freáticos someros. Esto no sucede cuando el nivel freático es profundo. Los métodos basados en la determinación del tiempo medio de residencia del agua subterránea en el acuífero evalúan la recarga neta.

10 Agradecimientos

Se agradece la colaboración y tiempo dedicado por las personas entrevistadas que se mencionan en las diferentes entrevistas del Anejo. Son una importante fuente de información y reflejan apreciaciones y conocimientos personales que no se encuentran en los documentos de planificación hidrológica. También se agradecen los detallados comentarios, aportaciones, sugerencias y correcciones de A. Sahuquillo (Universidad Politécnica de Valencia), J.V. Giráldez (Universidad de Córboba) y J. Jódar como revisor general, así como los comentarios de J. Samper (Universidad de A Coruña) y B. Pisani (Universidad de A Coruña), C.M. Dimas (CEH-CEDEX), L. Barranco (CEH-CEDEX). J., Heredia (IGME-Madrid) y J.J. Durán (IGME-Madrid).

A pesar del esfuerzo de revisión y aportaciones, pueden quedar algunos errores, malinterpretaciones e inexactitudes, de los que el autor es el único responsable, junto con las opiniones y consideraciones de carácter personal.

10 Referencias

En estas referencias se incluyen las que se mencionan en los Anexos y que no están explícitamente incluidas en ellos.

Aboal, J, M.S.Jiménez, y D. Morales. 2000. Evaluación de la precipitación de niebla a través de la precipitación penetrante. Vieraea 28: 15-29.

Aboal, J.R., C.M. Regalado, A. Ritter, L.A. Gómez y A. Fernández. 2013. Interceptación de lluvia y niebla en bosques de laurisilva y pinar de las Islas Canarias. En: F. Belmonte Serrato y A. Romero Díaz (eds.), La Interceptación de la Lluvia por la Vegetación en España. Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua: 47-78.

Acreman, M., Almagro, J., Álvarez Rodríguez, J., Bouraqui, F., Bradford, R., Bromley, J., Croke, B., Crooks, S., Cruces, J., Dolz, J., Dunbar, M., Estrela, T., Fernández-Carrasco, P., Fornés, J., Gustard, A., Haverkamp, R., Hera, A. de la, Hernández-Mora, N., Llamas, M.R.,Martínez Cortina, L., Papamastorakis, J., Ragab, R.,Sánchez Juny, M., Vardavas, I. y Webb, T. 2000. Technical Report to the European Union ENV4-CT95- 0186. Groundwater and River Resources Action Programme on a European Scale (GRAPES). Institute of Hydrology, Wallingford: 1-248.

Alcolea, A., Carrera, J. Medina, A., 2006. Pilot points method incorporating prior information for solving the groundwater flow inverse problem. Adv. Water Resour. 29: 1678–1689.

Alcolea, A., Contreras, S., Huninkb, JE. García-Aróstegui, J.L., Jiménez-Martínez, J. 2019. Hydrogeological modelling for the watershed management of the Mar Menor coastal lagoon (Spain). Sci Total Environment, 663:901-914.

AEMET. 2011. Atlas climático ibérico. Agencia Española de Meteorología, Madrid.

Aguilera, H., Murillo, J.M. 2007. Aplicación del modelo "ERAS" a la elaboración de series históricas de recarga natural y su relación con el cambio climático en cuatro acuíferos kársticos de la comarca del Alto Vinalopó (Alicante). Boletín Geológico y Minero, 118(1) :63-80.

Aguilera, H., Murillo, J.M. 2009. The effect of possible climate change on natural groundwater recharge based on a simple model: a study of four karstic aquifers in SE Spain. Environmental Geology., 57: 963–974.

Alcalá, F.J. 2006. Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico. Tesis doctoral. ETSICCP–UPC. Barcelona: 1-719.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2004a. La deposición atmosférica de cloruro al terreno en España. Boletín Geológico y Minero. Madrid. 115(esp.): 319–329.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2004b. Resultados preliminares del estudio de la relación Cl/Br en acuíferos localizados en zonas urbanas y periurbanas peninsulares. Simposio El Agua y la Ciudad Sostenible: Hidrogeología Urbana. Barcelona. Asoc. Intern. Hidrogeólogos, Grupo Español / IGME, Madrid: 113–120.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2004c. Deposición total atmosférica de elementos mayoritarios en la ciudad de Barcelona (NE de España). Simposio El Agua y la Ciudad Sostenible: Hidrogeología Urbana. Barcelona. Asoc. Intern. Hidrogeólogos, Grupo Español / IGME, Madrid: 277–287.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2005a. Use of the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in some coastal aquifers of Spain. Groundwater and Saline Intrusion, 18 SWIM, Cartagena 2004. Instituto Geológico y Minero de España. Hidrogeología y Aguas Subterráneas Series 15, Madrid: 481–497.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2005b. Datos preliminares sobre el contenido en cloruro del agua de recarga por la lluvia a los acuíferos españoles. II Seminario Hispano Latinoamericano sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea: Relación Aguas Superficiales–Aguas Subterráneas (Ed. M. Blarasin, A. Cabrera y E. Matteoda). Universidad Nacional de Río Cuarto, Córdoba, Argentina: 67–75.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2005c. Estimación de la recarga por la lluvia a los acuíferos españoles mediante balance de cloruros en el suelo. Agua y Energía para el Desarrollo Sostenible (CIERTA 2006). Universidad de Almería. I: RES: 229–234.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2007a. Recarga por la lluvia en los acuíferos costeros españoles mediante balance de cloruro en el suelo. Tecnología de la Intrusión de Agua del Mar en Acuíferos Costeros. TIAC'07. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 1: 855–869.

Alcalá, F.J., Custodio, E. 2007b. Recharge by rainfall to Spanish aquifers through chloride mass balance in the soil. In: L. Ribeiro, A. Chambel & M.T. Condesso de Melo (eds.), Groundwater and Ecosystems. Proc. XXXV IAH Congress. Lisbon. CD 10 pp.

Alcalá, F.J.; Custodio, E.; Contreras, S.; Araguás, L.J.; Domingo, F.; Pulido–Bosch, A.; Vallejos, A. 2007. Influencia de la aridez climática, la altitud y la distancia al mar sobre el contenido en cloruro y en $\delta^{18}O$ del agua de recarga y del agua subterránea en macizos carbonatados costeros del SE peninsular español. Caso de Sierra de Gádor. Tecnología de la Intrusión de Agua del Mar en Acuíferos Costeros. TIAC'07. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Vol. 1: 871–885.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2008a. Atmospheric chloride deposition in continental Spain. Hydrological Processes, 22: 3636–3650.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2008b. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. Journal of Hydrology, 359: 189–207

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2008c. Flujo de cloruro por la escorrentía directa en España. Ingeniería del Agua, 15(1): 5–11.

Alcalá, F.J., Solé, A., Creus, C., Domingo, F. 2008d. Aporte urbano de agua subterránea hacia masas hídricas regionales y ecosistemas dependientes. Caso de la localidad costera de Adra (SE de España). J.A. López-Geta, J.C. Rubio, M. Martín-Machuca (Eds.) In: VII Simposio del Agua en Andalucía, 2: 699-708.

Alcalá, F.J.; Cantón, Y.; Contreras, S.; Were, A.; Serrano–Ortiz, P; Puigdefábregas, J.; Solé, A.; Custodio, E.; Domingo, F. 2011. Diffuse and concentrated recharge evaluation using physical and tracer techniques: results from a semiarid carbonate massif aquifer in southeastern Spain. Environmental Earth Sciences, 62(3): 541–557.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2012b. Evaluación de la recarga a los acuíferos mediante balance de masa de cloruro atmosférico y su incertidumbre en el territorio continental español. En: 7 Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Donostia–San Sebastián. Aranzadi Zientzia Elkartea, 2013: 549–554.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2014. Spatial average recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in continental Spain. Hydrol. Processes, 28: 218–236.

Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2015. Natural uncertainty of spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance in continental Spain. Journal of Hydrology, 524: 642-661.

Aldaya, M.M., Custodio, E., de Stefano, L., Díaz-Alcaide, S., Fernández, F., López-Gunn, E., Llamas, M.R., Rica, M., Willaarts, B. 2017.Análisis Académico del plan hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Segura 2015-2021 a la luz de modernos conceptos de la Ciencia de los recursos del agua. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid: 1-83.

Aliaga, R.; Sahuquillo, A.; Custodio, E. 2005a. Análisis de las oscilaciones piezométricas producidas por la recarga de un río efímero. II Seminario Hispano Latinoamericano sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea: Relación Aguas Superficiales–Aguas Subterráneas (Ed. M. Blarasin, A. Cabrera y E. Matteoda). Universidad Nacional de Río Cuarto, Córdoba, Argentina: 213–221.

Aliaga, R.; Sahuquillo, A.; Custodio, E. 2005b. Análisis de las oscilaciones piezométricas para determinar la difusividad hidráulica de un medio poco permeable. De la Toma de Datos y la Realización de Modelos de Agua Subterránea a la Gestión Integrada. IGME, Hidrogeología y Aguas Subterráneas 21 (ed. X. Sánchez–Vila, M.C. Cabrera, M. Valverde). Madrid: 171–178.

Álvares, D. 2010. Acoplamiento de modelos hidrológicos semidistribuidos y GIS: aplicación a la evolución de los efectos de cambio climático. Tesis doctoral. Universidade de A Coruña.

Álvares, D., Samper, J., García Vera, M.A. 2009. Evaluación del efecto del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante modelos hidrológicos. Evaluación de los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante GISBALAN En: IX Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'09, Barcelona, Vol. IX: 499-506 y 491-498.

Andreo, B.; Vías, J.M.; López–Geta, J.A.; Carrasco, F.; Durán, J.J.; Jiménez, P. 2004. Propuesta metodológica para la estimación de la recarga en acuíferos carbonáticos. Bol. Geol. Minero, 115(2): 177–186.

Andreo, B.; Vías, J.M.; Mejías, M.; Ballesteros, B.J.; Martín, A.I. 2007. Estimación de la recarga mediante el método APLIS en el acuífero jurásico de El Maestrazgo (Castellón, NE España). III TIAC, Almería. I: 893–902.

Andreo, B., Vías, J., Durán, J.J., Jiménez, P., López-Geta, J.A., Carrasco, F. 2008. Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain. Hydrogeology Journal, 16: 911–925.

Andreo, B., Gil-Márquez, J.M. Mudarra, M., Linares, L., Carrasco, F. 2016. Hypothesis on the hydrogeological context of wetland areas and springs related to evaporitic karst aquifers (Málaga, Córdoba and Jaén provinces, Southern Spain). Environ. Earth Sci. 75:759. DOI 10.1007/s12665-016-5545-1.

Andreo, B., Barberá, A., Mudarra, M., Marín. A.I., García-Orellana, J., Rodellas, V., Pérez, I. 2018. A multi-method approach for groundwater resource assessment in coastal carbonate (karst) aquifers: the case study of Sierra Almijara (southern Spain). Hydrogeol. J., 26: 41–56.

Andreu, J.M., Delgado, J., García–Sánchez, E., Pulido–Bosch, A., Bellot, J., Chirino, E., de Ortiz Urbina, J.M. 2001. Caracterización del funcionamiento y la recarga del acuífero del Ventós–Castellar (Alicante). Rev. Soc. Geológ. España 14(3–4): 247–254.

Andreu Rodes, J.M., Alcalá, F.J., Vallejos, A. y Pulido–Bosch, A. 2011. Recharge to mountainous carbonated aquifers in SE Spain: different approaches and new challenges. Journal of Arid Environments, 75: 1262–1270.

Andreu Rodes, J.M., Touhami, I., Bellot Abad, J., Sánchez Montahud, J.R., Pulido Bosch, A., Martínez Santos, P., Chirino Miranda, E. 2012. El papel del suelo y la vegetación en la estimación de la recarga del acuífero del Ventós (Alicante). Geogaceta, 51: 87–90.

Araguás-Araguás, L.J., Díaz Teijeiro, M.F. 2005. Isotope composition of precipitation and water vapour in the Iberian Peninsula. En: Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. IAEA-TECDOC-1453. Vienna. 173-190. https://www-pub.iaea.org/MTCD/publications/PDF/te_1453_web.pdf.

Arce, M., García, M.A., Arqued, V. 2001. Caracterización del oxígeno 18, deuterio y tritio en las aguas del Pirineo. In: A. Medina & J. Carrera (eds.), Las Caras del Agua Subterránea, Barcelona. IGME, Madrid: 387–393.

Baonza del Prado, E.., Plata Bedmar, A., Silgado Dorado, A. 1984. Hidrología isotópica de las aguas subterráneas del Parque Nacional de Doñana y zona de influencia. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Madrid.

Barberá, J.A., Jódar J., Custodio, E., González-Ramón, A., Jiménez-Gavilán, P., Vadillo I., Pedrera, A., Martos-Rosillo, S. 2018. Groundwater dynamics in a hydrologically-modified alpine watershed from an ancient managed recharge system (Sierra Nevada National Park, Southern Spain): Insights from hydrogeochemical and isotopic information. Science of the Total Environment, 640: 874-893.

Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Hellstrom, J., Belmonte, A. 2012. Cambios climáticos cortos en el Pirineo central durante el final del Pleistoceno superior y Holoceno a partir del registro estalagmítico de la cueva de Seso (Huesca). Geogaceta, 51: 59–62.

Baudron, P., Cockenpot, S., López–Castejón, F., Radakovitch, O., Gilabert, J., Mayer, A., García–Aróstegui, J.L., Matínez–Vicente, D., Ledue, C., Claude, C. 2015. Combining radon, short–lived radium isotopes and hydrodynamic modeling to assess submarine groundwater discharge from anthropized semiarid watershed to a Mediterranean lagoon (Mar Menor, SE Spain). J. Hydrol., 525: 55–71.

Bellot, J., Bonet, A., Sánchez, J.R., Chirini, E. 2001. Likely effects of land use changes on the runoff and aquifer recharge in semiarid landscape using a hydrological model. Lansdcape and Urban Planning, 55:41-43.

Belmonte-Serrato, F., Romero Díaz, A., Andrade Limas, E. 2013. Experiencias de interceptación de la lluvia por la vegetación en la Región de Murcia. In: Interceptación de la Lluvia por la Vegetación en España. Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua, Murcia: 123-146.

Benavente, J., Hidalgo Estévez, M.C., Izquierdo del Arco, A., El Mabrouki, K., Rubio Campos, J.C. 2004. Contenido en cloruros y en isótopos estables (^{18}O y D) de las precipitaciones en un área montañosa (Alto Guadalquivir, provincia de Jaén). Geogaceta, 36: 107–110.

Benítez de Lugo Enrich, L., Mejías, M. 2017. The hydrogeological and paleoclimatic factors in the Bronze Age Motillas Culture of La Mancha (Spain): the first hydraulic culture in Europe. Hydrogeol. J., 25: 1931–1950.

Berga, A. 1993. Relación clima-agua-suelo en Monegros II. Tesis doctoral. Universitat de Lleida.

Burdino, P., Heredia, J; García de Domingo, A..; Ruiz, J.M. 2006. Aproximación del balance hídrico e identificación de prácticas agrícolas históricas en la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga). II Semana de Jóvenes Investigadores del IGME. Madrid, España. Publicación: ISBN 978-84-7840-719-4.

Braojos Ruiz, J.J. 2010. Una metodología para la evaluación de la lluvia horizontal (aplicación en la isla de Tenerife). En: El conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias Cuatro Décadas Después del Proyecto SPA-15. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 43-51.

Braojos Ruíz, J.J. 2015. La nube, el pino y la "otra" lluvia: una metodología para evaluar el potencial de captación de agua de niebla y su aprovechamiento: natural o artificial. Consejo Insular de Aguas de Tenerife: 1-339. ISBN: 978-84-15012-11-5.

Cabrera Arrabal, J.A.., Martos Rosillo, S., Marín Lechado, C.M., Jódar, J. 2015. Incorporación de la dinámica nival al modelo hidrológico de Témez para la evaluación de recursos hídricos en cuencas de alta montaña. Aplicación a la cuenca del río Bérchules (Sierra Nevada, Granada). SIAGA 2015, El Agua, Clave Medioambiental Y Socioeconómica (pp. 1-12).

Cabrera, M.C. 1995. Caracterización y funcionamiento hidrogeológico del acuífero costero de Telde (Gran Canaria). Tesis doctoral. Univ. Salamanca. Publ. ULPGC.

Cabrera, M.C.; Custodio. E. 1998. La contaminación por retornos de riego en la zona de Telde (Gran Canaria). La Contaminación de las Aguas Subterráneas: Un Problema Pendiente. Asoc. Intern. Hidrogeólogos–Grupo Español / Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Madrid: 81–88.

Cabrera, M.C.; Custodio, E. 2004a. Groundwater flow in a volcanic–sedimentary coastal aquifer: Telde area, Gran Canaria, Canary Islands, Spain. Hydrogeology Journal, 12: 305–320.

Cabrera, M.C.; Custodio, E. 2004b. Hidrogeoquímica del acuífero costero de la Ciudad de Telde (Gran Canaria). Simp. El Agua y la Ciudad Sostenible: Hidrogeología Urbana. Barcelona. Asoc. Intern. Hidrogeólogos, Grupo Español / IGME, Madrid: 303–311.

Cabrera, M.C.; Custodio, E. 2005. Evolution of groundwater intensive development in the coastal aquifer of Telde (Gran Canaria, Canarian Archipelago, Spain). Groundwater Intensive Use (Ed. A. Sahuquillo, J. Capilla, L. Martínez–Cortina, X. Sánchez–Vila). International Association of Hydrogeologists Selected Papers 7, Balkema, Leiden: 295–306.

Cabrera, M.C.; Naranjo, G.; Hernández–Quesada, P.; Benavides, A.; Estévez, E.; Cruz–Fuentes, T.; Martín, L.F.; Custodio, E. 2013a. Estimación de la recarga natural a los acuíferos del Norte de Gran Canaria a partir del balance de cloruros. En González, N., Kruse, E.E., Trovatto, M.M., Laurencena, P. (eds), Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Editorial de la Universidad de La Plata (Edulp). La Plata: 181–188.

Cabrera, M.C.; Naranjo, G.; Cruz–Fuentes, T.; Hernández–Quesada, P.; Benavides, A.; Estévez, E.; Martín, L.F., Custodio, E. 2013b. Aplicación del balance de cloruros para la estimación de la recarga natural al acuífero del norte de Gran Canaria. X Simposio de Hidrogeología. Granada. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Asociación Española de Hidrogeólogos. Madrid, XXX: 499–508.

Cabrera, M.C.; de Paoli, F.; Naranjo, G.; Cruz–Fuentes, T.; Hernández–Quesada, M.P.; Estevez, E.; Martín, L.F.; Custodio, E. 2016. La estimación de la recarga natural al acuífero del Norte de Gran Canaria: comparación de diferentes metodologías. En: L. Martínez Cortina y P. Martínez Santos, Las Aguas Subterráneas y la Planificación Hidrológica. Congreso Hispano–Luso AIH–GE Madrid: 155–161.

Calera, A., Medrano, J., Vela, A., Castaño, S. 1999. GIS tools applied to the sustainable management of hydric resources. Application to the aquifer system 08-29. Agricultural Water Management., 40: 207-220.

Calvache, M.L., Duque, C., Pulido-Velazquez, D. (eds.). 2017. Impacts of global change on western Mediterranean aquifers. International Congress on Groundwater and Global Change in the Western Mediterranean, Granada, International Association of Hydrogeologists-Spanish Chapter. Universidad de Granada: 1- 412.

Candela L., von Igel, W., Elorza, F.J., Aronica, G. 2009. Impact assessment of combined climate and management scenarios on groundwater resources. The Inca-Sa Pobla hydrogeological unit (Majorca, Spain). Journal of Hydrology, 376: 510–527.

Candela, L., Karim Tamoh, K., Olivares, G., Gomez, M. 2012a. Modelling impacts of climate change on water resources in ungauged and data-scarce watersheds. Application to the Siurana catchment (NE Spain). Sci. Total Environ., 440: 253-260.

Candela, L., Elorza, F.J., Jiménez-Martínez, J., von Igel, W. 2012b. Global change and agricultural management options for groundwater sustainability. Computers and Electronics in Agriculture 86:120–130.

Candela, L., Tamoh, K., Olivares, G., Gómez, M., Valdés-Abellán, J. 2015. Efectos del cambio climático y usos del suelo sobre los recursos hídricos de la cuenca del río Tordera (Barcelona, España). Aqua-LAC, 7(1): 1 – 10.

Candela, L., Tamoh, K., Olivares, G., Gómez, M. 2016. Climate and land use changes on streamflow and subsurface recharge in the Fluvià Basin, Spain Water 8: 228. doi:10.3390/w8060228

Cantón, Y., Solé-Benet, A., Domingo, F. 2004. Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands on SE Spain. J. Hydrol., 285: 199-214.

Cantón, Y., Villagarcía, L., Moro, M.J., Serrano-Ortiz, P., Were, A., Alcalá, F.J., Kowalski, A.S., Solé-Benet, A., Lázaro, R., Domingo, F. 2010. Temporal dynamics of soil water balance components in a Mediterranean carbonate range in SE Spain: estimation of potential recharge. Hydrological Sciences Journal, 55(5): 737-753.

Carabias–Martínez, R., Rodríguez–Gonzalo, E. 2003. Evolution over time of the agricultural pollution of waters in an area of Salamanca and Zamora (Spain). Water Research 37(4): 928–938.

Cardoso da Silva, G. Jr. 1997. Comportamiento de los manantiales del karst nororiental de la Serra de Tramuntana, Mallorca. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. (UPC), Barcelona.

Cardoso da Silva, G.; Custodio, E. 2010. Hidrogeoquímica e isotopía ambiental del sector noreste de la Serra de Tramuntana, isla de Mallorca (España). Ingeniería del Agua, 17(1): 5–28.

Carratalá, A., Gómez, A., Bellot, J. 1998. Mapping rain composition in the east of Spain by applying kriging. Water, Air and Soil Pollution, 104: 9–27.

Carrera, J., Bernet, O., Bolzicco, J., Castro, A., Jaén, M., Padilla, F., Salvany, J.M., Vázquez. M., Vázquez-Suñe, E. 2001. Modelación numérica de los acuíferos potencialmente afectados por la rotura de la balsa de Aznalcóllar. Boletín Geológico y Minero. Número Especial.

Carrillo, J., Guerra, J. C., Cuevas, E., Barrancos, J. 2016. Characterization of the marine boundary layer and the trade-wind inversion over the sub-tropical North Atlantic. Boundary-layer Meteorology, 158(2): 311-330.

Casado Sáenz, M., Cruces de Abia, J., Llamas Madurga, R. 1997. Cuantificación de la recarga mediante medidas experimentales en el sistema acuífero de La Mancha Oriental (Barrax, Albacete). En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 381–398.

Cassiraga, E. F. 1999. Incorporación de información blanda para la cuantificación de la incertidumbre: Aplicación a la hidrogeología. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, España.

Castañeda del Álamo, C. 2004. Las saladas del Sur de Monegros: facies, régimen hídrico y estado actual. Tesis doctoral. Fac. Ciencias de la Tierra. U. Zaragoza.

Castañeda, C., García-Vera, M.A. 2008. Water balance in the playa-lakes of an arid environment, Monegros, NE Spain. Hydrogeol. J.; 16: 87–102.

Castaño, S., Sanz, D., Gómez-Alday, J.J. 2013. Sensitivity of a groundwater flow model to both climatic variations and management scenarios in a semi-arid region of SE Spain. Water Resources Management. 27(7): 2009-2011.

Castillo, V.M., Gómez-Plaza, A., Martínez-Mena, M. 2003. The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. Journal oh Hydrology, 284; 114.130.

Castro. A. 1999. Modelo regional de flujo subterráneo del sistema acuífero Almonte Marismas y su entorno. Máster en Hidrología Subterránea (FCIHS-UPC). Universitat Politècnica de Catalunya (UPC).

Collados-Lara, A.J., Pulido-Velázquez, D., Pardo-Igúzquiza, E. 2017. Escenarios futuros del cambio climático en el acuífero kárstico de la Sierra de las Nieves (Málaga) a partir de proyecciones de temperatura y precipitación generadas por modelos climáticos regionales. In: M.L. Calvache, C. Duque y D. Pulido-Velazquez, (eds.), Impacts of Global Change on Western Mediterranean Aquifers. International Congress on Groundwater and Global Change in the Western Mediterranean, Granada, International Association of Hydrogeologists-Spanish Chapter. Univ. de Granada.

Coma, J. 1974. El Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas. Hidrología, 5, 85-104.

Comas Colom, M. 2015. Gestión y valoración de datos hidrogeológicos de la Isla de Menorca. Máster Profesional en Hidrología Subterránea (FCIHS-UPC). Universitat Politècnica de Catalunya (UPC).

Contreras, S., Boer, M., Alcalá, F.J., Domingo, F., García, M., Pulido–Bosch, A., Puigdefábregas, J. 2008. An ecohydrological modelling approach for assessing long–term recharge rates in semiarid karstic landscapes. Journal of Hydrology 351: 42–57.

Contreras, S., Hunink, J.E., Baille, A., 2014. Building a watershed information system for the Campo de Cartagena basin (Spain) Integrating hydrological modeling and remote sensing. FutureWater Report. 125, 59 pp. Cartagena. Disponible en www. futurewater.es.

Contreras, S., Alcolea, A., Jiménez-Martínez, J., Hunink, J., 2017. Cuantificación de la descarga subterránea al Mar Menor mediante modelización hidrogeológica del acuífero superficial cuaternario. FutureWater Report. 176: 1-89. Cartagena. www.futurewater.es.

Collados-Lara, A.J., Pulido-Velázquez, D., Pardo-Igúzquiza, E. 2017. Escenarios futuros del cambio climático en el acuífero kárstico de la Sierra de las Nieves (Málaga) a partir de proyecciones de temperatura y precipitación generadas por modelos climáticos regionales. In: M.L. Calvache, C. Duque y D. Pulido-Velazquez, (eds.), Impacts of Global Change on Western Mediterranean Aquifers. International Congress on Groundwater and Global Change in the Western Mediterranean, Granada, International Association of Hydrogeologists-Spanish Chapter. Univ. de Granada.

Cropper, T. E., Hanna, E. 2014. An analysis of the climate of Macaronesia, 1865–2012. Intern. J. Climatol., 34: 604–622.

Cruces de Abia, J., Casado Sáenz, M., Llamas Madurga, M.R. 1997. Estimación de la recarga natural mediante simulación del flujo en la zona no saturada. Aplicación al acuífero de La Mancha. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 437–446.

Cruces, J., Martínez Cortina, L. 2000. La Mancha Húmeda. Explotación intensiva de las aguas subterráneas en la cuenca alta del río Guadiana. Papeles del Proyecto Aguas Subterráneas, Fundación Marcelino Botín, Serie A, 3: 1-66.

Cruz, J.A., Martín–Chivelet, J. Marín–Roldán, A., Turrero, M.J., Edwards, R.L., Ortega, A.I., Cáceres, J.O. 2015. Trace elements in speleothems as indicators of past climate and karst hydrochemistry: A case study from Kaite Cave (N Spain). In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 569–577.

Cruz Fuentes, T. 2008. Contribución de la modelación numérica e hidroquímica al conocimiento del acuífero de la aldea (Gran Canaria, Islas Canarias). Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

Cruz, T.; Benavides, A.; Naranjo, G.; Cabrera, M.C.; Hernández, P.; Estévez, E.; Martín, L.F.; Custodio, E. 2011. Estimación de la recarga natural media en la zona noreste de Gran Canaria (Islas Canarias, España) mediante el balance de cloruros atmosféricos. Las Aguas Subterráneas: Desafíos de la Gestión para el Siglo XXI. En: L.J. Lambán, T. Carceller, M. Valverde y C. Fernández–Jáuregui (eds.). Congreso Ibérico de Aguas Subterráneas. Zaragoza. AIG-GE, Tema 3, 7 pp.

Cruz–Fuentes, T.; Heredia, J.; Cabrera, M.C.; Custodio, E. 2014a. Behaviour of a small sedimentary volcanic aquifer receiving irrigation return flows: La Aldea, Gran Canaria, Canary Islands (Spain). Hydrogeology Journal, 22: 865–882.

Cruz–Fuentes, T.; Cabrera, M.C.; Heredia, J.; Custodio, E. 2014b. Groundwater salinity and hydrochemical processes in the volcano–sedimentary aquifer of La Aldea, Gran Canaria, Canary Islands, Spain. Science of the Total Environment, 484: 154–166.

Cruz–Fuentes, T.; Naranjo Ayala, G.; Cabrera Santana, M.C.; Custodio, E. 2014c. Estimación de la escorrentía superficial mediante la generación automática del número de curva con un SIG. Aplicación al norte de Gran Canaria (Islas Canarias, España). En J. Gómez–Hernández y J. Rodrigo–Ilarri (eds.), CIAS 2014. II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas. Valencia. 2014. Ed. Univ. Politècnica de València: 217–232.

Cruz–Fuentes, T.; Cabrera Santana, M.C.; Heredia Díaz, J.; Custodio, E. 2014d. Contribución de la modelación del flujo y el transporte de cloruros al conocimiento del funcionamiento del acuífero volcánico de La Aldea (Gran Canaria, Islas Canarias). En: J. Gómez–Hernández y J. Rodrigo–Ilarri (eds.), II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas, Valencia. Ed. Universitat Politècnica de València: 233–249 (electr.).

Cruz Sanjulián, J., Morales, T. 1987. Caracterización del sistema kárstico de Olalde a partir del análisis del hidrograma del manantial. Estudios Geológicos, 43: 71-77.

Cruz Sanjulián, J., Araguás, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M.C., García-López, S., Martínez-Garrido, J.C., Moral, F., Olías, M. 1992. Sources of precipitation over southeastern Spain and groundwater recharge: an isotopic study. Tellus; 44B: 226–236.

Custodio, E., 1986. Recarga artificial de acuíferos: avances y realizaciones. Boletín del Servicio Geológico–M.O.P.U. 45, España: 1-176.

Custodio, E., 1988. Hydrochemistry of Tenerife Island. Revista Española de Hidrogeología (Asoc. Esp. de Hidrología Subterránea), 3: 1–19.

Custodio, E., 1990. Saline groundwater in the Canary Islands (Spain) resulting from aridity. In: Greenhouse Effect, Sea Level and Drought. NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences. Vol. 325. Kluver Publ Co. Dordrecht: 593–618.

Custodio, E., 1992a. Efecto de la aridificación de la recarga en las características hidrogeoquímicas de un acuífero en forma de sector circular. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XVI: 355–369.

Custodio, E., 1992b. Coastal aquifer salinization as a consequence of aridity: the case of Amurga phonolitic massif, Gran Canaria Island. Study and Modelling of Saltwater Intrusion into Aquifers. CIMNE–UPC. Barcelona: 81–98.

Custodio, E., 1994. Endurecimiento del agua del Valle Bajo del Llobregat por cambios en los procesos de recarga. Análisis y Evolución de la Contaminación de las Aguas Subterráneas. Alcalá de Henares. Asociación Internacional de Hidrogeólogos: Grupo Español. II: 123–140.

Custodio, E., 1997a. Salinidad de la recarga: problemática, evaluación y efectos diferidos. La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. Asociación Internacional de Hidrogeólogos. Grupo Español – Instituto Tecnológico Geominero de España: 181–208.

Custodio, E., 1997b. Groundwater quantity and quality changes related to land and water management around urban areas: blessings and misfortunes. In: J. Chilton et al. (eds.), Groundwater in the Urban Environment: Problems, Processes and Management Balkema, Rotterdam: 11–22.

Custodio E., 1997c. Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 19–40.

Custodio, E., 2009. Recarga a los acuíferos extensos a partir de la deposición atmosférica de cloruros y de la temperatura del terreno. Boletín Geológico y Minero, Madrid, 120(4): 631–640. ISSN: 0366–0176.

Custodio, E., 2010. Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance in the soil. Contributions to Science, 6(1): 81–97.

Custodio, E., 2010. Groundwater flow and recharge in the Doñana aquifer system (Huelva, SW Spain) from temperature profiles in boreholes. XXXVIII IAH Congress, Krakow. Groundwater Quality Sustainability (ed. A. Zuber, J. Kania and E. Kmiecik). Extended Abstracts 266: 669–675.

Custodio, E., 2018a. Salinity problems in Mediterranean and island coastal aquifers in Spain. 25th Salt Water Intrusion Meeting, Gdansk, Poland: 40-45.

Custodio, E., 2018b. Las aguas subterráneas en la regulación y atenuación de las sequías a corto y largo plazo. En: A Embid (ed.), Sequía e Inundaciones como Fenómenos Hidrológicos Extremos, XXII Jornadas de Derecho de Aguas. Universidad de Zaragoza: 19 pp.

Custodio, E., Llamas, M.R. 1976/1983. Hidrología subterránea. Ediciones Omega. Barcelona. 2 vol.:1-2350.

Custodio, E., Martín Arnaiz, M. 1976. Métodos de balance de agua subterránea en el área de Vandellós. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Madrid. II: 1262–1290.

Custodio, E., Bayó, A. 1983. Nuevas contribuciones al conocimiento geohidrológico del acuífero de Carme–Capellades–San Quintín (Barcelona). Actas de la V Asam. Nac. Geodesia y Geofísica. Instituto Geográfico y Catastral. Madrid. 4(III): 1795–1816

Custodio, E., Peláez, M.D.; Balagué, S. 1984. Datos preliminares sobre la aportación mineral de la precipitación atmosférica. Tecnología del Agua, Barcelona: 51–56.

Custodio, E., Bayó, A. 1986. Interactions between land–use and aquifer behaviour in the surroundings of Barcelona (Spain). Integrated Land Use Planning and Groundwater Protection Management in Rural Areas. Karlovy Vary Mém. Intern. Assoc. Hydrogeologists: 90–100.

Custodio, E., Galofré, A. 1987a. Fast release of salinity after a flood in the Llobregat Valley (Catalonia, Spain). Vulnerability of Soil and Groundwater to Pollutants. Eds. W. van Dujnverbooden y H.G. Waegeningh. Elsevier: 563–573. ISBN: 90–6741–109–5.

Custodio, E., Hoppe, J.; Hoyos–Limón, A.; Jiménez, J.; Plata, A.; Udluft, P. 1987b. Aportaciones al conocimiento geohidrológico de Tenerife utilizando isotopos ambientales. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. AEHS: XI, 263–280.

Custodio, E.; López–García, L.; Amigó, E. 1988. Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canaries, Espagne). Hydrogéologie. Paris–Orléans. 2: 153–167.

Custodio, E., Manzano, M. 1990. Estudio hidrogeoquímico e isotópico preliminar de la isla de La Gomera. Plan Hidrológico de las Islas Menores. Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Dpto. Ing. Terreno.UPC

Custodio, E., Iribar, V., Manzano, M., Skupien, E. 1992a. Utilización de isótopos ambientales en el valle bajo y delta del rio Llobregat (Barcelona, España) para resolver problemas de flujo y de transporte de masa en los acuíferos. Use of Isotope Techniques in Water Resources Development. Intern. Atomic Energy Agency, Vienna, SM 319/26: 385–414.

Custodio, E., Manzano, M. 1992b. Estudio preliminar hidrogeoquímico e isotópico ambiental de la isla de la Gomera. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XVI: 61–76.

Custodio, E., Poncela, R.; Badiella, P.; Bayó, A. 1992d. Técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales aplicadas al estudio hidrogeológico de la Serra Nord de Mallorca. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XVII: 405–420.

Custodio, E., Manzano, M.; Iglesias, M. 1996. Análisis térmico preliminar de los acuíferos de Doñana. IV Simposio sobre El Agua en Andalucía. SIAGA–96. Almería. II: 57–87.

Custodio, E., Llamas, M.R.; Samper, J. (eds.) 1997. La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 1–455.

Custodio, E., Manzano, M, Montes, C. 1999. Las aguas subterráneas en Doñana: Aspectos ecológicos y sociales. Agencia Andaluza del Agua. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Sevilla: 1–243. ISBN: 978–84–92807–19–2.

Custodio, E., Herrera, C. 2000. Utilización de la relación Cl/Br como trazador hidrogeoquímico en hidrología subterránea. Boletín Geológico y Minero. Madrid, 111(4): 49–68.

Custodio, E., Alcalá–García, F.J. 2003. El potencial de la relación Cl/Br como indicador del origen de la salinidad de los acuíferos costeros españoles. Tecnol. Intrusión Marina en Acuíferos Costeros: Países Mediterráneos. IGME. Madrid: 401–412.

Custodio, E., Alcalá–García, F.J. 2004. Datos preliminares del aporte de cloruro al terreno por deposición total en España. Jornadas Luso–Espanholas sobre Aguas Subterrâneas no Sul da Península Ibérica. Faro 2003. Assoc. Portuguesa dos Recursos Hídricos / Assoc. Intern. Hidrogeólogos–GP–GE, Lisboa: 127–133.

Custodio, E., Manzano, M.; Escaler, I. 2007. Recarga a los acuíferos y cambio global: aplicación a Doñana. El Cambio Climático en Andalucía: Evolución y Consecuencias Mediambientales. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, Sevilla: 121–140. Accesible en la web de la CMA–JA

Custodio, E., Alcalá, J.; Espinosa Martínez, S. 2011. La recarga como dato básico para la gestión de las aguas subterráneas: actuaciones del proyecto REDESAC. Las Aguas Subterráneas: Desafíos de la Gestión para el Siglo XXI. Eds. L.J. Lambán, T. Carceller, M. Valverde y C. Fernández–Jáuregui. Congreso Ibérico de Aguas Subterráneas. Zaragoza. AIH-GE. Tema 3, Póster–comunicación. 8 pp (CD).

Custodio, E., Naranjo, G. 2013. Deuterium excess in the Canary Islands rainfall and groundwater. En: 7 Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Donostia–San Sebastián Aranzadi Zientzia Elkartea, 2013: 435–438.

Custodio, E., Custodio–Ayala, J. 2013. Interpretación simplificada de la evolución del tritio en acuíferos con mezcla exponencial. X Simposio de Hidrogeología. Granada. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Asociación Española de Hidrogeólogos. Madrid, XXX: 427–436. ISBN: 978–84–7840–914–3.

Custodio, E., Cabrera, M.C.; Poncela, R., Puga de Miguel, L.O. 2015a. Comentarios sobre la incertidumbre en el conocimiento y gobernanza de las aguas subterráneas en Canarias. En: M.C. Cabrera, T. Cruz–Fuentes, V. Mendoza y M.P. Palacios (eds.), Actas II Workshop "Estudio, Aprovechamiento y Gestión del Agua en Terrenos e Islas Volcánicas". Las Palmas de Gran Canaria, Instituto Geológico y Minero de España y Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español: 45–52.

Custodio, E., Cabrera, M.C.; Poncela, R.; Cruz–Fuentes, T.; Naranjo, G.; Puga de Miguel, L.O. 2015b. Comments on uncertainty in groundwater governance in the volcanic Canary Islands, Spain. Water 7(6): 2952–2970.

Custodio, E., Jódar, J. 2016. Simple solutions for steady–state diffuse recharge evaluation in sloping homogeneous unconfined aquifers by means of atmospheric tracers. Journal of Hydrology, 540: 287-305.

Custodio–Ayala, J., Custodio, E. 2001. Hidrogeoquímica isotópica del macizo fonolítico de Amurga (SE de la Isla de Gran Canaria). Las Caras del Agua Subterránea (Medina y Carrera, eds.). Congreso en Memoria de Germán Galarza. Barcelona. Septiembre de 2001. IGME. Temas Aguas Subterráneas. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas. Número 1/2001. Tomo I: 461–468.

de Haro, J.M.; Giráldez, J.V.; Ordóñez, R.; Custodio, E.; Iglesias, M.; Manzano, M.; López Rodríguez, J.J. 2000. Variación temporal de la recarga al acuífero freático del Parque Natural de Doñana, Huelva. Bol. Geológico y Minero. Madrid, 111(1): 77–88.

De Mingo, B. 2013. Evaluación de la recarga del acuífero carbonático de Ahíllo (Jaén). Tesis de Licenciatura. Universidad Pablo de Olavide, Sevilla: 1–63.

De Paoli, F. 2016. La evaluación de la recarga al acuífero del norte de Gran Canaria mediante le balance de agua en el suelo. Máster Universitario de Gestión Costera. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

Díaz–Teijeiro, M.F., Rodríguez–Arévalo, J., Castaño, S. 2009. The Spanish network for surveillance of isotopes in precipitation: spatial isotopic distribution and contribution to the knowledge of the hydrological cycle. Ingeniería Civil, 155: 87–97.

Doherty, J., 2016. PEST-model-independent Parameter Estimation. User Manual Part I. 6th edn. Watermark Numerical Computing, Brisbane: 1- 318.

Domingo, F., Villagarcía, L., Boer, M.M., Alados-Arboledas, L., Puigdefábregas, J. 2001. Evaluating the long-term water balance of arid zone streambed using evapotranspiration modelling and hillslope runoff measurements. J. Hydrol, 243: 17-30.

Domínguez et al. 2014. El balance hídrico como elemento esencial en la gestión de los recursos hídricos subetrráneaos. El caso de la MASb Sierra de Altomira. CIAS 2014, IAH-GE y Universitat Politècnica de Valencia. Valencia, 8-10 de septiembre de 2014.

Domínguez Prats, P. 2000. Funcionamiento hidrogeológico y mecanismos de intrusión marina en sistemas carbonatados de estructura compleja: aplicación al Acuífero inferior Noreste (AIN) del Campo de Dalías (Almería). Tesis doctoral. ETSICCP–UPC. Barcelona.

Domínguez, P.; Custodio, E. 1994. Aplicación de técnicas de isótopos ambientales estables del agua como apoyo al estudio de los acuíferos del Sector Noreste del Campo de Dalías (Almería), afectados por intrusión marina. En: Análisis y Evolución de la Contaminación de las Aguas Subterráneas en España. Alcalá de Henares. AIH–GE. I: 73–89.

Duque, C., Calvache, M.L., Engesgaard, P. 2010. Investigating river–aquifer relations using water temperature in an anthropized environment (Motril-Salobreña aquifer). Journal of Hydrology, 381: 121-133.

Durán, J.J. 1996. Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo occidental. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.

Durán, J.J., Barea, J., López–Martínez, J., Rivas, A., Robledo, P. 2004. Panorámica del karst en España, In: B. Andreo, B. & J.J.Durán (eds.), Investigaciones en Sistemas Kársticos Españoles. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España: 15–25.

Durán, J.J., Pardo–Iguzquiza, E., Robledo, P.A., López–Martínez, J. 2013. Ciclicidad en espeleotemas: ¿qué señales climáticas registran? Boletín Geológico y Minero, 124(2): 307–321.

España, S., Alcalá, F.J., Vallejos, A., Pulido-Bosch, A. 2011. ArcE: A GIS tool for modelling actual evapotranspiration. Computers & Geosciences, 37(9): 1468-1475. 2012. Erratum to "ArcE: A GIS tool for modelling actual evapotranspiration" [Comput. Geosci., 37(9), 1468-1465]. Computers & Geosciences. 44: 214-216.

Espinha Marques J., Samper, J., Pisani, B., Alvares, D., Carvalho, J. M., Chamine, H. I., Marques, J. M., Vieira, G. T., Mora, C., Sodré Borges, F., F. 2006. Avaliação de recursos hídricos através de modelação hidrológica: aplicação do programa VISUAL BALAN v2.0 a uma bacia hidrográfica na Serra da Estrela (Centro de Portugal), Cadernos Lab. Xeoloxico de Laxe, 31: 43-65.

Espinha Marques J., Samper, J., Pisani, B., Alvares, D., Carvalho, J.M., Chaminé, H.I., Marques, J.M., Sodré Borges, F. 2009. Assessment of water resources in a mountain environment with a semi-distributed hydrological model: Serra da Estrela case, central Portugal, En: IX Jornadas de la Zona no Saturada, ZNS'09, Barcelona. IX: 514-521.

Espinha Marques, J.,J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J M. Carvalho, H.I. Chamine, J. M. Marques, G.T. Vieira, C. Mora, F. Sodre Borges, 2011. Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hydrological model, Environmental Earth Sciences, 62(6): 1219-1234.

Espinha Marques, J, Marques, J.M., Chaminé, H.I., Carreira, P.M., Fonseca, P.E., Monteiro Santos, F.A., Moura, R., Samper, J., Pisani, B., Teixeira, J., Carvalho, J.M., Rocha, F., Borges, F.S. 2013. New insights on mountain hydrogeologic systems from an integrated groundwater assessment of Serra da Estrela (Central Portugal), Geosciences Journal. DOI 10.1007/s12303-013-0019-x.

Espinosa Martínez, S. 2014. Estimación de la recarga media anual de acuíferos: Aplicación al Baix Ebre. Tesis doctoral. Universitat Politécnica de Catalunya. Barcelona.

Espinosa, S.; Custodio, E.; Alcalá, F.J.; Lambán, L.J. 2012. Estimación de la recarga en el Baix Ebre (Cataluña, España) mediante el método de balance de la deposición total de cloruro atmosférico. En: 7 Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Donostia–San Sebastián. Aranzadi Zientzia Elkartea, 2013: 535–539.

Espinosa, S.; Custodio, E.; Loaso, C. 2014a. Estimación de la recarga media anual de acuíferos: aplicación a la Vall Baixa de l'Ebre. En: J. Gómez–Hernández y J. Rodrigo–Ilarri (eds.), II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas, Valencia. Ed. Universitat Politècnica de València: 285–301.

Espinosa Martínez, S., Custodio, E. 2014b. Comparación de la recarga natural estimada con el balance de agua en el suelo y con el balance de la deposición atmosférica de cloruro en un sistema carbonatado en el área del Baix Ebre, Cataluña, España. Ingeniería del Agua; 20: 135-155.

Espinosa, S.; Custodio, E.; Loaso, C. 2014c. Recarga en el sistema acuífero de Ports de Beseit–Plana de La Galera (Baix Ebre, Tarragona, España). V Congreso Colombiano de Hidrogeología, Medellin: Ponencia 86(1): 8 pp.

Espinosa Martínez, S.; Custodio, E. 2016. Estimación de la escorrentía superficial para el cálculo de la recarga a los acuíferos del macizo kárstico de los Ports de Beseit (Tarragona, España) combinando balance de agua en el suelo y análisis de hidrogramas de caudales. Estudios Geológicos, 72(1): e045.

Estrela, M.J., Valiente, J.A., Corell, D., Millán, M. 2008. Fog collection in the western Mediterranean basin (Valencia region, Spain). Atmospheric Research 87: 324–337.

Estrela, M.J., Valiente, J.A., Corell, D., Fuentes, D., Valdecantos, A. 2009. Prospective use of collected fog water in the restoration of degraded burned areas under dry Mediterranean conditions. Agricultural and Forest Meteorology 149: 1896–1906.

Estrela, T., Sahuquillo, A. 1997. Modeling the response of a karstic spring at Arteta aquifer in Spain. Ground Water, 35 (1), 18-24.

Estrela, T., Cabezas, F., Estrada, F.1999. La evaluación de los recursos hídricos en el libro blanco del agua en España. Ingeniería del Agua, 6: 125-138.

Estrela, T., Pérez-Martin, M.A., Vargas, E. 2012. Impacts of climate change on water resources in Spain Hydrological Sciences Journal 57 (6), 1154-1167.

Fernández Chacón, F., Benavente, J., Rubio Campos, J.C., Kohfahl, C., Jiménez, J., Meyer, H., Hubberten, H., Pekdeger, A. 2010. Isotopic composition ($\delta^{18}O$ and δD) of precipitation and groundwater in a semi-arid, mountainous area (Guadiana Menor basin, Southeast Spain). Hydrological Processes, 10.1002/hyp.7597.

Ferrer, J., Pérez-Martín, M.A., Jiménez, S., Estrela, T., Andreu, J. 2012. GIS-based models for water quantity and quality assessment in the Júcar River Bas in, Spain, including climate change effects. Science of the Total Environment, 440: 42-59.

Ferrer, M., Rodríguez, J., Estrela, T. 1995. Generación automática del número de curva con sistemas de información geográfica. Ingeniería del agua, 2(4).

Ferrer i Juliá, M, 2002. Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro número de curva del modelo hidrológico del SCS: datos de perfiles de suelos y teledetección. Tesis doctoral. Fac. Geografía e Historia. Univ. de Salamanca.

FIEA. 2013. Interceptación de la lluvia por la vegetación en España. En: Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua (FIEA), Murcia:1- 382.

Francés F., Vélez J.I., Vélez J.J. 2007. Split parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. Journal of Hydrology, 332: 226-240.

Gallart, F., Llorens, P. 2003. Catchment management under environmental change: impact of land cover change on water resources. Water International, 28(3): 334-340.

Gallart, F., Llorens, P. 2013. Water resources and environmental change in Spain. A key issue for sustainable integrated catchment management. Cuadernos de Investigación Geografica, 27:7-16.

Gallego-Anabitarte, A., Menéndez-Rexach, A., Díaz-Lema, J.M. 1986. El derecho de aguas en España. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, Madrid: 1- 752.

García–Arostegui, J.L.; Hidalgo–Estévez, M.C.; Cruz–Sanjulián, J.J. 1999. Balance hídrico del acuífero del río Vélez (Málaga) en los años hidrológicos 1993/94 y 1994/95. Geogaceta, 25: 79–81.

García-Aróstegui, J.L., Joaquín Jiménez-Martínez, J., Paul Baudron, P., Hunink, J., Contreras, S., Candela, L. 2016. Las aguas subterráneas en el Campo de Cartagena-Mar Menor. En: Víctor M. León y José Mª Bellido (eds.), Mar Menor: Una Laguna Singular y Sensible. Evaluación Científica de su estado. Instituto Español de Oceanografía. Temas de Oceanografía, 9: 231-250.

García-Aróstegui, J.L., Baudron, P., Taddei, D., Fernández-Molina, P., Leduc, C., Gomariz-Castillo, F., Blondet, I. 2017. Caracterización de la recarga en un episodio de precipitación excepcional e implicaciones sobre un lagoon costero asociado (Campo de Cartagena-Mar Menor, SE España). In: M.L. Calvache, C. Duque y D. Pulido-Velazquez, (eds.), Impacts of Global Change on Western Mediterranean Aquifers. International Congress on Groundwater and Global Change in the Western Mediterranean, Granada, International Association of Hydrogeologists-Spanish Chapter. Universidad de Granada.

García–Vera, M.A. 1994. Hidrogeología de zonas endorreicas en climas semiáridos: aplicación a los Monegros, Zaragoza. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona: 1–297.

Gasparini, A. 1989. Hydrochimie et géochimie isotopique de circulations souterraines en milieu volcanique sous climat semi–àride (Grande Canarie, Iles Canaries). Tesis doctoral, Université de Paris XI Orsay (Paris).

Gasparini, A.; Fontes, J.Ch.; Custodio, E.; Jiménez, J.; Núñez, J.A. 1987. Primeros datos sobre las características químicas e isotópicas del agua subterránea del macizo fonolítico de Amurga, Gran Canaria. Hidrogeol. y Recur. Hidrául.. Madrid. XI: 281–298.

Gasparini, A.; Custodio, E.; Fontes, J.C.; Jiménez, J.; Nuñez, J.A. 1990. Example d'étude isotopique de circulations aquifères en terrein volcanique sous climat semi–aride (Amurga, Gran Canaria, Îles Canaries). J. Hydrol., 114: 61–91.

Gavilán, P., Berengena, J. 2004. Influencia de la advección de calor sensible en la precisión de los métodos de cálculo de la evapotranspiración de referencia en el Valle del Guadalquivir. Ingeniería del Agua, 11(1): 13-27.

Gómez–Hernández, J., Rodrigo–Ilarri, J. (eds.). 2014. II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas, Valencia. Ed. Universitat Politècnica de València: 233–249 (electr.).

Gonfiantini, R. 1974. Environmental isotope investigation in Canary Islands groundwater. Int. Symp. on Volcanic Terrain Hydrology. Arrecife de Lanzarote. UNESCO–Spain.

Gonfiantini, R.; Gallo, G.; Payne, B.R.; Taylor, C. 1978. Environmental isotopes and hydrochemistry in groundwater of Gran Canaria. Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology. IAEA. Vienna: 159–170.

González Ramón, A., Peinado Parra, T., Delgado Huertas, A., Cifuentes Sánchez, V.J. 2013. Características hidrológicas, hidroquímicas e isotópicas del acuífero Orce–María (Almería). Aportaciones al modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico. X Simposio de Hidrogeología. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XXX: 91–102.

González–Ramón, A., Delgado, A., Mudarra, M. 2011. Análisis de la respuesta a la recarga en carbonatos alpujárrides mediante el estudio hidrodinámico, hidroquímico e isotópico del manantial del Carcabal (La Peza, Granada). Boletín Geológico y Minero, 122(1): 93–108.

Guardiola–Albert, C., Martos–Rosillo, S., Jiménez, P., Liñán, C., Pardo–Igúzquiza, E., Cerezuela, R., Pulido, D., Luque–Espinar, J.A., Durán, J.J., Robledo–Ardila, P.A. 2012. Comparación de distintos métodos de evaluación de la recarga en el Sector Occidental del acuífero kárstico de la Sierra de las Nieves (Málaga). En: El Agua en Andalucía, Retos y Avances en el Inicio del Milenio. Cádiz. IGME. Madrid.

Guardiola-Albert, C., Martos-Rosillo, S., Pardo-Igúzquiza, E., Durán Valsero, J.J., Antonio Pedrera, A., Jiménez-Gavilán, P., Liñán Baena, C. 2014. Comparison of recharge estimation methods during a wet period in a karst aquifer. Groundwater, doi:10.11117gwat.12310.

Guardiola–Albert, C., Martos–Rosillo, S., Durán, J.J., Pardo–Igúzquiza, E., Robledo–Ardila, P.A., Luque Espinar, J.A. 2015. Significance of preferential infiltration areas for groundwater recharge rate estimated with APLIS in the mountain karst aquifer system of Sierra de las Nieves (Southern Spain). In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 45–55.

Guasch, F.S.H., Armengol, E.M.J., Sabater, S. 2006. The Ter: a Mediterranean river case-study in Spain. River and Stream Ecosystems of the World: With a New Introduction: 419.

Guerra J.C., Carrillo, J., Rodríguez, J., Arencibia, M.T., Cuevas, E. 2007. Thermodynamic structure of the lower subtropical troposphere over the Canary Islands. 7th Annual Meeting, European Meteorological Society, 4, EMS2007-A-00554,.

Guerra, J.C., Sosa, E., Arencibia, M.T., Hernández, A. 2010. Estudio del contenido isotópico de eventos de precipitación en Canarias. XXXI Jornadas de la Asociación Española de Meteorología. XI Encuentro Hispano-Luso de Meteorología.

Guerra García, J.C., Ritter, A., Regalado, C., Arencibia Pérez, M.T. 2013. Uso de isótopos estables para el estudio de la contribución del agua de niebla a la hidrología de los bosques nublados en Canarias. XI Congreso Nacional de la Asociación Española de Ecología Terrestre. pp:108. Doi.: 10.7818/AEET.XICongress.2013.

Guerra, J.C., Regalado, C.M., Ritter, A., Iribarren, I., Marrero, R., Poncela, R., Arencibia, M.T., Skupien, E., Socorro, A., León, M. 2017. Estudio isotópico del agua en los flujos hídricos de un bosque de laurisilva. Estudios en la Zona No Saturada del Suelo Vol. XIII- ZNS'17 (en prensa).

Guimerà, J.; Custodio, E.; Candela, L. 1991a. Caracterización de la recarga a los acuíferos mediante trazador químico artificial en el Pªrque Nacional de Doñana (Huelva, España). Revista de Geofísica. Madrid. 47: 135–147.

Guimerà, J.; Custodio, E.; Candela, L. 1991b. Evaluación de la recarga natural mediante trazador químico artificial en el Parque Nacional de Doñana. Actas del III Simposio sobre el Agua en Andalucía. Córdoba. ITGE (Madrid) (I): 413–425.

Guimerà, J., Candela, L.1999. Comparison of different tracer methods to assess natural recharge. Physics and Chemistry of the Earth, Part B, 24: 343–347.

Haase, P., Pugnaire, F.I., Fernández, E.M., Puigdefábregas, J., Clark, S.C., Insoll, L.D. 1996. An investigation of rooting depth of the semiarid shrub Retama sphaerocarpa (L.) Bois. by labelling of groundwater by a chemical tracer. J. Hydrol., 177: 23-31.

Harding, R., Warnaars, T., Weedon, G. P., Wiberg, D., Hagemann, S., Tallaksen, L., van Lanen, H., Blyth, E., Ludwig, F., Kabat, P. 2011. Executive summary of the completed WATCH Project (No. 56). European Commission.

Hartmann, A., Mudarra, M., Andreo, B., Marín, A., Wagener, T., J. Lange, J. 2014. Modeling spatiotemporal impacts of hydroclimatic extremes on groundwater recharge at a Mediterranean karst aquifer. Water Resour. Res., 50: 6507–6521.

Heras, R. 1977. Experiencias en problemas de regulación de caudales y máximas crecidas. Revista de Obras Públicas, 124, 277-290.

Heredia, J., Murillo, J.M. 2002. Balance hídrico y estimación de la recarga mediante modelación numérica en pequeñas cuencas del sector suroriental de la isla de Gran Canaria. XI Congreso Internacional de Industria, Minería y Metalurgia. : Desarrollo Sostenible en el Siglo XXI. Un Reto para la Ingeniería Zaragoza.

Heredia, J., Murillo, J. M., García-Aróstegui, J. L., Rubio-Campos, J. C., López-Geta, J. A. 2003. Influencia antrópica en un acuífero costero. Consideraciones sobre la gestión hídrica del acuífero de Motril-Salobreña (España)". Revista Latino-Americana de Hidrogeología, 3: 73-83.

Heredia, J., Ruiz, J.M., García de Domingo, A. 2009. Caracterización de un sistema hidrogeológico complejo con variabilidad extrema de la densidad: Laguna de Fuente de Piedra (Málaga). Vinculación con un sistema kárstico regional hipersalino. Boletín Geológico y Minero, 120 (3): 423-442.

Heredia, J., Manzano, M., González, A., Ortega, L., Rodríguez Arévalo, J., Muñoz de la Varga, D. 2013. El modelo de flujo de la Loma de Úbeda (España): una herramienta de gestión sostenible e investigación. VIII Congreso Argentino de Hidrogeología, VI Seminario Hispano-latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. La Plata, Argentina.

Heredia Díaz, J., Pardo Igúzquiza, E., Guardiola-Albert, C. 2015. Contribución a la caracterización de un sistema kárstico mediante un modelo precipitación-escorrentía: manantial del Genal (Sierra de las Nieves, España). 7 SIAGA. Málaga. Publicación: El Agua en Andalucía. El Agua, Clave Medioambiental y Socioeconómica: 527-538 ISBN: 978-94-7840-987-7.

Heredia, J. Meléndez, M. 2016. Premodelo de parámetros agregados: Precipitación-escorrentía de las subcuencas media y alta del río Pas (Cantabría, España). Congreso Hispano-Luso sobre las Aguas Subterráneas en el Segundo Ciclo de Planificación Hidrológica. AIH-Grupo Español-AIH-Grupo Portugués. Madrid, España.

Herms, I., Jódar, J., Lambán, J., Martos, S., Jorge, J., Vadillo, I., Soler, A., Custodio, E. 2018. Estimación de tiempos de tránsito en acuíferos kársticos de alta montaña del Pirineo Oriental mediante isótopos ambientales, el Macizo del Port del Comte (Lleida, España). Agua Subterránea, Medio Ambiente, Salud y Patrimonio. Congreso Ibérico. AIH-GE. Salamanca: 187-187. ISBN: 978-84-938046-6-4.

Herms. I., Jódar, J., Soler, A., Vadillo, I, Lambán, L.J., Martos-Rosillo, S., Núñez, J.A., Arnó, G., Jorge, J. 2019. Contribution of isotopic research techniques to characterize high-mountain-Mediterranean karst aquifers: The Port del Comte (Eastern Pyrenees) aquifer. Science Total Environment, https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.188.

Hernández, M.R. 2017. Inferencia bayesiana conjunta de modelos hidrológicos y modelos de error generalizados, para la evaluación de las incertidumbres predictiva y de los parámetros. Grupo de Investigación de Modelación Hidrológica y Ambiental (GIMHA), IIAMA. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Valencia.

Hernández Quesada, P. 2015. Funcionamiento hidrogeológico del área de los barrancos de Moya y Azuaje, Norte de Gran Canaria. Tesis doctoral. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

Herrera, C. 2001. Caracterización hidrogeoquímica del macizo de Betancuria. Fuerteventura, Archipiélago de Canarias, Memoria de Tesis, Universidad Politécnica de Cataluña, Depósito legal/ISBN: B.37618-2001/84-699-5747-3.

Herrera, C., Custodio, E. 2001a. Saline water in central Fuerteventura Island, Canary Islands, Spain. SWIM, Miedzyzdroje–Wollin Island, Poland. Nicholas Copernicus University, 80: 81–86.

Herrera, C., Custodio, E. 2001b. Aguas subterráneas salinas en la parte central de la Isla de Fuerteventura, Archipiélago de Canarias, España. En, A. Medina y J. Carrera, Las Caras del Agua Subterránea, Congreso en Memoria de Germán Galarza, Barcelona. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas 1. IGME, Madrid. I: 469–476.

Herrera, Ch., Custodio, E. 2002. Old marine water in Fuerteventura island deep formations. 17th SWIM, Delft. Delft University of Technolgy: 481–488.

Herrera, C., Custodio, E. 2003. Hipótesis sobre el origen de la salinidad de las aguas subterráneas en las islas de Fuerteventura. Archipiélago de Canarias, España. Boletín Geológico Minero. 114(4): 433–452.

Herrera, C, Custodio, E. 2011. Flujo de agua subterránea en la parte central de la isla de Fuerteventura, archipiélago de Canarias, España. En: M.C. Cabrera, J. Jiménez y E. Custodio, El Conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias: Cuatro Décadas después del Proyecto SPA–15, Las Palmas de Gran Canaria. AIH–GE: 93–107.

Herrera, C. Custodio, E. 2014. Groundwater flow in a relatively old oceanic volcanic island: the Betancuria area, Fuerteventura Island, Canary Islands, Spain. Science of the Total Environment, 496: 531–550.

Herrera, Ch.; Custodio, E. 2002. Old marine water in Fuerteventura island deep formations. 17th SWIM, Delft,. Delft University of Technolgy: 481–488.

Hornero, J.; Manzano, M.; Ortega, L.; Custodio, E. 2013a. Recarga natural al acuífero de Alcadozo (España) mediante balance de cloruro atmosférico y balance de agua en el suelo. En González, N., Kruse, E.E., Trovatto, M.M., Laurencena, P. (eds). Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Editorial de la Universidad de La Plata (Edulp). La Plata: 189–196.

Hornero, J.; Manzano, M.; Ortega, L.; Custodio, E. 2013b. Estimación de la recarga natural en la masa de agua subterránea de Alcadozo (Cuenca del Segura, España) mediante balance de cloruro atmosférico y balance de agua en el suelo. X Simposio de Hidrogeología. Granada. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Asociación Española de Hidrogeólogos. Madrid, XXX: 517–528.

Hornero, J.., Manzano, M., Ortega, L., Custodio, E. 2016. Integrating soil water and tracer balances, numerical modelling and GIS tools to estimate regional groundwater recharge: application to the Alcadozo Aquifer System (SE Spain). Science of the Total Environment, 568: 415-432.

Iglesias López, A. 1984. Diseño de un modelo para el estudio de descargas de acuíferos. Modelo Meda. Boletín Geológico y Minero, 95(1): 52-57.

Iglesias, M., Lambán, J., Cardoso, G., Custodio, E. 1997. El balance de cloruros como indicados de la recarga: ejemplos recientes. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/ IGME. Madrid: 357–366.

Iglesias M. 1999. Caracterización hidrogeoquímica del flujo del agua subterránea en El Abalario, Doñana, Huelva. Tesis doctoral. ETSICCP–UPC. Barcelona.

Iglesias, M.; Custodio, E.; Giráldez, J.V.; Manzano, M.; Ordóñez, R. 1996. Caracterización química de la lluvia y estimación de la recarga en el área de El Abalario, Doñana, Huelva. IV Simposio sobre El Agua en Andalucía. SIAGA–96. Almería. II: 99–121.

Iglesias, M. 1999. Caracterización hidrogeoquímica del flujo del agua subterránea en El Abalario, Doñana, Huelva. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Barcelona.

IGME-GHUMA 2003: Estudios metodológicos para la estimación de la recarga en diferentes tipos de acuíferos carbonatados: aplicación a la Cordillera Bética. Instituto Geológico y Minero de España / Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. Informe inédito. 3 tomos.

Iribar Sorazu, 1989. Evolución hidroquímica e isotópica de los acuíferos del Baix Llobregat. Tesis doctoral. ETSICCP–UPC. Barcelona.

Iribar, V., Antigüedad, I. 1996. Definición de zonas de recarga de manantiales kársticos mediante técnicas isotópicas ambientales. Simp. Rec. Hidr. en Regiones Kársticas. Gob. Vasco/AIH Vitoria–Gasteiz, 1: 271–280.

Izquierdo, T., de las Heras, P., Márquez, A. 2011. Vegetation indices changes in the cloud forest of La Gomera Island (Canary Islands) and their hydrological implications. Hydrol. Process., 25: 1531–1541.

Izquierdo, R., Avila, A. 2012. Comparison of collection methods to determine atmospheric deposition in a rural Mediterranean site (NE Spain). J. Atmos. Chem.; 69: 351-368.

Jambrina-Enriquez, M., Recio, C., Armenteros, I. 2018. Biogeochemical characterization of a Mediterranean shallow lake using stable isotopes: Laguna del Cristo (NW Iberian Peninsula). Environmental Earth Sciences, 77:49.

Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E. 2013. Paleoclimate reconstruction during MIS5a based on a speleothem from Nerja Cave, Málaga, South Spain. Nat. Sci. doi: 10.4236/ns.2013.

Jiménez de Cisneros, C., Caballero, E., Andreo, B., Durán, J.J. 2015. Climate variability during the Middle–Late Pleistocene based on stalagmite from Órganos Cave (Sierra de Camorra, Southern Spain). In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 559–567.

Jiménez–Martínez, J.; Custodio, E. 2008. El exceso de deuterio en la lluvia y en la recarga a los acuíferos en el área circum–mediterránea y en la costa mediterránea española. Bol. Geológico y Minero, 119(1): 21–32.

Jiménez-Martínez, J., Skaggs, T.H., van Genuchten, M.T., Candela, L. 2009. A root zone modelling approach to estimating groundwater recharge from irrigated areas. J. Hydrol.; 367: 138-149.

Jiménez-Martínez, J., Candela, L., Molinero, J., Tamoh, K. 2010. Groundwater recharge in irrigated semi-arid areas: quantitative hydrological modelling and sensitivity analysis. Hydrogeol. J. 18, 1811–1824.

Jiménez-Martínez, J., Tamoh, K., Candela, L. 2012a. Vadose zone tritium tracer test to estimate aquifer recharge from irrigated áreas. Hydrol. Processes, 27(22).

Jiménez–Martínez, J.; Candela, L.; García–Aróstegui, J.L.; Aragón, R. 2012b. A 3D geological model of Campo de Cartagena, SE Spain: Hydrogeological implications. Geologica Acta, 10(2).

Jódar, J., Lambán, L.J., Medina, A., Custodio, E. 2014. Exact analytical solution of the convolution integral for classical hydrogeological lumped–parameter models and typical input tracer functions in natural gradient system. J. Hydrol., 519: 3275–3289.

Jódar, J.; Lambán, L.J.; Custodio, E. 2016a. Estimación preliminar de la recarga en un acuífero carbonatado de alta montaña: Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Huesca, España). Catamarca, Congreso Argentino AIH 2016: 8 pp.

Jódar, J.; Custodio, E.; Lambán, L.J.; Martos–Rosillo, S.; Herrera–Lameli, C.; Sapriza–Azuri, G. 2016b. Vertical variation in the amplitude of the seasonal isotopic content of rainfall as a tool to jointly estimate the groundwater recharge zone and transit times in the Ordesa and Monte Perdido National Park aquifer system, north–eastern Spain. Science of the Total Environment, 573: 505–517.

Jódar, J.; Lamban, L.J.; Custodio, E. 2016c. Estimación de la recarga mediante la modelación numérica del balance de agua en el suelo en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Huesca, España). En: L. Martínez Cortina y P. Martínez Santos, Las Aguas Subterráneas y la Planificación Hidrológica. Congreso Hispano–Luso AIH–GE Madrid: 201–208.

Jódar, J.; Custodio, E.; Liotta, M.; Lambán, L.J.; Herrra, C.; Martos–Rosillo, S.; Sapriza, G.; Rigo, T. 2016a. Correlation of the seasonal isotopic amplitude of precipitation with annual evaporation and altitude in alpine regions. Science of the Total Environment, 550: 27–37.

Jódar, J.; Cabrera, J.A.; Martos–Rosillo, S.; Ruiz–Constán, A.; González–Ramón, A.; Lambán, L.J.; Herrera, C.; Custodio, E. 2017. Groundwater discharge in high–mountain watersheds: A valuable resource for downstream semi–arid zones. The case of the Bérchules River in Sierra Nevada (Southern Spain). Science of the Total Environment, 593–594: 760–772.

Juárez. I. 2010. Aguas subterráneas en La Vera–Los Mimbrales y su relación con los arroyos y lagunas. Tesis de Maestría. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.

Juárez, I.; Custodio, E.; Manzano, M.; Higueras, H. 2012. Relación aguas superficiales–aguas subterráneas y recarga del acuífero de Los Sotos, Doñana, España. VIII Simposio del Agua en Andalucía (SIAGA). Cádiz. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. II: 1479–1489.

Kinzelbach W., Aeschbach W., Alberich C., Goni, I.B., Beyerle U., Brunner P., Chiang W.-H., Rueedi J., Zoellmann K. 2002. A survey of methods for groundwater recharge in arid and semi-arid regions. Early Warning and Assessment Report Series, UNEP/DEWA/RS.02-2. UN Environment Programme, Nairobi, Kenya: 1- 107.

Kohfahl, C.; Heredia, J.; Guardiola Albert, C.; Pardo Uguzquiza, E.; Vanderlinden, K.; Giráldez, J.V.; Janes, G.; Paniagua, C.; Bravo, M.A.; Rodríguez Rodríguez, M.; Manzano, M.; Custodio, E. 2015. Creación de una red de seguimiento de la recarga de los acuíferos hídricos en el Espacio Natural de Doñana. En B. Andreo et al., El Agua en Andalucía: El Agua, Clave Ambiental y Socioeconómica. Publ. Instituto Geológico y Minero de España, Serie Hidrogeológica y Aguas Subterráneas 32, Madrid. I: 385–392.

Lambán Jiménez, J. 1998. Estudio de la recarga y del funcionamiento hidrogeológico de la Unidad Anoia (Cordillera Prelitoral Catalana). Tesis doctoral. ETSICCP–UPC. Barcelona.

Lambán, L.J.; Custodio, E. 1999a. Estudio del contenido en tritio en la precipitación y en las aguas subterráneas de la unidad Anoia (Cordillera Prelitoral Catalana). Boletín Geológico y Minero. 110(1): 41–52.

Lambán, J.; Custodio, E. 1999b. Estudio isotópico ambiental (O^{18}–D) en la unidad Anoia: principales zonas de recarga e implicaciones en el funcionamiento hidrogeológico del sistema. Ingeniería del Agua, 6(2): 139–150.

Lambán, J.; Custodio, E. 1999. Caracterización de la recarga en la Unidad Anoia: aplicación de un modelo de balance de agua en el suelo y realización de un balance de cloruros. Hidrología Subterránea (Ed. A. Tineo). Serie Correlación Geológica 13. Univ. Nac. Tucuman: 71–78.

Lambán, L.J.; Jódar, J.; Custodio, E. 2014a. Caracterización hidrogeoquímica e isotópica del agua subterránea en macizos carbonatados de alta montaña: el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Pirineo Central, España). V Congreso Colombiano de Hidrogeología, Medellin: Ponencia 84(9): 8 pp.

Lambán, L.J.; Jódar, J.; Custodio, E. 2014b. Groundwater isotopic characterization in Ordesa and Monte Perdido National Park (Northern Spain). In: B. Andreo, Carrasco, F., Durán, J.J., Jiménez, P.L., Moreaux, J.W. (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Environ. Earth Sci.: 245–253.

Lambán, L.J.; Jódar, J.; Custodio, E.; Soler, A.; Sapriza, G.; Soto, R. 2015. Isotopic and hydrogeochemical characterization of high–altitude karst aquifers in complex geological settings. The Ordesa and Monte Perdido National Park (Northern Spain) case study. Science of the Total Environment, 506–507: 466–479.

Lambán Jiménez, L.J., Jódar Bermúdez, J., Custodio Gimena, E. 2018. Investigaciones hidrogeológicas en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Huesca, España). Boletín Geológico y Minero (en prensa).

Latron, J., Gallart, F. 2007. Seasonal dynamics of runoff-contributing areas in a small mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). Journal of Hydrology, 335(1-2): 194-206.

Latron, J., Llorens, P., Gallart, F. 2009. The hydrology of Mediterranean mountain areas. Geography Compass, 3(6): 2045-2064.

Llamas, M.R. 1967. Sobre el papel de las aguas subterráneas en España. Agua, 2-19.

López, J., Sanz Pérez, E. 1997. Cálculo de la recarga natural de un acuífero a partir del hidrograma del manantial. Aplicación al manantial Vozmediano. Estudios Geológicos, 53: 25-32.

López Rodríguez, J.J. 1997. Evaluación de la modificación de la recarga por cambios en la cobertera vegetal. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 209–228.

López Rodríguez, J.J., Giráldez, J.V. 1999. Estimación de la recarga mediante un método de balance de agua en el suelo desnudo del Parque Natural del entorno de Doñana. Ingeniería del Agua. 6(1): 37–48.

López–García, L.; Amigó, E.; Custodio, E. 1981. Planteamiento y ajuste de un modelo matemático de simulación de la isla de Tenerife. Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Instit. Geográf. Nacional. Madrid, III. 1463–1673///13-69-1391.

López-Vera, F. 1990. Contaminación de las aguas subterráneas. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Centro de Publicaciones.

Lozano Tomás, E. 2004. Las aguas subterráneas en Los Cotos de Doñana y su influencia en las lagunas. Tesis doctoral. ETSICCP–UPC. Barcelona.

Lozano, E.; Delgado, F.; Manzano, M.; Custodio, E. 2001. Interacción entre las lagunas freáticas de Doñana (SO España) y el acuífero según los isótopos ambientales. Las Caras del Agua Subterránea (Medina y Carrera, eds.). Congreso en Memoria de Germán Galarza. Barcelona. Septiembre de 2001. IGME. Temas Aguas Subterráneas. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas. I: 379–385.

Mancera, E. 2013. Evaluación de la recarga en un acuífero carbonático sometido a explotación intensiva. El acuífero de Bedmar–Jodar (Jaén). Tesis de Master: 1–78.

Manzano, M., Cardoso, G., Tore, C, Custodio, E. 1997. Aplicación del programa BALAN a la determinación de la recarga en Anoia (Barcelona) y en la Serra de Tramuntana (Mallorca). En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 339–346.

Manzano, M.; Custodio, E.; Cardoso da Silva, G.; Lambán, J. 1998. Modelación del efecto del cambio climático sobre la recarga en dos acuíferos carbonatados del área mediterránea. 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. Montevideo. Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el Desarrollo: 1: 322–333.

Manzano, M.; Soler, A.; Carrera, J.; Custodio, E. 2001a. Composición isotópica ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y $\delta^{34}S$) de las aguas del área afectada por el vertido minero de Aznalcóllar (SO España). Las caras del agua subterránea (Medina y Carrera, eds.). Congreso en Memoria de Germán Galarza. Barcelona. Septiembre de 2001. IGME. Temas Aguas Subterráneas. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas. 1/2001. Tomo I: 477–487.

Manzano, M.; Custodio, E.; Loosli, H.; Cabrera, M.C.; Riera, X.; Custodio–Ayala, J. 2001b. Palaeowater in coastal aquifers of Spain. Palaeowaters in Coastal Europe: Evolution of Groundwater since the Late Pleistocene (Ed. W.M. Edmunds y C.J. Milne). Geological Society of London, Special Publication 189: 107–138.

Manzano, M.; Custodio, E.; Riera, X.; González, C.; Barón, A.; Delgado, F. 2002. Saline groundwater in the Inca–Sa Pobla aquifer, SE of Mallorca island (Balearic Islands, Spain). Proc. 17th Salt Water Intrusion Meeting. Delft, Delft University of Technolgy, Fac. Civil Eng. and Geosciences: 250–261.

Manzano, M., Custodio, E., Loosly, H.H. 2006. Pleistocene saline groundwater in the Doñana aquifer system (SW Spain). In: G. Barrocu (ed.), Proc.1st SWIM–SWICA Joint Saltwater Intrusion Conference, Cagliari–Chia Laguna. Sect. 6: 185-193 (issued 2008).

Manzano, M.; Custodio, E.; Higueras, H. 2007. Groundwater and its functioning at the Doñana RAMSAR site wetlands (SW Spain): role of environmental isotopes to define the flow system. Advances in Isotope Hydrology and its Role in Sustainable Water Resources Management. IHS–2007, Proc. Symp. Vienna. International Atomic Energy Agency, Vienna, STIIPUB/1310: 149–160.

Manzano, M.; Custodio, E.; Loosly, H.H. 2008. Pleistocene saline groundwater in the Doñana aquifer system (SW Spain). Proc. 1st SWIM–SWICA Joint Saltwater Intrusion Conference, Cagliari–Chia Laguna (Ed. G. Barrocu). Sect. 6: 185–193.

Manzano, M.; Higueras, H.; Custodio, E.; Juárez, I. 2013. Assessing the impact of land–use changes on wetland hydrology in the Doñana eolian mantle (SW Spain) with the support of isotopes. International Atomic Energy Agency. Vienna.

Marín, A.I. 2009. Los Sistemas de Información Geográfica aplicados a la evaluación de recursos hídricos y a la vulnerabilidad a la contaminación de acuíferos carbonatados. Caso de la Alta Cadena (Provincia de Málaga). Tesis de Licenciatura, Universidad de Málaga; 1-131.

Marques da Silva, M.A.; Custodio, E. 1988. Sintese isotópica dos aquiferos do delta do Llobregat (Catalunha–Espanha). Geociências, Aveiro, 3. (1–2): 275–290.

Marrero, R. 2010. Modelo hidrogeoquímico del acuífero de las cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias, ISBN: 9788469420423. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.

Marrero, R.; Pérez, N.; López, D.; Custodio, E. 2011. Modelo hidrogeoquímico del acuífero de Las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. En: M.C. Cabrera, J. Jiménez y E. Custodio (eds.). El conocimiento de los Recursos Hídricos en Canarias: Cuatro Décadas después del Proyecto SPA–15. Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español. Las Palmas de Gran Canaria: 81–86.

Marrero-Díaz, R., Alcalá, F.J., Pérez, N.M., López, D.L., Melián, G.L., Padrón, E., Padilla, G.D. 2015. Aquifer recharge estimation through atmospheric chloride mass balance at Las Cañadas Caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. Water, 7(5): 2451-2471.

Marrero-Diaz, R., C.M. Regalado, A. Ritter, I. Iribarren Rodríguez, R. Poncela, E. Skupien Balom, J.C. Guerra y T. Arencibia. 2016. Evaluación de la contribución del agua de niebla a la zona saturada a través del balance de masas de cloruros en un bosque nublado del NE de Tenerife, Islas Canarias. Actas 9ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Madrid. 28-30 de junio 2016.

Marrero-Díaz, R., C.M. Regalado, J.C. Guerra, A. Ritter, A. Socorro, R. Poncela, I. Iribarren y E. Skupien. 2017. Características físico-químicas de los flujos hídricos en un bosque de laurisilva en Tenerife, Islas Canarias (España). Estudios en la Zona No Saturada del Suelo Vol. XIII- ZNS'17 (en prensa).

Martí Cardona, B. 2016. Spaceborne SAR imaginery for monitoring the inondation in the Doñana wetlands. Universitat Politècnica de Catalunya. Barcelona.

Martín–Chivelet, J., Muñoz–García, B., Domínguez–Villar, D. et al. 2006. Comparative analysis of stalagmites from two caves of northern Spain. Implications for Holocene paleoclimate studies. Geol. Belgica, 9(3-4): 323–335.

Martín–Chivelet, J., Muñoz–García, M.B., Edwards, R.L. et al. 2011. Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on $\delta^{13}C$ of speleothems. Global Planet Change, 77: 1–12.

Martínez Cortina, L. 2001. Estimación de la recarga en grandes cuencas sedimentarias mediante modelos numéricos de flujo subterráneo. Aplicación a la cuenca alta del Guadiana. Tesis Doctoral. Universidad de Cantabria 1-418.

Martínez Cortina, L, Mejías Moreno, M., Díaz Muñoz, J.A., Morales García, R., Ruíz Hernández, J.M. 2011. Cuantificación de recursos hídricos subterráneos en la cuenca alta del Guadiana. Consideraciones respecto a las definiciones de recursos renovables y disponibles. Boletín Geológico y Minero, 122(1): 17-36.

Martinez-Santos, P., Andreu, J.M. 2010. Lumped and distributed approaches to model natural recharge in semiarid karst aquifers. J. Hydrol.; 388: 389-398.

Martínez-Valderrama, J., Ibáñez, J., Alcalá, F.J., Domínguez, A., Yassin, M., Puigdefábregas, J. 2011. The use of a hydrological-economic model to assess sustainability in groundwater-dependent agriculture in drylands. Journal of Hydrology, 402(1-2): 80-91.

Martos-Rosillo, S., Rodríguez-Rodriguez, M., Moral, F., Cruz-Sanjulián. J, Rubio, J.C. 2009. Analysis of groundwater mining in two carbonate aquifers in Sierra de Estepa (SE Spain) based on hydrodynamic and hydrochemical data. Hydrogeology Journal, 17:1617-1627.

Martos–Rosillo, S., Rodríguez–Rodríguez, M., Pedrera, A., Cruz–Sanjulián, J., Rubio, J. 2013. Groundwater recharge in semi–arid carbonate aquifers under intensive use: the Estepa Range aquifers (Seville, southern Spain). Environental Earth Science, 70: 2453–2468.

Martos–Rosillo, S., González–Ramón, A., Jiménez, P., Durán, J.J., Andreo, B., Mancera–Molero, E. 2015a. Synthesis of groundwater recharge of carbonate aquifers in the Betic Cordillera (Southern Spain). In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 91–102.

Martos-Rosillo, S., Guardiola-Albert, S., Marín-Lechado, S., González-Ramón, A., Villagómez, B., Peregrina, M., Fernández, L., Durán, J. J., Navarrete, E., López-Rodríguez, M., Ruiz-Costán, A., Cabrera, J.A., Pedrera, A. 2015b. Caracterización hidrogeológica y evaluación de la recarga de un acuífero de alta montaña desarrollado en rocas duras, cuenca del río Bérchules, Sierra Nevada, Granada. SIAGA 2015, Cádiz.

Martos-Rosillo, S., González-Ramón, A., Rodríguez Rodríguez, F., Marín, C., Guardiola-Albert, C., Durán, J.J., Fernández, L., Navarrete, E., López-Rodríguez, M., Fernández, M., Rodríguez-Rodríguez, M., Bruque, J.M., Ruiz-Costán, A., Pedrera, A., 2015c. ¿Tiene interés hidrogeológico preservar las acequias de carero de Sierra Nevada? El caso de la acequia de careo de El Espino (Río Bérchules, Granada). Actas SIAGA 2015, IGME.

Martos-Rosillo et al., 2019.The oldest managed aquifer recharge system in Europe: The acequias de careo of Sierra Nevada (southern Spain). Enviado a Journal of Hydrology.

Marzol, M., Dorta, P., Valladares, P., Morin, P., Sánchez, J., Abreu, M. 1994. La captation de l'eau à Tenerife (iles Canaries). L'utilisation des brouillard. Association Internationale de Climatologie, 7: 83-91.

Marzol, M.V. 2002. Fog water collection in a rural park in the Canary Islands (Spain). Atmospheric Research, 64: 239–250.

Marzol, M.V. 2005. La captación del agua de la niebla en la isla de Tenerife. Santa Cruz de Tenerife: Caja Canarias.

Mas Pla, J., Batalla, R.J., Cabello, A., et al. 2016. Els recursos hídrics a Catalunya: diagnostic I previsions per al segle XXI. Capitol 7. Tercer Informe sobre el Canvi Climàtic a Catalunya. Generalitat de Catalunya, Barcelona: 157-183.

MASE. 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para UPC and AQUALOGY–CETAQUA. Barcelona. UPC e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272.

Mateu J., Morell, I. (eds). 2003. Geoestadística y modelos matemáticos en hidrogeología. Publicaciones de la Universitat Jaume I. Castelló de La Plana: 1- 319.

Medina, A., Galarza, G., Carrera, J. 1993. Manual del programa TRANSIN II. DETGC-ETSICCP, Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.

Medina A., Galarza G. y Carrera J. 1996. TRANSIN II. FORTRAN code for solving the coupled low and transport inverse problem in satured conditions. Topical Report 16, vol. IV, El Berrocal Project, EC Contract FI2W/CT91/0080: 217–424.

Medina, A., Alcolea, A., Carrera, J. y Castro, L. 2000. Modelos de flujo y transporte en la geosfera: Código TRANSIN IV. En: IV Jornadas de Investigación y Desarrollo Tecnológico de Gestión de Residuos Radiactivos. ENRESA. Publicación Tecnica. 9/2000:195-200.

Meixner, T., Manning, A.H., Stonestrom, D.A., Allen, D.M., Ajami, H., Blasch, K.W., Brookfield, A.E., Castro, C.L., Clark, J.F., Gochis, D.J., Flint, A.L., Neff, K.L., Niraula, R., Rodell, M., Scanlon, B.R., Singha, K., Walvoord, M.A. 2016. Implications of projected climate change for groundwater recharge in the Western United States. Journal of Hydrology, 534: 124-138

Mejías, M., Ballesteros, B. J., Antón-Pacheco, C., Domínguéz, J. A., Garcia-Orellana, J., Garcia-Solsona, E., Masqué, P. 2012. Methodological study of submarine groundwater discharge from a karstic aquifer in the Western Mediterranean Sea. Journal of Hydrology, 464 – 465: 27 – 40.

Menció, A., Galán, M., Boix, D., Mas-Pla, J. 2014. Analysis of stream-aquifer relationships: A comparison between mass balance and Darcy's law approaches. Journal of Hydrology, 517: 157–172.

MIMAM. 2000. Libro blanco del agua en España. Ministerio de Medio Ambiente, Secretaría de Agua y Costas, Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad del Agua, Madrid: 1-637.

MIMAM. 2006. Síntesis de la información remitida por España para dar cumplimiento a los artículos 5 y 6 de la Directiva Marco del Agua, en materia de aguas subterráneas. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid: 1- 87.

Molina, J.L., Pulido–Velázquez, D., García–Aróstegui, J.L., Pulido–Velázquez, M. 2013. Dynamic bayesian networks as a decision support tool for assessing climate change impacts on highly stressed groundwater systems. J. Hydrol., 479: 113–129.

Molina-Sánchez, L., Sánchez-Martos, F., Daniele, L., Vallejos, A., Pulido-Bosch, A. 2015. Interaction of aquifer-wetland in a zone of intensive agriculture: the case of Campo de Dalías (Almería, SE Spain). Environ. Earth Sci. 73: 2869-2880.

Molina, J.L., Zazo, S., Rodríguez–González, P., González–Aguilera, D. 2016. Innovative analysis of runoff temporal behaviour through Bayesian networks. Water, 8, 484; DOI: 10.330/w8/10484.

Molina, J.L., Zazo, S. 2017. Causal reasoning for the analysis of rivers runoff temporal behaviour. Water Resources Management, DOI: 10.1007/S11269-017-1772-9.

Montalván, F.J., Heredia, J., Ruiz, J.M., Pardo-Igúzquiza, E., de Domingo, A.G., Elorza, F.J. 2017. Hydrochemical and isotopes studies in a hypersaline wetland to define the hydrogeological conceptual model: Fuente de Piedra Lake (Malaga, Spain). Science of the Total Environment, 576: 335-346.

MOPTMA. 1993. Inventario de Recursos de Aguas Subterráneas en España. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. Madrid.

Moreno, A., Stoll, H., Jiménez–Sánchez, M., Cacho, I., Valero–Garcés, B., Ito, E., Edwards, L.R. 2010. A speleothem record of rapid climatic shifts during last glacial period from Northern Iberian Peninsula. Global Planet Change, 71: 218–231.

Moreno, A., Belmonte, A., Bartolomé, M., Sancho, C., Oliva, B., Stoll, H., Edwards, I.R., Cheng, H., Hellstrom, J. 2013. Formación de espeleotemas en el noreste peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares. Cuadernos de Investigación Geográfica, Universidad de La Rioja, 39(1): 25–47.

Munné-Bosch, S., Nogués, S., Alegre, L. 1999. Diurnal variations of photosynthesis and dew absorption by leaves in two evergreen shrubs growing in Mediterranean field conditions. New Phytologist, 144(1): 109-119.

Muñoz Sanz, J. 2005. Caracterización hidrogeológica del acuífero de La Aldea (Gran Canaria). Tesis Doctoral. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

Muñoz–García, M.B., Martín–Chivelet, J., Rossi, C., Ford, D.C., Schwarcz, H.P. 2007. Chronology of termination II and the Last Interglacial Period in North Spain based on stable isotope records of stalagmites from Cueva del Cobre (Palencia). J. Iberian. Geol., 33(1): 17–30.

Murillo, J.M., De la Orden, J.A. 1996. Sobrexplotación, alternativas de gestión y evaluación del efecto del cambio climático en la recarga natural del acuífero kimmeridgiense de Cabezón de Oro (Alicante). Recursos Hídricos en Regiones Kársticas, Vitoria: 73–88.

Murillo, J.M., De la Orden, J.A., Roncero, F.J. 2004. El modelo "ERAS", una herramienta sencilla para estimar la recarga a los acuíferos que tienen una respuesta rápida. Congreso XXXIII IAH–7º ALHSUD. Groundwater Flow Understanding: From Local to Regional Scales. Zacatecas, México. http://www.igeograf.unam.mx/aih.

Murillo, J.M., Roncero, F.J. 2005. Natural recharge and simulation of the management using the model ERAS. Application to Peñarubia aquifer (Alicante). Boletín Geológico y Minero, 116: 97–112.

Murillo, J.M.; Arce–Montejo, M.; García–Lapresta, M. 2007. Estimación de la recarga natural en el acuífero costero de Torrevieja (Alicante) mediante la aplicación del código VISUAL BALAN. III TIAC, Almería, I: 913–926.

Naranjo, G.; Cruz–Fuentes, T.; Benavides, A.; Cabrera, M.C.; Hernández–Quesada, P.; Estévez, E.; Martín, L.F.; Custodio, E. 2012. Los trabajos del proyecto REDESAC en el norte de Gran Canaria: estimación de la recarga natural media mediante el balance de cloruros atmosféricos. En Santamarta Cerezal., J.C. (ed.). Avances en la Investigación de los Recursos Hídricos en Islas y Terrenos Volcánicos. Universidad de La Laguna, Tenerife: 37–48.

Naranjo Ayala, G.; Cruz–Fuentes, T.; Cabrera Santana, M.C.; Martín Rodríguez, L.F.; Custodio, E. 2014. Avances en la estimación de la recarga natural mediante la aplicación del método del balance de cloruros atmosféricos al acuífero del norte de Gran Canaria. En J. Gómez–Hernández y J. Rodrigo–Ilarri (eds.), CIAS 2014. II Congreso Ibérico de las Aguas Subterráneas. Valencia. 2014. Ed. Universitat Politècnica de València: 619–640. ISBN: 978–84–9048–239–1 (elec.).

Naranjo, G., Cabrera, M.C., Cruz–Fuentes, T., Martín, L.F., Custodio, E. 2015. Cuantificación de la recarga natural al acuífero del norte de Gran Canaria mediante el balance diario de agua en el suelo. En: M.C. Cabrera, T. Cruz–Fuentes, V. Mendoza y M.P. Palacios (eds.), Estudio, Aprovechamiento y Gestión del Agua en Terrenos e Islas Volcánicas. Las Palmas de Gran Canaria. IGME y AIG-GE: 247–254.

Naranjo, G.; Cruz–Fuentes, T.; Cabrera, M.C.; Custodio, E. 2015. Estimating natural recharge by means of chloride mass balance in a volcanic aquifer: Northeastern Gran Canaria (Canary Islands, Spain). Water: 7(6): 2555–2574; doi: 10.3390/w7062555.

Oliván, C. 2013. Delimitación, evaluación de la recarga y funcionamiento hidrodinámico del acuífero drenado por el manantial kárstico de fuenmayor (Prepirineo Aragonés). Tesis Doctoral. Univ Zaragoza.

Oliván Pociello, C., Lambán Jiménez, l.J., Cuchi Oterino, J.A., Villarroel Salcedo. L. 2014. Funcionamiento hidrodinámico del acuífero que drena el manantial de Fuenmayor (Prepirineo aragonés). AIH-GE. Congreso de Valencia-UPV. 643-654.

Olivares, D. 2010. Caracterización térmica del acuífero del delta del Llobregat. Tesis de Maestría. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.

Ortega, L.; Manzano, M.; Custodio, E.; Hornero, J.; Rodríguez–Arévalo, J. 2015. Using ^{222}Rn to identify and quantify groundwater inflows to the Mundo River (SE Spain). Chemical Geology, 395: 67–79.

Padilla, A., Pulido–Bosch, A. 2008. A simple procedure to simulate karstic aquifers. Hydrol Process 22: 1876–1884.

Padilla Benítez, A., Rodríguez Trinidad, A., Delgado Pastor, J., Castillo Pérez, E. 2012. Recarga natural a los acuíferos: manual del usuario. Diputación de Alicante e Instituto Geológico y Minero de España: 1-83.

Pardo-Iguzquiza, E., Durán-Valsero, J.J., Dowd, P.A., Guardiola-Albert, C., Liñan-Baena, C., Robledo-Ardila, P.A. 2012. Estimation of spatio-temporal recharge of aquifers in mountainous karst terrains: Application to Sierra de las Nieves (Spain) Journal of Hydrology, 470–471:124–137.

Pardo–Iguzquiza, E., Durán, J.J., Dowd, P.A. 2013. Automatic detection and delineation of karst terrain depressions and its application in geomorphological mapping and morphometric analysis. Acta Carsológica, 42(1): 17–24.

Pardo–Iguzquiza, E., Durán, J.J., Robledo–Ardila, P.A., Luque–Espinar, J.A., Pedrera, A., Guardiola–Albert, C., Martos–Rosillo, S. 2015. A method for automatic detection and delineation of karst depressions and hills. In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 75–82.

Pardo-Iguzquiza, E., Collados-Lara, A-J., Pulido-Velázquez, D. 2017. Estimation of the spatiotemporal dynamics of snow covered area by using cellular automata models. Journal of Hydrology, 550: 230-238.

Pardo-Iguzquiza, E., Luque Espinar, J.A., Heredia, J., Durán-Valsero, J.J. 2018. Hidrogeología de un karst mediterráneo de relieve alto: la Sierra de las Nieves (Málaga, España). Agua Subterránea, Medio Ambiente, Salud y Patrimonio. Congreso Ibérico. AIH-GE. Salamanca: 745-755. ISBN: 978-84-938046-6-4.

Paredes-Arquiola, J., Solera, A., Andreu, J., Lerma, N. 2012. Manual técnico de la herramienta EVALHID para la evaluación de recursos hídricos. Grupo de Ingeniería de Recursos Hídricos, Universitat Politècnica de València.

Pascual, J.A., Naranjo, M.F., Payano, R., Medrano, O. 2011. Tecnología para la recolección de agua de niebla. En: IV Simposio Internacional Tecnohistoria, Chiapas, México: 20p.

Pedro-Monzonís, M., Solera, A., Ferrer, J., Estrela, T., Paredes-Arquiola, J. 2015. A review of water scarcity and drought indexes in water resources planning and management. Journal of Hydrology, 527: 482-493.

Pérez-Arellano, R., Moreno-Pérez, M.F., Roldán-Cañas, J. 2016. Comparación de modelos de interceptación de agua de lluvia en individuos aislados de *Pinus pinea* y *Cistus ladanifer*. Tecnología del Agua, 20(3): 153-168.

Pérez Bielsa, C., Lambán, J., Plata, J.L., Rubio, F.M., Soto, R. 2012. Characterization of a karstic aquifer using magnetic resonance sounding (MRS) and electrical resistivity tomography (ERT): a case–study of Estaña Lakes (Northern Spain). Hydrogeol. J., 20: 1045–1059.

Pérez Bielsa, C., Lambán Jiménez, L.J., Martínez Santos, P. 2015. Hydrogeochemical and isotopic characterization of karstic endorheic Estaña Lakes (Huesca, Spain). In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 629–638.

Pérez Martín, M.A. 2005. Modelo distribuido de simulación del ciclo hidrológico y calidad del agua, integrado en sistemas de información geográfica, para grandes cuencas, aportación al análisis de presiones e impactos de la Directiva Marco del Agua. Tesis doctoral. U. Politécnica de Valencia: 1-387.

Pérez-Martín, M.A., Estrela, T., Andreu, J., Ferrer, J. 2014. Modeling water resources and river-aquifer interaction in the Júcar River Basin, Spain. Water Resources Management, 28 (12): 4337-4358

Piñol, J., Lledó, M.J., Escarré, A. 1991. Hydrological balance of two Mediterranean forested catchments (Prades, notheast Spain). Hydrol. Sci. J., 26(2, 4): 95-107.

Pisani, B., Samper. J., García-Vera, M.A. 2013a. Evaluación de los impactos del cambio climático en los recursos y en las demandas agrarias de la cuenca del río Jalón. En: XI Jornadas de La Zona no Saturada, Lugo: 219-226.

Pisani, B., Samper, J., Li, Y. 2013b. Estimación de los efectos del cambio climático en la recarga de los acuíferos de la Plana de La Galera y del aluvial del Ebro en Tortosa mediante modelos hidrológicos de balance de agua, Boletín Geológico y Minero, 124 (4): 535-549.

Pisani, B., Samper, J., Paz, A. 2017a. Modelo hidrológico de balance de agua y evaluación de los impactos del cambio climático en zonas rurales de Galicia con eucaliptos. En: Moret y López (eds.), XIII Jornadas de Estudios en la Zona No Saturada, ZNS'17, Zaragoza. Vol XIII: 565-576.

Pisani, B., Samper, J., Espinha Marques, J. 2017b. Climate change impact on groundwater resources of a hard rock mountain region (Serra da Estrela, Central Portugal). Sustainable Water Resour. Manag. DOI 10.1007/s40899-017-0129-0.

Pizarro, R. 1996. Análisis comparativo de modelos matemáticos precipitación-escorrentía en cuencas de la España peninsular. Dep. Ingeniería Forestal, ETS Ingenieros de Montes, Universidad Politécnica de Madrid: 1- 320

Plata-Bedmar, A. 1989. Investigation of the origin of the water discharging at the Reocin Mine using isotope techniques. In Isotope Techniques in the Study of the Hydrology of Fractured and Fissured Rocks.

Plata Bedmar, A. 1994. Composición isotópica delas precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica. Centro de Estudios de Técnicas Aplicadas-CEDEX. Madrid: 1-134.

Plata, A. 2006. Presente y futuro del tritio natural como herramienta de investigación hidrológica. Ingeniería Civil 143: 15 pp.

Plata, A., Araguás, L.J. 2003. Evaluation of modern recharge in the Los Arenales detritic aquifer, central Spain. In: International Symposium on Isotope Hydrology and Integrated Water Resources Management. Vienna. IAEA-CN, 104, 54–55.

Polo, M.J., Aguilar, C., Díaz-Gutiérrez, A., González-Dugo, M.P. 2013. Cuantificando la interceptación en cuencas heterogéneas: la cuenca del río Guadalfeo (Granada). Interceptación de la Lluvia por la Vegetación en España. Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua, Murcia: 297-318.

Poncela, R.; Manzano, M.; Custodio, E. 1992. Medidas anómalas de tritio en el área de Doñana. Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XVII: 351–365.

Pouget, L., Velasco, M., Cabello, A., McEnnis, S., Escaler, I., Guiu, R., Massana, J., Custodio, E. 2014. Estrategias de adaptación al cambio global en la gestión de los recursos hídricos de la cuenca del Llobregat. TecnoAqua, 9: 2–9.

Prada, S., Oliveira da Silva, M., Figueira, C., Meneses, M., Pontes, A. 2007. Fog water collection in Madeira Island (Portugal). In Proceedings 4th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew, La Serena, 277–283.

Prada. S., Menezes de Sequeira, M., Figueira, C., Oliveira da Silva, M. 2009. Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (Portugal). Agricultural and Forest Meteorology,149(6–7): 1179-1187.

Prada, S., Figueira, C., Aguiar, N., Cruz, J. V. 2015. Stable isotopes in rain and cloud water in Madeira: contribution for the hydrologic framework of a volcanic island. Environ. Earth Sci., 73: 2733-2742.

Prada, S., Cruz, J. V., Figueira, C. 2016. Using stable isotopes to characterize groundwater recharge sources in the volcanic island of Madeira, Portugal, J. Hydrol. 536, 409-425.

Prata, A.J., Caselles, V., Coll, C., Sobrino, J.A., Ottlé, C. 1996. Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites, Current status and future prospects, Remote Sensing Reviews, 12: 175-224.

PRUDENCE, 2001. Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining EuropeaN Climate change risks and Effects. Project EVK2-CT2001-00132 in the EU 5th Framework program for Energy, environment and sustainable development. Web: http://prudence.dmi.dk/.

Pulido-Bosch, A., Sbih, Y. 1995. Centuries of artificial recharge on the southern edge of the Sierra Nevada (Granada, Spain). Environmental Geology, 26: 57-63.

Pulido–Bosch, A., Pulido–Lebouf, P., Molina, L., Vallejos, A., Martín–Rosales, W. 2000. Intensive agriculture, wetlands, quarries and water management. A case study (Campo de Dalías, SE Spain). Environ. Geol., 40(1–2): 163–168.

Pulido-Bosch, A. Rigol-Sanchez, J.P., Vallejos, A., Andreu, M., Ceron, J.C., Molina-Sanchez, L. Sola, F. 2018. Impacts of agricultural irrigation on groundwater salinity. Environmental Earth Sciences, 77: 197.

Pulido-Velázquez, D. 2018. The importance of groundwater in adapting to global change. Some experiences in Spain. Bol. Geolog. Min: 1-31(en prensa).

Pulido-Velázquez, M., Andreu, J., Sahuquillo, A., Pinilla, V., Sánchez, A., Capilla, J., Paredes, J. 2002. Optimization of reducing the computational cost of unconfined groundwater flow in conjunctive-use models water resources management under aquifer overexploitation conditions: the Adra-Campo de Dalias system, Spain. In: C.A. Blain, C.A. & W.R. Brebbia (eds.), Hydraulic Information Management. WIT Press, Southampton, Boston, USA: 87–99.

Pulido-Velázquez, M. A., Sahuquillo-Herraiz, A., Ochoa-Rivera, J.C., Pulido-Velázquez, D. 2005. Modeling of stream-aquifer interaction: The embedded multireservoir model, J. Hydrol., 313:166–181.

Pulido-Velázquez, M.A., Andreu, J., Sahuquillo, A. 2006. Economic optimization of conjunctive use of surface and groundwater at the basin scale. J. Water Resour. Plan. Manage. 132 (6), 454–467.

Pulido-Velázquez, D., Sahuquillo, A., Andreu, J., Pulido-Velazquez, M. 2007a. A general methodology to simulate groundwater flow of unconfined aquifers with a reduced computational cost. J. Hydrol., 338: 42–56.

Pulido-Velázquez, D., Sahuquillo, A., Andreu, J., Pulido-Velazquez, M. 2007b. An efficient conceptual model to simulate surface water body-aquifer interaction in conjunctive use management models. Water Resour. Res., 43, W07407, doi:10.1029/2006WR005064.

Pulido-Velázquez, D., Sahuquillo, A., Andreu, J. 2012. A conceptual–numerical model to simulate hydraulic head in aquifers that are hydraulically connected to surface water bodies. Hydrological Processes. 26(10): 1435–1448.

Pulido-Velázquez, D., García-Aróstegui, J., Molina, J.L., Pulido-Velázquez, M. 2015. Assessment of future groundwater recharge in semi-arid regions under climate change scenarios (Serral-Salinas aquifer, SE Spain). Could increased rainfall variability increase the recharge rate? Hydrological Processes; 29: 828-844.

Pulido-Velázquez, D., Collados-Lara, A.J., Alcalá, F.J. 2018. Assessing impacts of future potential climate change scenarios on aquifer recharge in continental Spain. Journal of Hydrology, 567: 803-819.

Regalado, C.M., Ritter, A., Socorro, A.R., Pérez-Buenafuente, A. 2005. Parámetros para la caracterización óptima de la repelencia en la zona no saturada. En: J. Samper Calvete y A. Paz González (eds.). VII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo. Universidade da Coruña A Coruña: 87-93.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2005. Characterizing water dependent soil repellency with minimal parameter requirement. Soil Science Society of America J.: 69: 1955-1966.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2006. Geostatistical tools for characterizing the spatial variability of soil water repellency parameters in a laurel forest watershed. Soil Science Society of America Journal, 70:1071-1081.

Regalado, C.M., Ritter. A., Gómez, L.A. 2007a. Análisis geoestadístico de la distribución de lluvia penetrante en una cuenca forestal del Parque Nacional de Garajonay En: J.V. Giráldez Cervera y F.J. Jiménez Hornero (eds.). Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. Universidad de Córdoba: 289-293.

Regalado, C.M., Ritter, A.Gómez, L.A. 2007b. Spatio-temporal variation of fog below the canopy in a subtropical laurel-heath cloud forest of the Garajonay National Park En: A. Biggs y P. Cereceda (eds.) Proceedings of the Fourth International Conference on Fog, Fog Collection and Dew. Pontificia Universidad Católica de Chile La Serena, Chile: 211-214.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2008. Cokriging spatial interpolation of soil water dependent repellency parameters determined with two different tests. Soil Science Society of America Journal 72: 1-11.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2009. A soil water repellency empirical model. Vadose Zone J. 8: 136-141.

Regalado, C.M., Guerra, J.C., Ritter, A. Arencibia, M.T. 2013. Estudio de la contribución del agua de niebla a la ZNS mediante isótopos estables. En: J. Dafonte Dafonte, J.J. Cancela Barrio, A. López Fabal, N. López López, E.M. Martínez Pérez y M. Valcárcel Armesto (eds.), Estudios en la Zona No Saturada del Suelo (Lugo), XI: 119-125.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2016. The design of an optimal fog water collector: A theoretical analysis. Atm. Res. 178–179: 45–54.

Regalado, C.M., Ritter, A. 2017. The performance of three fog gauges under field conditions and its relationship with meteorological variables in an exposed site in Tenerife (Canary Islands). Agric. Forest Meteor. 233: 80–91.

Ritter, A., Regalado, C.M., Aschan, G., Gómez, L.A. 2005. Contribución hídrica de la captación de niebla al balance de un bosque de laurisilva en el Parque Nacional de Garajonay En: J. Samper Calvete y A. Paz González (eds.). VII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo. Universidade da Coruña: 351-358.

Ritter, A., Regalado, C.M., Aschan, G. 2007. An impaction model for estimating fog water collection in a subtropical laurel cloud forest of the Garajonay National Park. En: A. Biggs y P. Cereceda (eds.), Proc. Fourth Intern. Conf. on Fog, Fog Collection and Dew, La Serena, Chile: 355-358.

Ritter, A., Regalado, C.M., Aschan, G. 2008. Fog water collection in a subtropical elfin laurel forest of the Garajonay National Park (Canary Islands): a combined approach using artificial fog catchers and a physically-based impaction model. J. Hydrometeorology, 9: 920–935.

Ritter, A., Regalado, C.M., Aschan, G. 2009. Fog reduces transpiration in tree species of the Canarian relict heath-laurel cloud forest (Garajonay National Park, Spain). Tree Physiol. 29: 517–528.

Ritter, A., Regalado, C.M. 2010. Investigating the random relocation of gauges below the canopy by means of numerical experiments. Agric. Forest Meteorology 150: 1102–1114.

Ritter, A., Regalado, C.M. 2013. Roving revisited, towards an optimum throughfall sampling design. Hydrol. Process. 28: 123-133.

Ritter, A., C.M. Regalado y J.C. Guerra. 2015. Quantification of fog water collection in three locations of Tenerife (Canary Islands). Water, 7: 3306-3319.

Rodríguez-Rodríguez, M., Benavente, J., Alcalá, F.J., Paracuellos, M. 2011. Long-term water monitoring in two Mediterranean lagoons as an indicator of land-use changes and intense precipitation events (Adra, Southeastern Spain). Estuarine, Coastal and Shelf Science, 91(3): 400-410.

Sahuquillo, 1981. Obtención de funciones de influencia sobre caudales de un río por los bombeos en un acuífero rectangular homogéneo e isótropo conectado con él. IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Zaragoza. España

Sahuquillo. A. 1983. An eigenvalue numerical technique for solving unsteady linear groundwater models continuously in time. Water Resources Research, 19(1): 87-93.

Sahuquillo, A. 1986. Quantitative characterization of the interaction between groundwater and surface water. Conjunctive Water Use, IAHS Publication 156.

Sahuquillo, A. 2013. Potential and merits of the eigenvalues method to simulate the conjunctive use of groundwater and surface water. British Journal of Environment and Climate Change, 3 (3): 480–498.

Sahuquillo, A. 2016. La explotación intensa de los acuíferos en la cuenca Baja del Segura y en la cuenca del Vinalopó. Ingeniería del Agua, 20(1): 13-27.

Sahuquillo, A. Andreu, J. 1986. Quantitative analysis of the interaction between groundwater and surface water by the eigenvalues method. IAHS Pub., 156: 10 pp.

Sahuquillo, A., Capilla, J., Ramos, F. 1997. Estimación de la recarga y salidas del acuífero de la Plana de Valencia Sur. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 429–436.

Sahuquillo, A., Gómez-Hernández, J. J. 2003. Comment on derivation of effective hydraulic parameters of a karst aquifer from discharge hydrograph analysis. Water Resources Research, 39 6, 1152. doi:10.1029/2002WR001472.

Sahuquillo A, Cassiraga E. 2010. El método de los autovalores. En: A. Sahuquillo E, Cassiraga, A, Solera y J, M Murillo (eds.). Modelos de Uso Conjunto de Aguas Superficiales y Subterráneas, Cap. 10. Instituto Geológico y Minero de España y Universidad Politécnica de Valencia: 1-328.

Sahuquillo, A., Cassiraga, E., Solera, A., Murillo, J.M. (eds). 2010. Modelos de uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Samper, J. 1997a. Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia y por balance de agua: utilización, calibración y errores. En: ITGE (ed.). La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. Asociación Internacional de Hidrogeólogos (Grupo Español), Madrid; pp. 41-82.

Samper, J. 1997b. Evaluación de la recarga a partir de modelos de flujo en acuíferos. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 153–180.

Samper, J.; Poncela, R.; Custodio, E.; García Vera, M.A. 1991. Estimation of infiltration recharge from a combination of meteorological and hydrogeological data. Aquifer Over–exploitation. Inter. Assoc. Hydrogeologists. 1: 85–88.

Samper, J.; Custodio, E.; García Vera, M.A. 1993. Preliminary isotopic study of groundwater salinity variations in the closed–basin semiarid area of Los Monegros, Spain. Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere. Intern. Atomic Energy Agency, Vienna. IAEA–SM–329/32: 213–228.

Samper Calvete, J., García Vera, M.A. 1997. Estimación de la recarga producida por la lluvia y los excedentes de riego mediante balances diarios de agua en el suelo: experiencias en diferentes zonas climáticas. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 368–380.

Samper, J.; Huguet, Ll.; Arés, J.; García, M.A. 1999. Manual del usuario del programa Visual Balan V.1.0. Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, S.A. (ENRESA). Publicación Técnica número 05/99: 1-134.

Samper, F.J., Juncosa, R., Delgado, J., Montenegro, L. 2000. CORE-2D: A code for non-isothermal water flow and solute transport. Users' Manual Version 2. Universidade da Coruña, Tech. Publ. 6/2000. ENRESA: 1-131.

Samper, F.J., García Vera, M.A. 2004. Visual-Balan, un modelo interactivo de balance hidrológico: estado actual y desarrollos futuros. VIII Simposio de Hidrogeología, Zaragoza. Hidrogeología y Recursos Hidraúlicos XXVI: 595-604.

Samper, J., Huguet, Ll., Ares, J., García-Vera, M.A. 2005a. User's guide Visual BALAN v.2.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, A Coruña: 1-150.

Samper, J., García Vera, M.A., Veiga, B. P., Alvares, D., Varela, A., Losada. J. A. 2005b. Modelos hidrológicos y Sistemas de Información Geográfica para la estimación de los recursos hídricos: aplicación de GIS-BALAN a varias cuencas españolas. VII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo. A Coruña: 269-274.

Samper, J., García Vera, M.A., Alvares, D. 2005c. Evaluación preliminar de la incidencia del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca del Ebro. Confederación Hidrográfica del Ebro. Zaragoza:1-166

Samper, J., García Vera, M.A., Pisani, B., Alvares, D., Espinha Marques, J. Varela, A.

Losada, J.A. 2007a. Using hydrologic models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: Application of GIS-VISUAL-BALAN to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estrela). Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability. Proc. Fourth InterCeltic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources, Guimarães, Portugal. IAHS, Publ. 310: 259- 266.

Samper, F.J., Pisani, B., Alvares, D., García Vera M.A. 2007b. GIS-BALAN: Un modelo hidrológico semi-distribuido acoplado a un sistema de información geográfica para la estimación de los recursos hídricos. En: J.V. Giráldez y F.J. Jiménez (eds.), VIII Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'07, Córdoba: 341-346.

Samper, J., Pisani, B., Álvares, D., García Vera, M.A. 2007c. Evaluación del efecto del cambio climático en la cuenca hidrográfica del Ebro mediante modelos hidrológicos y Sistemas de Información Geográfica, En: J.V. Giráldez y F.J. Jiménez (eds.), VIII Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'07, Córdoba: 347-353.

Samper, J., Álvares, D. 2008. Evaluation of climate change impacts on water resources of Ebre River Basin with GIS-BALAN. XVII Intern. Conference on Computational Methods in Water Resources. San Francisco, California, USA.

Samper, J., Pisani, B. 2009. Aquifer recharge evaluation by a combination of soil water balance and groundwater flow models. Estudios en la Zona No Saturada del Suelo, IX. Barcelona: 8pp.

Samper, J., Pisani, B. 2015. Hydrological models of interflow in three Iberian mountain basins. Environ. Earth Sci.; 73: 2645-2656.

Samper, J., Li, Y., Pisani, B. 2015. An evaluation of climate change impacts on groundwater flow in the La Plana de la Galera and Tortosa alluvial aquifers (Spain). Environmental Earth Sciences, DOI: 10.1007/s12665-014-3734-3.

Samper Calvete, J., Pisani Veiga, B. 2018. Evaluación de los recursos hídricos en la cuenca del río Arnoia en el noroeste de la Península Ibérica mediante modelos hidrológicos de balance: comparación de Visual-BALAN y SIMPA. Agua Subterránea, Medio Ambiente, Salud y Patrimonio. Congreso Ibérico. AIH-GE. Salamanca: 853-863. ISBN: 978-84-938046-6-4.

Sánchez Martín, N. 2009. Teledetección óptica aplicada a un modelo distribuido de balance hídrico (HIDROMORE) para el cálculo de evapotranspiración y humedad de suelo. Tesis Doctoral. Departamento de Ingeniería Cartográfica y del Terreno, Universidad de Salamanca: 1-410.

Sánchez, J.M., Caselles, V., Niclòs, R., Valor, E., Coll, C., Laurila, T. 2007. Evaluation of the B–method for determining actual evapotranspiration in a boreal forest from MODIS data. International Journal of Remote Sensing, 28 (5–6): 1231–1250.

Santana, L. 1986. Estudio de la precipitación de niebla en Tenerife. En: Silva et al. (eds.), ICONA, 1- 97.

Santana, L. 1990. La importancia hidrológica de las nieblas en las cumbres del parque Nacional de Garajonay. En: Pérez de Paz, L. (ed.) Parque Nacional de Garajonay, Patrimonio Mundial. Excmo. Cabildo de la Gomera., ICONA,: 66-71.

Sanz, D., Gómez-Alday, J.J., Castaño, S. Moratalla, A. De las Heras, Martínez-Alfaro, P.E. 2009. Hydrostratigraphic framework and hydrogeological behaviour of the Mancha Oriental System (SE Spain). Hydrogeology Journal. 17, 1375-1391.

Sanz, D., Castaño, S., Cassiraga, E., Sahuquillo, A., Gómez-Alday, J.J., Peña, S., Calera, A. 2011. Modeling aquifer-river interactions under the influence of groundwater abstractions in the Mancha Oriental System. Hydrogeology Journal. 19, 475- 487.

Sanz Pérez, E. 1986. Estimación de la infiltración anual en la cuenca de alimentación del manantial de Vozmediano (Soria). Jornadas sobre el Karst en Euskadi. Grupo Español de Hidrogeología. San Sebastián. 1: 103-117.

Sanz Pérez, E. 1997. Estimation of basin wide recharge rates using spring flow, precipitation, and temperature data. Ground Water, 35(6): 1058-1065.

Sanz, E., López, J.J. 2000. Infiltration measured by the drip of stalactites. Ground Water, 38(2): 247-253.

Sanz, E., Menendez-Pidal, I., Tavara, C. 2011. Calculating the average natural recharge in large areas as a factor of their lithology and precipitation. Hydrology and Earth System Sciences,8: 1-38.

Sanz, E., Menéndez Pidal, I., Tavara, C. 2013. Calculating average natural recharge in large areas as a factor of its lithology and precipitation. Tecnología y Ciencias del Agua, IV(1)191-198.

Sapriza-Azuri, G., Jódar, J., Navarro, V., Slooten, L.J., Carrera, J., Gupta H.V. 2015a. Impacts of rainfall spatial variability on hydrogeological response. Water Resources Research, https://doi.org/10.1002/2014WR016168

Sapriza-Azuri, G., Jódar, J., Gupta, H.V., Carrera, J, 2015b: Toward a comprehensive assessment of the combined impacts of climate change and groundwater pumping on catchment dynamics. Journal of Hydrology, 529: 1701-1712, https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.08.015.

SASMIE. 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio, para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. UPC e-books. Barcelona: 1–852. http://hdl.handle.net/2117/111515.

Scheiber Pagès, L. 2017. Support tools for groundwater management in the proximity of a mine site. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona .

Scheiber, L.; Ayora, C.; Vázquez–Suñé, E.; Cendón, D.I.; Soler, A.; Custodio, E.; Baquero, J.C. 2015. Recent and old groundwater in the Niebla–Posadas regional aquifer (southern Spain): Implications for its management. J. Hydrol., 523: 624–635.

Sosa, E., Guerra, J.C., Arencibia, M.T. 2011a. Isotopic composition of rainwater in the subtropical region, Canary Island. Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 13. EGU2011-8841-1, 2011.

Sosa E., Guerra J.C. and Arencibia M.T., 2011b. Isotopic composition of rainwater in the Subtropical Island of Tenerife, Canary Islands. J. Environmental Hydrology, 19.

Stigter, T.Y., Nunes, J.P., Pisani, B., Fakir, Y., Hugman, R., Li, Y., Tomé, S., Ribeiro, L., Samper, J., Oliveira, R., Monteiro, J.P., Silva, A., Tavares, P.C.F., Shapouri, M., Cancela da Fonseca, L., El Himer, H. 2014. Comparative assessment of climate change impacts on coastal groundwater resources and dependent ecosystems in the Mediterranean. Regional Environmental Change, DOI 10.1007/s10113-012-0377-3.

Témez, J.R. 1977. Modelo matemático de transformación precipitación–aportación. ASINEL. Madrid.

Témez, J.R. 1978. Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales. MOPU, Dirección General de Carreteras, Madrid:1-111.

Témez, J.R. 1992. Generalización y mejora del método racional. Versión de la Direccción General de Carreteras de España. Ingeniería Civil, 82: 51-56.

Terink, W., Lutz, A.F., Simons, G.W.H., Immerzeel, W.W., Droogers, P. 2015. SPHY v2.0: spatial processes in Hydrology. Geosci. Model Dev. 8, 2009–2034.

Touhami, J. M. Andreu., E. Chirino, J.R. Sánchez, H. Moutahir, A. Pulido–Bosch, P. Martínez–Santos, Bellot J. 2012. Recharge estimation of a small karstic aquifer in a semi–arid Mediterranean region (southeastern Spain) using a hydrological model. Hydrological Processes, 27(2): 165-174.

Touhami, J.M. Andreu, E. Chirino, J.R. Sánchez, A. Pulido–Bosch, P. Martínez–Santos, H. Moutahir, Bellot J. 2013. Comparative performance of soil water balance models in computing semi–arid aquifer recharge. Hydrological Sciences Journal, 59: 193-203.

Trick, T. 1998. Impactos de las extracciones de aguas subterránea en Doñana: aplicación de un modelo numérico con consideración de la variabilidad de la recarga. Tesis doctoral. ETSICCP–UPC. Barcelona.

Trick, T.; Custodio, E.; Manzano, M. 1995. Actualización del modelo hidrogeológico de la zona de El Abalario (Huelva). Hidrogeología y Recursos Hidráulicos. Madrid. XIX: 661–677. ISBN: 84.7840.240.3.

Trick, T., Custodio, E. 1997. Evaluación de la recarga en El Abalario (Doñana, Huelva) por modelación estacionaria del flujo del agua subterránea. La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. Asociación Internacional de Hidrogeólogos–Grupo Español. ITGE, Madrid: 347–355.

Trick, T. 1998. Impactos de las extracciones de agua subterránea en Doñana: aplicación de un modelo numérico con consideración de la variabilidad de la recarga. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Barcelona.

Trick, T., Custodio, E. 2004. Hydrodynamic characteristics of the western Doñana region (area of El Abalario), Huelva, Spain. Hydrogeology Journal, 12(3): 321–335.

Trigo, R.M., Pozo-Vazquez, D., Osborn, T.J., Castro-Diez, Y., Gamiz-Fortis, S., Esteban-Parra, M.J. 2004. North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. Intern. J. Climatology, 24: 925–944.

Turrero, M.J., Garralón, A., Martín–Chivelet, J. et al. 2008. Seasonal and interannual changes in Ca and Mg of dripping waters in Kaite Cave (Spain). Geochim. et Cosmochim. Acta, 71(15–1): A962.

Turrero, M.J., Garralón, A., Sánchez, L., Ortega, A.I., Martín–Chivelet, J., Gómez, P., Escribano, A. 2015. Variations in trace elements of drip waters in Kaite Cave (N Spain): Significance in terms of present and past processes in the karst system. In: B. Andreo, F. Carrasco, J.J. Durán, P. Jiménez, J.W. LaMoreaux (eds.), Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer: 579–587.

Turu i Michels, V. 1997. Evaluación de la recarga de un acuífero fisurado: utilización de los modelos de flujo en un medio fisurado por el macizo de Padern-Solà d'Engordany, Principado de Andorra (Pirineo Oriental). En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 407–418.

UPC. 2003. Visual TRANSIN Code. Departament d'Enginyeria del Terreny. UPC. Barcelona.

Valiente, J.A, Nuñez, M., López-Baeza, E., Moreno, J.F.1996, Narrow-band to broad-band conversion form Meteosat-visible channel and broad-band albedo using both AVHRR-1 and -2 channels, Intern. J. of Remote Sensing 16(6): 1147-1166.

Vallejos, A. 1997. Caracterización hidrogeoquímica de la recarga de los acuíferos del Campo de Dalias a partir de la Sierra de Gador (Almería). Tesis Doctoral, Universidad de Granada: 1–257.

Valor, E., Caselles, V. 2005. Validation of the vegetation cover method for land surface emissivity estimation. In: Recent Research Developments in Thermal Remote Sensing. Research Signpost. Kerala (India). 1–20.

Vanderlinden, K., Giraldez, J.V., van Meirvenne, M. 2004. Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in Southern Spain. J. Irrig. Drain. Eng. ASCE 130: 184-191.

Vanderlinden, K., Giraldez, J.V., van Meirvenne, M. 2005. Soil water-holding capacity assessment in terms of the average annual water balance in Southern Spain. Vadose Zone J. 4: 317-328.

Vázquez Suñé, E., Sànchez Vila, X. 1997. Cálculo de balance y recarga en la ciudad de Barcelona. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 399–406.

Vázquez Suñé, E. 2003. Hidrología en zonas urbanas. El caso de Barcelona / Urban groundwater: Barcelona city case study. Tesis doctoral. ETSICCP–UPC. Barcelona.

Vázquez–Suñé, E.; Custodio, E.; Soler, A.; Carrera, J. 2001. Aplicación de la geoquímica isotópica del azufre para la determinación del origen de la recarga en los acuíferos del Llano de Barcelona. Las Caras del Agua Subterránea (Medina y Carrera, eds.). Congreso en Memoria de Germán Galarza. Barcelona. Septiembre de 2001. IGME. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas. IGME. I: 429–436.

Vázquez–Suné, E., Sánchez–Vila, X., Carrera, J.; Arandes R. 2006. ¿La explotación intensiva puede ser beneficiosa?: efectos del cese de la explotación intensiva en la ciudad de Barcelona. Symposium on Intensive Use of Groundwater. Valencia.

Veeger, A.I. 1991. Geochemical methods for evaluating the origin and evolution of ground water in volcanic rocks. Doctoral Thesis, University of Arizona: 1-241.

Vélez, J., Sahuquillo, A., Francés, F., García Bartual, R. 1997. Evaluación de la recarga del acuífero que alimenta al manantial de Los Santos, Alcúdia de Crespins (Valencia). En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica. AIH-GE/IGME. Madrid: 419–428.

López-Vera, F. 1990. Contaminación de las aguas subterráneas. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Centro de Publicaciones.

Versini, P.–A.; Pouget, L.; Mc Ennis, S.; Custodio, E.; Escaler, I. 2016. Climate change impact on water resources availability – Case study of the Llobregat River basin (Spain). Hydrological Sciences Journal, 61(14): 2496–2508.

von Igel Grisar, W.F. 2006. Impactos del cambio climático y escenarios de gestión en la Unidad Hidrogeológica de Inca–Sa Pobla (Mallorca, España). Tesis de Master en Hidrología Subterránea. Departament d'Enginyeria del Terreny i Cartogràfica. UPC. Barcelona.

Voss, C.I., Provost, A.M. 2010. SUTRA, a model for saturated-unsaturated variable-density ground-water flow with solute or energy transport. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 02-4231:1- 291.

Were, A., Villagarcía, L., Domingo, F., Mero M.J., Dolman, A.J. 2008. Aggregating spatial heterogeneity in bush vegetation patch in semiarid SE Spain: a multi-layer model versus a single-layer model. Journal of Hydrology, 349:156-167.

Wuilleumier, A. 2017. Identifying trends in the water cycle of the "Gave de Pau" and "Gave d'Oloron" catchment areas in the northern Pyrenees. In: M.L. Calvache, C. Duque y D. Pulido-Velazquez, (eds.), Impacts of Global Change on Western Mediterranean Aquifers. International Congress on Groundwater and Global Change in the Western Mediterranean, Granada, International Association of Hydrogeologists-Spanish Chapter. Universidad de Granada.

Younger, P.L., Teutsch, G., Custodio, E., Elliot, T., Manzano, M., Sauter, M. 2001. Assessments of the sensitivity to climate change of flow and natural water quality in four major carbonate aquifers of Europe. Sustainable groundwater development. Ed.. The Geological Society (London) Special Publication 193: 303–323.

Yustres, Á., Navarro, V., Asensio, L., Candel, M., García, B. 2013. Groundwater resources in the Upper Guadiana Basin (Spain): a regional modelling analysis. Hydrogeology Journal, 21(5), 1129-1146.

Anexos al Capítulo 10

A10.1 Contribuciones derivadas de las entrevistas

Se incluyen aquí las contribuciones extensas que se han derivado de las entrevistas con expertos. Se referencian en el texto por la clave del Anexo, su número de orden en la carátula y el nombre del autor abreviado: A10.1-[X]- YYYYYY. X es número de orden general de la entrevista y YYYYYY el nombre de la persona o personas entrevistadas. Las entrevistas aquí relacionadas son las de la tabla a continuación.

Numeración	**Entrevistados/aportación**	**Lugar de trabajo**
A10.1-[1]	J.J. Braojos Ruiz	ExConsejo Insular de Aguas de Tenerife
A10.1-[3]	L.M. Santana Pérez	ExServicio de Meteorología de Canarias
Numeración	**Entrevistados**	**Lugar de trabajo**
A10.2-[8]	J.G. Heredia y otros	Instituto Geológico y Minero de España
A10.2-[9]	E. Sanz Pérez	ETS Ing. Caminos Canales Puertos, Madrid
A10.2-[10]	M.R. Llamas	Real Academia de Ciencias
A10.2-[11]	A. Sahuquillo	U. Politécnica de Valencia y RAC
A10.2-[15]	J.V. Giráldez	U. Córdoba
Numeración	**Documento de partida**	**Tema interpretado**
A10.3.1	Pérez Martín (2005)	Modelo Demarcación del Júcar
A10.3.2	Casado et al. (1997)	Mancha oriental
A10.3.3	Samper/GarcíaVera(1997)	Monegros
A10.3.4	Samper/GarcíaVera(1997)	Andújar
A10.3.5	Samper/GarcíaVera(1997)	El Cabril
A10.3.6	Vélez et al. (1997)	Manantiales en karst
A10.3.6	Alcalá y Custodio (2012b)	Recarga Península CMB

Resultados de entrevistas RAEMIA + aportación		
Nº 1-171018 A10.1-[1]-Braojos	**Fecha 17-10-2017**	**Lugar** Plaza del Príncipe de Asturias, SC Tenerife

Entrevistado: Juan José Braojos Ruiz
Organismo/empresa: Consejo Insular de Aguas de Tenerife (funcionario jubilado)
Temática: Recarga en Tenerife y papel de la lluvia horizontal

Comentarios

El "modelo matemático de la hidrología de superficie de Tenerife" (MHSup) está actualmente en su cuarta versión. El modelo conceptual, con sus correspondientes algoritmos matemáticos, fue construido a principios de la década de 1990, en el Consejo Insular de Aguas de Tenerife (CIATF), por el entrevistado (Ingeniero Técnico de O. P. e Hidrólogo, responsable del Área de Recursos del CIATF antes de su jubilación). La trasposición al lenguaje informático la encargó dicho Organismo a la empresa INCLAM (Ingeniería del Agua), siendo la persona responsable de dicho cometido Alfonso Andrés (Ingeniero de Caminos y Director General de la empresa). Se le ha incorporado un submodelo para tener en cuenta lo que se conoce como lluvia horizontal o de condensación, allí donde

es significativa, con la metodología elaborada en el Consejo Insular de Aguas de Tenerife (CIATF), que se refleja en la publicación Braojos Ruiz (2015): "La nube, el pino y la otra lluvia"; Consejo Insular de Aguas de Tenerife, Santa Cruz de Tenerife: 1-339, en versión impresa y en versión digital.

En las fechas de la primera versión del MHSup, en Tenerife solo se disponía de 4 estaciones meteorológicas completas de la red del ICIA (Instituto Canario de Investigación Agraria) con las que obtener la evapotranspiración de referencia ET_0, pero que solo cubrían parte de la superficie de la isla. Con los valores aportados por dichas estaciones se corrigieron los cálculos de la evapotranspiración potencial (ETP) obtenidos con la fórmula de Thornthwaite a partir de los datos de temperatura de las numerosas estaciones existentes y que cubren las distintas áreas climáticas. Actualmente, la red hidrometeorológica está ampliada con nuevas estaciones completas de Agrocabildo (Área de Agricultura del Cabildo de Tenerife) y de otros organismos, de modo que puede abordarse el cálculo de la ET_0 por el método FAO (fórmula de Penman-Monteith). Se dispone de coeficientes de "cultivo" relativos a los cultivos. Está previsto abordar en breve un trabajo complementario del CIATF, por encargo al Departamento de Agronomía de la Universidad de La Laguna, para la evaluación de los coeficientes que corresponden a la vegetación natural y hacer extensible la aplicación de dicho método a todas las zonas de Tenerife de las que se dispone de datos meteorológicos suficientes.

El modelo hidrológico MHSup es similar al SIMPA, que tiene una malla de 1 km x 1 km, pero en el caso de Tenerife, para que sea capaz de considerar el marcado relieve del territorio y las singularidades específicas de la hidrología canaria, se ha trabajado con una malla de 200 m x 200 m. Además, se ha complementado el procedimiento tradicional usado en la hidrología continental con los algoritmos que dan respuesta a las mencionadas singularidades. Por otro lado, a diferencia del SIMPA (modelo lluvia-escorrentía), el MHSup es un modelo lluvia-infiltración.

Para conseguir suficiente detalle edáfico, se hizo un trabajo específico por la Universidad de La Laguna. La Dra. Marisa Tejedor, de la Universidad de La Laguna, dirigió los trabajos para el CIATF, de determinación de la capacidad de campo/reserva útil de agua del suelo en más de un centenar de lugares.

Para el estudio de detalle del balance de agua en el suelo, se hicieron mediciones en las 7 cuencas endorreicas existentes en el interior de la Caldera de Las Cañadas.

Se ha corrido el modelo de simulación, con y sin aportación de lluvia horizontal. Para una recarga insular de 180 mm/año, la diferencia entre considerar o no la lluvia horizontal, allí donde ésta se puede producir, lleva a un incremento a nivel insular de 16 mm/año.

Para realizar estudios de detalle de la importancia de la lluvia horizontal se consideran los Nacientes de Aguirre, en Anaga. Son permanentes, aunque con caudal variable a lo largo del año. El caudal se incrementa entre mayo y julio, que es cuando es mayor la lluvia horizontal. También, en la Dorsal hay algunas galerías que mantienen su caudal a partir de la lluvia horizontal. Aquellas galerías de La Orotava que alcanzan el "mortalón"

hacen posible controlar las aportaciones de la recarga; al igual que lo hacen los pozos del Valle de Los Rodeos actuando como piezómetros o los dos sondeos de 505 m y 404 m de profundidad ejecutados en el recinto de Las Cañadas.

La captación de agua de la niebla ha sido estudiada desde hace tiempo por la Dra. María Victoria (Vicky) Marzol, de la Universidad de La Laguna. La lluvia horizontal tiene mayor relevancia en las partes altas orientadas al Norte de la isla de La Gomera. Según experiencias de Ritter et al. (2005), el aporte de agua de niebla bajo el arbolado de laurisilva del Parque de Garajonay fue de 322 mm/año, que se convierten en una recarga media insular de unos 70 mm/año.

Revisado el 03-11-17

Adicional. La figura siguiente es un resultado reciente (2019) elaborado por J.J. Braojos para la planificación hidrológica de Tenerife.

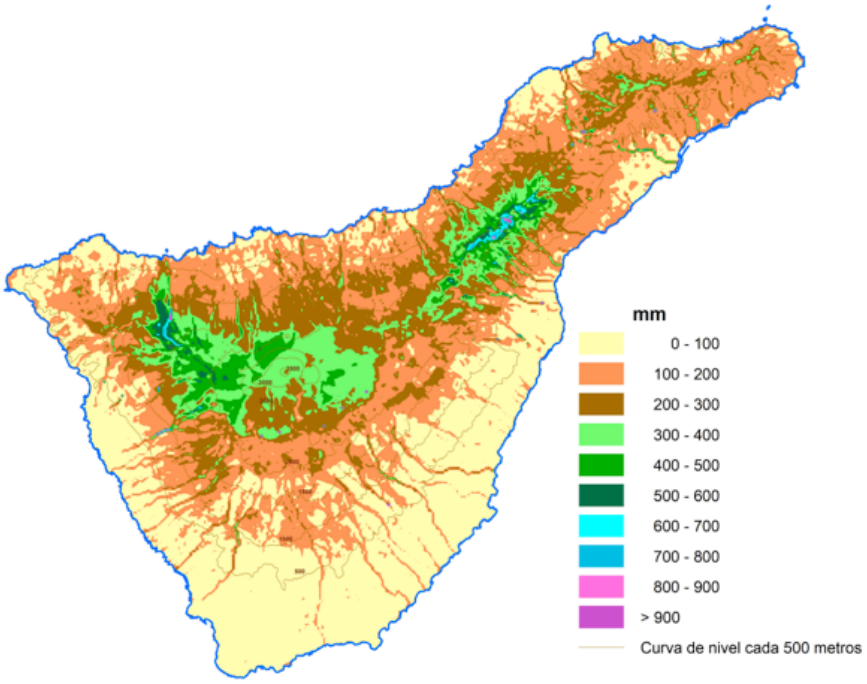


Figura adicional al Anexo A10.1-[1]-Braojos, contribuida por el entrevistado como elaboración en curso (2019) de la planificación hidrológica de Tenerife, que se deriva del modelo de precipitación-recarga. Valores de recarga madia anual en mm/a, para el periodo 1944-2015. La altitud se da con curvas de nivel cada 500 m.

Resultados de entrevistas RAEMIA + aportación		
Nº 3-171019 A10.1-[3]-Santana	**Fecha** 19-10-2017	**Lugar** Sede la Universidad Internacional Menéndez Pelayo, Santa Cruz de Tenerife
Entrevistado: Luis M. Santana Pérez		
Organismo/empresa: Meteorólogo jubilado del Servicio de Meteorología de Canarias		
Temática: Lluvia oculta y rocío: ejemplo de Lanzarote		

Comentarios

Tras considerar el tema de la lluvia oculta en Lanzarote, se envió el texto de un librito escrito en memoria de un pionero del estudio de enarenados en Lanzarote, del que se extrae lo que sigue:

Precipitaciones ocultas y deposición de rocío y su aprovechamiento en Lanzarote.
El rocío o serenada es un fenómeno meteorológico en el que la humedad del aire se condensa en forma de gotas por la disminución brusca de la temperatura o el contacto con superficies frías. Se trata de condensación sobre la superficie del terreno y la cubierta vegetal del suelo.

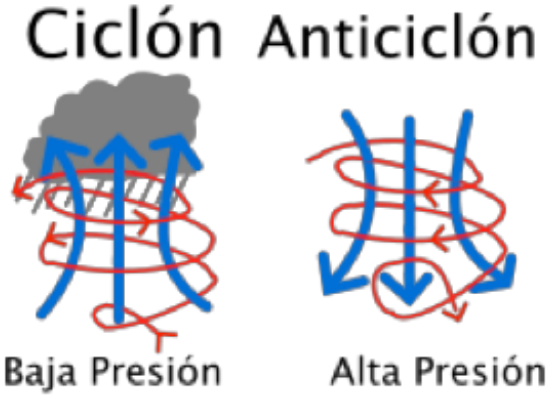
Una de las formas de producción de rocío se relaciona con el enfriamiento nocturno del suelo y de la capa de aire adyacente, debido a la emisión de radiación infrarroja. Esta pérdida de energía es mayor en noches despejadas y frías.

Las nieblas son sistemas coloidales compuestos de gotitas de agua y partículas sólidas formadas por la condensación del vapor de agua sobre núcleos higroscópicos. La cantidad de agua líquida contenida en las nieblas varía entre 10^{-4} y 2 g/m^2 y su valor medio se considera próximo a 0,2 g/m^2.

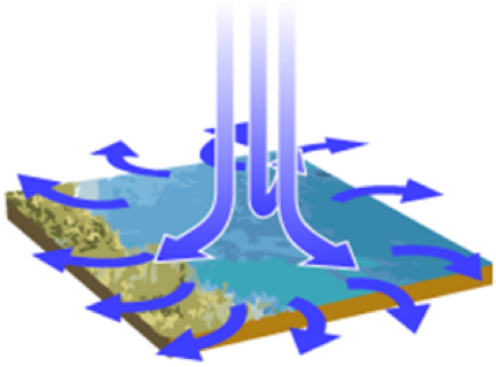
La cantidad de agua condensada en las nubes es en promedio un poco más elevada que en las nieblas y varía entre 0,01 y 4 g/m^2. La base de las nubes se encuentra a una centena de metros sobre la superficie del suelo, mientras que la base del "estrato de niebla" se encuentra próxima al suelo. En lugares de gran altitud, como en las cumbres canarias, la nube se convierte en "niebla" si la altitud del relieve es superior al de la base de la nube.

La niebla es una nube estratiforme en contacto con el suelo o a poca altura sobre el mismo, que reduce la visibilidad a menos de 1 km. Si la niebla es más tenue y la visibilidad horizontal está entre uno y dos kilómetros, se denomina neblina. También se forma cuando el vapor de agua se condensa, ya sea por enfriamiento o por aporte de humedad a la masa de aire en forma de gotas de agua y estas gotas de agua no son lo suficientemente grandes como para que la fuerza de la gravedad terrestre las haga precipitarse, como en el caso de la lluvia. En la atmósfera hay gran cantidad de agua ya líquida. Si la gota viniese de condensación, se liberaría gran cantidad de calor por cambio de fase, lo que únicamente sucede a pequeña escala.

Niebla de advección (José Calvo)



Anticiclón borrasca



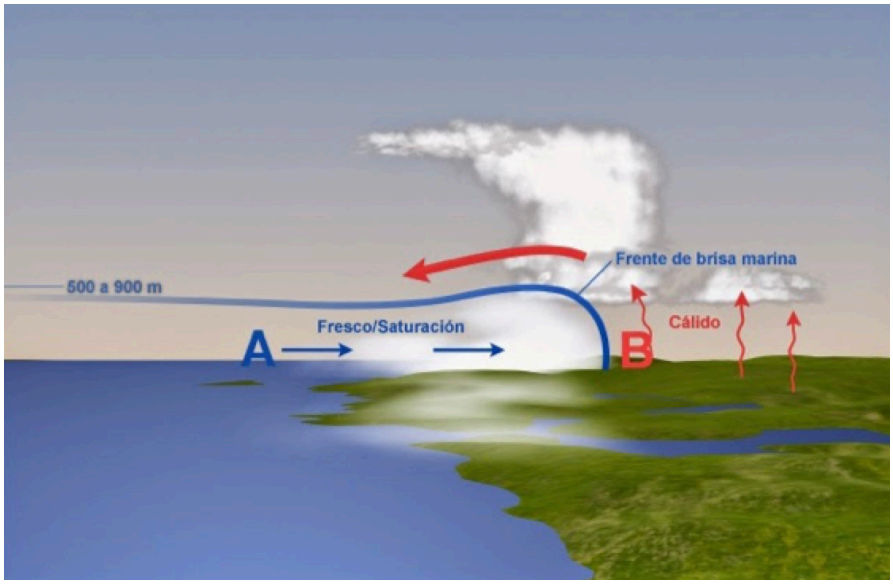
Anticiclón, masa de aire que desciende (José Calvo)

Anticiclón (José Calvo)

Niebla de irradiación: se forma por el enfriamiento del aire cercano al suelo, que pierde temperatura rápidamente por irradiación. Para su formación se requiere un enfriamiento que condense el aire húmedo existente. Por tanto, se necesita frío y humedad, que son condiciones que siempre se dan en condiciones de estabilidad y en presencia de un estado de anticiclón, en el que el aire frío, más denso, desciende desde capas altas y se expande sobre el suelo. Ocurre tras la puesta del sol, cuando el suelo pierde calor a través de la emisión de radiación infrarroja en noches sin nubes, cuando el suelo enfriado produce condensación en el aire cercano al suelo

Niebla de irradiación en Lanzarote (11-01-2016)

Niebla en Tinajo, Timanfaya y Yaiza, Lanzarote (17-10-2016)



Niebla de advección (José Calvo)

Niebla de advección o niebla orográfica: se genera cuando una corriente de aire cálido y húmedo se desplaza (irrupción) sobre una superficie más fría. El aire se enfría desde abajo, su humedad relativa aumenta y el vapor de agua condensa, formando la niebla. Para la formación de niebla es necesario que el viento sople con una intensidad entre 8 y 24 km/h, para que se pueda mantener constante el flujo de aire cálido y húmedo. Si el aire está en calma, el vapor de agua se deposita sobre el suelo, formando la precipitación de rocío. Son frecuentes en las áreas costeras, especialmente en invierno, cuando el aire relativamente más cálido y húmedo procedente del mar fluye hacia la tierra más fría. Este fenómeno es común en las cumbres de laderas inclinadas cuando el aire húmedo del océano es obligado a ascender sobre ellas; en cotas elevadas se forma nubosidad.

Foto cerca de Peña Chache el 28 de mayo de 2016. Por la mañana neblina/niebla suave. Por la tarde y más intensamente a partir de medianoche, "decanta" o precipita sobre el suelo y plantas. Se trata de neblinas secas, en cuyo interior el visitante no se empapa durante el día.

Foto al amanecer, a escasos metros de la orilla del mar, cerca de los bungalows de Famara. Los hoyitos son pisadas. El mar lleva a tierra aire húmedo y produce advección a pequeña escala. Los bordes de las huellas recogen las partículas o gotículas de agua, mientras que en el fondo está mayormente protegido. Es el fenómeno de la "maresía" (denominación de origen portugués).

La disipación de la niebla es un proceso inverso, por calentamiento de la masa de aire o porque la masa de aire pierde humedad.

Medición de la precipitación de rocío

Es una observación inédita, no evaluada tradicionalmente en los observatorios oficiales por medio de instrumentos básicos reglamentarios. Se realiza cada mañana tras un procedimiento vespertino, en días no lloviznosos o lluviosos, en una red de recipientes sencillos, en lugares donde se espera el depósito de rocío sobre obstáculos a ras de suelo, en cantidades notables, al amanecer. Conviene colocar varios recipientes en cada localidad y así promediar las observaciones.

Se trata de un recipiente abierto de superficie conocida que contiene una lámina de parafina, más ligera que el agua líquida, teñida con substancias lisocrómicas. Se coloca al aire libre en un lugar horizontal cercano al suelo y aislado de obstáculos y protegido del acceso de animales y otras actuaciones capaces de ocasionar pérdidas.

En cualquier época, se seleccionan los días de características meteorológicas normales, representativas de los periodos vespertinos y nocturnos a lo largo del año. Se descartan las tardes lluviosas, calimosas, ventosas o cuando el observador tiene una sensación

térmica de exceso de calor o notable frío. Cerca del lugar de experimentación se instala un pluviómetro Hellmann.

Se pesa el recipiente antes de la colocación vespertina en una balanza de precisión. Después, a primera hora de cada día siguiente, se mide el contenido acuoso del recipiente, tras comprobar que no ha habido precipitaciones verticales apreciables. Esa medida se hace por pesada, ya que la ganancia de agua puede no ser directamente visible. La precipitación de rocío es la diferencia entre el peso matutino y el peso previo vespertino. Si se observa que existe una cantidad de agua apreciable, se puede proceder a su extracción y medida con una pipeta graduada. La superficie del recipiente proporciona la altura de rocío en el día considerado.

Para obtener datos de estudio, se pueden efectuar observaciones diarias en intervalos de diez días consecutivos que cumplan las condiciones anteriormente propuestas, en inverno, primavera, otoño y dos veces en verano, para totalizar unas cincuenta mediciones diarias durante un año.

Estas mediciones no se han realizado hasta el momento ni se conocen en otros lugares a nivel internacional. Un inconveniente práctico, es la pequeña cantidad de rocío recogida, lo que hace que le medida por pesada diferencial pueda entrañar un importante error.

El rocío en Lanzarote

Los eventos meteorológicos más adecuados para obtener precipitación de rocío sobre los campos próximos a la costa y medianías, son las brisas muy suaves o vientos en calma durante la noche y primeras horas de la mañana. El contenido acuoso de la capa delgada neblinosa precipita en forma de rocío sobre el suelo antes de que el sol empiece a calentarlo. La cantidad de agua es imperceptible por la instrumentación meteorológica tradicional, pero es suficiente para irrigar los enarenados y hacer posible el aprovechamiento agrícola de los campos. La humedad del aire en contacto con el suelo aumenta a partir de las últimas horas vespertinas, cuando la atmósfera está despejada de nubosidad y por tanto el calor de la atmósfera se dispersa en sus capas superiores. La atmósfera se enfría, facilitando la concentración de minúsculas gotas de agua. Aparece una incipiente capa nubosa, llamada neblina de radiación

Los cultivos en bancales en las laderas de medianías de Haría, a sotavento de los vientos húmedos marinos, reciben precipitaciones indetectables en los instrumentos meteorológicos tradicionales. Son las precipitaciones "ocultas" naturales, que están pendientes de valorar.

Ensayo en Lanzarote. Gotas atrapadas en parafina. Junio de 2016

Aprovechamiento del rocío en agricultura: los enarenados

El enarenado o arenado consiste en una capa de material arenoso limpio sobre el terreno que se desea cultivar, con un espesor entre 10 y 20 cm. La condensación por el enfriamiento nocturno y la baja retención de agua de los granos de arena no porosos permite que esta agua llegue al suelo que está debajo y así palia la falta de agua de precipitación en zonas áridas, al tiempo que reduce la evaporación por difusión de vapor. Es un efecto natural similar al del mantillo o "mulch". Además, la capa de recubrimiento protege al suelo de la erosión eólica y de las lluvias intensas.

Las precipitaciones anuales en Lanzarote son escasas, tanto más cuanto más hacia el Sur. La vegetación existente se justifica por la importancia de las precipitaciones "ocultas"

Las laderas de los Riscos de Famara, en basaltos miocenos, tienen recubrimientos eólicos muy arenosos y expuestos a los vientos húmedos que soplan en el sector NNE a NE. La precipitación "oculta" aporta notable cantidad se agua al suelo, que es suficiente para mantener la vida en esas laderas.

Las zonas de jable son arenales debidos a dunas y arenas de origen eólico, con tres fuentes de arena:

a) Erosión de las rocas volcánicas de la isla por los vientos húmedos del NNW a NE, con la dirección NNE dominante, que son particularmente intensos durante el estío.

b) Arenas muy finas provenientes del desierto africano, transportadas los días calimosos, cuando soplan vientos intensos en el sector NE a SE.

c) Arenas marinas de origen orgánico (detritos calcáreos de conchas y masas coralinas) en la franja de territorio llamada Corredor del Jable, transportada por los vientos intensos constantes que soplan del sector N a NE a partir de la Playa de Famara.

La agricultura de enarenados se comenzó a utilizar en Lanzarote tras las sucesivas erupciones volcánicas de 1730 a 1736. Los cultivos obtenidos son el resultado de la maestría del campesino. En este caso, el enarenado más común consiste en una capa de lapilli (picón) o ceniza volcánica sobre el terreno que se desea cultivar, con un espesor entre 10 a 12 cm. Sobre las arenas, cenizas volcánicas y lapilli naturales se forma un suelo, que incluye polvo sahariano o marino depositado sobre el terreno por la acción del viento. Se cree que la horticultura en arenados naturales se inició en Lanzarote en las áreas de la Geria, San Bartolomé y Güime. Posteriormente se mejoró el rendimiento mediante un estercolado. La técnica se exportó a principios del siglo XX al sureste de la Península Ibérica, también árida.

Los enarenados naturales se localizan en áreas próximas a los volcanes recientes, donde el picón recubre el suelo edáfico preexistente, con un espesor entre 0,2 y 2 m. Los cultivos deben disponer de un sistema radicular profundo que les permita atravesar la capa de lapilli. Por ello, el cultivo dominante suele ser la vid y en menor medida la higuera y otros frutales. La preparación del terreno de cultivo consiste en la apertura de hoyos o calderas de 1,25 m de profundidad, hasta llegar al suelo. En el fondo se planta una viña o árbol frutal. 1 ha de enarenado puede acoger entre 250 y 300 plantas. Los hoyos se protegen con pequeños muros de piedra, que se sitúan perpendiculares a la dirección de los vientos dominantes. De esta manera, se ha conseguido cultivar en la parte más árida de la isla, en un ambiente de fuerte evaporación y elevada insolación.

Los enarenados artificiales consisten en suelos cubiertos con lapilli aportado artificialmente. Para cultivar, se limpia el suelo de piedras y sobre el mismo se pone una capa de lapilli nuevo (negro) de 10 a 15 cm. El suelo puede mantener la humedad incluso doce meses después de las últimas lluvias caídas, obteniéndose unos rendimientos agrarios comparables a los del regadío, con precipitaciones que apenas superan los 100 mm/año. El cultivo predominante es la cebolla, y también el melón, sandía, boniatos, papas, legumbres, millo y otros cereales. Para ello ha sido necesario adaptar las semillas a un medio sumamente árido. Los enarenados artificiales también juegan un papel importante en la lucha contra la erosión, al evitar la escorrentía. Las dificultades de los enarenados radican en su escasa vida media, de 15 a 20 años, al cabo de los cuales hay que renovarlos, pues el lapilli se ha mezclado con la tierra y se ha oxidado, aumentando la retención de agua a poca profundidad, lo que favorece la evaporación y disminuye el almacenamiento de humedad en el suelo que está debajo. A ello se añade el problema del laboreo (abonado) y el tratamiento de plagas. Una ventaja importante es que se evitan las malas hierbas, que no consiguen enraizar.

El resultado de los enarenados en Lanzarote son los viñedos, muy extendidos, que se concentran en la zona central y meridional alrededor del Parque Natural de La Geria, con más de 3300 ha, de las que 1979 ha corresponden a vinos con la denominación de origen de Lanzarote. La plantación de viñedo en La Geria está en las inmediaciones del Parque Nacional de Timanfaya, donde las erupciones volcánicas entre los años 1730 y 1736 cubrieron los suelos previos del SE con lavas, escorias, cenizas volcánicas y lapilli (picón). En este caso, el enarenado natural puede alcanzar hasta 4 y 5 m. Esto requiere que los hoyos de cultivo tengan que ser más profundos y mayor la separación entre las cepas y la altura de los muros de piedra. Masdache, en el centro de la isla y al norte de La Geria, es el área más extensa de cultivo, con enarenado natural entre 0,5 y 1 m, con unos 2 m de distancia entre cepas y con condiciones higrométricas menos favorables que otras áreas de cultivo de viñedos. También se cultivan legumbres, higueras, membrillos, etc., en arenales de espesores entre centímetros a metros.

Revisado el 04-11-17

A10.2 Comentarios derivados de las entrevistas

Se incluyen aquí los comentarios que se han derivado de las entrevistas con expertos Se referencian en el texto por la clave del Anexo y su número de orden en la carátula: A10.2-[X]

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 8-1711-13 A10.2-[8]	**Fecha** 13-11-2017	**Lugar** IGME (F. Gómez Pardo)-Madrid
Entrevistados: Javier Gustavo Heredia Díaz (coordinador) Luis Moreno Merino, Carolina Guardiola Albert, Eulogio Pardo Igúzquiza, Héctor Aguilera Alonso, Carmen Serrano Hidalgo		
Organismo/empresa: IGME-Madrid		
Temática: Actividades del IGME para determinar la recarga en España		

Comentarios

Además de los trabajos dentro de la encomienda al IGME de la DGA, de apoyo al CEH-CEDEX en relación con la mejora del modelo SIMPA, que refleja la entrevista 7-171113, se trabaja en estudios específicos en relación con la recarga a los acuíferos.

Se realizan trabajos de evaluación de la recarga en el karst de Sierra de las Nieves, tanto mediante la modelación con el código Visual BALAN como con el método paramétrico APLIS. Parte de estos estudios fue la modelación del manantial de Genal (Málaga) con Visual BALAN (Heredia Diaz et al., 2015) y el cálculo del balance de agua; se lo comparó con el balance de la deposición atmosférica de Cl. Se hace comparando también resultados de trabajos del BGS (British Geological Survey). También se ha aplicado el modelo Visual BALAN en otros acuíferos kársticos, como el acuífero de Sierra Gorda (Granada).

En La Rioja se está comparando los resultados de los modelos Visual Balan, RENATA (Padilla Benítez et al., 2012) y APLIS. Se estudia la recarga en Ezcaray, que es un pueblo turístico que en verano tiene problemas de abastecimiento de agua. Un clásico manantial (Fuente de los Tres Caños) drena un sector pequeño del macizo kárstico que descarga a un tributario del río Oja y la mayor parte de la descarga del macizo descarga directamente al río Oja. La explotación es mediante pozos que captan agua del sistema kárstico y del propio río Oja, que en ese lugar es permanente, aunque no en otros tramos. La recarga se produce en un área mayor que la del sistema kárstico.

El lisímetro instalado en una duna del cordón dunar de la Retuerta, Doñana, tiene ya 1,5 años de datos (en 2018) y se ha comenzado el análisis de los mismos. Se controla desde la oficina de Sevilla. Sería conveniente comparar los resultados con los obtenidos por el equipo de V. Giráldez (Universidad de Córdoba), tanto los de la década de 1980 por muestreo de terreno como los posteriores con instrumentación de campo, incluyendo áreas sin vegetación (López y Giráldez, 1999).

Se siguen realizando estudios de recarga en el entorno de Las Tablas de Daimiel, en La Mancha Occidental. Uno de los objetivos es determinar el riesgo de inicio de la ignición espontánea de la turba en condiciones de sequía. También se estudia la tendencia invasiva del carrizo respecto a la masiega nativa. El objetivo es aportar datos cuantitativos, para planificar los aportes de agua externa de un modo más efectivo y menos perturbador.

En la cuenca cántabra del río Pas se estudia la recarga en las subcuencas alta y media.

Revisado el 18-11-17

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 9-171113 A10.2-[9]	**Fecha** 13-11-2017	**Lugar** ETSICCP-UPM-Madrid
Entrevistados: Eugenio Sanz Pérez		
Organismo/empresa: ETS Ing. Caminos Canales y Puertos (Geología)		
Temática: recarga		

Comentarios

El grupo de Geología de la ETSICCP de Madrid actualmente trabaja sólo ocasionalmente en temas de recarga natural de acuíferos. Anteriormente se estudió la recarga de acuíferos kársticos a través del estudio de hidrogramas de descarga por manantiales singulares. Se tiene experiencia en el drenaje de túneles viarios y la influencia en los manantiales del entorno.

En la estimación de recursos de agua subterránea en la Meseta Norte tiene relevancia la nieve, lo que hasta ahora no se ha tenido en cuenta.

Revisado el 17-11-17

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 10-171113 A10.2-[10]	**Fecha** 13-11-2017	**Lugar** Residencia, Rafael Calvo-Madrid
Entrevistados: Manuel Ramón Llamas Madurga		
Organismo/empresa: Real Academia de Ciencias		
Temática: recarga		

Comentarios

Las primeras estimaciones de la recarga total a los acuíferos de la parte española de la Península Ibérica se hicieron por el entrevistado en 1966 a partir de los datos de aforo de los tramos finales de los ríos principales. Se obtuvo un valor medio próximo a 20 km3/a. Un nuevo cálculo posterior realizado por el IGME llegó a una cifra similar. En esa época apenas había explotación de agua subterránea en parte de las cuencas peninsulares, pero en algunas otras esa explotación ya era significativa y estaba en inicio la explotación intensiva en diversas áreas a lo largo del Mediterráneo. La aplicación del modelo SIMPA realizada para el Libro Blanco del Agua a finales de la década de 1990, obtuvo la cifra de 30 km^3/a en promedio, si bien no se llegó a una real separación de hidrogramas fluviales.

El buen conocimiento de la recarga a los acuíferos es esencial para una correcta planificación de los recursos de agua y su gestión a medio y largo plazo. En especial, es necesario en las condiciones de intensa demanda de agua en muchas cuencas y la explotación intensiva – incluso minería – del agua subterránea y la consideración de los transvases de agua intercuenca e intracuenca y de la introducción de la desalinización del agua marina y la reutilización de aguas usadas. A esto ha dedicado un esfuerzo especial el Observatorio del Agua de la Fundación Botín, con diversas publicaciones y la convocatoria de reuniones específicas.

Las cuestiones en relación con la recarga de acuíferos para la planificación hidrológica deberán ser objeto de una consideración especial, mediante la participación de expertos y gestores, lo que se podría realizar dentro de la Real Academia de Ciencias, en el proyecto sobre "gestión integral de los recursos hídricos españoles", en preparación, con posibilidad de contraste de visiones diferentes y desde ópticas distintas.

Revisado el 17-11-2017

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 11-171114 A10.2-[11]	**Fecha** 14-11-2017	**Lugar** F. Gómez Pardo-Madrid
Entrevistados: Andrés Sahuquillo Herráiz		
Organismo/empresa: U. Politécnica de Valencia (Profesor emérito)		
Temática: recarga		

Comentarios

La evaluación de los recursos de agua de un territorio es un asunto complejo. Lo es más si se considera que se trata de todo el territorio español. La consideración conjunta de las aguas superficiales y las aguas subterráneas es difícil, por serlo el acoplo de modelos, en especial en situaciones notablemente perturbadas, como es el caso español. Se requieren métodos simplificados, pero capaces de considerar los aspectos clave. Hasta ahora, lo realizado es una aproximación grosera ya que los modelos cuasi-distribuidos utilizados – el SIMPA – tienen numerosas limitaciones y no consideran adecuadamente a las aguas subterráneas. Ni el intervalo temporal es el adecuado –mensual en vez de diario – ni se tiene en cuenta las relaciones subterráneas entre celdas ni las relaciones acuífero río. Estos defectos pueden ser parcialmente subsanados, pero con notable aumento de la complejidad, de modo que el cálculo puede hacerse poco viable. Esa complejidad requiere modelos especialmente diseñados y posiblemente la consideración de la variación temporal de las aguas subterráneas mediante métodos relativamente nuevos y no bien implementados aún, como el de los autovalores, aunque está bien estudiado y disponible.

Es importante llegar a buenas calibraciones allí donde haya datos. Esto requiere considerar y equipar cuencas y acuíferos pequeños y medianos. De otro modo, las evaluaciones de recursos tienen una notable incertidumbre, que debe tenerse en cuenta. La evaluación de valores medios de recursos es insuficiente para abordar los problemas actuales españoles, ya que la intensiva explotación introduce modificaciones temporales. Además, las variaciones interanuales son muy importantes, de modo que se requiere una gestión dinámica.

Algunas referencias recientes a considerar son HJ (2002); Kinzelbach et al. (2002), Meixner et al. (2016) y Sahuquillo (2016).

Enviado para revisión: 17-11-17

Resultados de entrevistas RAEMIA		
Nº 15–180412 A10.2-[15]	**Fecha** 12–04–2018	**Lugar** Córdoba
Entrevistados: Juan Vicente Giráldez Cervera		
Organismo/empresa: Catedrático Emérito. Universidad de Córdoba		
Temática: Estudios de recarga natural realizados		

Comentarios

Los temas de recarga abordados están principalmente en relación con la agricultura. Se dispone de un área experimental instrumentada con sensores, en la que se comparan las observaciones en el medio no saturado con las variaciones piezométricas. Dentro de dicha área, la profundidad del nivel freático es variable, desde 1 a algunos metros. Se dispone de un corto tiempo de datos. Preliminarmente parece que el análisis de los datos con el programa CODE–BRIGHT, de la UPC, es mejor y más confiable que con el clásico código HYDRUS.

Enviado para revisión: 16–04–18

A10.3 Casos específicos tomados de la bibliografía

Aquí se incluyen, resumidos, algunos trabajos relevantes que tratan de ilustrar los pasos dados para el mejor conocimiento de la recarga en diferentes situaciones españolas. Los resúmenes los ha hecho el autor de este informe a partir de documentación específica disponible. La documentación específica se da al comienzo de cada caso. Se referencia en el texto por en número del Anexo.

A10.3.1 Modelo hidrológico de la Demarcación del Júcar (Xúquer)

Este Subanexo se basa principalmente las descripciones contenidas en Pérez Martín (2005), con adiciones de otras fuentes

La Demarcación del río Júcar (Xúquer), de más de 42.000 km^2, que además de la Cuenca del Júcar incluye otras cuencas fluviales tributarias del Mar Mediterráneo, se ha considerado como de referencia para el desarrollo de modelos hidrológicos precipitación-escorrentía con una importante componente de escorrentía subterránea. Se han aplicado los modelos SIMPA y PATRICAL (Secciones 4.9.2 y 4.9.3 del Capítulo 2 y Subcapítulo 9.3), que utilizan una malla de 1 km x 1 km y paso de tiempo mensual. Se trata de modelos de base física, de pocos parámetros que se toman de mapas también discretizados en celdas de 1 km x 1 km. Los "mapas" están soportados por sistemas de información geográfica, SIG, que son bases de datos georreferenciadas. En este caso, se trabaja con el SIG Grass en formato raster (matricial). En los mapas están definidos los parámetros. El progreso en estos modelos se ha aplicado y se aplica en la mejora de la modelación en otras cuencas, áreas y a nivel de toda la parte española de la Península Ibérica. En cada celda, los parámetros básicos para la modelación son:

1.- Capacidad máxima de humedad del suelo
2,- Capacidad (tasa) máxima de infiltración del suelo
3.- Coeficiente de descarga a los ríos de cada uno de los acuíferos

Se considera al parámetro 1 como agua libre, sobre la que se puede desarrollar toda la evapotranspiración potencial. Cabe introducir un coeficiente de excedente, con valor entre 0 y 1, que determina la precipitación Po a partir de la cual comienzan a producirse excedentes. Este coeficiente es el cociente entre el déficit de humedad del suelo y la precipitación, para un mes determinado. El déficit de humedad es la diferencia entre la humedad máxima y la del mes que se considera. En el modelo SIMPA se utiliza C = 0,3.

Adicionalmente, para mejorar la simulación cabe considerar:

A1.- Coeficiente de almacenamiento de agua (porosidad drenable / llenable) de cada acuífero.
A2.- Volumen umbral de descarga de cada acuífero para determinar el volumen o nivel piezométrico en el acuífero a partir del cual se inicia la descarga al río.

A3.- Altura umbral asociada de desconexión río–acuífero a partir de la cual se desconecta del río y empieza a recibir agua por infiltración en cauces.
A4.- Disponibilidad de agua por debajo de la que la vegetación se encuentra en estado de estrés y produce menos evapotranspiración que su capacidad potencial. Se ha tomado un valor de 0,65.
A5.- Capacidad de pérdidas en cauces (adimensional), b. Limita la capacidad de infiltración de agua circulante por los cauces.
A6.- Fracción de superficie de cada acuífero que produce una determinada descarga
A7.- Matriz de transmisividades entre los acuíferos del sistema y con el mar.

Cabe también considerar la influencia de la pendiente del terreno en la generación de escorrentía y más concretamente con la generación de escorrentía subsuperficial mediante un modelo digital del terreno.

Los valores de la capacidad máxima del suelo se han obtenido, por calibración, a partir de los usos de suelo existentes en el ámbito de la Confederación Hidrográfica del Júcar, empleado un importante número de puntos de contraste, que son muy similares a los utilizados en el Libro Blanco del Agua (MIMAM, 2000) en su aplicación a toda España.

Para tener en cuenta la relación entre la generación de escorrentía, concretamente la escorrentía subsuperficial, y la pendiente del terreno, de modo que a mayores pendientes aumente la capacidad de general escorrentía, se reduce la capacidad máxima de agua de cada celda, mediante:

$$\frac{H'max}{Hmax} = 1 - b \cdot \left[1 - exp\left(-\frac{Io^2}{a}\right)\right]$$

donde:

H'_{max} = capacidad máxima de agua en el suelo modificada
H_{max} = capacidad máxima de agua en el suelo según los usos de suelo.
I_0 = pendiente del terreno en cada celda (valor absoluto)
a = factor de importancia de la afección de la pendiente.
b = factor de intensidad de reducción por pendiente del valor de H_{max}.

Por calibración, se ha determinado que a = 0,30 y b = 0,5.

El modelo SIMPA (Ruiz, 1998) subestimaba notablemente los recursos generados en algunas cuencas importantes de la Demarcación del Júcar, como los tramos intermedios del río Turia, las cuencas vertientes al embalse de Arenós y el embalse de Sichar en el río Millars (Mijares) y algunas cuencas vertientes al río Júcar (Pérez Martín, 2005), que son las únicas áreas de la Demarcación del Júcar con pendientes superiores al 2%.

Los valores calibrados para la capacidad máxima de infiltración en la Demarcación de Júcar coinciden con los valores utilizados en MIMAM (2000). En todas aquellas celdas en las que no existe acuífero o éste es de interés local, se asigna I_{max} = 0.

En grandes acuíferos donde existe un gradiente importante en el perfil del río y a veces en los niveles piezométricos, como sucede en la Mancha Oriental, la consideración de un único nivel de descarga para todo el acuífero no resulta representativo de la situación real de conexión/desconexión del río–acuífero. Se subdivide el acuífero en varios modelos agregados o, como una aproximación, se permite que la altura umbral y el volumen umbral no estén relacionados, de manera que puedan producirse de forma simultánea pérdidas de agua en el cauce y descargas de agua del acuífero. En la Mancha Oriental, el desnivel topográfico del cauce provoca en régimen natural en que el primer tramo del río Júcar es perdedor justo aguas abajo del embalse de Alarcón, para pasar posteriormente a ser un tramo ganador de agua.

La desconexión del acuífero respecto al río Júcar ha avanzado más de 40 km en los últimos años debido a las extracciones de agua subterránea en el acuífero de la Mancha Oriental, de modo que las afecciones antrópicas pueden modificar fuertemente las relaciones río–acuífero. Por este motivo, este acuífero se ha subdividido en tres modelos agregados, para reproducir el tramo donde del río es perdedor, el tramo donde el río es ganador y un tramo de transición donde el río gana o pierde agua según las condiciones del acuífero.

Mediante el modelo de flujo disponible, se ha simulado el ciclo hidrológico en régimen alterado, para conocer el grado de afección actual del ciclo hidrológico respecto a la situación en régimen natural obtenida previamente. Las afecciones antrópicas son las extracciones de agua subterránea y las recargas al acuífero debidas a los retornos urbanos y agrícolas.

Realizada la simulación, con las afecciones se obtienen los efectos que provocan las extracciones y retornos al acuífero en los niveles piezométricos, en las reservas de agua en los acuíferos, en las relaciones río–acuífero, en los caudales circulantes, etc. Para obtener los caudales reales superficiales que se producen en el sistema, debería simularse el sistema superficial, incluyendo la gestión de embalses y las derivaciones de abastecimiento urbano, agrícola, etc. Esto puede realizarse mediante los modelos disponibles de simulación de la gestión, como el SIMGES del AQUATOOL (Apartado 4.10.2 del Capítulo 4).

Las simulaciones han puesto de relieve las discrepancias, por no haber considerado adecuadamente las extracciones y los retornos de riego, con sus variaciones a lo largo del tiempo y también las debidas a la distancia de los puntos de observación relativa a los de extracción u otras actividades antrópicas. En situaciones como las del acuífero del Maestrazgo (Maestrat), dominan los efectos de transferencia desde unidades laterales sobre la recarga local, al igual que sucede en su extensión hacia el Norte en la Plana de La Galera y los Ports de Beseit (Beceite)-Tortosa (Espinosa Martínez, 2014). El tratamiento del consumo continuado de reservas de agua subterránea es una situación que requiere un tratamiento específico, como en el caso del Alto y Medio Vinalopó.

A10.3.2 Recarga en la Mancha Oriental

Este Anexo se basa principalmente en Casado et al. (1997). Véase también Martínez-Valderrama et al. (2011), con estimaciones de recarga por lluvia y riegos.

La Unión Europea (UE) ha financiado dos proyectos competitivos, EFEDA I y II (NºEPOC–CT90–0030 y EV5V–CT93–0282), entre cuyos objetivos se encontraba el estudio de la recarga natural en los sistemas acuíferos de la llanura de La Mancha, utilizando diferentes técnicas. Se han realizado estimaciones de recarga basadas principalmente en medidas puntuales del potencial hídrico matricial, que también han servido para calibrar un modelo de flujo no saturado en un perfil vertical (Cruces de Abia et al., 1997).

El área que se considera está a unos 30 km al S de Albacete, en el sistema Acuífero de la Mancha Oriental, en la cuenca del Júcar. Desde el punto de vista hidrogeológico se identifican las unidades del Mesozoico y del Neógeno, mayoritariamente calizas, areniscas y dolomías. Estas unidades están fracturadas y forman bloques aislados unos de otros por materiales arcillosos del Neógeno. El funcionamiento hidrogeológico es complicado, debido a cambios bruscos de espesores, fracturación y existencia de acuitardos. La recarga proviene del agua de lluvia, de los retornos de regadío y de la total infiltración del río Lezuza en algunos años. La descarga general se efectúa hacia el río Júcar, fuera del área considerada. La Laguna de Acequión era una zona de descarga local, que se secó, en parte debido a las extracciones para regadío.

La cuantificación de la recarga se apoyaba en datos experimentales y la ecuación general de flujo para medio no saturado (Subcapítulo 2.3), tras determinar las relaciones no lineales entre la conductividad hidráulica no saturada, la componente matricial del potencial del agua y la humedad del medio. Desde el punto de vista edáfico, la zona de estudio es homogénea, por lo que los criterios de selección de áreas experimentales se basaron sobre todo en los usos del suelo. Se instrumentaron ocho parcelas en regadío, en secano y con suelo desnudo, con tensiómetros conectados a sistemas automáticos de toma de datos cada dos horas, cada metro entre 2,6 y 7,6 m de profundidad, y bloques de yeso para medir potencial matricial a distintas profundidades. El período de medidas fue de enero a octubre de 1995.

Las curvas de retención en el lazo de desorción y de conductividad hidráulica no saturada se determinaron en el Laboratorio de Geotecnia del CEDEX, en muestras inalteradas, mediante las técnicas del papel de filtro y de la cámara de Richards y la técnica del control del potencial total utilizando soluciones salinas. Para ajustar las relaciones a los datos experimentales, se utilizó el modelo de van Genuchten (Subcapítulo 2.3).

Para evaluar la posible recarga al acuífero, se ha calculado diariamente el flujo ascendente y descendente a una profundidad de 2,50 m en una de las parcelas experimentales, la regada. Los valores máximo y mínimo de la conductividad hidráulica no saturada fueron respectivamente 0,22 y 0,084 mm/d, los del flujo descendente 0,68 y 0,002 mm/d y los del flujo ascendente 0,03 y 0,0004 mm/d. Para el período 12/6/95–6/9/95, en el que ya se ha establecido un perfil complejo de drenaje, la recarga varía entre 37 y 66 mm, que

extrapolada lleva a 47 a 86 mm/a, de los que entre 10 y 20 mm corresponderían a la recarga cuando no se riega y entre 37 y 66 mm en el período de riego.

En otra de las parcelas experimentales, la no regada, los resultados son inciertos debido a mal comportamiento de parte de los tensiómetros menos profundos, por mal contacto sonda-terreno. Con los bloques de yeso se determinó el potencial total. El plano de flujo nulo se situaba entre 5,65 y 8,65 m, de modo que podía ascender agua hacia la superficie del terreno desde tales profundidades, mayores que la profundidad de las raíces, y quizás desde el nivel freático cuando se trata de arcillas y margas. Combinado los valores aceptables de los tensiómetros y los de los bloques de yeso, es posible estimar la recarga. Considerando dos instalaciones, los valores máximo y mínimo de la conductividad hidráulica no saturada fueron 0,23/0,14 y 0,21/0,12 mm/d y el flujo descendente 0,14/0,07 y 0,009/0,005 mm/d. La recarga varía entre 8 y 16 mm/a.

Para una recarga de 8 mm/año (0,023 mm/d) y un contenido medio de humedad de 0,39a unos 12 m de profundidad, se puede estimar que la velocidad real de flujo es de unos 0,058 mm/día. Si el perfil fuera homogéneo, el tiempo transcurrido desde que una gota de agua se infiltra hasta que alcanza el límite superior de la zona saturada puede estimarse en unos 500 años. Esto no impide que la recarga anual sea proporcional a la precipitación anual registrada ese mismo año.

A10.3.3 Recarga en la zona endorreica de Los Monegros

Este Anexo se basa principalmente en Samper Calvete y García Vera (1997).

El área endorreica de Monegros se encuentra en el sector central de la cuenca del Ebro, en las provincias de Zaragoza y Huesca, junto a la zona regable de Monegros II. En ella abundan depresiones pequeñas y medianas, algunas de las cuales se inundan temporalmente. Constituyen el complejo lagunar de Bujaraloz–Sástago.

En dicha área, durante el Oligoceno–Mioceno se depositó una alternancia de yesos, calizas, margocalizas y lutitas. Se diferencian tres unidades denominadas Unidad Lacustre Superior, Intermedia e Inferior, en las que predominan calizas, margocalizas y yesos. Estas unidades están separadas por dos tramos fundamentalmente lutíticos, de poca potencia y gran continuidad lateral.

El conjunto de estos materiales tiene una permeabilidad pequeña, con una media geométrica de 0,013 m/d. Cabe distinguir dos unidades más permeables: acuífero superior, libre y coincidente con la Unidad Lacustre Superior y acuífero inferior formado por la Unidad Lacustre Intermedia, que es libre en el sector meridional y semiconfinado en el sector septentrional. Los límites Este, Oeste y Sur del acuífero superior coinciden con la intersección de la base del acuífero con la topografía. El límite Norte consiste en una serie de "vales" situados al norte de Bujaraloz. Dada la solubilidad de los materiales de la zona (calizas y sobre todo yesos), el flujo se produce a través de diaclasas y de grietas de disolución. La existencia de un mayor número de depresiones en el acuífero inferior, el de mayor contenido en calizas y yesos, es coherente con una mayor circulación de agua. En el

acuífero superior, el flujo se dirige desde el alto de la Retuerta hacia el Noreste, descargando en la laguna de la Salineta y hacia Val Cardosa. En la parte libre del acuífero inferior el flujo se dirige principalmente desde una serie de elevaciones situadas en el sector Sur hacia las lagunas situadas en el centro y Oeste de la plataforma. El agua subterránea descarga principalmente en las lagunas y en los límites exteriores de ambos acuíferos. No existen manifestaciones visibles en superficie de descargas de agua subterránea en estas zonas.

La precipitación media es de 360 mm/año. Tanto las precipitaciones anuales, entre 250 y 500 mm/año, como las mensuales, son muy variables. La temperatura media es de 14,4 ºC y la humedad relativa media es del 69%. Son característicos los vientos de componente NW y WNW, de elevada frecuencia e intensidad. Los suelos son muy variables, con textura entre franca y arcillosa y mayoritariamente franco–arcillosa y espesor del suelo entre 0,3 y 1 m. La permeabilidad vertical es bastante elevada. La reserva útil para espesores de 0,5 m se estima entre 40 y 65 mm. Para la realización de balances hidrometeorológicos diarios, se integró toda la información disponible climática y edáfica. En el periodo 1976–1993 la recarga resultante de los balances de agua es muy variable, debido fundamentalmente a cambios del espesor del suelo: 45 mm/año para 0,3 m de espesor y próximos a 4 mm/año para 1 m de espesor. La ETR varía entre 300 y 343 mm/año y la escorrentía superficial entre 6 y 10 mm/año. La recarga se produce fundamentalmente en otoño e invierno y también en mayo y junio.

Para la calibración de los balances, se contrastó la evolución piezométrica en pozos no afectados por bombeos y por entradas de agua de escorrentía superficial y/o subsuperficial, con la evolución obtenida mediante los balances hidrometeorológicos. El valor óptimo del espesor del suelo que proporciona el mejor ajuste a la evolución de los niveles medidos, dentro de las limitaciones de la aplicación de los balances hidrometeorológicos en zonas semiáridas, es próximo a 0,3 m.

El máximo de los ascensos de nivel piezométrico por lluvia se produce en promedio con unos 30 días de retraso. Los datos de tritio indican que el tiempo de tránsito medio del agua por la zona no saturada está entre 10 y 100 años.

Para conocer el flujo del agua subterránea, se realizó un modelo numérico en régimen estacionario utilizando el código TRANSIN II para medio anisótropo. La calibración automática conduce a un excelente ajuste de los niveles.

Las estimaciones por medio de balances hidrometeorológicos indican que la recarga media puede variar entre 5 y 50 mm/a. El modelo de flujo calibra bien para una recarga media uniforme de 20 mm/año.

Con el valor de recarga de 20 mm/año, las permeabilidades deducidas durante la calibración son notablemente mayores que las obtenidas a partir de la interpretación de los ensayos de bombeo. En régimen estacionario, los niveles piezométricos dependen de la relación entre recarga r y permeabilidad k. Una sobreestimación de r lleva asociada una sobreestimación de k. Para llegar a unos valores de k más coherentes con los datos medidos, se realizó una calibración con una recarga 10 veces menor (2 mm/año), con lo que la media geométrica

de las permeabilidades es más parecida a la de los valores medidos, pero la descarga en la mayoría de las lagunas es menor que la descarga subterránea mínima estimada a partir de los balances de agua realizados en las principales lagunas (Berga, 1993). Para llegar a estos valores mínimos, es necesario una recarga de 10 mm/a, lo que implica un aumento de las permeabilidades en un factor 5. El análisis de la sensibilidad a la recarga indica que, para llegar a unos valores de permeabilidad coherentes con los valores deducidos en los ensayos de bombeo, es necesario considerar valores pequeños de recarga, lo que produce una disminución de la descarga subterránea a las lagunas, que no es coherente con los valores estimados.

A10.3.4 Recarga en el aluvial de Andújar

Este Anexo se basa principalmente en Samper Calvete y García Vera (1997) y en Samper et al. (2005).

Cerca de la ciudad de Andújar (Jaén) estaba la planta de producción de uranio (FUA) a partir de mineral traído desde otros lugares. Los residuos generados se acumulan en su entorno y son la causa de una contaminación del acuífero, junto con las fugas e infiltraciones de las pilas de lixiviación y tratamiento. A finales de la década de 1970 se procedió al cierre y desmantelamiento de la FUA y al encapsulamiento de las escombreras, además de conocer, limitar, contener y atenuar la contaminación del medio subterráneo. Desde principios de la década de 1980 se han realizado estudios mediante modelación del flujo y transporte, que incluyen evaluación de la recarga mediante el código BALAN (Apartado 3.5.6 del Capítulo 3) con la versión Visual-BALAN y posteriormente mediante GIS-BALAN (Apartado 4.9.3 del Capítulo 4). Estos estudios han comportado mejoras substanciales en el conocimiento de la estructura hidrogeológica.

Se trata de un área interior semiárida, con una precipitación media de 540 mm/a, en la que se riega por inundación, con un promedio de 390 mm/a (3900 m^3/ha/a). La desviación acumulada de la precipitación respecto a la media muestra una secuencia de periodos secos y húmedos. Destaca en particular el periodo seco comprendido entre 1990 y 1995 y las elevadas precipitaciones de los meses de diciembre de 1995 y 1996 y noviembre de 1997 (entre 200 y 250 mm), que fueron además seguidas por meses muy lluviosos.

La FUA se sitúa sobre el aluvial de la margen izquierda del río Guadalquivir. El área de estudio tiene unos 12 km^2. El acuífero subyacente está constituido por depósitos aluviales cuaternarios, apoyados sobre un substrato margoso impermeable de edad miocena, el cual constituye la base del acuífero. De base a techo, se pueden distinguir dos miembros: Miembro Inferior de gravas en secuencia grano-decreciente y Miembro Superior con materiales finos limosos.

El límite Norte es el río Guadalquivir. La recarga al acuífero tiene lugar a partir del agua de lluvia y fundamentalmente por los retornos de riego. La descarga se produce principalmente por salida al río y en menor magnitud por bombeos, que sólo son intensos en años de sequía, ya que los espesores saturados son pequeños.

El espesor saturado varía tanto en el espacio como en el tiempo. Si bien las variaciones estacionales del nivel freático son significativas respecto al espesor saturado, la variación espacial del espesor parece ejercer una mayor influencia en el comportamiento del sistema. Esta variación espacial es debida a la geometría del fondo del acuífero y produce variaciones importantes de los parámetros hidrogeológicos (conductividad hidráulica, transmisividad, etc.). La principal entrada de agua al sistema es la recarga vertical a lo largo de la superficie del acuífero.

La variación temporal de la recarga se correlaciona en gran medida con las oscilaciones del nivel. Su componente más importante son los excedentes de riego y en menor medida las lluvias especialmente intensas. La oscilación anual de los niveles varía de unos puntos a otros, pero en general es del orden de 50 cm. Los niveles máximos se alcanzan entre agosto y septiembre, coincidiendo con el apogeo de los riegos, cuando dominan los retornos de riego derivados de agua superficial traída. En inviernos muy húmedos, los niveles alcanzan valores comparables a los del verano. Los niveles mínimos se presentan al final de la primavera, justo antes del comienzo de los riegos. En épocas estivales, los bombeos importantes alteran de forma local el esquema de flujo.

Se realizó un análisis sistemático de los 49 hidrogramas de niveles piezométricos disponibles. En general, dichos hidrogramas pueden agruparse en siete tipos distintos, que responden al uso del suelo, a los parámetros de la zona no saturada y a la existencia de aportes de agua por escorrentía superficial. La zona urbana próxima a la FUA tiene una recarga mucho menor que las zonas de cultivo, en las que la variación de la recarga está determinada por el tipo de suelo, las características litológicas de la zona no saturada y la lámina de riego aplicada. En función de la brusquedad o suavidad de respuesta a las precipitaciones, tanto en la subida como en la bajada, papel del regadío, magnitud del ascenso de nivel y ubicación, se definieron 8 tipos de comportamiento para ayudar a elegir los parámetros iniciales del modelo de cálculo de la recarga, los que luego se van afinando. Cabe distinguir dos mecanismos de recarga: uno "rápido" por vías preferentes, que explica el rápido ascenso de los niveles de los pozos situados en las zonas regadas y otro más lento (diferido) por percolación a través de los poros.

En la zona urbana, la recarga se estimó suponiendo que sólo se produce cuando la lluvia acumulada en un número determinado de días (del orden de 1 semana) excede un valor umbral.

Para calcular la recarga del acuífero producida por las precipitaciones y los riegos, se utilizó de forma secuencial el programa BALAN o el GIS-BALAN y la estimación automática de los parámetros de recarga mediante el programa TRANSIN (Medina et al., 1993) y más recientemente el CORE (Samper et al., 2003; Mateu y Morell, 2003). El ajuste de niveles es bueno, si se tiene en cuenta que se consigue reproducir los ascensos de los episodios extraordinariamente lluviosos. Para el cálculo de niveles con el modelo GIS-BALAN, en vez de considerar un acuífero unicelular, se han considerado 5 y 6 celdas, con resolución por un método explícito en diferencias finitas.

Se supone que la recarga en una determinada zona R(t) es una función del tiempo R(t) = R f_r(t), donde R es un factor de escala o parámetro y f_r(t) es una función del tiempo. BALAN proporciona una estimación previa de la magnitud y evolución temporal de la recarga, R_p(t) = $R_p \cdot f_r$(t). Mediante la calibración del modelo de flujo del acuífero (resolución del problema inverso), se obtiene un valor óptimo R* del parámetro R que puede diferir del valor de la estimación previa R_p. Si la evolución temporal de los niveles calculados se ajusta a la de los niveles medidos, se puede concluir que los mecanismos de recarga utilizados por el programa BALAN son plausibles. En caso contrario, se procede a modificar convenientemente los datos e hipótesis. El proceso se repite de forma secuencial, hasta que la evolución temporal de los niveles calculados por el programa de flujo sea coherente con la observada.

En el caso de la FUA, se realizó el balance para cada una de las 7 zonas que se identificaron mediante el análisis de los hidrogramas. Para cada una de ellas se realizó un extenso análisis de sensibilidad de los parámetros que afectan a la recarga, como son los parámetros relacionados con el riego, períodos de cultivo, frecuencia media de riego y variaciones en las diferentes estaciones de riego de la capacidad de infiltración y reserva útil.

La recarga superficial es la fuente de entrada más importante de agua al acuífero. Sobre la base del estudio piezométrico, se definieron diez zonas de recarga superficial. Los diferentes parámetros del código BALAN utilizados para los suelos limosos, según las distintas zonas, son:

Porosidad: 0,35
Capacidad de campo: 0,30
Punto de marchitez: 0,175
Espesor del suelo edáfico: 800 mm y 1400 mm
Reserva útil: 100 mm y 175 mm
Permeabilidad vertical del suelo: 6 mm/d y 86,4 mm/d

Los coeficientes de cálculo de la ETR (CRPG; 60 y 100 mm), el de recarga preferente (CKRD; 0,11 a 0,40), los de la curva de infiltración (CIM0 y CIM1; 34 a 45,5 y 34,7 a 65,7 mm/d) y los parámetros de la zona vadosa (αp 0,01 a 0,1 días–1) y del acuífero, se obtuvieron para cada hidrograma tipo a partir del análisis de sensibilidad.

En todos los balances realizados se consideró la existencia de riego. Para el algodón, como cultivo mayoritario, se distinguieron cuatro fases de cultivo, con coeficientes de cultivo de la tercera y cuarta fases de 1.2 y 0.75 respectivamente.

Los valores anuales medios del balance para las diferentes zonas de recarga en el período 1983–1993 son:

Precipitación: 542 mm/a
Dotación de riego: 386 mm/a
Escorrentía superficial: 39 mm/a, entre 7,4 mm/a y 193 mm/a con regadío

ETR: 613 mm/a, entre 591 a 777 mm/a
Recarga preferente: 110 mm/a, entre 51 a 187 mm/a
Recarga total: 253 mm/a, entre 193 a 319 mm/a

De la calibración se dedujo que la recarga preferente era del orden de la mitad de la recarga total, o sea similar a la difusa.

En el modelo finalmente calibrado, la recarga en la zona urbana es del orden de 30 mm/año, de forma esporádica. En la zona de riego, la recarga es bastante uniforme, del orden de 100 mm/año. Las excepciones corresponden a una zona que recibe los aportes laterales por escorrentía superficial y a otra zona próxima al contacto con las margas en el borde oriental del modelo. En general, los valores de recarga calculados por el balance de humedad son mayores que los deducidos a partir de la calibración del modelo de flujo. La recarga final es del orden del 30% al 50% de la recarga obtenida por el balance.

Aunque los métodos de balance son capaces de proporcionar una estimación adecuada de la variabilidad temporal de la recarga, tienden a sobrestimar la magnitud global de la recarga, lo que se detecta mediante el modelo numérico de flujo. De hecho, durante el proceso de calibración automática, el valor de la recarga tiende a disminuir respecto al valor inicialmente asignado.

Los buenos resultados obtenidos en la FUA a lo largo de varios años, muestran que el modelo conceptual utilizado puede ser apropiado para cuencas de pequeño tamaño. Esto mismo puede observarse en las aplicaciones presentadas en Samper et al. (2005). Para el desarrollo de GIS-BALAN se ha utilizado la programación orientada a objeto, que ha permitido obtener un código claro, flexible y escalable. Esta orientación a objetos es para facilitar su desarrollo y mantenimiento y como como apoyo y guía para nuevos códigos.

Los valores de recarga obtenidos son globalmente coherentes con los que se deducen del balance de la deposición total atmosférica de ion cloruro. Considerando una dotación media anual de riego de 3000 m3/ha (300 mm/año), una precipitación media de 460 mm/a y adoptando como valores medios de la concentración de este ion en el agua de lluvia y en el agua de riego de 1 mg/L y 70 mg/L, respectivamente, y 200 mg/L en el agua subterránea, se deduce una recarga media en la zona de riego de 107 mm/a. Los valores de Cl medidos en los pozos muestran gran variabilidad espacial, debida en algunos casos a la existencia de procesos de contaminación puntual, entre 113 y 426 mg/l, con un valor medio de 190 mg/l de Cl (Vallecillo, 1992).

A10.3.5 Recarga en el área de El Cabril (Córdoba)

Este Anexo se basa principalmente en Samper Calvete y García Vera (1997).

En El Cabril, (Córdoba), está el repositorio español de residuos radioactivos de media y baja actividad. Se trata de una instalación en superficie, con edificaciones compactas en las que se depositan esos residuos de media y baja actividad tratados y acondicionados en bidones herméticos. Cuando una edificación-almacén está llena, se rellena con material impermeable y se aísla.

Es importante conocer bien la recarga a las formaciones de muy baja permeabilidad del área por infiltración de la lluvia. Para determinar esa débil recarga, se ha empleado similar metodología a la aplicada en Andújar (Sección A10.3.4). El estudio fue realizado conjuntamente por el Departamento de Ingeniería del Terreno (DIT) de la Universidad Politécnica de Cataluña y el Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos (DMAMI) de la Universidad Politécnica de Madrid para ENRESA, en la primera mitad de la década de 1990.

El área de emplazamiento de las instalaciones de El Cabril está en Sierra Albarrana, en la que afloran materiales paleozoicos, que incluyen cuarcitas feldespáticas y gneisses biotíticos. La parte superior está alterada por meteorización y descompresión, lo que permite una muy reducida permeabilidad, con un débil flujo de agua subterránea. Se trata de un área de una gran complejidad tectónica, la cual, a su vez, condiciona el complejo funcionamiento hidrológico e hidrogeológico.

La precipitación media local es del orden de 500 mm/año. La evaluación de la recarga en esta zona presentó numerosas dificultades, debido a la conjunción de: (1) relieves abruptos con escasa vegetación y reducida cobertera vegetal, a los que es difícil aplicar los métodos de balance de agua en el suelo, (2) fuerte variación estacional y anual de las variables hidroclimáticas, (3) reducida disponibilidad inicial de datos hidrometeorológicos y de aforos, (4) caudales de descarga subterránea muy pequeños y por tanto difícilmente medibles con precisión en estaciones de aforo y con una parte importante de la descarga evapotranspirada por la vegetación que crece en los arroyos, (5) complejidad de los mecanismos de flujo subsuperficial ya que una parte importante de la infiltración discurre por la zona en la que los materiales están alterados y (6) complejidad hidrogeológica del sistema, controlada por el papel generalmente imprevisible de las discontinuidades (fallas, contactos entre formaciones, fracturas y diaclasas).

Los resultados de los balances de agua en el suelo y parte superior de las formaciones rocosas se contrastaron con datos de varias estaciones de aforo y con los datos de oscilaciones piezométricas en más de un centenar de sondeos.

Los hidrogramas de niveles presentan una espectacular diversidad de comportamientos, con fuertes contrastes entre sondeos próximos, de modo que fue necesario recurrir a su caracterización estadística. Para cada hidrograma se definieron hasta 15 rasgos o propiedades, tales como formas de los propios hidrogramas, propiedades hidrogeológicas, tipología constructiva de los sondeos piezométricos y situación puntos de observación en el sistema de flujo. Para ello se utilizó el análisis de correspondencias, que es una variante del análisis de componentes principales. En este caso, el análisis estadístico no proporcionó información adicional sobre las claves del complejo comportamiento de los hidrogramas piezométricos, algunos de los cuales estaban afectados por problemas de inadecuada construcción del sondeo de observación.

La recarga media anual estimada mediante balances hidrometeorológicos varía entre 30 y 40 mm/año. Estos valores de recarga fueron después modificados durante la calibración del modelo de flujo realizado en una de las subáreas definidas, que coincidía con una

formación menos permeable. La recarga ajustada resultó ser casi 5 veces menor que la inicialmente obtenida del balance de agua en el suelo.

A10.3.6 Descarga de manantiales en karst y recarga

Esta Sección se basa principalmente en Vélez et al. (1997). Un tratamiento más riguroso y más directo se desarrolla en Sahuquillo y Cassiraga (2010).

El manantial de Los Santos está en Alcúdia de Crespins, en la provincia de Valencia. Descarga un acuífero en carbonatos karstificados. Se dispone de datos de caudal diarios desde la década de 1930. Tiene una aportación media de 25 hm^3/año al río Albaida, con variaciones que van de 50 a menos de 15 hm^3/año. Los caudales naturales del manantial se venían utilizando para regar unas 1100 ha de la comarca de La Costera. Desde la década de 1970 se perforaron pozos en el acuífero, incluyendo dos en las proximidades del manantial en 1971, que están dotados de bombas capaces de extraer más de 1 m^3/s y que producen el secado del manantial al poco tiempo de iniciarse el bombeo. Para analizar el comportamiento del acuífero y del manantial y caracterizar la recarga, se ha realizado un modelo matemático.

El comportamiento del flujo del acuífero hacia sus emergencias se expresa por la suma de un número de depósitos o celdas lineales virtuales. El caudal de salida en cada una de las celdas Qi, con recarga constante R, es:

$$Q_{it} = Q_{0i}e^{-a_i t} + b_i R(1 - e^{-a_i t})$$

a_i = coeficiente de drenaje del depósito y
b_i = coeficiente de reparto de la recarga entre las distintas celdas, cuya suma es 1.

El caudal de salida total Q es la suma de los caudales producidos por todas las celdas virtuales, cuyo número es NCV. El caudal Q_i se relaciona con el volumen V_i de agua en la celda que está por encima del nivel de emergencia mediante el coeficiente de desagüe o agotamiento a_i.

$$Q = \sum_{i=1}^{NCV} Q_{it} \qquad Q_i = \alpha_i V_i$$

Para recarga variable en el tiempo, en intervalos discretos de tiempo $\Delta t = 1$, siendo R_k la recarga en el periodo k, en vez de la ecuación anterior se tiene:

$$Q_{it} = b_i\left(1 - e^{i\alpha_i}\right) \sum_{k=0}^{t} R_K\, e^{-\alpha_i (t-k)}$$

En el caso de varias acciones sobre el acuífero hay que considerar un vector B_j para cada una de ellas.

Con estos principios se configuró un modelo con tres celdas virtuales, según la experiencia de otros manantiales kársticos con caudales muy variables. Las acciones sobre el acuífero se agruparon en cuatro acciones elementales, una referida a la recarga y las otras tres a las acciones de bombeo, que se discriminaron de acuerdo a la distancia entre el pozo y el manantial: bombeos lejanos, bombeos a distancia intermedia y bombeos cercanos. Cada una de estas acciones tiene distinto peso sobre las diferentes celdas. La suma de los efectos sobre todas las celdas es igual a la magnitud total de la acción. El modelo se puede representar por la analogía hidráulica de tres embalses lineales.

Cuando una acción de bombeo es mayor que el volumen almacenado en una celda, en esta aparecen volúmenes negativos que suponen la sustracción de caudal aportado por las otras celdas. Cuando la sustracción es mayor que el caudal aportado por las otras celdas, se presentarían caudales negativos en el manantial, lo que no corresponde a lo que ocurre en la realidad. Para evitarlo se hace una adaptación para poder representar adecuadamente el agotamiento del manantial y el descenso de los niveles en el acuífero, como se expone en Sahuquillo y Cassiraga (2010).

Un nuevo esquema conceptual incluye una celda de salida adicional, conectada con las demás y que tiene un volumen máximo a partir del cual los excedentes constituyen el caudal del manantial. Cuando el volumen en esta celda es inferior al máximo, los caudales en el manantial son iguales a cero.

Se considera que las acciones elementales $B_{ji}(t)$ sobre el acuífero se reparten entre las celdas, de acuerdo a un coeficiente de reparto b_{ji}.

$$B_{ji(t)} = b_{ji} * B_{j(t)} \qquad \sum_{i=1} b_{ji} = 1$$

j = r para la recarga,
j = l para los bombeos lejanos,
j = m para los bombeos intermedios y
j = c para los bombeos cercanos.

Para un intervalo de tiempo Δt pequeño, la ecuación de balance en cada una de las celdas, excepto para la celda de salida, es:

$$v_{s(t)} = v_{i(t-dt)} + (B_{ri(t)} - B_{li(t)} - B_{mi(t)} - B_{ci(t)} - q_{i(t)})\Delta t$$

y en la celda de salida es:

$$v_{s(t)} = v_{s(t-dt)} - \left(Q_{ma\,(t-dt)} - B_{cs} + \sum_{i=1}^{3} q_{i(t)}\right)\Delta t$$

$q_{i(t)}$ = intercambio entre la celda i y la celda de salida en el tiempo t,
t = tiempo que se estima en función de la diferencia de alturas entre estas celdas y Q_{ma} = caudal de salida por el manantial.
Q_{ma} está condicionado a que el nivel en la celda de salida (H_s) exceda un nivel mínimo (H_{min}):

$$Q_{i(t)} = K_i\left(H_{i(t-dt)} - H_{s(t-dt)}\right) \qquad Q_{ma} = \begin{cases} 0 \; si \; H < H_{min} \\ (H_s - H_{min})ae_s \end{cases}$$

El factor K^i corresponde al producto del coeficiente de desagüe (αi) por el área efectiva de cada celda (ae^i). El nivel en cada una de las celdas Hi(t) se obtiene al dividir el volumen de la celda $V^i(t)$ por su área efectiva:

$$K_i = \alpha_j * ae_i \qquad H_{i(t)} = \frac{V_{i(t)}}{ae_t}$$

Las áreas efectivas de las celdas principales se definen en función de los coeficientes de reparto de la recarga, el coeficiente de almacenamiento S y el área total A_t:

$$ae_i = S * A_t * br_i$$

Aplicando el principio de superposición, se obtiene para el área efectiva de la celda de

$$ae_s = S \cdot A_t \cdot \sum_{i=1}^{3} \alpha_i \, br_i / \Delta t$$

Combinando las expresiones anteriores se llega a:

$$q_{i(t)} = \alpha_i \left(v_{i(t)} - V_{s(t)} \frac{ae_i}{ae_s} \right)$$

en la que se observa la equivalencia de este modelo con el modelo inicial cuando $V_i > V_s$ y Δt es suficientemente pequeño. En este caso, por el efecto del rebose que impide el crecimiento de Vs, el segundo término de la expresión tiende a ser una constante.

La estimación de las recargas al acuífero se realiza mediante un modelo a escala diaria, según los modelos conceptuales comunes (Subcapítulo 3.5), como el T de Thornthwaite, el GR3J y el de Témez.

Se procedió a la calibración automática, utilizando la primera versión del modelo para un período de calibración de dos años mediante una rutina de optimización que minimiza la diferencia cuadrática entre los caudales aforados y simulados para el período. Los parámetros encontrados en primera instancia permitieron un ajuste excelente entre los valores aforados y los simulados. Para verificar este modelo se extendió la simulación y se observó un ajuste excelente hasta el año 1973, a partir del cual los valores simulados son sistemáticamente inferiores a los aforados en el cauce. Se buscó calibrar el modelo con parámetros que permitieran obtener el volumen simulado igual al observado en el periodo analizado de 30 años. En los resultados se obtienen caudales mayores que los medidos en el manantial durante los periodos relativamente secos de la escala multianual y menores en los períodos relativamente húmedos de valor similar. No es posible que un modelo basado en el concepto de embalse lineal pueda guardar agua de los períodos secos para los períodos húmedos Entre las posibles causas de la no convergencia a partir de 1973, se analizaron varias posibilidades: limitaciones del módulo de recarga, estructura deficiente del modelo, sistema no estacionario, conexión con otro acuífero, existencia de otros manantiales y combinación de varias de ellas:

a) No se observaron diferencias sensibles debidas a la utilizaron de distintos métodos de estimación de la recarga. Prácticamente todos permitían un buen ajuste de los resultados a los datos observados hasta 1973 y todos ellos a partir de esta fecha llevaron a valores simulados sistemáticamente inferiores a los observados. El modelo es relativamente robusto en lo referente a la estimación de la recarga.

b) Para considerar el posible comportamiento no lineal del sistema se implementó una variante del modelo en la que los caudales se obtenían como una función potencial de la diferencia de alturas. Se encontró que los mejores ajustes se alcanzaban cuando los exponentes de las alturas se acercaban a la unidad, que es el modelo lineal.

c) Se consideró la posibilidad de que la construcción de pozos alterara las condiciones de conexión entre las distintas partes del sistema kárstico, lo que implica un comportamiento no estacionario del sistema. Esto requiere cambios en los parámetros del modelo. Se verificó el comportamiento del sistema, aumentado los coeficientes de descarga a partir de 1973. El ajuste mejora significativamente hasta 1982, pero se requería un nuevo cambio de parámetros a partir de este año. La necesidad de este nuevo cambio de parámetros hace que pierda peso la hipótesis de posibles modificaciones en las características hidrodinámicas del acuífero a causa de la explotación.

d) La existencia de una conexión del acuífero con un río vecino, que se habilita cuando este último alcanza niveles de almacenamiento relativamente altos, permitiría aumentar la recarga en los períodos en que los almacenamientos están altos y obtener valores simulados menores al considerar un área de recarga directa menor. Así, se podrían definir dos áreas de recarga en función del valor del almacenamiento en el acuífero vecino, que posiblemente tenga un comportamiento similar. Se adicionó al modelo una celda adicional con drenaje fuera del manantial. En estas condiciones, su comportamiento es bastante similar a la de la celda de respuesta más lenta. Una vez que celda adicional alcanza un umbral de almacenamiento, empieza a verter sus excedentes al sistema, donde ingresan como recarga a la celda de respuesta lenta. Se obtiene un ajuste relativamente bueno para todos los años. La mejora en el ajuste no implica necesariamente la validez de la hipótesis, que requiere evidencias de que las características hidrogeológicas de la zona permiten fundamentarla.

e) Un posible manantial que drene al acuífero con salida a una cota inferior a la del manantial de Los Santos, que recibiría de la cuenca de éste un caudal prácticamente constante. Para incluirlo es necesario aumentar el área de recarga, lo que generaría un aumento del volumen disponible para el manantial de Los Santos en los períodos en que los almacenamientos están altos y una disminución cuando están bajos. Se modificó el modelo, introduciendo una salida desde la celda auxiliar que es una función lineal de la diferencia entre el nivel en esta celda y la cota de salida al Río Albaida. Se obtiene un ajuste aceptable para todos los años, excepto para los cuatro últimos, en los que se obtienen caudales algo mayores que los registrados. Puede

haberse ocasionado por un aumento de extracciones, que no se ha tenido en cuenta. El ajuste obtenido es comparable al obtenido en el caso anterior. Un análisis de las condiciones geológicas e hidrogeológicas del sistema indican que es posible el drenaje acuífero del macizo del Caroch (Caroche) sur por los manantiales del Río Albaida situados aguas abajo de Bellús.

Los resultados obtenidos son aceptables en términos generales, dada la incertidumbre y la escala de trabajo. Para la confirmación de las hipótesis se requieren nuevos estudios, especialmente la del drenaje parcial del acuífero del Caroch por el río Albaida.

A10.3.7 Recarga en la parte española de la Península Ibérica por balance de la deposición total atmosférica de cloruros

Este extracto se basa principalmente es el trabajo de Alcalá y Custodio (2012b), considerando los otros trabajos relacionados que se mencionan en el Apartado 10.3.2.

Se han realizado sucesivas aplicaciones del método del balance de la deposición atmosférica de cloruro para evaluar la recarga media distribuida y su incertidumbre en el territorio continental español: Alcalá (2006) y Alcalá y Custodio (2005, 2008a, 2008b, 2008c, 2012, 2014). La distribución espacial de las variables se ha obtenido interpolando los datos disponibles mediante krigeado ordinario en cada nodo de una malla regular de 4976 celdas de 10 km x 10 km, que cubre el territorio peninsular español. En cada nodo se obtiene un valor medio a largo plazo de cada variable. A esto se añade un valor de su desviación estándar y un valor de la varianza de krigeado generado durante el proceso cartográfico.

En cada posición nodal se obtiene un valor de R, tal como se expone en el Subcapítulo 5.3, y un valor de la incertidumbre natural de R dada como su desviación estándar σR asociada a la variabilidad natural de las variables y además un valor del error cartográfico de R, σK, asociado a la varianza de krigeado de cada variable. Los errores absolutos se expresan como coeficiente de variación, CV, que es la relación de la desviación estándar respecto del valor medio interanual interpolado.

Los valores nodales de R varían entre 17 y 715 mm/a, con el 90% de los resultados entre 35 y 300 mm/a. La relación entre recarga media y precipitación media varía entre 0,03 en algunas áreas poco permeables con substrato rocoso cristalino o con formaciones terciarias margosas y en zonas semiáridas del interior y del sureste y el valor 0,6 en algunas áreas carbonatadas. El CV tiene un valor medio de 0,29 y varía entre 0,25 y 0,40. Aplicando estos valores a todo el territorio peninsular español, resulta una aportación potencial media de 66 km^3/a y una aportación neta media de ~32 km^3/a sobre los afloramientos permeables, que ocupan el 40% del territorio. El rango estimado de variación está entre 23 y 41 km^3/a, para una desviación estándar por encima y por debajo de la media.

A modo de comparación, se sintetizan algunas estimaciones de la recarga realizadas a similar escala en el territorio peninsular español durante las últimas 5 décadas, según Alcalá y Custodio (2012). A partir de la descarga de manantiales y del caudal de base de los ríos, Llamas (1967) estimó una recarga media de 18,2 km^3/a para un área de 217.659 km^2,

que no incluye el Norte, Noreste y Oeste peninsular. Otras estimaciones posteriores en similares condiciones son 19,3 km^3/a (Coma, 1974), 16,0 km^3/a (Heras, 1977), 15,3 km^3/a (Gallego-Anabitarte et al., 1986) y 18,7 km^3/a (MOPTMA, 1993). Según el Libro Blanco del Agua (MIMAM, 2000), son 28,7 km^3/a, entre 20,1 y 43,9 km^3/a, para un área de 252.205 km^2. Estos valores se modificaron a un valor medio de 34,6 km^3/a, entre 24,4 y 44,7 km^3/a, en el resumen de planificación hidrológica nacional. Para una superficie similar de 252.205 km^2, la aplicación del CMB da una media 27,3 km^3/a, entre 19,3 y 35,3 km^3/a. Si se consideran las MASb definidas inicialmente dentro de la planificación hidrológica, conforme a las guías derivadas de la Directiva Marco del Agua europea, para 340.768 km^2 en MIMAM (2006) da un valor medio de la recarga de 30,5 km^3/a y la aplicación del CMB espacialmente distribuido da 50,5 km^3/a, entre 35,8 y 65.2 km^3/a, o una media de 29,8 km^3/a, entre 21,1 y 38,6 km^3/a para los 177.515 km^2 de afloramientos permeables.

El método del CMB está sujeto a incertidumbres que afectan a la caracterización espacial de las variables del balance, por la distribución a veces muy heterogénea de los datos, debida a la escasez datos iniciales de deposición y de salida con las aguas superficiales de escorrentía directa en algunas zonas y a la eliminación de las muestras de agua de recarga y de escorrentía sospechosas de alteración antrópica o litológica.

No obstante, el CMB contribuye a reducir la incertidumbre de la recarga obtenida en la modelación hidrológica, que ya se consideraba en el Libro Blanco del Agua MIMAM (2000), en especial en las áreas montañosas con escasos datos de observación de los acuíferos y alta proporción de recarga, donde los datos meteorológicos y del suelo no son adecuados para una aplicación confiable del modelo SIMPA (Estrela et al., 1999). En el análisis de hidrogramas y en la calibración de los modelos hidrológicos, en grandes formaciones sedimentarias delimitadas por áreas montañosas, en las que la mayor parte de la descarga es por grandes manantiales y como caudal de base de los ríos, puede existir una fracción desconocida de retorno de riegos y/o transferencias desde acuíferos laterales que afecta al valor natural. Además, en áreas afectadas por actividades humanas, los datos piezométricos para calibrar los modelos numéricos y por lo tanto las funciones de recarga, están alterados. El método del balance de masa del ion cloruro atmosférico en la zona saturada proporciona una buena estimación de la recarga difusa neta media multianual, si se dispone de datos adecuados.

Para la elaboración de la cartografía se ha dispuesto de la siguiente información:

1) deposición total de 20 colectores abiertos, distribuidos por el territorio y operados para el proyecto REDESAC-CICYT, que ha sido la base de los trabajos que aquí se comentan
2) 55 conjuntos de datos de trabajos del Grupo de Hidrología Subterránea de la Universidad Politécnica de Cataluña, en colaboración con otros organismos y dentro de diversos trabajos
3) 96 conjuntos de datos de deposición total, húmeda y seca encontrados en la bibliografía
4) deposición húmeda (a veces deposición total) de 21 estaciones de la red del Programa Cooperativo para la Observación y Evaluación de la Transmisión a larga

distancia de contaminantes del aire en Europa (red EMEP: http://www.emep.int/), con un relativo largo registro. Dicho proyecto finalizó en 2012 en cuanto a la generación de los datos utilizables para el CMB.

El total es de 192 conjuntos de 1 a 20 años de duración, de los cuales el 80% tienen menos de 5 años y con frecuencia sólo 1 año. Esto permite obtener 95 valores del coeficiente de variación de la deposición.

Apenas hay datos específicos sobre la exportación de cloruro por la escorrentía directa y no hay series temporales. La exportación de cloruro con la escorrentía superficial directa se obtiene de los valores medios de dicha escorrentía y de la concentración media en cloruros. La información se ha obtenido de los datos del modelo hidrológico SIMPA del CEH-CEDEX (Apartado 4.9.2 del Capítulo 4), disponibles en la red del Sistema Integrado de Información sobre el Agua en España (SIA) (http://servicios2.marm.es/sia/visualización/descargas/documentos/jsp). Los valores de la concentración de cloruros en dicha escorrentía se tomaron de series largas de análisis químicos de cursos de agua de la Red Integrada de Calidad de Agua en España (ICA) (http://servicios2.marm.es/sia/visualizacion/descargas/series.jsp#ICA) y de algunos registros de 1 año y de muestras aisladas de cursos de agua efímeros tomados durante crecidas. La mayoría de los datos se desecharon, ya que se sospechaba la influencia de aportes de agua subterránea o bien aportaciones litológicas o antrópicas (Alcalá y Custodio, 2008b).

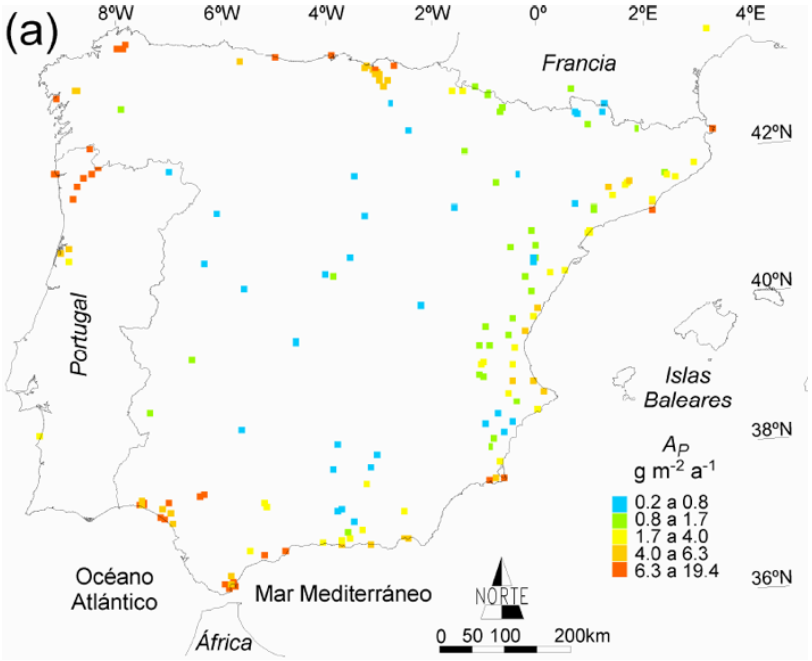
Los datos directos del valor medio de la concentración en cloruros en la escorrentía superficial directa son escasos e irregularmente distribuidos. Para ampliar la base, se procedió a determinar, en los lugares con datos, el cociente entre los valores anuales de la concentración de cloruros en la escorrentía directa y la de la lluvia. Dicho cociente es relativamente estable, según zonas, entre ~ 1 en áreas montañosas y 2–4 en valles y altiplanos y hasta 10 en las áreas semiáridas del sur y en algunas localidades del interior. Esto permitió ampliar la cobertura espacial de datos de concentración de cloruro esperable en la escorrentía, sin aumentar excesivamente la incertidumbre. De este modo, se puede incrementar el valor 0,1 de la correlación entre CP y CES a 0,2. Con ello se consiguió un total de 184 series de datos de la exportación de cloruro con la escorrentía superficial directa, entre 1 y 10 años de duración, aunque el 65% tenía sólo 1 año. Las áreas de formaciones de baja permeabilidad quedan mal representadas. Se consiguieron 70 valores del coeficiente de variación.

De la base de datos hidroquímicos del IGME, se obtuvieron algunos miles de análisis químicos de 900 lugares de muestreo del agua subterránea. La mayor parte de estos datos corresponden a pozos someros en acuíferos freáticos, pequeños manantiales de acuíferos colgados que representan la recarga local y rezumes de agua no evaporados en áreas dispersas de baja permeabilidad. Otros datos de 210 puntos proceden de informes técnicos no publicados, de la base de datos de Aguas Minerales del IGME (http://www.mineralwaters.org/) y de estudios realizados por el Grupo de Hidrología Subterránea de la UPC y por el CIHS. Se trató de que el tiempo de renovación estimado de las aguas de esos acuíferos fuese como mucho de pocos años.

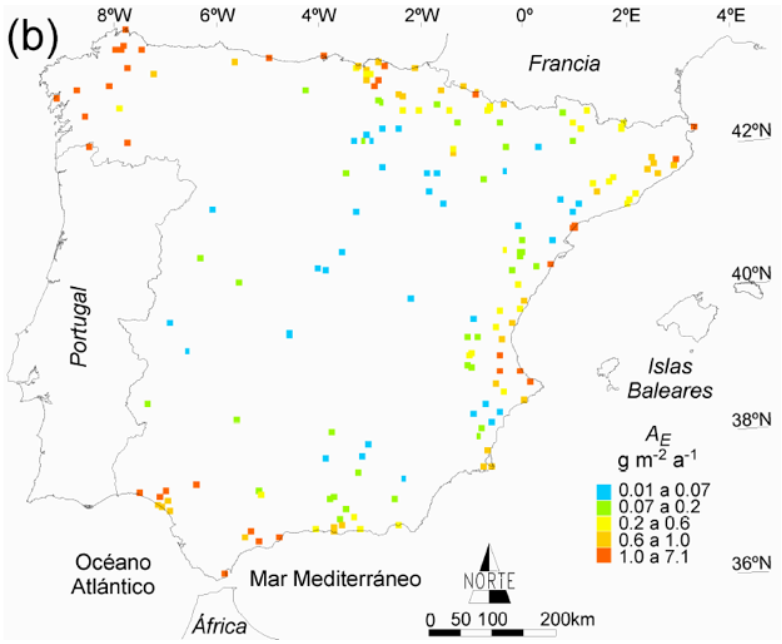
Se supone que los valores de concentración en cloruro seleccionados a partir de pequeños manantiales y pozos poco penetrantes representan razonablemente el contenido medio de Cl del agua recarga, pero no sin algunas dudas. La aplicación de técnicas hidroquímicas, en especial de la relación Cl/Br y del contenido isotópico del agua, permitió distinguir el origen atmosférico del Cl de otros orígenes litológicos y antrópicos (Alcalá et al., 2011; Alcalá y Custodio, 2008b). Se supuso que, en todo el territorio peninsular, el tiempo de percolación era como mucho de algunas décadas y por lo tanto que los valores de CR representaban a las condiciones actuales medias climáticas y de uso del territorio. Se reunieron algo más de 1100 series de datos de CR de 1 a 25 años de duración, pero están algo sesgados por estar mal representadas las áreas de baja permeabilidad. Se reunieron 310 valores del coeficiente de variación de CR.

En las figuras a continuación se representan los datos básicos a escala peninsular, mostrando los puntos con datos y la cartografía realizada con los mismos. Los diferentes mapas mostrados son:

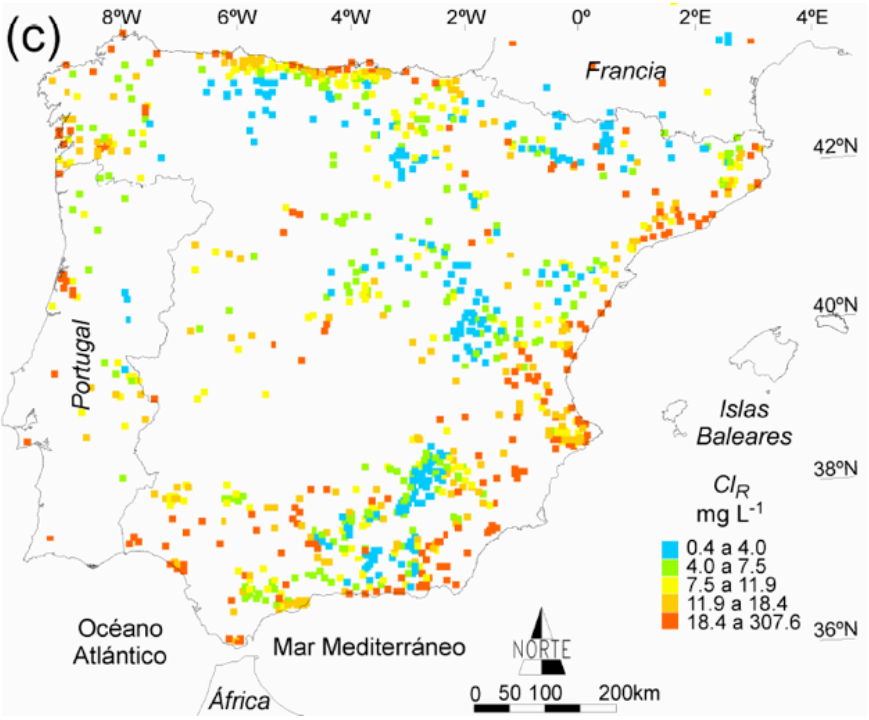
1.- Lugares en que se dispone de datos de la deposición atmosférica de cloruro y valor de la misma en g/m^2/a
2.- Lugares en que se ha podido estimar datos de la exportación de cloruro por la escorrentía superficial directa y valor de la misma en g/m^2/a
3.- Lugares en que se ha podido estimar datos representativos de la concentración en cloruro del agua de recarga y valor de la misma en mg/L
4.- Cartografía de la precipitación media anual utilizada, en mm/a
5.- Cartografía de los valores calculados de la recarga media anual, en mm/a
6.- Cartografía de la fracción de la recarga media anual respecto a la precipitación media anual
7.- Lugares en que se ha podido estimar el coeficiente de variación de la deposición atmosférica total media anual de cloruro y valor del mismo
8.- Lugares en que se ha podido estimar el coeficiente de variación de la exportación anual media de cloruro por la escorrentía directa y valor del mismo
9.- Lugares en que se ha podido estimar el coeficiente de variación de la concentración de cloruro en agua subterránea que se considera representativa de la recarga y valor del mismo
10.- Cartografía del coeficiente de variación de la recarga media calculada y valor del mismo



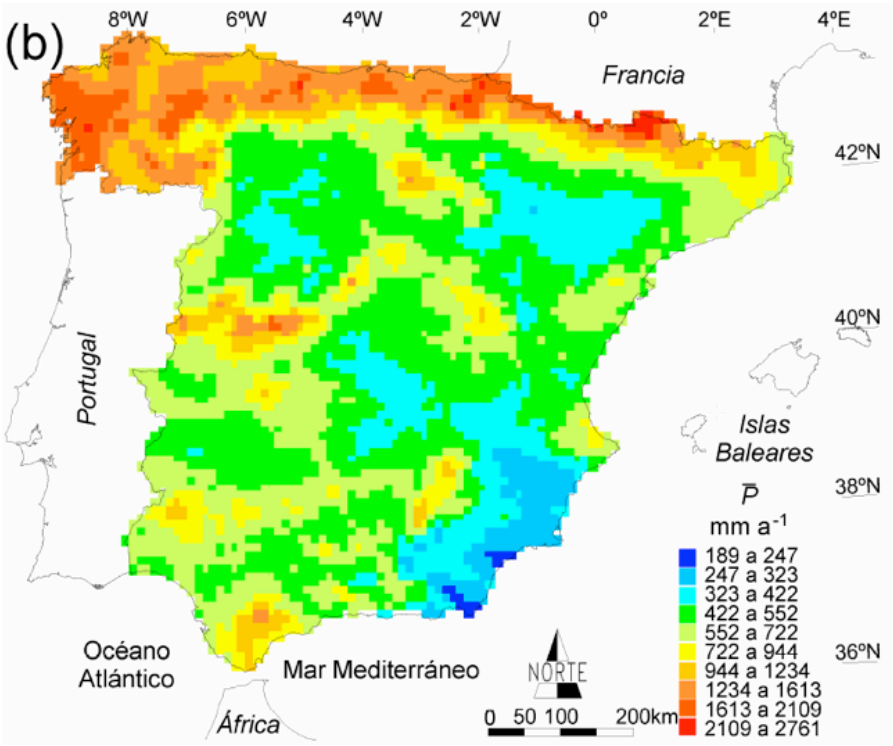
1.- Lugares en que se dispone de datos de la deposición atmosférica de cloruro y valor de la misma, en g/m²/a.



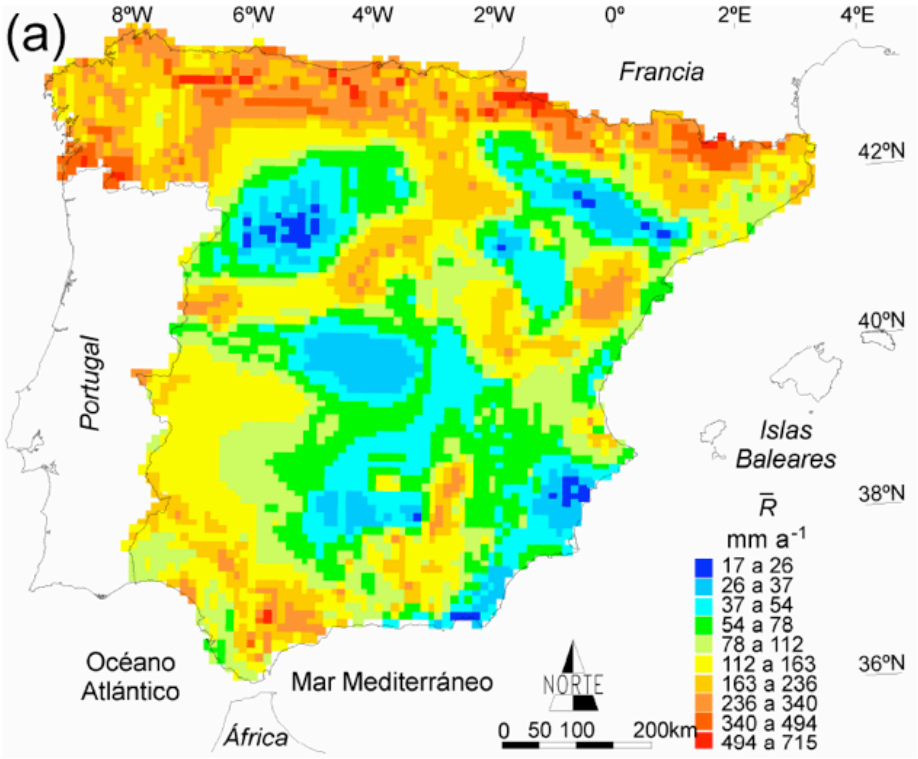
2.- Lugares en que se ha podido estimar datos de la exportación de cloruro por la escorrentía superficial directa y valor de la misma, en g/m²/a.



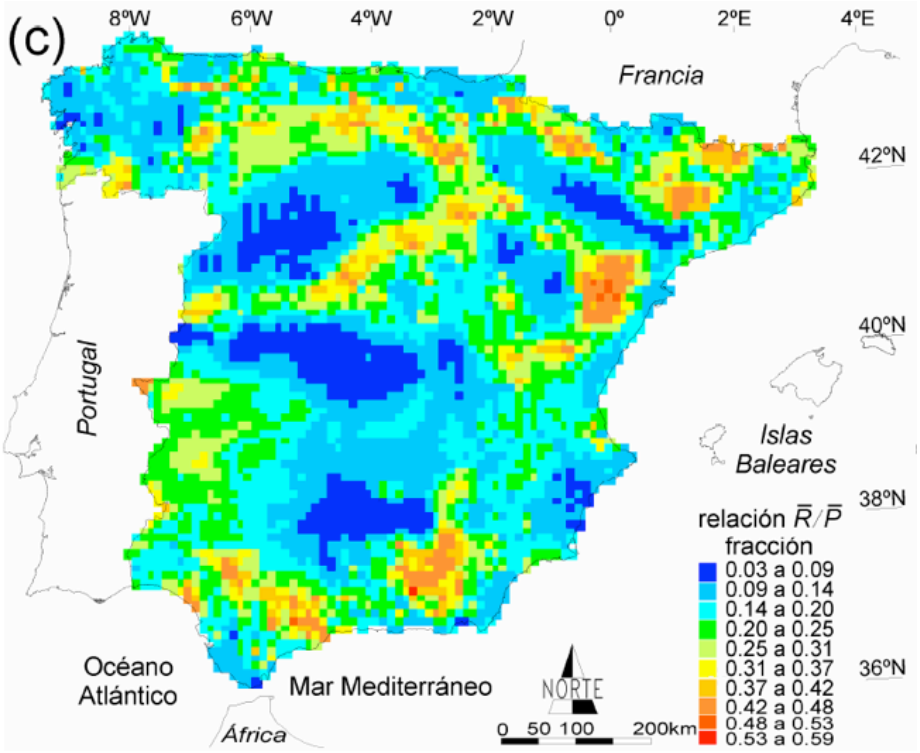
3.- Lugares en que se ha podido estimar datos representativos de la concentración en cloruro del agua de recarga y valor de la misma, en mg/L.



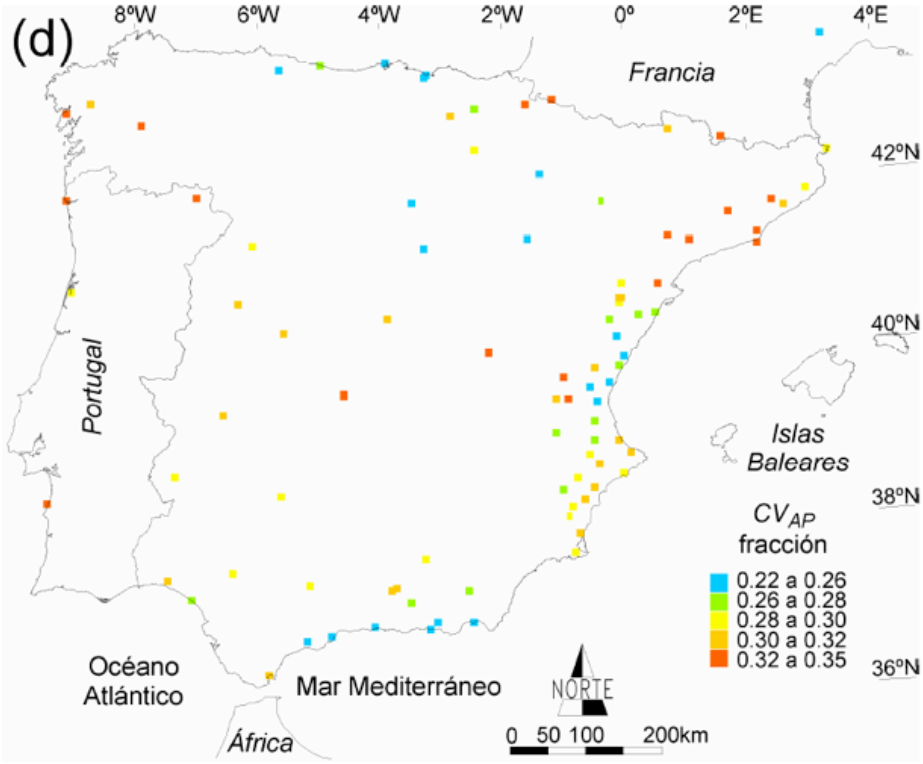
4.- Cartografía de la precipitación media anual utilizada, en mm/a.



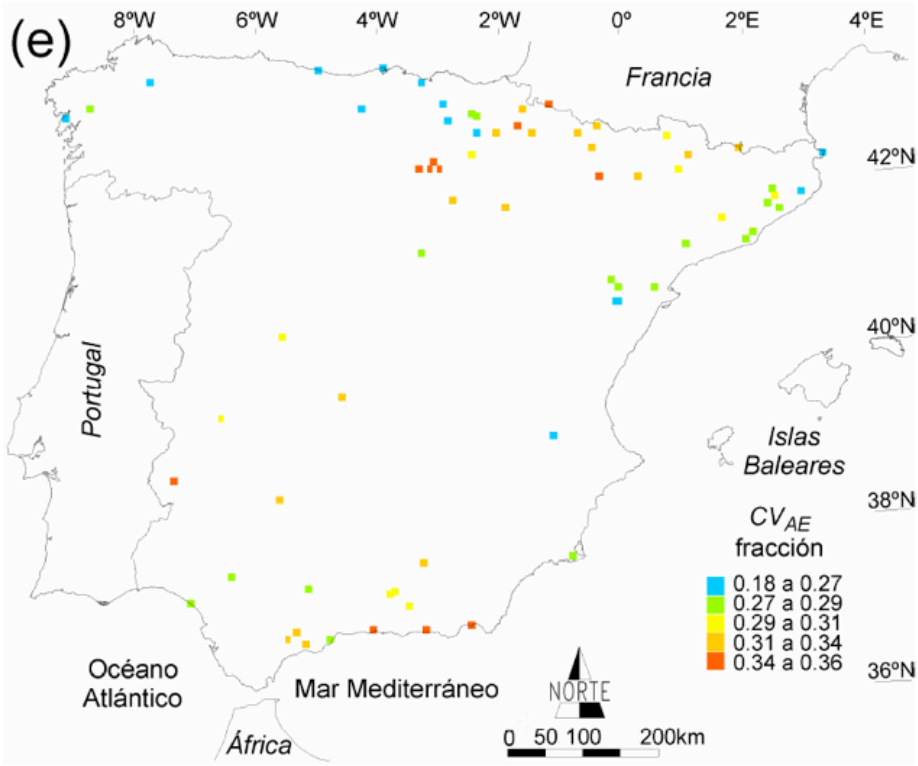
5.- Cartografía de los valores calculados de la recarga media anual, en mm/a.



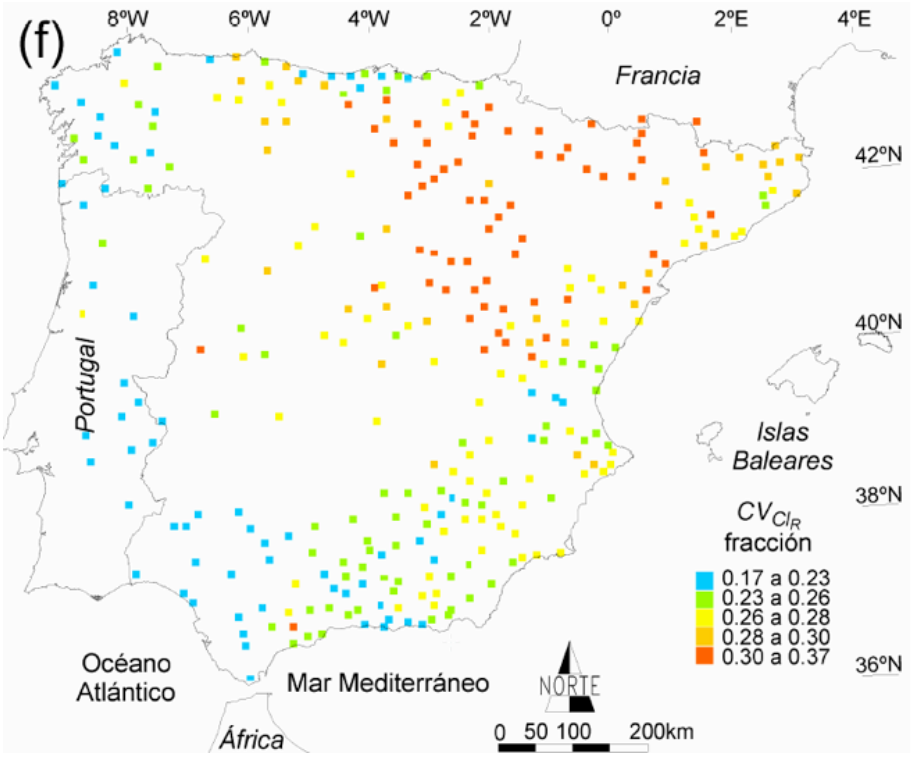
6.- Cartografía de la fracción de la recarga media anual respecto a la precipitación media anual.



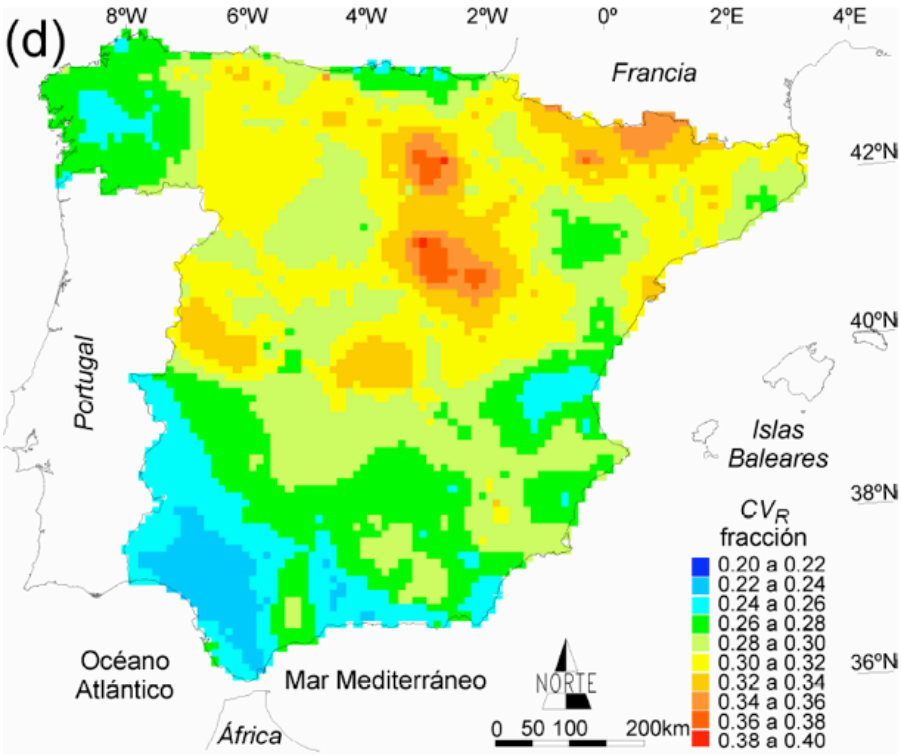
7.- Lugares en que se ha podido estimar el coeficiente de variación de la deposición atmosférica media anual de cloruro y valor del mismo.



8.- Lugares en que se ha podido estimar el coeficiente de variación de la exportación anual media de cloruro por la escorrentía directa y valor del mismo.



9.- Lugares en que se ha podido estimar el coeficiente de variación de la concentración de cloruro en agua subterránea que se considera representativa de la recarga y valor del mismo.



10.- Cartografía del coeficiente de variación de la recarga media calculada y valor del mismo.

Capítulo 11.

Conclusiones, resultados, recomendaciones y prospectiva

Preámbulo

Se resaltan los aspectos más relevantes en cuanto a la evaluación de la recarga. Se considera la metodología, sin entrar en resultados concretos. Se insiste en la comparabilidad de los resultados y en la incertidumbre inherente, para poner los resultados en perspectiva información y en cuanto a su relación con la planificación hidrológica. Se insiste en que la escala temporal y la espacial tienen gran influencia en los resultados, como recarga total o como recarga neta. Se comenta la situación española y su prospectiva.

11 Resumen

La cuantificación del agua subterránea un acuífero o sistema acuífero – de una masa de agua subterránea MASb en la gestión derivada de la aplicación de la DMA – y las relaciones del agua subterránea con el resto del ciclo hidrológico, debe partir de un balance de agua que explicite las entradas, las salidas y la variación del agua almacenada y, en su caso, de los solutos de interés En este balance, las diversas recargas a través de los contornos son términos esenciales que hay que evaluar en un determinado intervalo de tiempo, aplicando diferentes metodologías hidrológicas, tanto hidráulicas como de trazado natural. Cada método tiene su propio significado, limitaciones y condiciones de aplicación temporal y espacial, de modo que los distintos resultados no necesariamente coinciden y pueden representar conceptos que muchas veces no son equivalentes ni coincidentes.

En todos los casos, estas evaluaciones pueden y suelen tener una notable incertidumbre. Una parte de esa incertidumbre puede reducirse utilizando técnicas más afinadas y con mejores datos y conocimiento del sistema, aunque con un esfuerzo y coste crecientes. Otra parte es inevitable, ya que está asociada epistemológicamente al conocimiento, interpretación y simplificación de los complejos procesos naturales. La incertidumbre del conocimiento de la recarga es tanto mayor cuanto menos lluvioso es el clima, que es cuando, en general, se requiere mayor precisión ante las frecuentes situaciones de escasez de recursos de agua. La gestión y la buena gobernanza del agua, y en concreto de las aguas subterráneas, deben realizarse en este contexto.

En España hay buena experiencia en evaluaciones de la recarga a diferentes escalas y se han desarrollado códigos y modelos para su cálculo. Tienen especial interés los métodos aplicados en la planificación hidrológica y aquellos que permiten evaluar los recursos de agua de una determinada cuenca, subcuenca o acuífero – o masa de agua subterránea como unidad de gestión en aplicación de la Directiva Marco del Agua europea. No obstante, una parte de los datos y resultados generados en estudios académicos y de análisis de situaciones particulares o de afianzamiento de métodos y técnicas realizados por distintos organismos y expertos no se han aprovechado adecuadamente en la planificación hidrológica realizada por la administración pública del agua, aunque con excepciones.

Se ha hecho un gran esfuerzo de cuantificación de los recursos de agua a escala peninsular española, mediante la modelación del conjunto del territorio. Los resultados pueden ser considerados como una aproximación a esa escala de los recursos totales, aunque con posibles notables desvíos si se les aplica a situaciones locales concretas.. El tratamiento que se hace de las aguas subterráneas en esa modelación tiende a subvalorar su aportación a los ríos y modifica el tiempo en que se produce, aún en casos en que no haya una intensa explotación. Esta explotación intensiva es actualmente una situación común en numerosos acuíferos y aumenta los sesgos de loa cálculos, los que se incrementan cuando no hay coincidencia entre cuencas superficiales y cuencas subterráneas (sistemas acuíferos).

Tras cubrir la etapa inicial de estimación general, la prospectiva es hacia estudios de mayor detalle de territorios menos extensos, con consideración del estado de explotación y la integración de los resultados de cualquier tipo, convenientemente filtrados para compensar posibles sesgos, en una herramienta más general, que ha de ser de diseño distinto al actual.

Los distintos estudios deben separar bien la recarga de la descarga natural y artificial (bombeo) del agua subterránea, para disponer del elemento dinámico que permita una gestión acorde con las necesidades de abastecimiento, de conservación del medio ambiente y sus valores ecológicos y que además cumpla con la normativa europea sobreimpuesta.

En las islas, el conocimiento es menos preciso ya que existen menos estudios generales y la descarga de agua subterránea al mar es mal conocida y difícil de evaluar. Esto sucede en especial en los acuíferos kársticos baleares y en las formaciones volcánicas jóvenes costeras canarias. Consecuentemente, se hace difícil validar los métodos de evaluación de la recarga.

Un serio problema actual a nivel general, con excepciones, es el de la disponibilidad de datos para evaluar la recarga y los recursos de agua. Esta disponibilidad ha tendido a empeorar en los últimos dos decenios en diversos ámbitos, sin que exista una clara perspectiva de mejora. El empeoramiento puede ser en absoluto, pero también en cuanto a que su crecimiento se ha rezagado respecto a la aparición de problemas a resolver, tanto materiales como por las mayores exigencias de las regulaciones legales. Esto es atribuible al desconocimiento de los problemas reales y su necesidad de abordaje a largo plazo, con continuidad de las observaciones, por parte de los responsables de la política del agua. Muchos de esos responsables no tienen la formación adecuada y no se apoyan en los conocimientos de sus funcionarios y de los sectores expertos académicos y de la sociedad civil. También en estos aspectos, la tendencia es hacia una pérdida de la tasa de incremento del conocimiento científico y a una destecnificación funcionarial y empresarial, aunque hay excepciones en determinadas demarcaciones hidrográficas, como, por ejemplo, en Cataluña y las Demarcaciones del Júcar y el Ebro. Por ejemplo, en la CHJ existe una notable colaboración con la Universitat Politècnica de Valéncia, la Universitat Jaume I de Castelló, la Universitat de València y la Universidad de Castilla-La Mancha. Así, con la UPV se han desarrollado modelos de flujo subterráneo en las masas de agua subterránea de la Mancha Oriental, Requena-Utiel y Planas de Valencia Norte y Sur, que

utilizan la estimación de recarga distribuida en el espacio del modelo PATRICAL. Los avances en el conocimiento y en la utilización de modelos y otras herramientas de análisis en las distintas unidades de las Demarcaciones Hidrográficas han sido significativos, como se expone en el Capítulo 9.

Nota: *el contenido de este capítulo se basa en lo contenido en los 10 capítulos anteriores y documentación adicional disponible en la web y en las direcciones electrónicas de diversos organismos de investigación, complementada con otras fuentes de conocimiento recopiladas por el autor. El contenido trata de sintetizar el conocimiento, aunque en ocasiones puede haber problemas de interpretación de las fuentes o fallos en la localización de la documentación publicada. El interés se ha centrado en la recarga natural, con lo que otros aspectos relevantes y complementarios no se han tenido en cuenta y podrían haber ayudado a esclarecer dudas en la interpretación. En lo que se presenta hay un sesgo hacia trabajos en relación con actividades y personas en el entorno del , por el mayor conocimiento de lo realizado y más fácil acceso a la información. Además, se tiende a generalizar en un contexto que es muy variable y cambiante. Por esa razón, las valoraciones generales pueden tener excepciones importantes.*
Se mencionan localidades cuya situación con frecuencia no está en mapas o figuras. El lector debe ubicarlas por otros medios.
En el texto se utilizan abreviaturas, símbolos y siglas que se definen cuando se introducen, excepto las más comunes y repetitivas. Estas se reúnen y definen en el Preámbulo general. Se usa m= metro, L = litro; d = día y a = año, afectadas por los indicadores internacionales de submúltiplos y múltiplos.

11.1 Consideraciones generales

El conocimiento de los recursos hídricos en general y de los recursos de agua subterránea en particular requiere la cuantificación de los términos de los diferentes balances de agua y, en su caso, de masa (substancias disueltas). Es un paso necesario para una buena gestión, el soporte de una adecuada planificación hidrológica y el contexto que subyace a una buena gobernanza de los recursos de agua. Como se desarrolla en los distintos Capítulos de este Informe y en especial en los Capítulos 1 y 2, este conocimiento es el de un conjunto de componentes, procesos naturales e influencias antrópicas directas e indirectas, cambiantes a lo largo del tiempo, con términos que dependen de variables que tienen una notable componente aleatoria. Además, el medio, tanto el superficial como el subterráneo, es heterogéneo a diferentes escalas, de modo que los valores territoriales deben tenerlo en cuenta y reflejarlo adecuadamente mediante las oportunas cuantificaciones. La homogeneidad es una rara excepción, aunque se la considera como una hipótesis para territorios de tamaño relativamente pequeño, para llegar a soluciones parciales sencillas y en determinados intervalos de tiempo, con las que trabajar. Debe alertarse sobre las incertidumbres asociadas, de las simplificaciones introducidas como hipótesis de trabajo y de posibles sesgos debidos al tratamiento de los datos.

La caracterización de la recarga a un sistema acuífero – una masa de agua subterránea dentro de la actual forma de gestión – supone considerar numerosos procesos naturales en relación con la precipitación y con la infiltración en los cauces, a los que se suman las alteraciones y adiciones antrópicas, como se desarrolla en el presente Informe. Hay que tener en cuenta las limitaciones que se exponen en el Capítulo 1 y en los textos y documentos generales que se mencionan en el mismo.

De acuerdo con los objetivos de este Informe, se considera únicamente la recarga natural a los acuíferos. Según lo que se define en el Subcapítulo 1.3, se denomina recarga al flujo de agua que penetra en el medio saturado por la superficie freática y que procede del exterior al mismo. Se distingue entre recarga difusa (distribuida), debida a la infiltración de la precipitación como lluvia y, en su caso, bajo un manto de nieve con fusión, y la recarga concentrada, principalmente a partir de la infiltración de aguas superficiales.

La parte del agua infiltrada que no se evapotranspira (que está sometida a la evaporación por la radiación solar en las hojas de las plantas o por difusión de vapor en el límite suelo-atmósfera) ni es devuelta desde el suelo a la superficie, tras salir del suelo edáfico o zona superior del medio no saturado constituye la recarga en tránsito. La recarga en tránsito desciende por el medio no saturado (percolación) y acaba por entrar en el acuífero (zona saturada) a través de la superficie freática, dando origen a la recarga difusa.

La recarga concentrada puede ocurrir estando el medio saturado en todo momento o existiendo medio no saturado intercalado. Cada situación tiene sus modos propios de tratamiento hidrológico. El agua recargada verticalmente es la recarga total y la recarga neta es el resultado de descontar a la recarga total el agua subterránea que vuelve a la atmósfera desde el medio saturado por la acción de plantas con raíces profundas especializadas (freatofitas o plantas ripícolas) o directamente por evaporación como vapor que se difunde por el medio no saturado. La diferencia entre recargas es nula o pequeña en climas lluviosos, pero puede ser notable en áreas áridas y semiáridas con niveles freáticos someros.

La evaporación y la transpiración suponen una concentración de sales de origen atmosférico en el agua de recarga respecto a la del agua infiltrada, en especial en el caso de la recarga difusa. En climas áridos, la recarga resultante puede tener una gran concentración en sales y llegar a ser salobre e incluso salina.

Desde un punto de vista humano y económico, dentro de los comportamientos éticos y morales que hay que garantizar, lo realmente importante es que los seres humanos dispongan del agua que es esencial a la vida, lo que es un derecho humano (Custodio 2019). Este derecho humano va más allá del propio individuo, ya que también el agua es esencial al medio ambiente y a los servicios ecológicos y económicos que éste provee al ser humano. Todo esto es objeto de las ciencias sociales, de la política y de la religión. En términos actuales, la consideración de esos aspectos se encamina hacia la buena gobernanza y sus variantes, como la gestión integrada de los recursos de agua en un contexto de múltiples relaciones con otros aspectos sociales.

Para la correcta actuación y para evitar errores graves a corto, medio y largo plazo, todas las consideraciones, orientaciones y decisiones deben estar bien fundamentadas en un buen conocimiento científico y deben emplear herramientas tecnológicas bien diseñadas, al nivel requerido por la importancia y repercusiones de cada caso. De otro modo, pueden producirse graves errores, que no sólo perjudican dentro del tiempo en que se cometen, sino que pueden repercutir en el futuro y limitar las posibilidades de las generaciones futuras. Lo dicho pone en su lugar al conocimiento científico y tecnológico, que no es quien decide, pero que es esencial, aunque en la apreciación humana y mediática quede en un segundo plano.

El agua subterránea siempre ha de considerarse como una parte esencial del ciclo hidrológico. Tiene características propias diferenciales, íntimamente ligadas a las otras partes del ciclo hidrológico, tanto en estado natural como influenciado por la acción antrópica, como por acciones artificiales. El papel del agua subterránea es siempre

relevante, tanto desde el punto de vista de la cantidad como de la calidad, en especial cuando se considera como parte de un todo. Además, el agua subterránea está relacionada con otros componentes territoriales, energéticos y humanos. Este papel se hace más relevante a medida que el clima es más seco y más fluctuante. Con la aridez cobra más importancia la recarga concentrada sobre la difusa. El conocimiento de la recarga a los acuíferos es una información básica que requiere la adecuada atención y que puede condicionar la corrección de la planificación hidrológica, la toma de decisiones y los oportunos re-direccionamientos que haya que tomar a causa de la evolución de los acontecimientos. Estos aspectos se consideran en los dos Informes precedentes al presente (MASE; 2015; SASMIE, 2017).

La gestión de la sequía requiere el conocimiento del balance de agua y de la recarga, No hay que confundir sequía con escasez, como se considera bajo distintos aspectos generales en Embid Irujo (2018) y en relación con las aguas subterráneas en Custodio (2018). De hecho, se consideran varios tipos de sequía según la perspectiva con la que se contemple: meteorológica, hidrológica, agronómica o socio-económica (Keyantash y Dracup, 2002; Yan et al., 2019). El carácter húmedo, medio o seco de cada año hidrológico ni tiene los mismos efectos según el área que se considere ni tampoco la apreciación de severidad, que depende de la escasez y de las presiones y percepciones mediáticas. La escasez puede llegar a ser más una ficción que un hecho (Rijsberman, 2006) y su persistencia reflejar que se está en una situación no sustentable. La consideración de estos aspectos excede al objetivo del presente informe, aunque para su abordaje subyace la necesidad del suficiente conocimiento de la recarga a los acuíferos. Sin embargo, esta necesidad de conocimiento, en línea con la de otros conocimientos básicos, no parecen estar entre las prioridades de, por lo menos una parte, de las actuales administraciones españolas del agua. Es lo que refleja La Roca (2018) en su crítica a los contenidos preliminares de los temas importantes de la planificación hidrológica en curso para la preparación del ciclo 2021-2027. Pero los temas importantes todavía no se han elaborado en marzo de 2019, se someterán a consulta en julio de 2019 y tienen previsto desarrollar las cuestiones que plantean La Roca (2018) y otras organizaciones ambientales.

11.2 Resultados científico-técnicos

La herramienta básica para cuantificar las aguas subterráneas y los diferentes procesos asociados es el balance hídrico. Este incluye los flujos por los contornos, que se deducen mediante la aplicación de la Ley de Darcy, que los relaciona linealmente con el gradiente de potencial energético del agua a través de las propiedades hidráulicas del medio, como se expone en el Capítulo 2 y se desarrolla en los Capítulos 3 y 4. La cuantificación del balance y del flujo de masa (solutos) no se considera en el presente Informe. Es una importante tarea pendiente, ya que los problemas relacionados con la salinidad y la calidad del agua en general son tan o más importantes que los de cantidad, incluso en ambientes semiáridos y áridos.

En el contexto de la evaluación de la recarga, es especialmente importante el balance de agua en el suelo edáfico, como se expone en el Capítulo 3. Como se desarrolla en la Sección 1.5.2 del Capítulo 1 y en el Subcapítulo 3.2, el intervalo de tiempo en el que realiza

el balance de agua en el suelo depende de cada situación de estudio. En los estudios y evaluaciones de la recarga a los acuíferos es recomendable que dicho balance sea diario, si bien en muchos métodos y modelos se hace mensualmente. Esto responde en buena parte a una orientación hacia la determinación de la escorrentía superficial, pero puede no ser adecuado para caracterizar la recarga, en especial en clima árido y semiárido, donde se pueden producir sesgos importantes. Según el intervalo de tiempo escogido, se requieren distintos datos (variables) o forma de agregarlos, así como parámetros para la evaluación.

En el balance de un acuífero o sistema acuífero, las entradas son la recarga a través del nivel freático y las transferencias desde otras formaciones colindantes, sean infrayacentes o laterales. Como se ha comentado en el Subcapítulo 11.1, la recarga puede ser difusa, distribuida sobre la superficie o concentrada procedente de la infiltración de agua superficial continua o discontinua de cursos de agua, lagos, humedales, encharcamientos, concentraciones lineales y fugas de canales y redes de distribución de agua. La recarga difusa es la producida por la infiltración de la lluvia y por la fusión de nieve bajo el manto o en su periferia, tanto en el suelo como a través de una gran densidad de fracturas y grietas en el suelo, como se expone en la Sección 2.4.4 del Capítulo 2 y en el Subcapítulo 7.6. En zonas de cultivo en regadío, se suma el agua aportada artificialmente al terreno, que produce excedentes (retornos) de riego e infiltraciones, como se expone en la Sección 2.4.5 del Capítulo 2 y en el Subcapítulo 7.10. Los retornos de riego que no son drenados en los propios campos agrícolas son en ocasiones una importante fuente de recarga a acuíferos, como en vegas y áreas bajas cuando el agua de riego es de origen superficial o traída de otros lugares. Aunque es fácil la consideración teórica de esos excedentes, no lo es en la práctica, ya que las cantidades aportadas y su aplicación en el tiempo no son generalmente conocidas en detalle. Esto aumenta la incertidumbre de la evaluación de la recarga en estos casos. La incertidumbre de la evaluación de la recarga es generalmente grande en áreas urbanas y periurbanas, como se expone en el Subcapítulo 7.9, ya que los procesos son normalmente mal conocidos, aunque en condiciones favorables los estudios hidrogeoquímicos e isotópicos pueden ayudar a acotar los valores.

Lo más frecuente es que los acuíferos descarguen agua (salida) a los cauces de agua y humedales, pero puede ocurrir recarga de agua superficial cuando las circunstancias de relieve y la transmisividad hidráulica permitan que el nivel freático esté temporal o permanentemente por debajo de la superficie del terreno. Esta situación se produce en áreas altas de dunas, colinas y montañas y es tanto más frecuente cuanto más árida sea el área considerada. En dichas áreas áridas, la salinidad de la recarga depende en buena medida de circunstancias locales, entre las que la capacidad de retención de agua del suelo edáfico tiene un gran efecto en los resultados.

La recarga se produce directamente a los acuíferos freáticos (libres) desde la superficie del terreno. Puede ser la que se produce tras los procesos edáficos o con cierto grado de cortocircuito que evita la evapotranspiración cuando el agua infiltrada puede penetrar preferentemente por fisuras y grietas y estas formen una red densa, que asimila la infiltración a un proceso difuso, tal como se expone en La Sección 2.7.5 del Capítulo 2. Esto sucede tanto en suelos con pasos de raíces y animales excavadores y agrietados por desecación, como en roca dura que aflora, como se comenta en el Subcapítulo 7.2. También

la recarga se puede producir de forma localizada en cauces y en rasgos singulares del terreno, tales como dolinas, zonas de fracturación o discontinuidades geológicas.

La recarga se puede producir de forma concentrada a partir de cuerpos de agua superficial permanentes, ocasionales o efímeros, en condiciones que permiten esa recarga, como se expone en los Subcapítulos 2.10 y 7.8.

En acuíferos cautivos o en la parte cautiva de los acuíferos, la recarga se produce por transferencia lateral desde otros acuíferos u otras partes del acuífero o verticalmente desde acuitardos superpuestos que los separan de la superficie, que son los que reciben la recarga a través de su nivel freático. Recientemente se está conociendo y valorando la gran importancia que tienen los sistemas de acuíferos de montaña asociados a acuíferos en depresiones laterales y en laderas, en los que la parte montañosa y de altiplano recibe gran parte de la recarga y la transmite a las laderas y formaciones acuíferas en los rellenos de los valles y depresiones (Subcapítulo 7.4). Son situaciones que pueden ser de complicado estudio y evaluación, en las que debe acudirse a una combinación de métodos hidrodinámicos con métodos de trazadores naturales.

Los métodos de evaluación y cuantificación son muy diversos, en función de la información disponible y de la precisión que se busque. Unos métodos son totalmente hidrológicos, otros se apoyan en la observación de trazadores y otros son mixtos. Las variables que deben tenerse en cuenta son muy diversas, además de la precipitación atmosférica como lluvia y nieve. Las variables climatológicas, como la temperatura, la radiación de onda corta y la radiación de onda larga, la humedad atmosférica y la velocidad del viento, tienen un importante papel en la recarga, como también lo tienen la cobertura vegetal del terreno y el suelo superior, en especial el que contiene las raíces (suelo edáfico). Al considerar los muy diversos métodos existentes para evaluar la recarga, hay que tener presente las diferentes escalas temporales y espaciales. Un intento incompleto de clasificación es el de la Tabla 1.4.1 en el Capítulo 1. Las diferentes fuentes generales de información están referidas en el Subcapítulo 1.6 y en otras síntesis y recomendaciones, como en un manual de estimación de la recarga para Sudáfrica (Bredenkamp et al., 1995) y en una revisión de métodos para la parte húmeda y semiárida de África (Chung et al., 2016). Scanlon et al. (2002) proporcionan guías para la selección.

Cada método de evaluación de la recarga tiene sus propias limitaciones y los resultados no necesariamente coinciden, ya que pueden representar aspectos distintos. La Figura 11.2.1 muestra de forma sintética los campos de utilización más comunes de los distintos métodos de carácter hidrodinámico.

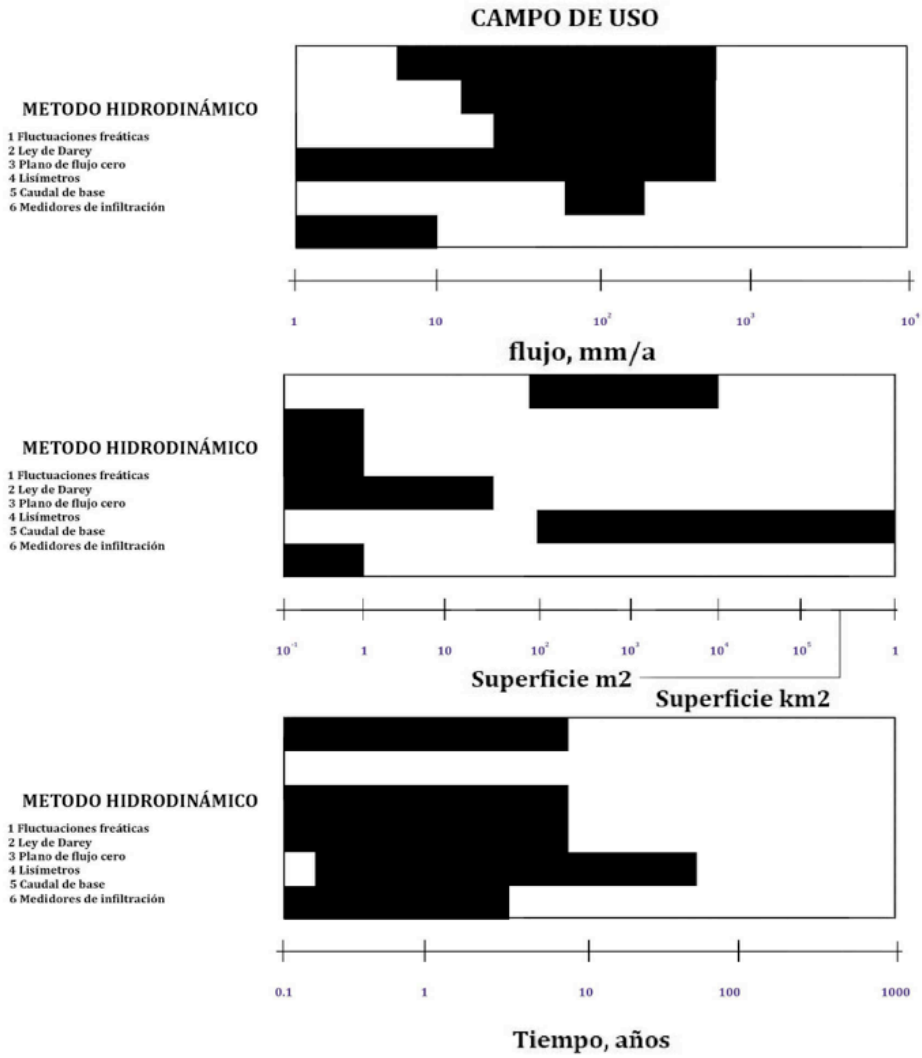


Figura 11.2.1 Síntesis de los campos de utilización más comunes de los distintos métodos de carácter hidrodinámico, basado en Scanlon et al. (2002)

La Figura 11.2.2 es un esquema simplificado de cómo realizar la estimación de la recarga.

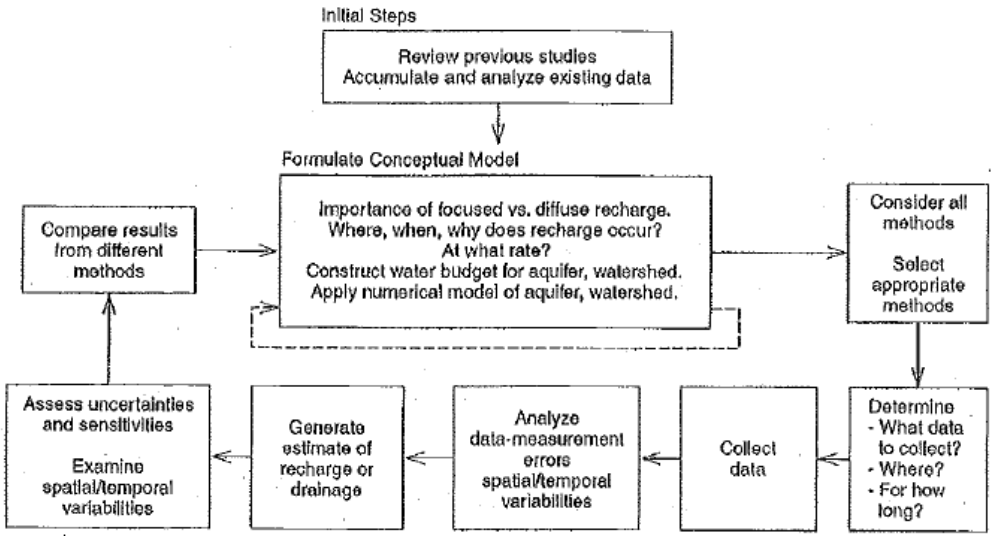


Figura 11.2.2 Esquema simplificado de los pasos a seguir para la estimación de la recarga.

La evaluación de la recarga local se puede hacer midiendo el flujo en el medio no saturado a partir de sus propiedades y de determinaciones de la humedad y/o tensión hidráulica (potencial del agua) en el suelo. Se hace en lisímetros o en pequeñas parcelas instrumentadas. Los resultados sólo tienen valor local, ya que rara vez se dispone de lugares instrumentados que cubran apropiadamente un amplio territorio. Las entradas de agua al suelo se obtienen de estaciones meteorológicas bien equipadas para determinar el balance del agua de precipitación. En general, se trata de instalaciones de investigación, que proporcionan resultados para afinar los métodos más regionales, que son los de mayor interés para el conocimiento territorial.

Para conocer la recarga que se produce en un determinado territorio, que en general es heterogéneo, tanto meteorológicamente y de aporte de agua, como en propiedades del suelo y características de la vegetación, en general se procede a dividir el territorio en un conjunto de elementos de extensión diversa, según los casos. Cada elemento o celda se supone homogénea en cuanto a las variables que intervienen (Capítulo 4) y en cada uno se realiza un balance de agua en el suelo utilizando parámetros agregados, que representan un comportamiento medio ponderado del área que se considera. Estos valores agregados (lumped) pueden diferir de los valores medidos puntualmente. Como su valor no es conocido a priori con precisión apropiada, se requiere calibración con observaciones reales en condiciones conocidas. Para la selección inicial se parte del conocimiento territorial que se tiene y de los valores de los parámetros puntuales de los que se pueda disponer.

Los parámetros agregados que se consideran son, en lo posible, los de las ecuaciones que representan los procesos que se identifican como principales para generar recarga. Parte de ellos – cuanto más mejor – tienen una base física que hace que su valor numérico se pueda referir a situaciones conocidas. Pero como no todos los procesos son bien conocidos, se recurre a representar algunos de ellos mediante funciones empíricas que los relacionan con determinadas variables y que por lo tanto no tienen valores estimables

por comparación y deben ser calibrados. Frecuentemente no se dispone previamente de un rango de valores de referencia. La extrapolación desde otras situaciones similares es arriesgada, pues es difícil objetivar la similitud. Comúnmente, las fórmulas paramétricas empíricas se refieren a valores medios multianuales o a valores anuales. En climas húmedos, en los que el suelo está casi permanentemente cerca de la capacidad de campo, los valores empíricos pueden ser razonablemente precisos a nivel anual y a veces incluso mensual, pero en climas áridos y semiáridos, los valores anuales pueden ser muy inciertos a causa de la variabilidad interanual de la precipitación, del notable peso de eventos intensos poco frecuentes y de la importancia de la infiltración de aguas de escorrentía.

Cuando la discretización del territorio se realiza en numerosas pequeñas celdas, en general formando una malla, en las que se supone que las condiciones son homogéneas, el balance de agua se hace en cada una de ellas, una vez atribuidos los parámetros correspondientes a cada celda, directamente o a partir de una relación de clases a las que se les asigna un determinado conjunto de parámetros.

En los casos en que el nivel freático es poco profundo y se ha medido con frecuencia, es posible determinar la recarga en un cierto ámbito territorial de extensión moderada a partir de sus fluctuaciones, aunque en este caso hay que conocer bien la porosidad eficaz en ascenso (llenable) y las subidas freáticas reales debidas a eventos de precipitación, como se expone en el Subcapítulo 6.2.

La recarga modifica el estado térmico del terreno, tanto en detalle como a largo plazo, ya que el agua tiene un elevado calor específico (capacidad calorífica). Como se expone en el Subcapítulo 6.3, esto también permite evaluar la recarga, pero sólo se llega a resultados significativos con recargas medias superiores a 100 mm/a para 0,1 ºC de precisión en la medida de temperatura, como se expone en las Secciones 6.3.3 y 6.3.4 del Capítulo 6. Los métodos térmicos también tienen utilidad para evaluar la recarga intermitente y efímera por las aguas de escorrentía. En ocasiones son el método más eficaz para determinar esa recarga concentrada, como se expone en las Secciones 6.3.6 y 6.3.7 del Capítulo 6.

La recarga contiene substancias disueltas a las que también se puede aplicar un balance de masas en un volumen definido en un intervalo de tiempo. Algunas de esas sales son de origen atmosférico y llegan como deposición seca y deposición húmeda. El ion cloruro es muy móvil, no reactivo y en muchos casos no se incrementa por interacción roca-agua. Esto lo hace especialmente útil, ya que el aumento de la concentración en la recarga respecto a la precipitación depende de la fracción de precipitación que se convierte en recarga. Esto permite considerar el método del balance de la deposición total atmosférica de cloruro, que se ha aplicado en numerosas ocasiones en España, como se expone en el Subcapítulo 5.4. En condiciones apropiadas, dicho método proporciona el valor medio de la recarga a largo plazo. Además, permite aplicaciones rápidas estimativas si se puede conocer con alguna confianza la tasa de deposición total media atmosférica de ion cloruro y se tiene una evaluación de su concentración en el agua de recarga a través de la composición química del agua subterránea. El gran potencial del método es su simplicidad e independencia de otros métodos, pero se pueden cometer notables errores sino no se hace con buen criterio y se tiene experiencia, como resalta Wood (1999) y se analiza con detalle en Custodio (2010)

y Custodio y Jódar (2016). El método puede dar los mejores resultados de la recarga media a largo plazo, en comparación con los métodos de balance de agua en el suelo.

Los isótopos ambientales y la composición química de las aguas subterráneas aportan herramientas para la localización y evaluación de la recarga. Son de especial utilidad los isótopos estables del agua (18O y 2H) para identificar dónde y cuándo se produce la recarga y en qué circunstancias (Subcapítulos 5.1 y 5.2), tras corregir efectos de ladera (Subcapítulo 5.6). Estas correcciones se han introducido recientemente a partir de casos estudiados en España (Custodio, 2002, Custodio y Jódar, 2016). Pueden tener importancia en el caso de utilizar datos de contenido en ion cloruro de grandes manantiales o de pozos profundos en bombeo.

El tritio (^{3}H) ambiental ha sido muy útil para determinar el tiempo de renovación del agua en los acuíferos. Desde 1963, su concentración ha ido decreciendo con un periodo radioactivo de 12,54 a, de modo que sólo queda menos del 5% del valor original, si no se ha producido dilución, y mucho menos si hay mezclas con aguas previas o recientes. Sin embargo, aún mantiene un notable potencial de uso si las determinaciones del contenido tienen suficiente precisión.

El tiempo de renovación del agua en el acuífero está muy relacionado con la recarga. Se requiere aplicar distintos modelos conceptuales de mezcla y dispersión para la interpretación (IAEA, 2013; Jódar et al., 2014), como se expone en el Subcapítulo 5.5. El tritio permite cuantificar dicho tiempo de renovación. El radiocarbono (^{14}C) es de utilidad para tiempos grandes de renovación, del orden de siglos a milenios, pero su interpretación puede ser difícil ya que hay que realizar correcciones químicas, que a veces requieren hipótesis arriesgadas y partir de un buen modelo conceptual hidrogeológico..

Además de esas técnicas de trazadores ambientales, están las de análisis de los cambios químicos debidos a modificaciones territoriales, análisis de perfiles de salinidad e isotópicos y trazado artificial, entre otras (Subcapítulo 5.7). En general se requieren muestreos destructivos.

Cada método de cálculo de la recarga tiene asociado un intervalo de tiempo en el que los resultados de los balances de agua obtenidos son suficientemente precisos. La escala de tiempo puede oscilar entre instantánea y geológica, pasando por estacional, anual e histórica. La Tabla 1.5.1 del Capítulo 1 indica el grado de idoneidad de cada método para distintas escalas de tiempo. Los valores medios en periodos grandes deben obtenerse promediando los resultados obtenidos en periodos más pequeños. Además de esta consideración, los balances de agua en el suelo son secuenciales y cada paso de resolución se hace en un intervalo de tiempo determinado. Dado el carácter no lineal de los procesos de recarga, no es recomendable trabajar con grandes intervalos de tiempo en el tratamiento numérico, ya que de esta forma se tiende a subestimar la recarga.

Como se ha comentado anteriormente, el intervalo de tiempo diario es apropiado para representar suficientemente bien los procesos relacionados con la recarga. Sin embargo, es frecuente trabajar con intervalos mensuales, pero se pueden producir sesgos importantes

en la evaluación de la recarga a menos que se fuercen las calibraciones para modificar los parámetros agregados y llevarlos más allá de sus valores físicos esperables. De esta forma, se introduce una estimación agregada indefinida de los parámetros, lo que aumenta su contenido empírico. Esto hace que sea dudosa su aplicación en situaciones diferentes, tanto más cuanto más árido y fluctuante sea el clima. Así, cuando en climas áridos y semiáridos se trabaja con datos mensuales, se puede llegar a la conclusión errónea de que no existe recarga, mientras que con datos diarios es posible identificar la existencia de episodios en que se produce. Eso se traduce en un mayor peso de la escorrentía superficial en el hidrograma de una estación de aforos sobre el caudal de base, aunque la aportación anual total no se altere tanto.

En terrenos granulares con nivel freático profundo, a más de 10 a 30 m, la recarga en tránsito (agua que sale del suelo edáfico), que ya de por sí tiene una variabilidad menor que la de la precipitación, puede llegar a convertirse en una función de recarga poco cambiante temporalmente.

Dentro de las posibilidades de cada estudio y según los datos disponibles, es recomendable evaluar la recarga por distintos métodos, a sabiendas de que los resultados pueden ser distintos según las escalas y la propia metodología. De la discusión comparada de los resultados es posible llegar a un conocimiento más preciso y descartar razonadamente aquellos valores más inseguros. Se encuentran buenos trabajos en la bibliografía. Algunos de ellos se comentan y citan en los lugares oportunos de los Capítulos 5 y 6. Uno de los estudios recientes es el de un área determinada del NW de Etiopía (Walker et al., 2018), en el que se han aplicado 9 métodos, con 17 variantes en total. Los resultados tienen un rango de valores medios de 45 a 814 mm/a, pero con un análisis crítico se puede hacer una restricción del rango a 280-430 mm/a. Es un aumento notable de la precisión, pero muestra que la incertidumbre final es aún grande. Es un hecho omnipresente e inevitable que se comenta en el Subcapítulo 11.5. Hay resultados válidos incluso con pequeñas violaciones de las condiciones estrictas de aplicación de algunos de los métodos. En la Figura 11.2.3 se muestra la estimación de la recarga mediana anual aplicando diversas técnicas. Para el análisis de sensibilidad, cabe optar por variar los parámetros significativos de cada modelo en un porcentaje determinado, en más y en menos, que es lo más sencillo y automatizable. Es mejor y más realista variar cada uno de los parámetros significativos, de acuerdo con el conocimiento que se tiene de los mismos, buscando el rango probable de variación real, como muestra la Figura 11.2.4.

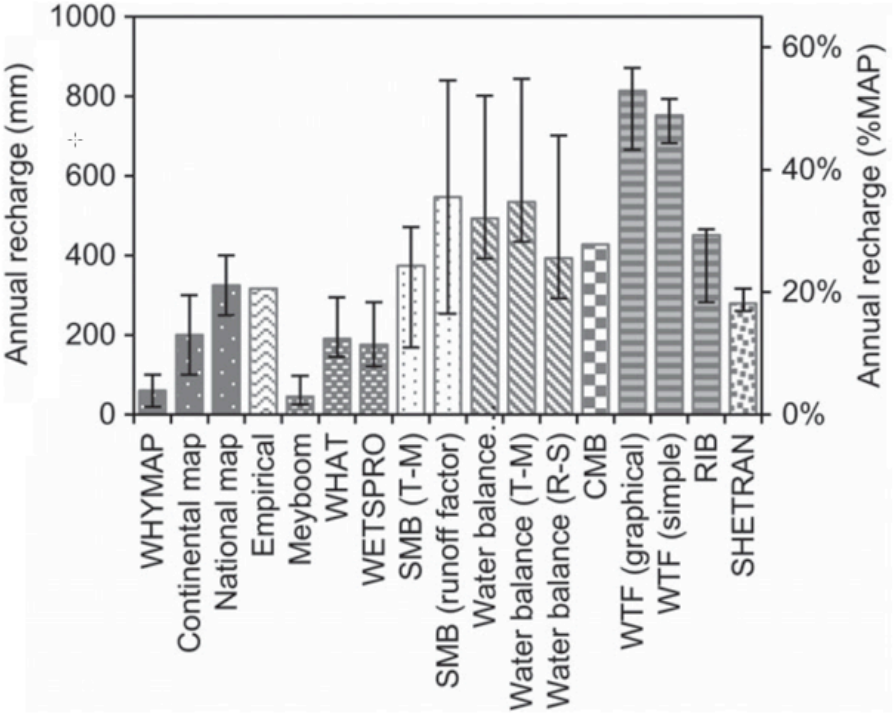


Figura 11.2.3 Estimación de la recarga mediana anual aplicando diversas técnicas. Las barras de error indican el rango interanual de la recarga. T-M = método de Thornthwaite-Mather para estimar la escorrentía superficial o la evapotranspiración potencial; R-S = método de sensores remotos para estimar la evapotranspiración potencial (Walker et al., 2018).

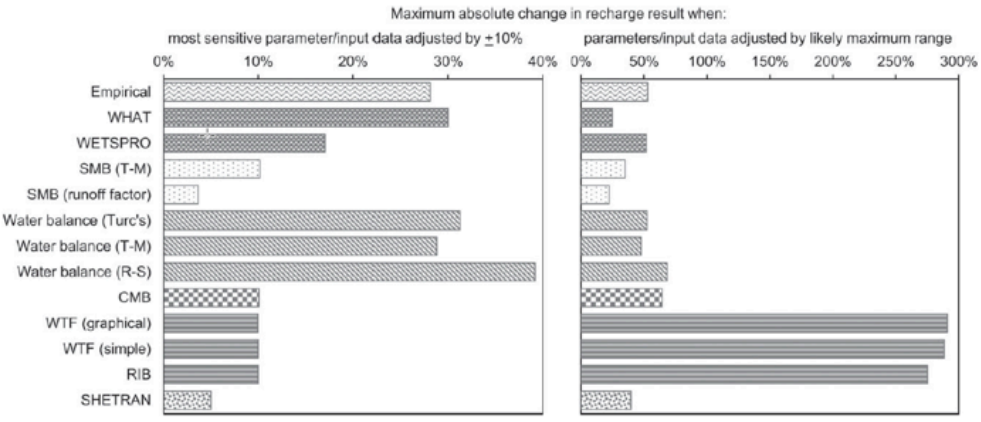


Figura 11.2.4 Cambio absoluto de la recarga a los acuíferos de una localidad del NW de Etiopía al modificar el parámetro o dato de entrada más sensible de cada método aplicado (Walker et al., 2018), en dos supuestos. Figura izquierda: modificación del 10% en más y en menos. Figura derecha: modificación según el rango más verosímil.

Lo antes expuesto es lo mismo a lo que se llega con otros trabajos que comparan métodos, aunque no tan numerosos. En España se han realizado comparaciones en diversos estudios realizados en Doñana, Unidad Anoia, Sistema Ports de Beseit-Plana de la Galera (Baix Ebre), Alcadozo, Bérchules (Sierra Nevada) y Gran Canaria, entre otros lugares, como se comenta y referencia en el Capítulo 10.

Diversos trabajos comparan los resultados de los métodos de cálculo de la evapotranspiración potencial ETP, como se expone en la Sección 2.8.7 del Capítulo 2. Las diferencias entre los distintos métodos son importantes agronómicamente, ya que de ellos depende la cantidad y momento del agua a aplicar. Por esta razón, es importante su buena selección en función de los datos disponibles. Esta importancia es menor cuando se puede realizar una calibración de la recarga, ya que los diferentes métodos de cálculo de la ETP dan resultados razonablemente comparables mediante una homotecia. Para la correcta evaluación de la recarga, es más importante una adecuada evaluación de la evapotranspiración real, identificando bien los mecanismos, que incluyen la posible infiltración que cortocircuita al suelo edáfico. La calibración puede hacerse mediante el conocimiento de las variaciones de la humedad del suelo. No era algo habitual por las dificultades inherentes a su medida frecuente y extensiva (Healy, 1989), pero actualmente es cada vez más asequible mediante sensores de satélite, utilizando métodos que convierten, con precisión razonable, la reflectancia espectral de la radiación solar en humedad, como se expone en la Sección 6.5.2 del Capítulo 6. La precisión aún mejora si es posible acotar el rango de variación de los parámetros con sentido físico (Doble y Crosbie, 2017).

11.3 Calibración de la recarga

Suponiendo que se han considerado y tratado correctamente los distintos procesos que influyen significativamente en la recarga, los resultados de la evaluación de la misma pueden diferir notablemente de los valores reales a causa de sesgos en los parámetros utilizados o su desconocimiento inicial. Por eso debe aplicarse un proceso de calibración que ajuste los parámetros, dentro de un margen de variación aceptable físicamente y que al mismo tiempo delate omisiones y deficiencias en las funciones que representan los procesos. En la calibración se analiza la coherencia entre lo observado y lo evaluado y sus consecuencias y de acuerdo con ello se procede a un retoque juicioso de los parámetros y funciones. En situaciones sencillas, con pocos parámetros y con un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico bien definido, es deseable empezar por modificaciones manuales, dejando las automáticas para el pulido final, si se dispone del correspondiente algoritmo. Un ajuste que minimice errores no garantiza que se haya logrado un buen resultado, ya que los parámetros pueden haberse modificado más allá de lo que es físicamente creíble y según el conocimiento existente, como se expone en el Subcapítulo 4.3 y en especial en su Sección 4.3.4.

La calibración se basa esencialmente en el contraste del balance de agua en el sistema acuífero en consideración, pero, si hay datos, puede mejorarse con balances de masa (solutos). En este balance de agua:

total de entradas – total de salidas = variación del almacenamiento en el sistema

Las entradas y salidas no tienen la misma evolución temporal y las diferencias se compensan a partir de variaciones en el almacenamiento. Esto hace que no puedan compararse en el mismo momento cantidad y fluctuación de las salidas con las de las entradas evaluadas, si no es por acumulación a lo largo de un tiempo suficientemente largo, excepto en sistemas casi-estacionarios cuando la variación del almacenamiento es

por lo menos un orden de magnitud menor que el de las entradas y salidas. No es el caso común en los acuíferos reales.

Las salidas del acuífero son frecuentemente poco conocidas. Las principales causas son: a) en una determinada estación de aforos fluvial o de manantial se suman distintas aportaciones superficiales y subterráneas, b) parte de la recarga puede descargar por otros puntos, c) la cuenca subterránea tiene límites distintos de las cuencas superficiales, d) puede haber transferencia de agua a otros acuíferos, e) las extracciones de agua subterránea pueden ser significativas y frecuentemente mal conocidas, f) la descarga se hace a un gran cuerpo de agua superficial (mar, gran lago, río caudaloso), de forma difusa o no medible, y g) existe extracción de agua del acuífero en áreas someras por plantas especializadas (freatofitas) o evaporación directa desde el nivel freático. Es frecuente igualar el caudal de base de un río a la descarga subterránea. Esto es erróneo. Únicamente es una aproximación aceptable si el tiempo de agotamiento del acuífero es corto y las extracciones son pequeñas o se pueden compensar teniendo en cuenta los desfases temporales. Esto último es difícil y puede requerir modelación. La Confederación Hidrográfica del Júcar, que es un ámbito territorial donde la mitad de las demandas de agua se atiende con extracciones de aguas subterráneas, está trabajado desde hace algún tiempo en muchos de los puntos arriba mencionados, con la colaboración de la Universidad Politécnica de Valencia. Tal es el caso del modelo PATRICAL (Pérez-Martín, et al, 2014). Se han realizado varias tesinas (Citores, 2018; Vázquez, 2017; López, 2018) para mejorar el modelo PATRICAL en lugares donde se produce el drenaje superficial en los ríos y las emergencias en los principales manantiales, transferencias de agua entre masas de agua subterránea, teniendo en cuenta los estudios de límites llevado a cabo por el IGME, mejora del proceso de evapotranspiración, etc.

La recarga produce variaciones del nivel freático, que se traducen en cambios del nivel del agua subterránea. Si hay un registro suficientemente largo de niveles piezométricos, que corresponden a variaciones identificables del nivel freático, es posible utilizar esos datos para la calibración. Para ello debe disponerse de una herramienta que convierta la recarga evaluada en fluctuaciones freáticas, que son las que se comparan con las observadas. En general, se recurre a herramientas muy simplificadas, como considerar que el acuífero se comporta como una o unas pocas celdas que descargan exponencialmente a los ríos y manantiales. Aunque se trata de una gran simplificación, puede dar resultados aprovechables en caso de que la explotación de agua del acuífero sea nula o poco significativa o que se minimice su efecto al poner mayor atención a los ascensos de nivel que a los descensos. Pero en la realidad, la situación puede ser diferente ya que frecuentemente los acuíferos suelen estar ya explotados intensivamente.

La calibración, en su caso la calibración más validación si hay un largo periodo de observaciones, no es un proceso que lleve a resultados exactos, sino a una aproximación que mejora el resultado, pero éste sigue siendo incierto.

11.4 Recarga y modelación de las aguas subterráneas

Los métodos de evaluación de la recarga la calculan y proporcionan resultados según la discretización temporal y espacial que se emplee. Esta recarga normalmente alimenta a un modelo de flujo de aguas subterráneas MAS, el cual se utiliza para obtener la respuesta del sistema acuífero. Los valores diarios o mensuales de recarga deben agregarse en el espacio y el tiempo correspondientemente, en función de la discretización espacio/temporal del MAS. Se dispone de distintas herramientas numéricas o modelos para evaluar la recarga (MER), como se expone en la Sección 4.8.3 del Capítulo 4, de uso internacional y también en España, como el SWAT, el HBV, el comúnmente denominado modelo Sacramento y otros, como los códigos BALAN, SIMPA y PATRICAL (Subcapítulo 4.9), de desarrollo y uso frecuente en España y que se aplican también en otros países.

El tratamiento del flujo en los acuíferos y sus relaciones por los contornos se hace con modelos de flujo, desde los más sencillos a otros notablemente complejos, según los casos y la necesidad de detalle de cada caso real. Suele utilizarse un paso de tiempo mensual para la entrada de datos y salida de resultados. La recarga es una variable de entrada obtenida separadamente, por ejemplo con alguno de los modelos antes mencionados, agregando los resultados para adecuarse temporal y espacialmente al modelo de agua subterránea MAS.

El proceso a seguir para una modelación conjunta sería el de generar las recargas en cada intervalo de tiempo, distribuirlas espacialmente según la discretización del modelo de aguas superficiales MAS y alimentarlas para generar series de caudales de descarga y de niveles freáticos, además de mapas piezométricos. Con ello se hace una primera calibración de los parámetros del MAS y se obtienen indicaciones de cómo modificar el MER. Con esas modificaciones se obtienen nuevos resultados de la recarga y se repite el proceso tantas veces como haga falta para, modificando los parámetros del MAS dentro de un margen de valores asumible, lograr ajustes que se consideren aceptables entre lo observado y lo calculado. Una buena praxis debería llevar a un resultado aceptable en pocas iteraciones. Grandes desviaciones iniciales o la aplicación de un modelo conceptual inadecuado pueden hacer que no sea posible encontrar una solución satisfactoria y deba procederse a un replanteamiento desde el inicio. Por eso, se hacen intentos para obtener la recarga directamente de la calibración del MAS, partiendo de una estimación preliminar, aunque ni es sencillo ni los resultados son precisos en los diferentes pocos ámbitos territoriales que se seleccionan, ya que la recarga está correlacionada con la conductividad hidráulica y ésta es también notablemente incierta como valor agregado territorial.

El acoplo ente un MER y un MAS puede facilitarse cuando ambos usan la misma discretización (Kim et al., 2008), como se comenta en el Capítulo 4. El MER es en general 1-D y su salida va directamente al MAS. El código resultante es frecuentemente computacionalmente oneroso y lento para un número elevado de celdas. Hay aún poca experiencia práctica y no se conoce bien la incertidumbre asociada a la automatización, pero existen importantes progresos, como se comenta en la Sección 4.3.4 del Capítulo 4.

En el proceso de modelación de las aguas subterráneas pueden aparecer algunos escollos epistemológicos importantes, que se resaltan cuando el acuífero se representa mediante una o unas pocas celdas entre el lugar de recarga o el de observación de niveles y el de descarga. Uno de estos escollos es el conocimiento del estado inicial del que parte la simulación, que en general es desconocido. Si la situación de la que se parte difiere notablemente de la real, existe una diferencia en el almacenamiento de agua, que hay que compensar con la recarga, con lo que los niveles y las descargas simuladas son diferentes de los reales y la diferencia no se manifiesta hasta transcurrido un cierto número de pasos de tiempo. En acuíferos con lenta renovación (grandes y/o con pequeña difusividad hidráulica), este tiempo de acomodación o de calentamiento puede ser tanto o más duradero que el de la serie de datos observados disponibles. Así, la simulación y sus consecuencias carecen de valor. Esto es algo que se olvida en muchas ocasiones. En acuíferos grandes con difusividad hidráulica T/S pequeña, el volumen "transitorio" puede ser cientos o miles de veces el valor de la recarga anual. Hay que considerar además la componente superpuesta a la estacionaria que correspondería a una recarga nula. En muchos casos, el volumen de la componente estacionaria es mucho mayor que el de la transitoria si el cauce tiene una cierta pendiente, como en el acuífero de Los Arenales, en Castilla-León, y otros similares de cuencas sedimentarias.

Otro de los escollos para la modelación es el mal conocimiento de la altitud a la que se realizan las descargas, que con frecuencia no es clara y queda enmascarada por numerosos factores morfológicos y de resistencias de capas de menor permeabilidad entre el acuífero y la superficie del terreno, río, lago o humedal. Además, esta altitud no sólo cambia territorialmente, sino temporalmente, según sean los niveles piezométricos, el nivel del agua superficial y el detalle del relieve. Estas consideraciones incluyen los casos en que la descarga se hace por varios lugares y altitudes, a una misma o a distintas cuencas superficiales y de forma cambiante con el tiempo.

Algunas de las razones por las cuales se utilizan modelos conceptuales distribuidos de simulación continua del ciclo hidrológico para evaluar series de recargas mensuales en todas las masas de agua subterránea en España son: a) la adecuada disponibilidad de datos a escala mensual, b) la posibilidad de aplicación a todo el ámbito territorial de las demarcaciones y no solo a zonas concretas, c) la posibilidad de contraste del modelo con datos de caudales en ríos y manantiales y con niveles piezométricos en los acuíferos, d) la consistencia de los datos de las principales flujos que componen el ciclo hidrológico: precipitación, evapotranspiración, recarga de acuíferos, aportaciones superficiales y aportaciones subterráneas, e) la larga experiencia en la aplicación de estos modelos que ha permitido su constante mejora, etc. Ello no obsta a que el conocimiento que se derive de estudios específicos o de la aplicación de modelos de recarga más precisos, se vaya utilizando para mejorar los modelos de infiltración y recarga de los modelos utilizados. No hay enfoques mejores o peores, ya que todos pueden ser complementarios.

11.5 Incertidumbre de la recarga

La incertidumbre de las evaluaciones de la recarga es un hecho inherente al método de estimación y por ende inevitable. En parte es epistemológica y en parte debida a la calidad de la información y bondad del modelo conceptual de soporte, como se expone en la Sección 1.3.9 del Capítulo 1. La incertidumbre se debe valorar y explicitar cuando se toman decisiones. Su ignorancia o falta de consideración de la incertidumbre puede ser fuente de ineficacias e incluso de serios errores, los que tienen un coste social y económico. Pero la disminución de la parte reductible de la incertidumbre también tiene un coste, que debe ser valorado de algún modo para que los recursos a invertir no superen el coste de los errores que se puedan cometer. Es algo aún mal estudiado, que empieza a considerarse en el análisis de riesgos, pero que requiere investigación y de que se disponga de casos bien estudiados. El riesgo asociado a las actuaciones es con frecuencia asumido por decisiones políticas inevitables y necesarias, pero, para que sean lo más ajustadas posible, deben estar informadas por un buen conocimiento científico y tecnológico y soportadas con un nivel de información adecuado.

La recarga es el resultado de un conjunto de procesos que simplifican la realidad y que están determinados por parámetros físicos inciertos o empíricos no bien conocidos y en respuesta a variables con valores afectados de errores. Esto vale también para la precipitación, ya que en general no se mide en el lugar del balance, cambia espacial y temporalmente y tiene imprecisiones de medida. Una parte de la incertidumbre está asociada al propio proceso y a las variables de entrada. Por lo tanto no es eliminable. Otra parte corresponde a errores de simplificación y observación. La incertidumbre de los distintos componentes se propaga, de modo que se acumula en el producto final, que es la evaluación de la recarga. En clima árido y semiárido, como la recarga es una pequeña fracción de la precipitación, la incertidumbre aumenta.

La incertidumbre se puede medir mediante el coeficiente de variación CV, que es el cociente entre la desviación estándar y el valor medio de los valores a lo largo del tiempo o en el espacio de las diferencias entre los valores evaluados y los exactos. Como los valores exactos no son conocidos, se requiere introducir hipótesis para su evaluación. Es frecuente que el CV de la recarga sea de 0,1 a 0,2 (10% a 20%) y puede ser tanto mayor cuanto más árido sea el clima, hasta 0,5 y a veces > 1,0. En clima árido, buena parte de la incertidumbre es debida al gran peso de la recarga concentrada, como la que se produce en pequeñas depresiones, arroyos, barrancos y abanicos aluviales. En un clásico trabajo de Healy (1989), en que se evalúa la recarga en un determinado lugar mediante varios métodos hidrodinámicos (ley de Darcy, posición del plano de flujo cero en el medio no saturado, balance de aguas superficiales, balance de aguas subterráneas) y se calibra con medidas tensiométricas de la humedad del suelo, se obtiene una recarga entre 48 y 216 mm/a de media en el periodo, o sea del 5% al 23% de la precipitación media del lugar. El CV es del orden de 0,5. Algo similar se deduce de la Figura 11.2.4. En estos ejemplos, hay que distinguir entre variabilidad debido al método escogido y la incertidumbre de lo calculado mediante un cierto método y la realidad. En el primer caso es importante la buena selección del método, que depende no sólo de su diseño sino de la disponibilidad y calidad de los datos y de los parámetros que es posible cuantificar con garantía. En el segundo

caso, la evaluación de la incertidumbre no es directamente posible por desconocerse la realidad, salvo que se hayan hecho mediciones independientes durante un largo periodo de tiempo o se tome como aproximación razonable de la realidad lo que se calcula con un método que se considera como suficientemente preciso.

En la evaluación de la recarga en la parte española de la Península Ibérica realizada mediante el balance de la aportación total atmosférica de cloruro, que se expone en el Anexo A.10.3.7 del Capítulo 10, se ha valorado la incertidumbre (Alcalá y Custodio, 2014; 2015). Esta resulta grande, ya que no se disponía de series largas de datos de la deposición total atmosférica de cloruros, salvo en pocos puntos y con una distribución territorial muy irregular. Algo similar sucede en Canarias, con la complicación de que los niveles freáticos son en general profundos (Custodio et al., 2015).

El que en general no se explicite la incertidumbre, no quiere decir que no exista. La variabilidad temporal pesa más en la incertidumbre de la escorrentía que en la de evaluación de la recarga, en la que las variaciones espaciales tienen mayor peso. Cuando las observaciones son adecuadas y suficientes, la incertidumbre del método del balance de cloruros es similar a la de otros procesos hidrológicos, incluida la de estimación de la escorrentía.

Lograr un nivel adecuado de información, en especial en cuanto a datos, es un objetivo en la reducción de la incertidumbre. Esto no sólo incluye redes de observación o de adquisición de los datos necesarios para evaluar la recarga y de los datos meteorológicos, sino asegurar que dichos datos sean representativos de las variables físicas que se intenta medir, que es un aspecto frecuentemente olvidado u obviado, y a que sean debidamente elaborados y sintetizados con prontitud y en tiempo real cuando ello sea posible. Esto es algo que con frecuencia no recibe la debida atención. Cuando hay dificultades económicas, la adquisición de datos es frecuentemente recortada, hasta situaciones en que no es posible evaluar la situación actual ni hacer prognosis fiables. Esta es la situación española en las últimas dos décadas, con excepciones, y hace referencia tanto a la administración del agua como a las instituciones relacionadas. Ha conllevado una merma en los recursos para investigación y estudio.

La falta y la buena calidad de los datos no suele ser una preocupación general. Se requiere mostrar a los responsables de alto nivel, a los medios de comunicación y a la sociedad en general los beneficios que se obtienen de los datos y el coste de los errores que podrían haber sido evitados. Esto ha de ir acompañado de modos de organización de los datos que, en lo que hace referencia a este Informe, son los que permiten la evaluación de la recarga con la precisión requerida y con cuantificación de la incertidumbre asociada.

Se están desarrollando nuevos métodos para la organización de los datos, entre cuyos objetivos está reducir la incertidumbre. Tal es el Sistema de Cuentas Ambientales y Económicas del Agua (SCAE-Agua) (Montesinos et al., 2015; Pedro-Monzonís et al., 2016), que proporciona el marco conceptual para la organización coherente y consistente de la información hídrica y económica. Las cuentas del agua facilitan a los gestores una nueva perspectiva, al contrastar los datos hidrológicos que hasta ahora vienen manejando, junto

con la información económica. La calidad de los datos no se limita a la evaluación de su precisión. Hay otros factores, tales como accesibilidad, credibilidad, coherencia, facilidad de interpretación, puntualidad y documentación (metadatos). Muchos de los datos requeridos son complejos de producir. Por lo general, requieren modelización del ciclo hidrológico que incluya la interacción entre las aguas subterráneas y los ríos o lagos, el agua almacenada en el suelo, la evapotranspiración real o la recarga de acuíferos.

11.6 Recarga, conocimiento y planificación del agua

La planificación hidrológica es un concepto de amplio espectro, como se expone en los Subcapítulos 9.1 y 9.2. La parte que hace referencia a las aguas subterráneas es un aspecto parcial, aunque importante y frecuentemente esencial, en el que la recarga es uno de sus componentes básicos. Las aguas subterráneas pueden considerarse en ocasiones de forma separada de las aguas superficiales en aspectos hidrodinámicos y de composición química e isotópica, pero no en otros, en especial cuanto mayor sea la explotación de los acuíferos y cuando haya notables intercambios entre las aguas superficiales y las aguas subterráneas. Por ello, la recarga a los acuíferos es también un componente básico de los sistemas hidrológicos integrados. Sin embargo, este aspecto se refleja escasamente en la publicación FNCA-ULL (2015) sobre la planificación hidrológica ibérica, en que dominan los aspectos administrativo-legales-políticos que, como se dice en la introducción (Subcapítulo 11.1), acaban siendo los dominantes. Pero requieren el soporte científico y técnico. Estos últimos aspectos esenciales únicamente se reflejan en contribuciones finales a dicho documento (López-Geta, 2015; Murillo, 2015), no siempre directamente y con rara alusión a la recarga.

El conocimiento de la recarga es esencial para la planificación hidrológica, pues es parte de sus fundamentos cuantitativos. La estimación del recurso disponible de las masas de agua subterránea es una cuestión clave para determinar su índice de explotación (extracción/recurso disponible), el cual, cuando adopta valores próximos a 1, limita las nuevas concesiones o aconseja la modificación de las existentes. Pero teniendo en cuenta lo anteriormente dicho en este Capítulo, y en extenso en este Informe, la recarga no es una propiedad de un acuífero más que cuando domina la recarga difusa total y la evapotranspiración freática es un término menor. En las situaciones en que existe un intercambio entre aguas superficiales y aguas subterráneas, la recarga puede depender en gran manera del estado de explotación, su distribución espacial y sus cambios temporales. Así, la recarga a un determinado acuífero o sistema acuífero no es una propiedad intrínseca sino una magnitud variable que depende del estado de explotación que exista y del que se decida realizar. Esto rara vez se refleja en la planificación hidrológica, aunque afecta a la evaluación de los recursos de agua subterráneos y totales.

El contenido normativo mínimo de los planes hidrológicos se plasma mediante una serie de pasos predefinidos, encadenados y obligatorios. En ellos se identifica, clasifica y valora la situación de las masas de agua (análisis y estudios previos), se jerarquiza la importancia de los problemas y se elige, entre las estrategias posibles, la manera de afrontarlos (esquema de temas importantes) y se selecciona el conjunto de medidas más rentable (programa de medidas), así como las conductas que serán obligatorias (normativa general del plan). Se

añade además un sistema de control y corrección continuo (programa de seguimiento) para conocer la evolución de las aguas y de los ecosistemas asociados y para cambiar las medidas, si es necesario. El proceso de producción de lo que La Calle (2015) denomina "verdad oficial" en la planificación hidrológica, considera la obligación de las Autoridades competentes de incorporar los conocimientos científicos y técnicos y el saber de las partes interesadas y el público, de forma controlada, ya que los autores de dichos conocimientos y saberes no tienen libertad de actuación en el proceso de producción de la verdad oficial y están sujetos a los protocolos y decisiones de las Autoridades intervinientes. Esto tiene cierto sesgo ideológico tras un "slogan" llamativo. La realidad de un plan hidrológico es algo mucho más complejo, con sus claroscuros, como en cualquier actividad humana. El plan se obtiene tras un largo proceso, en el que intervienen centros de estudio y de investigación, universidades, empresas de consultoría y las oficinas de planificación hidrológica, que son unidades fundamentalmente técnicas y multidisciplinares. El plan, que siempre es mejorable, tiene como soporte científico y técnico un gran número de trabajos recogidos en la bibliografía, que son adecuadamente referenciados y, si se puede, publicados en las páginas web de los organismos de cuenca. No obstante, hay notables variaciones de una demarcación hidrográfica a otra y la transparencia en la información no alcanza los niveles deseables.

La recarga es variable a lo largo del tiempo, aunque lo es menos que la precipitación, la escorrentía directa y la humedad del terreno. La humedad del terreno condiciona la productividad agrícola, si no se corrige mediante regadío de apoyo, o habitual y condiciona el estado del monte en cuanto a la vegetación y los riesgos de incendio y de erosión. Dicha variabilidad es tanto menor cuanto más profundo sea el nivel freático, en especial cuando se trata de recarga dominantemente difusa. En acuíferos con nivel freático profundo asociados a sistemas montañosos de baja transmisividad hidráulica, la recarga puede ser una función simplemente fluctuante e incluso constante a escala mensual. Esto tiene gran importancia en la gestión de los recursos de agua. Como se dice reiteradamente a lo largo de este Informe, los recursos de agua subterránea y los recursos de agua en general no forman parte de los objetivos del mismo, pero su consideración requiere conocer la recarga y su dependencia espacial y temporal con la apropiada precisión. Esto quiere decir que no es suficiente el conocimiento de los valores medios de la recarga en determinados periodos de tiempo, sino que se necesitan series de valores temporales y los parámetros estadísticos que las caracterizan.

La parte técnica de la planificación y de la modelación se facilita mucho si existe una relación sencilla, en general idealmente lineal, entre precipitación y recarga difusa, al menos a escala anual. Esto se discute en el Subcapítulo 8.2. Tal relación puede encontrarse, con errores razonables, en clima lluvioso y templado, pero se deteriora notablemente y puede dejar de ser significativa en clima cálido y semiárido. En estos casos existe ya una noble memoria interanual en la humedad del suelo y una transferencia de la recarga en tránsito desde el suelo al acuífero, tanto más cuanto más profundos sean los niveles freáticos.

La cubierta vegetal tiene una gran relevancia en la producción de recarga, como se discute en el Subcapítulo 8.2. La acción humana en cuanto a la existencia y estado del bosque y matorral y en la transformación del territorio de natural a agrícola y viceversa, afecta

al balance de agua y en concreto a cómo evoluciona la recarga a lo largo del tiempo, en general con efectos notablemente diferidos. Este es un aspecto conocido, pero pocas veces tenido en cuenta en la planificación a medio y largo plazo.

Un parámetro agregado de gran importancia en el entendimiento del comportamiento de los acuíferos y de los sistemas acuíferos es el de tiempo de renovación, que es un concepto similar al de tiempo medio de tránsito, que se expone en la Sección 5.3.2 del Capítulo 5. Este parámetro puede tomar varios valores, según el estado del acuífero respecto a los posibles puntos de descarga. Cuanto mayor sea dicho parámetro, más difieren los valores temporales de la recarga y de la descarga como caudal de base y directamente del acuífero en áreas con niveles freáticos someros y con freatofitas. Los valores medios a largo plazo coinciden, si no se ha producido una variación climática y no se están consumiendo artificialmente reservas de agua. La modelación de los recursos de agua para la planificación hidrológica no tiene en cuenta este hecho adecuadamente.

La consideración de los cambios territoriales es una de las mayores deficiencias del modelo SIMPA a escala peninsular y además hace que la calibración realizada pueda tener en ocasiones sesgos importantes. Esto no invalida la herramienta en cuanto a una evaluación a gran escala de los recursos de agua, pero hace dudoso el reparto entre los recursos asociados al agua superficial y los correspondientes al agua subterránea y el valor de las series futuras de caudales en puntos distintos a los de calibración. A esta incertidumbre se suma el hecho de la incertidumbre de las condiciones iniciales y de los lugares de descarga, la falta de consideración de la recarga por aguas superficiales y el estado intensivo de explotación de numerosos acuíferos.

Los autores y mantenedores de los modelos SIMPA y PATRICAL consideran que, no sólo son herramientas de evaluación a gran escala, sino que tienen un campo de aplicación más diverso. Son modelos parsimoniosos, ya que los parámetros utilizados (capacidad de almacenamiento del suelo, tasas de infiltración, coeficiente de agotamiento de los acuíferos, etc.) son pocos y se obtienen directamente, después de establecer equivalencias entre ellos y las características litológicas, de uso de suelo, etc., que son constantes para todo el territorio. Los parámetros relacionados con la descarga de acuíferos se han ajustado en estaciones de aforo en periodos sin lluvia. Por otra parte, los resultados del modelo se han contrastado con los datos disponibles de las estaciones de aforo en ríos y manantiales, en régimen natural y alterado y también con los datos de piezometría disponibles en caso del modelo PATRICAL. Además, el modelo simula de forma conceptual la conexión-desconexión de acuífero-río. Según los autores y mantenedores, los muchos años de trabajo con estos modelos da cada vez una mayor garantía en los resultados. La única limitación seria es que operan a escala mensual y no diaria. Sin embargo, según los mismos autores y mantenedores, al comparar resultados mensuales con los resultados de otros modelos a escala diaria y las mejoras que estos proporcionan no justifican la dificultad que supone trabajar con series diarias temporales de 50 años, ya que hay una gran dificultad para completar las series de precipitación a escala diaria en el momento actual, aunque es una opción abierta de cara al futuro.

No todos los métodos de evaluación de la recarga que sea posible aplicar son adecuados a los fines perseguidos, pero unos complementan a otros y ayudan a lograr una caracterización temporal apropiada a la gestión y a la planificación de los recursos de agua. Es importante disponer de series de recarga históricas, para calibrar modelos y para analizar el comportamiento observado de los sistemas de recursos de agua y también generar series de recarga futuras en escenarios definidos. Es lo que permite utilizar a los acuíferos para paliar sequías y problemas en la disponibilidad de otros recursos de agua, de forma sustentable y con afecciones asumibles al medio ambiente y a los servicios ecológicos.

Muchos de los valores de la recarga media de los que se dispone, corresponden a periodos de tiempo de algunas décadas. El clima tiene variaciones naturales con ciclos más largos, como se presenta en la Sección 2.4.2 del Capítulo 2, de modo que esos valores medios pueden reflejar mal otros periodos históricos pasados y también, del mismo modo, los futuros, a la escala temporal de varios decenios. En periodos de tiempo más largos, las condiciones climáticas pueden haber producido recargas medias bastante distintas de las actuales, en más o en menos, y según ciclos cambiantes. En sistemas de aguas subterráneas con tiempos de renovación de décadas, los efectos de esos cambios se atenúan en algunos años o pocas décadas, pero no en sistemas de respuesta muy lenta en climas áridos y semiáridos, en los que parte de la situación natural actual puede estar heredada de tiempos pasados, de hace siglos e incluso milenios (Subcapítulo 8.5).

Hay pocos trabajos bien desarrollados que hayan considerado y consideren el papel a jugar por los acuíferos en las sequías. Se han realizado numerosos estudios en relación con los posibles efectos del llamado cambio climático (Subcapítulo 8.6) y del cambio global (Subcapítulo 8.7), pero en escenarios preestablecidos para poder comparar resultados (Pulido-Velázquez et al., 2018). En acuíferos sometidos a explotación intensiva, la interpretación de los resultados requiere considerar esa circunstancia (Sapriza-Azuri et al., 2015), empleando métodos avanzados, como los bayesianos (Molina et al., 2013), que se están aplicando en algunas áreas españolas. La mayor y más detallada consideración del conjunto de recursos de agua es el que se ha realizado en California, en distintos momentos y con mayor esfuerzo actualmente a causa de la larga sequía acontecida recientemente.

11.7 Consideraciones relativas a España

11.7.1 Introducción

Como se expone en el Capítulo 10, en España se han realizado numerosos trabajos relativos a la evaluación de la recarga, algunos de ellos con investigación asociada y desarrollo tecnológico. Se han aplicado en otros países, principalmente Iberoamericanos. Sin embargo, como ya se ha mencionado, existe cierto divorcio entre lo que se ha utilizado en la planificación hidrológica y lo desarrollado en instituciones y grupos universitarios de investigación, aunque con notables excepciones. Los detalles se presentan en los Capítulos 9 y 10. Aquí únicamente se presenta una breve síntesis para extraer algunas conclusiones generales.

11.7.2 Modelos hidrológicos de evaluación

La evaluación de la recarga en los diversos estudios realizados en España se ha derivado de la aplicación de modelos hidrológicos de cálculo de balances de agua y de técnicas de trazadores, en especial del balance de la aportación total atmosférica de cloruros (CMB) y en relación con la isotopía del agua.

El modelo hidrológico de uso más generalizado en el ámbito de la planificación hidrológica de las cuencas hidrográficas de la parte española de la Península Ibérica ha sido y es el SIMPA (Sección 4.9.2 del Capítulo 4), con intervalos de tiempo mensual y celdas cuadradas de 1 km x 1 km. Se simula la relación lluvia-escorrentía y se trata con menor detalle la recarga a los acuíferos. El modelo SIMPA es el normalmente utilizado por el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX. Está actualmente en proceso de mejora de sus prestaciones y de paliar algunas de sus limitaciones a nivel de cuenca o de acuífero cuando se parte de la modelación de todo el territorio peninsular español. El modelo de simulación PATRICAL (Precipitación Aportación en Tramos de Red Integrados con Calidad del Agua) es similar al SIMPA en cuanto al flujo, mejora la consideración de los procesos en el suelo edáfico y permite simular la calidad agregada simplificada de las aguas (Sección 4.9.3 del Capítulo 4), aunque con excesiva dispersión numérica. Se ha aplicado principalmente en la cuenca del Júcar. Ambos modelos proceden de la Universidad Politécnica de Valencia. Estos modelos son principalmente de lluvia-escorrentía. Incluyen la recarga y las descargas de aguas subterráneas, pero de forma simplificada. En Tenerife se ha desarrollado y aplicado un modelo de cálculo similar (Sección 3.8.5 del Capítulo 3). pero con celdas de 200 m x 200 m para poder definir mejor las grandes variaciones territoriales debidas al abrupto relieve y con funciones adicionales para tener en cuenta el efecto de la altitud y relieve y de la lluvia horizontal por las nieblas condensantes (Braojos, 2015), pero no genera escorrentía subterránea insular, de acuerdo con las observaciones locales. Esto se expone en la Sección 2.4.5 del Capítulo 2 y en el Subcapítulo 7.7.

El modelo BALAN (Sección 4.9.3 del Capítulo 4), en sus diferentes versiones progresivamente mejoradas y extendidas, ha tenido y tiene especial relevancia en muchos casos prácticos debido la utilización de datos diarios y al mejor tratamiento de la recarga respecto a los otros modelos de uso común, incluso del modelo SWAT (Sección 4.8.3 del Capítulo 4), el cual tiene amplio uso en otros países y también se ha aplicado en España. Actualmente se puede aplicar el modelo Visual-BALAN, dividiendo el territorio en partes homogéneas, que luego se integran en el código GIS-BALAN. Se ha aplicado a toda la Cuenca del Ebro (Álvarez et al., 2009) tras dividir el territorio en 40 subcuencas y establecer 1086 zonas homogéneas. También se ha modelado la recarga y la relación lluvia-escorrentía en la parte Norte de cuenca del Ebro (margen izquierda), entre otras aplicaciones. Uno de sus problemas es que se trata de un código que no está periódicamente actualizado.

La abundancia de acuíferos carbonatados con desarrollo kárstico en España ha impulsado un especial interés por la cuantificación de la recarga en los mismos, aplicando los modelos ya mencionados, tal cual o mediante modificaciones, u otros simplificados con ese objetivo, como el RENATA, realizado por la Diputación de Alicante y el IGME (Sección 4.9.4 del Capítulo 4). Se ha desarrollado también el método totalmente paramétrico APLIS

(Sección 7.3.2 del Capítulo 7), para formaciones con exokarst, que evalúa la capacidad de que se produzca recarga, como una fracción de la pluviometría local.

La interacción entre aguas subterráneas y superficiales también ha sido objeto de especial atención a efectos de simulación de uso conjunto de aguas que considere la recarga y descarga fluvial, utilizando modelos convencionales y mediante la representación del comportamiento del acuífero a partir de una matriz única que se deriva de la consideración de los autovalores de la ecuación de flujo (Anexo A4 del Capítulo 4). Está implementado como una opción en el modelo SIMGES del conjunto AQUATOOL (Sección 4.10.2 del Capítulo 4), pero su uso es poco frecuente, posiblemente debido a que muchos de los potenciales usuarios no tienen suficiente base matemática y prefieren los métodos más clásicos de diferencias finitas y elementos finitos, con códigos que resuelven las situaciones habituales sin requerir conocimientos matemáticos adicionales.

11.7.3 Métodos hidrogeoquímicos

Los métodos hidrogeoquímicos hacen referencia a aquellos estudios en los que, a partir de la composición química de las sales disueltas en el agua del agua, se determina la localización de la recarga y se busca su cuantificación.

Algunos de los primeros trabajos fueron los de identificación y cuantificación de la recarga en el Baix Llobregat (Barcelona), comprendiendo el valle bajo y el delta, en especial para evaluar la importancia de la recarga fluvial en ese sistema acuífero sometido a explotación intensiva (SASMIE, 2017; Sección 10.3.1 del Capítulo 10), aprovechando la circunstancia de la elevada contaminación del agua del río por vertidos salinos de la minería potásica en la cuenca media y las modificaciones químicas tras la aplicación de esas aguas para regadío (Sección 10.5.1 del Capítulo 10). Los primeros estudios son de la década de 1960. También los estudios hidrogeoquímicos e isotópicos ambientales han permitido definir la recarga local a los acuíferos peninsulares e insulares en un amplio conjunto de acuíferos y de situaciones, como se presenta en las Secciones 10.3.1 y 10.5.1 del Capítulo 10 y en el Subcapítulo 10.4.

Las aplicaciones del balance de la deposición total atmosférica de cloruro (CMB) a acuíferos españoles son diversas (Sección 10.3.2 del Capítulo 10). Suelen ir acompañadas de otras estimaciones de la recarga, a efectos comparativos. Algunas de las aplicaciones de detalle incluyen el muestreo del agua de lluvia y han servido para la primera cartografía de la deposición atmosférica en la parte española de la Península Ibérica (Alcalá y Custodio, 2004; 2008). La aplicación del método en Canarias ha permitido identificar la recarga en un amplio rango de condiciones climáticas, desde las subhúmedas a las áridas (Secciones 10.6.1, 10.6.5 y 10.6.9 del Capítulo 10).

Se ha abordado la estimación de la recarga en todo el territorio español de la Península Ibérica por el método del CMB, con sucesivas determinaciones de los componentes del balance: precipitación, escorrentía superficial directa y sus respectivos contenidos medios en cloruro y el contenido en cloruros en la recarga derivado del conocimiento hidroquímico de las aguas subterráneas, en celdas de 1 km x 1 km (Alcalá y Custodio, 2012; Anexo

A.10.3.7 del Capítulo 10), con evaluación de la incertidumbre (Alcalá y Custodio, 2014: 2015). En cada posición nodal se obtiene un valor de la recarga R y un valor de la incertidumbre natural de R, dada como su desviación estándar σR asociada a la variabilidad natural de las variables que intervienen y un valor del error cartográfico de R estimado por la varianza de krigeado de cada variable.

En la aplicación a la Península Ibérica, los valores nodales de R varían entre 17 y 715 mm/a, con el 90% de los resultados entre 35 y 300 mm/a. La relación entre recarga media y precipitación media varía entre 0,03 en áreas de substrato rocoso cristalino o con formaciones terciarias margosas y en zonas semiáridas del interior y del sureste, y 0,6 en algunas áreas carbonatadas. El CV tiene un valor medio de 0,29, entre 0,25 y 0,40. Para todo el territorio peninsular español, la recarga acumulada potencial media vale 66 km^3/a. Es de 32 km^3/a, entre 23 y 41 km^3/a, sobre los afloramientos permeables, que ocupan el 40% del territorio.

Los valores anteriores de la recarga están en el rango estimado de los recursos de agua subterránea obtenidos por otros estudios y con otros métodos, como se expone en el Anexo A10.3.7 del Capítulo 10. La incertidumbre es relativamente grande, aún para periodos de observación de una década (que es un óptimo práctico), con un coeficiente de variación del orden de 0,3 a 0,4. En la realidad, esta incertidumbre no es mayor que la de otros métodos, cuando se hace un análisis al respecto. La incertidumbre aumenta con periodos de observación cortos, de 1 o unos pocos años, y en ocasiones puede hacer que el valor estimado no sea cuantitativo sino sólo orientativo. Pero esta situación se produce también con los otros métodos, aunque rara vez se explicita. La "certeza" que con frecuencia se aceptan los resultados de la recarga en España puede ser ilusoria y se deriva de la falta de análisis de los errores asociados.

11.7.4 La recarga en la planificación hidrológica española

Para la evaluación de los recursos naturales de agua para la planificación hidrológica regulada por la Ley de Aguas de 1985 y posteriormente para los ciclos establecidos por la Directiva Marco del Agua europea y recogida en el Texto Refundido de la Ley de Aguas de 2003 y modificaciones posteriores, se han utilizado diversos códigos y modelos de cálculo. Esta modelación se realizó en primera instancia para el Libro Blanco del Agua (MIMAM, 2000; Estrela et al., 1999), utilizando una primera versión del modelo SIMPA.

El modelo conceptual y cuasi distribuido SIMPA (Sección 4.9.2 del Capítulo 4) de la parte española de la Península Ibérica, ha sido preparado y actualizado por el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX. Tiene un paso de tiempo mensual y discretiza el territorio en celdas de 1 km x 1 km. Se apoya en tres parámetros básicos: 1) capacidad máxima de infiltración, 2) capacidad máxima de reserva de agua en el suelo y 3) coeficiente de recesión (agotamiento) de los acuíferos. Un cuarto parámetro es el reparto de lo que en el modelo se denomina infiltración (recarga en tránsito) entre escorrentía subsuperficial y recarga, pero se adopta un valor prefijado al haberse experimentado por los autores del modelo que el resultado de la escorrentía total es poco sensible a este parámetro. Los tres primeros parámetros están cartografiados a escala peninsular y calibrados en un cierto número de

estaciones de aforo seleccionadas (Sección 9.3.2 del Capítulo 9). Los resultados de recarga se muestran en el Anexo A9.2 del Capítulo 9.

La estimación realizada para el segundo ciclo de planificación ha llevado a revisar, generalmente al alza, los valores de la escorrentía subterránea del primer ciclo de planificación. La variación observada es en general de pequeña magnitud, excepto en la cuenca del Tajo, donde la variación es debida más al hecho de adoptar los criterios comunes de evaluación de recursos establecidos en la Instrucción de Planificación Hidrológica que a una real variación en la dimensión de la escorrentía subterránea.

Los valores totales para la parte española de la Península Ibérica pueden compararse con el valor de recarga promedio en régimen natural del Libro Blanco del Agua (MIMAM, 2000), de 28.719 hm^3/año. Así, del orden del 35% de los recursos naturales totales medios de la España peninsular son recursos renovables de las masas de agua subterránea.

En la Tabla 11.7.1 se indican los métodos o modelos empleados para estimar la recarga en las distintas Demarcaciones hidrográficas españolas.

Tabla 11.7.1. Síntesis de los métodos o modelos empleados para estimar la recarga en las distintas Demarcaciones hidrográficas o Distritos fluviales españoles.

Demarcación hidrográfica o Distrito fluvial	**Método o modelo utilizado**	**Comentarios**
Cuencas Internas de Cataluña + parte catalana de la cuenca del Ebro	Sacramento, SSMA por subcuencas BALAN en tres cuencas HBV en cuenca del Llobregat	Apoyo en estudios locales Conocimiento experto Separación de hidrogramas
Ebro	SIMPA Método derivado del NC GIS-BALAN	Periodo 2009-2015
Júcar (Xúquer)	PATRICAL	Algunas desviaciones
Segura	SIMPA	
Cuencas Mediterráneas Andaluzas	SIMPA Sacramento SSMA-2 APLIS en carbonatos	Calibración con PEST
Guadalete- Barbate	SIMPA	
Guadalquivir	SIMPA Estimaciones IGME	
Tinto-Odiel-Piedras	SIMPA	
Guadiana	SIMPA Sacramento-FLUSAC	EVALHID- La Mancha
Tajo	SIMPA	
Duero	SIMPA	
Galicia-Costa	SIMPA	Parámetros modificados
Miño-Sil	SIMPA	
Cantábrico Occidental	?	
Cantábrico Oriental y País Vasco	SIMPA	TETIS1 lluvia-escorrentía
Melilla	Estimaciones IGME	
Ceuta	Estimaciones IGME	
Baleares	Coeficientes de recarga	Sin calibrar
Lanzarote	--	
Fuerteventura	--	Hay modelo parcial
Gran Canaria	Balances del SPA-15 (1975)	MAS no actualizado
Tenerife	Modelo de recarga, sin calibrar	MAS semi-actualizado
La Palma	Coeficientes de recarga	
La Gomera	Coeficientes de recarga	
El Hierro	Coeficientes de recarga	

En las islas, las estimaciones de la recarga son bastante inciertas por la gran dificultad de calibración y la falta de estudios de detalle. En algunos casos se dispone de estimaciones bastante dispares. Tal es el caso de La Palma, La Gomera y El Hierro, desde unas estimaciones pesimistas que favorecen determinadas soluciones a la demanda de agua, hasta otras en exceso optimistas y que han buscado incrementar los recursos de agua subterránea desarrollables más allá de lo razonable o lo prudente, en tanto no se mejore el conocimiento.

En las 10 regiones hidrográficas de Portugal se han realizado evaluaciones de la recarga,, según la naturaleza de las formaciones y la importancia de las presiones sobre los recursos de agua, desde la aplicación de coeficientes según la geología a modelación por balance de agua en el suelo, pero sin calibraciones más que en casos concretos. Véase el Anexo A9.4 al Capítulo 9. Apenas se ha dispuesto de datos de cómo se han realizado las evaluaciones de la recarga en las áreas francesas próximas. En la ladera norte del Pirineo, en las cuencas de las "gaves", se ha aplicado una variante del modelo SWAT (Wuilleumier, 2017).

11.8 Recomendaciones de carácter general

El buen conocimiento de la recarga a los acuíferos es un aspecto esencial para la evaluación de los recursos de agua y su planificación, en especial cuando las descargas y salidas naturales y artificiales son mal conocidas. Esto sucede sobre todo cuando las descargas se realizan a un gran cuerpo de agua, se transfieren a otros acuíferos o bien se trata de extracciones que frecuentemente carecen de buen control o simplemente no tienen observaciones o estas están fuera del marco normativo. También el conocimiento de las variaciones de la reserva (almacenamiento) de agua en los sistemas acuíferos es frecuentemente difícil de evaluar. Se dispone de muchos métodos de evaluación de la recarga, pero, en general, se requiere disponer de datos a lo largo del tiempo y bien distribuidos espacialmente, los que rara vez se tienen, salvo en contados casos especiales y de investigación.

Cada método de evaluación de la recarga tiene sus condicionantes y representa una forma de recarga en cuanto a su significación, temporalidad y escala espacial. Por eso, los resultados obtenidos pueden diferir entre ellos. Su interpretación para fines determinados requiere un buen conocimiento. A efectos de planificación de recursos de agua, se necesitan valores representativos a nivel de cuenca, subcuenca o acuífero – o de masa de agua subterránea –, tanto los promedios como las variaciones temporales, así como un modo de efectuar prognosis en función de escenarios de interés para esa planificación.

Las variables, procesos y circunstancias que controlan la recarga por precipitación, por infiltración de escorrentía superficial, por intercambio con otros cuerpos de agua o a consecuencia de acciones antrópicas (retornos de riego, fugas, drenajes), son muy numerosas y generalmente pobremente conocidas, de modo que el resultado de los cálculos tiene asociada una incertidumbre, que puede llegar a ser notable, sea cual sea el método que se aplique y a la escala del problema de conocimiento a resolver.

Existen procesos de calibración que permiten reducir la incertidumbre, pero frecuentemente faltan datos. La realidad en España, con excepciones, es una pérdida de observaciones, aduciendo problemas económicos, lo que se traduce en una escasa valoración de esas observaciones como mejora del presente y para previsiones futuras. Los procesos de calibración pueden no estar acompañados de las condiciones apropiadas y a veces incrementan las desviaciones si se realizan con normas y métodos automáticos que dejan de lado el conocimiento experto y la realidad física.

Hay que planificar y tomar decisiones con evaluaciones inciertas de la recarga. Una decisión importante es la de si se otorgan nuevas concesiones. Se suele apoyar en el índice de explotación y en la evolución de niveles piezométricos en las masas de agua subterránea. La evaluación de la incertidumbre es importante para conocer los riesgos asociados a las decisiones, en el momento y en el futuro y para valorar las consecuencias de los posibles errores en función del coste de acciones sobredimensionadas y de intentos de mejora innecesaria del conocimiento. Estos son aspectos aún poco desarrollados científicamente y con escasos ejemplos prácticos.

La experiencia sobre la evaluación de la recarga a los acuíferos en España es aceptable. Hay desarrollos notables en algunos aspectos. Pero sólo afectan parcialmente a los estudios que se realizan. No son una prioridad en muchos ámbitos de la administración del agua.

Es encomiable el gran esfuerzo realizado de modelación de los procesos de lluvia-escorrentía y de consideración simplificada de las aguas subterráneas a nivel peninsular, en especial con el modelo SIMPA, pero una cosa es obtener valores globales apoyados en intentos razonables de calibración y otra es que esos mismos resultados representen porciones menores del territorio, ya que las desviaciones pueden ser notables. Este es un error en el que frecuentemente se cae. Las culpas se atribuyen a la herramienta en vez de a una inapropiada aplicación. En estos modelos, las aguas subterráneas y su dinámica está deficientemente representada. El efecto se magnifica cuando la explotación de los acuíferos es intensiva, hasta el punto de que son posibles grandes discrepancias entre lo evaluado y la realidad. El intento de partir de un estado natural por restitución puede carecer de significación a causa de la reacción muy diferida de las aguas subterráneas, que además depende de la ubicación de las captaciones. Un tratamiento más detallado de la dinámica de los acuíferos puede superar la capacidad de disponer de datos y de cálculo. Por esa razón, la evaluación de la recarga debería hacerse a una escala de detalle allí donde la problemática existente lo justifique, pero tratando la parte del territorio sin explotación intensiva con métodos simplificados o por comparación a partir de un conjunto de indicadores. Es algo aún poco desarrollado.

Las técnicas de trazado ambiental basadas en el balance de la deposición total de cloruro atmosférico para obtener valores medios de la recarga, requieren conocer esa deposición, lo que sólo sucede con un mínimo de precisión en algunas áreas. Hay buenos ejemplos de aplicación y de comparación de métodos, lo que avala que se aumente el número de estudios para enmarcar los valores dinámicos que proporcionan otros métodos. La aplicación a todo el territorio peninsular, a pesar de la mala distribución espacial de los datos y de disponer en general de series muy cortas, ha dado buenos resultados.

11.9 Prospectiva

De acuerdo con las actividades actuales en relación con el conocimiento de los recursos de agua a escala peninsular española, se están realizando trabajos para extender la utilidad del modelo SIMPA y mejorar algunas de sus actuales limitaciones. La tarea corresponde al Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX, con el apoyo del IGME en los aspectos hidrogeológicos. Estaba previsto hacerlo para la anterior fase de planificación 2015-2021, pero no se pudo completar. Se espera que sean aplicables en la tercera fase de planificación 2021-2027, si bien gran parte de las tareas técnicas ya debían haberse completado para que los documentos resultantes estén concluidos en 2020. Por un lado, se busca mejorar el tratamiento de los acuíferos, manteniendo su consideración unicelular, pero considerando descargas en varios lugares y en cuencas distintas y mejorando el tratamiento de las relaciones acuífero-río para que sea posible la infiltración en tramos de río perdedores. Por otro lado, se busca una mejor consideración del territorio y de las variaciones pluviométricas, de la nieve y de la meteorología, al disminuir el tamaño de las celdas de la malla de 1 km a 500 m de lado. No se prevé modificar el intervalo de tiempo, que continuará siendo mensual. El reto planteado es importante, en especial con menos medios humanos y sin previsiones de ampliación. También cabe pensar que la herramienta ya puede haber alcanzado su límite potencial y se debería continuar con otros modelos de menor ámbito territorial y mayor adaptación al territorio. La integración de resultados requiere disponer de una herramienta que posiblemente sea de concepción distinta a la del modelo SIMPA.

La tendencia es hacia modelos de flujo del agua subterránea, posiblemente en la línea de los en uso actualmente, pero que en vez de tener como entrada la recarga calculada externamente, la calcule dentro del propio proceso de cálculo. Eso supone integrar el medio no saturado o introducir un modo de cálculo 1-D de la recarga en cada celda del modelo. La aplicación con detalle a territorios extensos puede ser una tarea difícil y computacionalmente costosa, cuyo beneficio es aún poco conocido. Por otro lado, la calibración manual puede ser inabordable, por lo que se requiere disponer de herramientas automatizadas para hacerlo. Ya se ha avanzado en dichas herramientas, pero que deben ir acompañadas de otras que eviten que lo que se obtiene diverja de la realidad. Esto aún no forma parte de la actividad de la planificación hidrológica oficial. La ubicación de los modelos en la "nube" es una prometedora vía, que ya existe, pero en este momento poco utilizada en planificación hidrológica. La falta de suficiente recurso a esta técnica ha hecho que las iniciativas lanzadas no se hayan desarrollado y estén en proceso de desmantelamiento.

La utilidad de las nuevas herramientas de evaluación de la recarga, cada vez más potentes y con menos sesgo, está muy condicionada a la disposición de datos adecuados. Ante la reciente degradación de la toma, adquisición y disponibilidad de esos datos, como tónica general, pero con excepciones, es difícil hacer una prognosis de la situación futura. Primero hay que superar los actuales obstáculos, inercias y dejadez, que en el fondo esconden un insuficiente entendimiento de la necesidad de gestionar y de lograr una buena gobernanza de la cantidad y calidad del agua, como necesidad y derecho humano, de forma sustentable y en consonancia con el ambiente. En el fondo subyace la consideración de la Directiva

Marco del Agua como una carga impuesta desde la UE que hay que soportar, en vez de entenderla como una vía de conservación del bienestar y de la convivencia, a pesar de sus defectos y sesgos, que son subsanables.

Si se superan del modo mejor los actuales escollos, la prospectiva apunta a series de datos estables, que a los ya usuales añadan la cuantificación de la humedad del suelo por medios puntuales, aerotransportados (drones) y de satélite, así como la determinación del aporte atmosférico total de cloruro. Además de unas redes básicas que forman parte de la infraestructura de conocimiento que es responsabilidad directa de las autoridades del agua, se requieren redes de mayor detalle, diseñadas según las necesidades territoriales, de la que los primeros beneficiarios son los usuarios del agua. Por ello, la responsabilidad de esas redes debería ser compartida por esos usuarios y correr estos con el esfuerzo o los costes de operación, mantenimiento y funcionamiento de estas redes. En este campo se ha avanzado muy poco. Es dónde hay que realizar un mayor esfuerzo legal, administrativo y social, además del técnico-científico. El acceso público a los datos, tanto a los brutos como a los elaborados, es ya una obligación, pero frecuentemente más teórica que real. Se debe evolucionar hacia una realidad que supere las numerosas ineficacias actuales. La elaboración de datos requiere prontitud y ausencia de sesgos. Hay que resolver cómo cubrir los costes. No parece buena política el que la simple disposición en las debidas condiciones sea mediante el pago de tarifas, ya que se trata de un servicio de conocimiento básico – creación de infraestructura de conocimiento –. El pago debería dirigirse hacia la compensación por el trabajo asociado a elaboraciones específicas. Uno de los campos en que se debería realizar un replanteamiento urgente es el del acceso a los datos meteorológicos generados por las diversas agencias, evitando así que se desarrolle un mercado escondido de transferencias entre usuarios, con ventaja de unos sobre los otros en cuanto al acceso a unos datos que se han generado mediante la correspondiente inversión de fondos públicos.

La extensión de la utilidad de los modelos pasa primero por delimitar bien las áreas de utilidad de sus resultados y después por disponer de mejores puntos y series de calibración en una red con representatividad territorial más precisa.

De cara al futuro inmediato y a medio plazo es deseable disponer de modelos de evaluación de la recarga de mayor detalle y que permitan aplicar distintos métodos, además de los hidrodinámicos, tales como la fluctuación de niveles freáticos, el balance de la deposición atmosférica de cloruro, los efectos térmicos de la recarga, la mejora continuada de métodos de base física o empírica en situaciones especiales, como el karst y la cubierta de nieve, y el tratamiento o postproceso de los resultados obtenidos con herramientas de fácil manejo de los resultados.

11 Agradecimientos

Se agradecen los detallados comentarios, aportaciones, sugerencias y correcciones de T. Estrela (Confederación Hidrográfica del Júcar y Universidad Politécnica de Valencia), A. Sahuquillo (Universidad Politécnica de Valencia), J.V. Giráldez (Universidad de Córdoba),

M. Manzano (Universidad Politécnica de Cartagena) y L.J. Lambán (Unidad Territorial del IGME en Zaragoza) y J. Jódar como revisor general.

A pesar del esfuerzo de revisión y aportaciones, pueden quedar algunos errores, malinterpretaciones e inexactitudes, de los que el autor es el único responsable, junto con las opiniones y consideraciones de carácter personal.

11 Referencias

Alcalá, F.J., Custodio, E. 2004. La deposición atmosférica de cloruro al terreno en España. Boletín Geológico y Minero. Madrid. 115(esp.): 319–329.

Alcalá, F.J., Custodio, E. 2008. Atmospheric chloride deposition in continental Spain. Hydrological Processes, 22: 3636–3650.

Alcalá, F.J., Custodio, E. 2014. Spatial average recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in continental Spain. Hydrol. Processes, 28: 218–236.

Alcalá, F.J., Custodio, E. 2015. Natural uncertainty of spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance in continental Spain. Journal of Hydrology, 524: 642-661.

Álvares, D., Samper, J., García Vera, M.A. 2009. Evaluación del efecto del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante modelos hidrológicos. Evaluación de los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante GISBALAN, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'09, Barcelona, IX: 499-506 y 491-498.

Álvarez, J., Barranco, L.M., García, N., Potenciano de Las Heras, A., Villaverde, J. 2016. Evaluación de los recursos hídricos en España. Centro de Estudios Hidrográficos-CEDEX, Madrid: 1-187.

Braojos Ruíz, J.J. 2015. La nube, el pino y la "otra" lluvia: una metodología para evaluar el potencial de captación de agua de niebla y su aprovechamiento: natural o artificial. Consejo Insular de Aguas de Tenerife: 1-339. ISBN: 978-84-15012-11-5.

Bredenkamp D.B., Botha L J., van Tonder G.J., van Rensburg, H.J.1995. Manual on quantitative estimation of groundwater recharge and aquifer storativity, Water Research Commission, Pretoria, South Africa.

Citores, I. 2018. Modelación matemática del flujo de agua subterránea del acuífero de la Plana de Valencia norte y sur. Tesis de Máster. Universitat Politècnica de Valencia.

Chung, I.M., Sophocleous, M.A. Mitiku, D.B., N.W. Kim, N.W. 2016. Estimating groundwater recharge in the humid and semi-arid African regions: review. Geosciences Journal 20(5): 731–744.

Custodio, E. 2010. Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance in the soil. Contributions to Science, 6(1): 81–97.

Custodio, E. 2018. Las aguas subterráneas en la regulación y atenuación de las sequías a corto y largo plazo. En: A Embid (ed.), Sequía e Inundaciones como Fenómenos Hidrológicos Extremos, XXII Jornadas de Derecho de Aguas. Universidad de Zaragoza. Thomson Reuter-Aranzadi: 275-298.

Custodio, E. 2019. Las aguas subterráneas y el derecho del ser humano al agua: un reto científico y social en el marco polifacético español e iberoamericano. XIV Ciclo de Conferencias de Divulgación Científica. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid: 1-26 pp.

Custodio, E.; Cabrera, M.C.; Poncela, R.; Cruz–Fuentes, T.; Naranjo, G.; Puga de Miguel, L.O. 2015. Comments on uncertainty in groundwater governance in the volcanic Canary Islands, Spain. Water 7(6): 2952–2970.

Custodio, E., Jódar, J. 2016. Simple solutions for steady–state diffuse recharge evaluation in sloping homogeneous unconfined aquifers by means of atmospheric tracers. Journal of Hydrology, 540: 287-305.

Doble, R.C., Crosbie, R.S. 2017. Review: Current and emerging methods for catchment-scale modelling of recharge and evapotranspiration from shallow groundwater. Hydrogeology Journal, 25: 3–23.

Embid Irujo, A.(ed.). 2019. Sequía e inundaciones como fenómenos hidrológicos extremos, XXII Jornadas de Derecho de Aguas. Universidad de Zaragoza. Thomson Reuters- Aranzadi: 1-492.

Estrela, T., Cabezas, F., Estrada, F. 1999. La evaluación de recursos hídricos en el Libro Blanco del Agua en España. Revista de Ingeniería del Agua, 6(2): 125 - 138.

FNCA-ULL. 2015. Análisis crítico del primer ciclo europeo de planificación hidrológica y la expectativa de los planes comunes para España y Portugal en 2015. VIII Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua. Fundación Nueva Cultura del Agua y Universidade Lusíada de Lisboa: 1-870. ISBN 978-84-938966-6-9.

Healy, R.W. 1989. Seepage through a hazardous-waste trench cover. Journal of Hydrology, 108: 213-234.

IAEA. 2013. Isotope methods for dating groundwater. International Atomic Energy Agency, Vienna: 1-376.

Kim, N.W., Chung, I.M., Won, Y.S., Arnold, J.G. 2008. Development and application of the integrated SWAT-MODFLOW model, Journal of Hydrology, 356: 1-16.

La Calle, A. 2015. Planificación hidrológica: la verdad oficial contestada. En: Análisis Crítico del Primer Ciclo Europeo de Planificación Hidrológica y la Expectativa de los Planes Comunes para España y Portugal en 2015. VIII Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua. Fundación Nueva Cultura del Agua y Universidade Lusíada de Lisboa: 56-87.

La Roca, F. 2018. La revisión de los planes hidrológicos, ¿cuáles son los temas importantes? Fundación Nueva Cultura del agua, 13 pp. 20180930 la revisión de los planes hidrológicos.pdf.

La Roca, F., Martínez, J. 2018. Retos de la planificación y gestión del agua en España. Informa 2018. Observatorio de las Políticas del Agua. Fundación Nueva Cultura del Agua. Zaragoza: 1-176. ISBN: 978-84-944788-6-4.

López, J, 2018. Análisis del inventario de manantiales de la Confederación Hidrográfica del Júcar y estudio de su comportamiento hidrológico mediante modelación. Tesis de Máster. Universitat Politècnica de Valencia.

López-Geta, J.A. 2015. Una asignatura pendiente: las aguas subterráneas en los planes hidrológicos de cuenca y los acuíferos transfronterizos. En: Análisis Crítico del Primer Ciclo Europeo de Planificación Hidrológica y la Expectativa de los Planes Comunes para España y Portugal en 2015. VIII Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua. Fundación Nueva Cultura del Agua y Universidade Lusíada de Lisboa: 687-697.

Mejías Moreno, M., Martínez Navarrete, C. 2015. La planificación hidrológica en demarcaciones hidrográficas con zonas declaradas sobreexplotadas. Caso de estudio: la cuenca alta del río Guadiana. En: Análisis Crítico del Primer Ciclo Europeo de Planificación Hidrológica y la Expectativa de los Planes Comunes para España y Portugal en 2015. VIII Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua. Fundación Nueva Cultura del Agua y Universidade Lusíada de Lisboa: 698-708.

MASE. 2015. Aspectos hidrológicos, ambientales, económicos, sociales y éticos del consumo de reservas de agua subterránea en España. Preparado por E. Custodio para UPC and AQUALOGY–CETAQUA. Barcelona. UPC e-books: 1–487. http://hdl.handle.net/2117/111272

MIMAM 2000. Libro blanco del agua en España. Ministerio de Medio Ambiente, Secretaría de Agua y Costas, Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad del Agua, Madrid: 1- 637. http://www.magrama.gob.es/es/agua/temas/planificacion-hidrologica/libro-blancodelagua/

Molina, J.L., Pulido–Velázquez, D., García–Aróstegui, J.L., Pulido–Velázquez, M. 2013. Dynamic Bayesian networks as a decision support tool for assessing climate change impacts on highly stressed groundwater systems. J. Hydrol., 479: 113–129.

Montesinos, S. Fernández, L., Holguín, A., Erena, M., López, J.A., Arce, M. 2015. Sistema de cuentas ambientales y económicas del agua, GuaSEEAW. En: Análisis Crítico del Primer Ciclo Europeo de Planificación Hidrológica y la Expectativa de los Planes Comunes para España y Portugal en 2015. VIII Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua. Fundación Nueva Cultura del Agua y Universidade Lusíada de Lisboa: 571-579.

Murillo, J.M. 2015. La relación río-acuífero en la actual planificación hidrológica y su interrelación con la Red Natura 2000. En: Análisis Crítico del Primer Ciclo Europeo de Planificación Hidrológica y la Expectativa de los Planes Comunes para España y Portugal en 2015. VIII Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua. Fundación Nueva Cultura del Agua y Universidade Lusíada de Lisboa: 721-731.

Pedro-Monzonís, M., Solera, A., Ferrer, J., Andreu, J., Estrela, T. 2016. Water accounting for stressed river basins based on water resources management models. Science of the Total Environment, 565:181–190.

Pérez-Martín, M. A., Estrela, T., del-Amo, P. 2016. Measures required to reach the nitrate objectives in groundwater based on a long-term nitrate model for large river basins (Júcar, Spain). Science of the Total Environment, 566–567:122–133.

Pérez-Martín, M. A., Estrela, T., Andreu, J., Ferrer, J. 2014. Modeling water resources and river-aquifer interaction in the Júcar River Basin, Spain. Water Resources Management, 28: 4337–4358.

Pulido-Velázquez, D., Collados-Lara, A.J., Alcalá, F.J. 2018. Assessing impacts of future potential climate change scenarios on aquifer recharge in continental Spain. Journal of Hydrology, 567: 803-819.

Rijsberman, F.R. 2006. Water scarcity: Fact or fiction? Agricultural Water Management 80(1): 5–22.

Sapriza-Azuri, G., Jódar, J., Gupta, H.V., Carrera, J, 2015. Toward a comprehensive assessment of the combined impacts of climate change and groundwater pumping on catchment dynamics. Journal of Hydrology, 529: 1701-1712.

SASMIE. 2017. Salinización de las aguas subterráneas en los acuíferos costeros mediterráneos e insulares españoles. Preparado por E. Custodio, para UPC y Suez Solutions–CETAQUA, Barcelona. UPC e-books. Barcelona: 1–852. http://hdl.handle.net/2117/111515.

Scanlon, B.R., Healy, R.W., P.G. Cook, P.G. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeology Journal 10(1): 18–39.

Vázquez, S.P., 2017. Mejoras de la componente subterránea y la relación río – acuífero del modelo PATRICAL en el ámbito de la Confederación Hidrográfica del Júcar. Tesis de Master. Universitat Politècnica de Valencia.

Walker, D., Parkin, G., Schmitter, P., Gowing, J., Tilahun, S.A., Haile, A.T., Yimam, A.Y. 2018. Insights from a multi-method recharge estimation comparison study. Groundwater, doi: 10.1111/gwat.12801.

Wood, W.W. 1999. Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating ground water recharge. Groundwater, 37(1): 2–5.

Wuilleumier, A. 2017. Identifying trends in the water cycle of the "Gave de Pau" and "Gave d'Oloron" catchment areas in the northern Pyrenees. In: M.L. Calvache, C. Duque y D. Pulido-Velazquez, (eds.), Impacts of Global Change on Western Mediterranean Aquifers. International Congress on Groundwater and Global Change in the Western Mediterranean, Granada, International Association of Hydrogeologists-Spanish Chapter. Universidad de Granada.

CETAQUA
CENTRO TECNOLÓGICO DEL AGUA

UPC

suez