

CAPÍTULO 3

LOS RECURSOS HÍDRICOS EN EL SISTEMA CUENCA: DISPONIBILIDAD Y CALIDAD

JOAN BACH PLAZA
JOSEP MAS-PLA

3.0 Introducción

En general, se considera el agua como un recurso renovable, ya que se entiende que los flujos de agua de la hidrosfera, conocidos como “ciclo del agua”, dan lugar a una renovación del agua presente en los continentes. Esta afirmación puede ser aplicable al conjunto de la Tierra, pero no a todos los lugares en el mundo, puesto que la cantidad disponible de agua viene condicionada por su desigual distribución en el espacio y en el tiempo. Hay zonas determinadas en la Tierra que tienen suficiente agua, mientras que otras presentan graves problemas de escasez, incluso para cubrir sus necesidades más básicas.

Por otra parte, determinadas zonas reciben grandes cantidades de agua, pero no repartidas uniformemente en el tiempo, sino en un corto periodo del mismo, lo que no produce beneficios, sino daños humanos y materiales al provocar inundaciones.

Esta diversidad de situaciones posibles plantea la necesidad de cambiar la concepción del recurso agua hasta considerarla como un “recurso limitado” capaz de generar conflictos actuales o futuros entre países o regiones. Los problemas que se presentan alrededor del recurso agua derivan del aumento de su consumo y de la pérdida de su calidad para determinados usos, lo que contribuye a aumentar las zonas de escasez.

Las soluciones empleadas hasta ahora para resolver la falta de agua en zonas concretas de la Tierra han consistido en la realización de grandes obras (embalses, desviación de cauces, trasvases, etc.), con costes económicos y medioambientales muy elevados. En la actualidad, se van incorporando otras medidas que tienen en cuenta una gestión más racional del agua, como la mejora de la eficiencia en su uso y la reutilización y reciclaje del agua empleada.

La idea de que las aguas continentales se movían describiendo un cierto ciclo continuo es muy antigua. Salomón, en el Eclesiastés 1:7, comenta: “todos los ríos van a parar al mar y, aunque los ríos siguen fluyendo hacia él, el mar todavía no se ha llenado”. Esta afirmación se refiere a las partes del ciclo del agua más directamente observables: la circulación superficial del agua y la estabilidad del nivel del mar.

Lógicamente, para completar el ciclo sería necesario incluir el mecanismo de retorno del agua desde el mar hasta las fuentes, que originan los ríos. Este retorno puede explicarse por dos vías distintas, una por el medio aéreo y la otra por el subterráneo

Los griegos fueron los primeros en elucubrar sobre el origen del agua subterránea. Condicionados por su entorno geográfico-geológico, con áreas profundamente carstificadas en proximidad del mar, les impresionaba la magnitud de las aportaciones de los ríos comparada con la escorrentía producida por las precipitaciones. De esta manera, aceptaron como axiomático que las precipitaciones atmosféricas no bastaban para mantener los grandes caudales subterráneos que emergían espontáneamente o que eran alumbrados por el hombre. La trascendencia de esta creencia está en el hecho de que el pensamiento griego llegó a constituir un dogma científico durante casi 2000 años.

Al despreciar la idea de que los ríos procedían exclusivamente del agua de las precipitaciones, tuvieron que proponer modelos que aludían a una circulación subterránea del agua desde los océanos hacia los manantiales, enfrentándose con dos problemas principales: por un lado, el ascenso del agua desde el nivel del mar hasta las cotas elevadas de las fuentes y, por otro, la pérdida de la salinidad del agua del océano.

Hasta el siglo XVII, por vía experimental, no se logró el cambio de mentalidad que supone completar el ciclo del agua a partir de la infiltración del agua procedente de las precipitaciones.

3.1 El ciclo del agua

Actualmente, se considera que el conjunto del agua que contiene el planeta Tierra, evaluado en unos 1360 millones de km³, es estable y se ve sometido a un constante movimiento gracias a la acción del Sol y a la fuerza de la gravedad. A esos grandes flujos de agua, vapor de agua, hielo y energía que están moviéndose continuamente a nuestro alrededor en la superficie terrestre, dentro de la hidrosfera, se les conoce como el **ciclo del agua** o **ciclo hidrológico**.

El motor que pone en marcha todo el proceso es la energía solar, que posibilita la evaporación del agua, los movimientos de las masas de aire y agua y la circulación atmosférica y oceánica en general. Por su parte, la energía gravitatoria contribuye a crear un gradiente que permite la circulación del agua en sus diferentes estados, desde posiciones más elevadas hacia otras más bajas.

Para sopesar mejor los distintos procesos que forman el ciclo hidrológico se utiliza, a modo de balance, un modelo cuantitativo simplificado (Figura 3.1). Los océanos son un buen sitio para iniciar el recorrido, ya que cubren casi las tres cuartas partes del globo y contienen el 97% del conjunto de agua planetaria. Por consiguiente, en ellos tiene lugar la mayor parte de la evaporación y de la

precipitación. Si se asume que la evaporación anual media del conjunto del planeta es igual al 100%, el 86% se produce en los océanos. El otro 14% de la evaporación ocurre en los lagos y superficies húmedas de los continentes, incluyendo el movimiento del agua en el suelo hacia las raíces de las plantas y su posterior devolución a la atmósfera por la transpiración. Se estima que el volumen total de agua evaporada anualmente desde los océanos es de unos 419 000 km³, mientras que unos 69 000 km³ se evaporarían desde la zona continental.

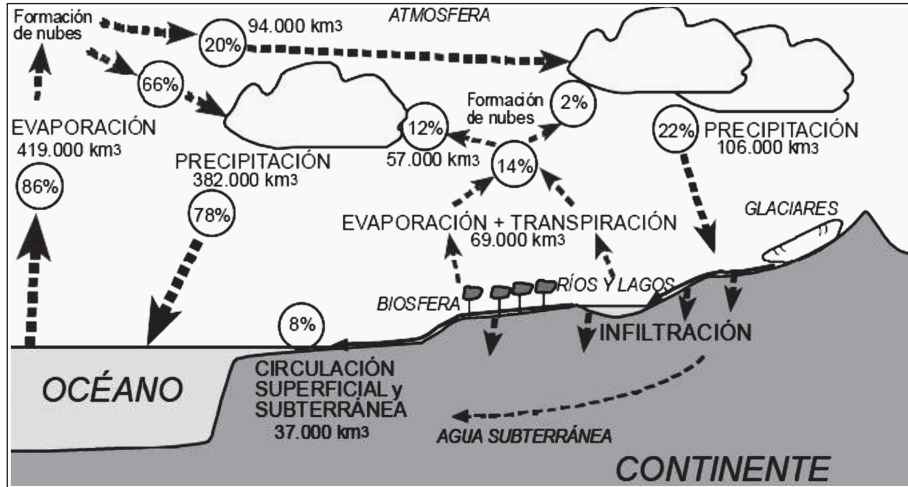


Figura 3.1.- Balance simplificado del ciclo del agua. Fuente: Christopherson, 1992.

Del 86% de evaporación oceánica, el 66% se combina con un 12% procedente del continente, para dar lugar al 78% de la precipitación que incide directamente sobre los océanos. El 20% restante de la evaporación oceánica, junto con el 2% de la evaporación continental, producen el 22% de precipitación incidente sobre la zona terrestre. Claramente, la mayor parte de la precipitación en los continentes deriva de la evaporación oceánica. En volúmenes totales, se estima que la precipitación directa sobre los océanos corresponde a unos 382 000 km³, mientras que la incidente sobre la zona continental es de unos 106 000 km³.

Así, el volumen de agua que reciben las zonas emergidas a través de las precipitaciones es superior al que es devuelto a la atmósfera por evaporación de estas zonas. La diferencia corresponde a un volumen anual de unos 37 000 km³, un 8% del total del agua implicada, que vuelve a los océanos cerrando el balance mediante los procesos de circulación continental del agua líquida. La mayor parte de esta circulación corresponde a la circulación de aguas superficiales y el resto al movimiento lento, bajo la superficie, de las aguas subterráneas. Cabe indicar que las pequeñas cantidades de agua de los cursos superficiales son muy dinámicas en comparación con la mayor cantidad de agua subterránea.

Si se considera solamente la parte del ciclo que afecta a la zona continental y se asume que la precipitación incidente ($106\ 000\ \text{km}^3$) es igual al 100%, al conjunto de tierras emergidas se le atribuye una evapotranspiración (conjunto de evaporación más transpiración) de aproximadamente un 65%, de manera que el resto se reparte entre un 24% para la circulación superficial y un 11% para la circulación subterránea.

Es importante destacar que, en un año medio, la zona continental recibe, en relación a los océanos, un excedente de precipitación respecto a la evaporación de unos $37\ 000\ \text{km}^3$, que constituyen el agua que circula superficial y subterráneamente por ella, hasta retornar a los océanos. Este volumen de agua representa una primera aproximación a los recursos hídricos potenciales aprovechables por la humanidad.

Si bien estas cifras globales ofrecen un balance positivo para la existencia de aguas superficiales y subterráneas en el continente, en muchas zonas del planeta las características climáticas dan lugar a balances muy diversos, incluso deficitarios, de manera que las pérdidas por evapotranspiración superan los aportes por precipitación.

Por otra parte, el agua no se mantiene durante el mismo tiempo en cada compartimento de la hidrosfera, sino que tiene periodos de renovación muy diferentes. Una molécula de agua permanece en la atmósfera de diez a doce días por término medio. El agua retenida por la biosfera puede renovarse de manera muy rápida, en cuestión de pocas horas o de unos cuantos días. El agua que integra las aguas dulces continentales presenta una gran diversidad de tiempos de renovación, y, generalmente, se le asigna un valor medio de unos tres meses. Por su parte, en los océanos, una molécula de agua puede permanecer una media de unos 3000-4000 años, debido a que el retorno de las aguas continentales a los océanos representa menos del 1% y a que no se da una mezcla con las aguas más profundas, excepto en las regiones frías, donde el agua fría es más densa y se hunde hacia las zonas profundas.

3.2 Recursos hídricos en el sistema cuenca

3.2.1 Balance hídrico en el sistema cuenca

En las zonas continentales, a escala local, se establece una unidad de territorio, la cuenca hidrográfica, que es la base que permite estudiar los flujos de agua de manera más concreta y valorar las cuantías de agua disponibles como recurso hídrico.

Se estudiarán aquí, a modo de balance, todos los flujos que se producen en un sistema cuenca, primero en condiciones naturales y posteriormente con intervención humana.

Se entiende por **cuenca hidrográfica** una superficie de terreno que concentra las aguas de precipitación en un sistema de drenaje. Los límites geográficos de la cuenca están formados por las crestas de las montañas, que actúan como divisorias de agua, delimitando la superficie que corresponde a cada valle. El hecho de que las zonas continentales presenten su superficie morfológicamente distribuida en cuencas es consecuencia del modelado que la actividad del agua realiza sobre la Tierra como agente de procesos externos. Por esta razón, por lo que respecta a la actividad superficial de las aguas, la cuenca hidrográfica es una unidad natural del territorio. Esta posibilidad de poder fraccionar el territorio en porciones para el estudio de la dinámica hídrica, por lo menos a nivel superficial, ha permitido que se adopte la cuenca hidrográfica como unidad de gestión de los recursos hídricos.

3.2.2 Ciclo del agua en una cuenca

En una primera aproximación, se suele aplicar el modelo genérico del ciclo del agua a esta porción menor de territorio, es decir, se establece el funcionamiento natural del ciclo del agua en una cuenca, sin intervención de la acción humana, analizando las variables o componentes naturales del ciclo que intervienen a partir de la llegada de agua a este sistema. Las entradas a la cuenca corresponden, fundamentalmente, a las precipitaciones (P), a pesar de que también podemos considerar en algunos casos la entrada de agua procedente de otras cuencas vecinas. Con relación a la entrada de agua al sistema cuenca, se establecen tres procesos de respuesta posibles (Figura 3.2):

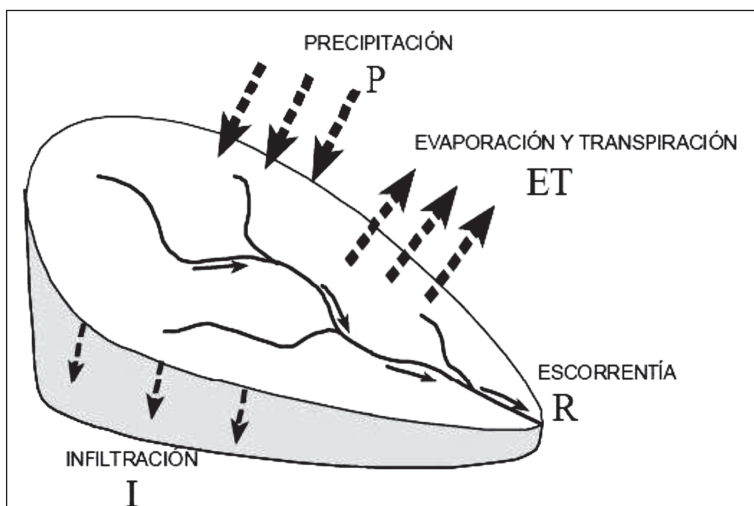


Figura 3.2.- Ciclo del agua a nivel de cuenca. Fuente: Bach, 2001.

- Cuando el agua procedente de las precipitaciones llega al suelo, una parte circula en superficie hacia la red de drenaje y hacia las zonas de agua libre (lagos, mares, etc.). Se trata de la escorrentía superficial (R), que no debe confundirse con la circulación superficial continuada de agua por la cuenca, que será comentada en el próximo apartado.
- Otra parte del agua atraviesa la superficie del terreno, entra en el suelo y el subsuelo y alimenta las aguas subterráneas que constituyen la reserva de agua del suelo y los almacenes de agua que forman los acuíferos. Se trata de la infiltración (I).
- En todas las etapas del ciclo se producen procesos de retorno del agua a la atmósfera, donde aquella recupera el estado de vapor, principalmente por evaporación en la superficie del suelo, debido al efecto de la temperatura y a la transpiración asociada a la vegetación. La evaporación y la transpiración se agrupan en un solo término, llamado evapotranspiración (ET).

Esta dinámica implica una igualdad entre las entradas y las salidas, de manera que puede representarse por la ecuación:

$$P = ET + R + I.$$

Esta visión del ciclo del agua describe los procesos que tienen lugar cuando entra agua en el sistema, pero no suministra información sobre el resto de la dinámica que ocurre a continuación. Por ejemplo, las aguas que se infiltran y llegan a los acuíferos circulan en su interior y pueden volver a aflorar en los manantiales o surgencias difusas e integrarse en la red de aguas superficiales.

Es necesario, por tanto, considerar la cuenca hidrográfica como un sistema en el que se producen unos flujos de entrada de agua, otros de salida y, también, unos flujos internos que interrelacionan los flujos y almacenes de aguas superficiales con los subterráneos.

3.2.3 Balance hídrico de una cuenca en condiciones naturales

Si estudiamos el balance de una cuenca hidrográfica desde esta nueva óptica, los flujos que consideramos, sin contar aún con la intervención humana en ella, son los siguientes (Figura 3.3):

- El agua que entra, procedente de las precipitaciones (P) o de otra cuenca (Eac) da lugar a las aguas superficiales de escorrentía (R) o a las aguas subterráneas por infiltración (I).
- El agua que sale de la cuenca, el caudal de circulación (Q) o la salida subterránea al mar o a otra cuenca (Sac), es consecuencia de la interacción entre las aguas superficiales y subterráneas de la cuenca, de manera que

según el estado en que se encuentran, el agua del río se infiltra (Ii) y alimenta o recarga a los acuíferos, o bien, el agua de los acuíferos sale (Is) y se integra a las aguas del río en lo que se considera la descarga o el drenaje del acuífero. También debemos considerar, entre las salidas, la evapotranspiración (ET) como el retorno del agua a la atmósfera.

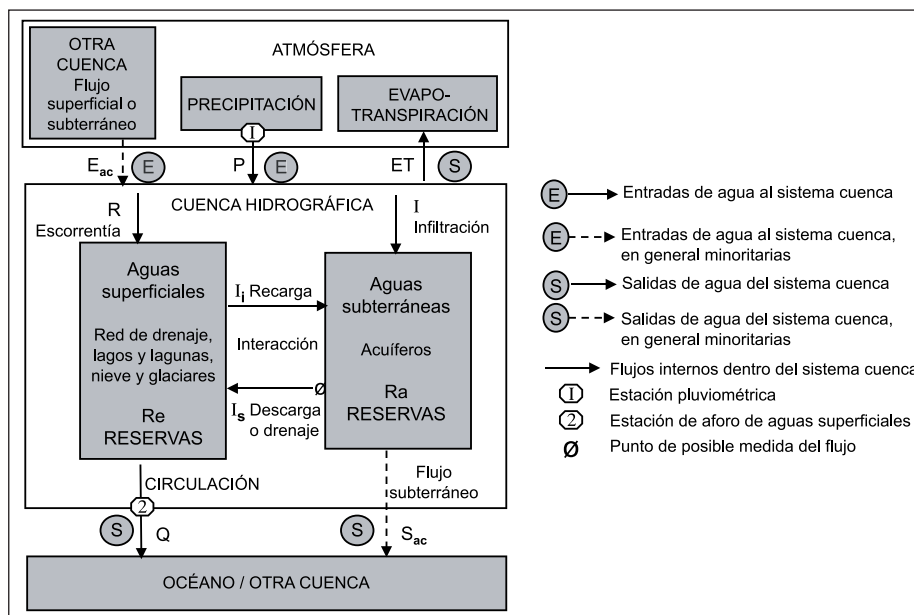


Figura 3.3.- Flujos en el balance hídrico de una cuenca en condiciones naturales. Fuente: Bach, 2001.

Las reservas de agua del sistema están constituidas por el agua almacenada, ya sea como aguas superficiales (Re) en lagos o en forma de nieve o glaciares, ya como aguas subterráneas (Ra) en los acuíferos.

La expresión del balance de agua que se obtiene a partir de los flujos establecidos es la siguiente:

$$P + E_{ac} = ET + Q + S_{ac} \pm \text{variación de las reservas (Re + Ra)}$$

Si se considera una cuenca que no presenta entradas de agua procedentes de otras cuencas, ni tampoco salidas del flujo subterráneo a otra cuenca o al mar, el balance se simplifica:

$$P = ET + Q \pm \text{variación de las reservas (Re + Ra)}$$

Si consideramos el balance en un periodo grande de tiempo, la variación de las reservas puede despreciarse y se puede establecer la siguiente igualdad, aún más simplificada:

$$P = ET + Q$$

Esta expresión del balance de agua en una cuenca permite visualizar el agua que puede ser recurso para las actividades humanas y realizar una rápida estimación de estos recursos. Las precipitaciones (P) se miden en una serie de estaciones meteorológicas dentro y fuera de la cuenca. Las aguas que han circulado (Q) en una cuenca a lo largo de un periodo determinado (generalmente de un año), representan los recursos hídricos naturales de la cuenca. El valor de este volumen de agua se obtiene a partir de las estaciones de aforo situadas a la salida de la cuenca y en puntos internos. A partir de los datos de precipitaciones y de la circulación, se puede realizar una estimación de la evapotranspiración real. Este razonamiento no siempre es válido, ya que no todos los acuíferos drenan sus aguas exclusivamente por los ríos (en las zonas costeras algunos drenan subterráneamente al mar). Por tanto, al realizar el balance se deberá considerar la salida subterránea al mar o a otra cuenca (Sac).

Es importante, tal como ya se ha indicado, no confundir el agua llamada de escorrentía superficial (R), que es la fracción del agua de precipitación que, sin infiltrarse, circula por la superficie terrestre hasta la salida de la cuenca, con la circulación superficial (Q), que corresponde a toda el agua que sale de la cuenca, fruto de la interacción entre las aguas superficiales y subterráneas de la cuenca.

Respecto a la evapotranspiración (ET), debemos indicar que se trata de un parámetro muy difícil de evaluar, que solo se mide con una cierta precisión en estaciones experimentales (pequeñas cuencas de investigación, lisímetros, etc.) tras controlar el resto de flujos de entrada y salida de agua. A menudo, para obtener una primera aproximación de su cuantía, se utilizan fórmulas empíricas como la de **Thornthwaite**, que relaciona la evapotranspiración potencial (la máxima posible, considerando que siempre hay suficiente reserva de agua que se puede evapotranspirar) con las temperaturas. También se emplean las fórmulas de **Turc** y **Coutagne**, que calculan la evapotranspiración real (la que se produce según las condiciones de humedad del suelo), considerando además las precipitaciones. En general, la cuantificación de la evapotranspiración se suele obtener por diferencia entre el valor de los aportes por precipitación (P) y los caudales de circulación (Q), que pueden conocerse con datos reales:

$$ET = P - Q$$

3.2.4 Intervención humana en el balance hídrico de una cuenca

La intervención humana en los flujos de agua que se han definido en el apartado anterior consiste en generar otra interacción entre las aguas superficiales y las subterráneas dentro del sistema cuenca considerado.

La sociedad demanda un volumen de agua para los distintos usos, que se extrae de las aguas superficiales y subterráneas de la cuenca, de manera que una parte de este volumen se consume, mientras que el resto retorna a la cuenca una vez se ha utilizado, aunque con una calidad generalmente diferente a la que tenía inicialmente. Cabe recordar que, para regular los recursos de aguas superficiales, se construyen embalses, que pasan a formar parte de las reservas de aguas superficiales (Re).

Al considerar la intervención humana, aparecen unos flujos nuevos (Figura 3.4). Al realizar el balance global es necesario considerar la salida de agua de la cuenca, que corresponde al agua consumida (C) y, solamente en algunos casos, a los volúmenes de agua utilizada que directamente se retornan al mar o a otra cuenca (Srd). Al considerar los flujos internos, aumenta la complejidad del diagrama, ya que tanto las extracciones para los usos (Exe, Exa) como los retornos de las aguas utilizadas pueden relacionarse con las aguas superficiales o subterráneas (Sre, Sra). También puede darse la reutilización (Reu) del agua.

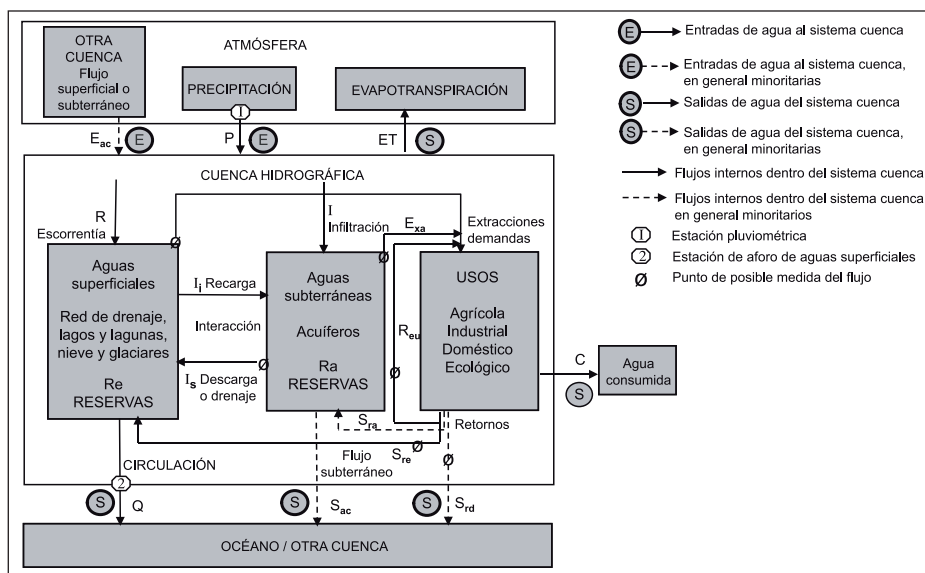


Figura 3.4.- Flujos en el balance hídrico de una cuenca con intervención humana. Fuente: Bach, 2001.

Concretamente, los nuevos flujos internos considerados son los siguientes:

- El agua que se extrae para su uso procede, bien de las aguas superficiales de la cuenca (Exe) (ríos, lagos, embalses), bien de los almacenes subterráneos (Exa) llamados acuíferos, que se nutren de las aguas que se infiltran.
- Los retornos de las aguas utilizadas pueden dirigirse hacia diferentes almacenes o flujos: a las aguas superficiales (Sra), a los acuíferos (Sra),

directamente al mar o a otra cuenca (Srd), o ser utilizados de nuevo, es decir, reutilizados (Reu).

Sin considerar los flujos internos, la expresión de balance de agua que se obtiene a partir de la intervención humana en la cuenca es la siguiente:

$$P + Eac = ET + Q + C + Sac + Srd \pm \text{variación de las reservas (Re + Ra)}$$

El balance simplificado de la cuenca con intervención humana, sin considerar las entradas procedentes de otras cuencas, las salidas subterráneas a otras cuencas y las salidas posteriores al uso hacia otras cuencas o al mar, se puede expresar de la manera siguiente:

$$P = ET + Q + C \pm \text{variación de las reservas (Re + Ra)}$$

El consumo humano se calcula como el agua consumida (C), es decir como la diferencia entre las extracciones o demandas y los retornos ($C = \text{extracciones} - \text{retornos}$). Esta visión permite hacer énfasis en los retornos, como una clave importante de la gestión del agua en el sistema cuenca.

3.2.5 La cuenca hidrográfica y la cuenca hidrogeológica

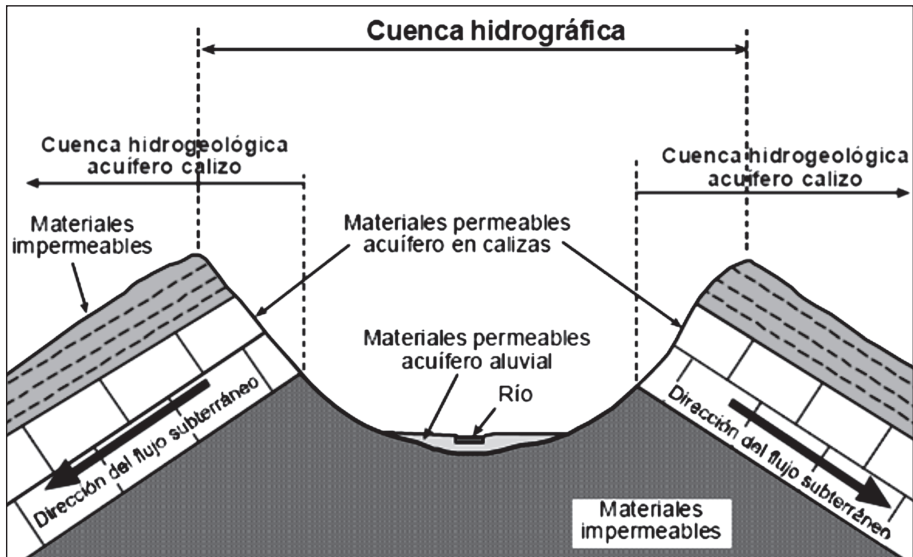


Figura 3.5.- Situación de no coincidencia entre cuenca hidrogeológica y cuenca hidrográfica. Fuente: Bach, 2001.

Hasta este momento, solamente se ha considerado la cuenca hidrográfica como un sistema físico que concentra las aguas superficiales, pero no se ha tenido en cuenta que los límites de las aguas subterráneas contenidas en los acuíferos

no tienen que coincidir forzosamente con los de la cuenca hidrográfica. La distribución de los acuíferos obedece a la estructura geológica profunda y, por ello, no siempre la denominada cuenca hidrogeológica (correspondiente a un acuífero determinado) coincide con la cuenca hidrográfica del río principal de la zona (Figura 3.5).

Esto supone un problema real para la cuantificación de recursos, que se ha de tener en cuenta y que se ha de tratar desde el punto de vista de flujos que entran o salen de la cuenca considerada, desde o hacia otras cuencas.

3.2.6 El caudal mínimo o de conservación (caudal ecológico)

La intervención humana en la dinámica hídrica del sistema cuenca incluye, por un lado, la construcción de embalses que regulan la circulación de las aguas superficiales y, por otro, un aumento del consumo de agua, procedente tanto de las reservas de aguas superficiales como de las subterráneas. En ambos casos, el resultado es una disminución de los caudales circulantes (Q) en la red hidrográfica.

A raíz de esta problemática, la gestión de los recursos hídricos en una cuenca hidrográfica debe contemplar la necesidad de conservar un caudal mínimo de circulación por el río, necesario para mantener el conjunto del ecosistema fluvial con unas características determinadas. Este caudal mínimo se denomina **caudal mínimo** o de conservación.

La cuantía del caudal mínimo repercute tanto en los procesos biológicos como en las características de la vegetación de ribera y en la posibilidad de que el río sirva de abrevadero a una serie de animales, como en las dinámicas de erosión, transporte y sedimentación fluvial o de recarga de acuíferos.

Debemos también considerar que, en los periodos secos, el caudal que circula en algunos ríos menores de nuestro entorno puede deberse únicamente a los retornos de las aguas utilizadas (efluentes de las depuradoras). Estos retornos tienen, en general, calidades inferiores a las que presenta el río en los periodos húmedos, lo que repercute negativamente en el conjunto de los procesos biológicos del ecosistema fluvial.

3.3 Usos del agua

Generalmente, se considera el agua como el más valioso de los recursos naturales, pues forma parte de todos los seres vivos y de muchos minerales y rocas y, además, es hábitat imprescindible para muchos organismos. Para el hombre, constituye el primero de sus alimentos, después del aire. Es también fundamental para la higiene, tanto del individuo como de

su medio e imprescindible para el desarrollo de agricultura, industria y comunicaciones.

Existen diferentes criterios para establecer una clasificación de los usos del agua. Si el agua empleada para realizar una actividad ya no puede ser utilizada de nuevo, su consumo se denomina **uso consuntivo**, es decir, que hay un consumo del agua o que, al menos, se pierde su calidad por contaminación o sufre un cambio de estado (se evapora). Es el caso del agua destinada a actividades agrícolas. Si, una vez empleada en una actividad, el agua puede ser utilizada de nuevo, ya que no se dan alteraciones importantes ni de cantidad ni de calidad del recurso, se habla de **uso no consuntivo**, como es el caso de algunos usos energéticos y recreativos.

3.3.1 Usos consuntivos

Se suelen distinguir cuatro usos consuntivos: doméstico, industrial, agrícola y ecológico.

- **Uso doméstico.** Agrupa los consumos que cubren las necesidades de agua del hogar, comercio o servicio público (limpieza, saneamiento, preparación de alimentos), y una pequeña parte (entre 1,5 y 3 litros por persona y día), que satisface las necesidades biológicas de la especie humana. En las ciudades y pueblos, el agua destinada a este uso se distribuye por medio de la denominada **red de agua potable**. En países con gran escasez de recursos hídricos, resulta eficaz disponer de dos redes de distribución de agua para usos domésticos, una de agua potable y otra con agua de peor calidad, destinada a usos no alimentarios. El agua potable procede principalmente de embalses con tratamiento previo de **potabilización**, y de aguas subterráneas que, generalmente, solo requieren un tratamiento de desinfección. La cantidad de agua destinada a este uso guarda relación directa con el nivel de vida, el desarrollo económico y la población y puede oscilar desde más de 150 l/habitante y día en los países desarrollados, hasta unos pocos litros en países del tercer mundo. El término medio del consumo doméstico en los países industrializados es de unos 250 l/habitante y día, al inicio del siglo XXI. El agua destinada a fines domésticos supone menos de un 10% del consumo mundial.
- **Usos industriales.** Corresponden a las demandas de agua de los diferentes procesos industriales, en los que se esta se destina a diversos usos: como materia prima (en las industrias químicas), como agente refrigerante (en las industrias energéticas), como transporte de materiales, como medio de limpieza, como depósito

de vertidos y diluyente de productos residuales. Normalmente, esta agua se sirve desde la misma red de distribución que el agua doméstica, pero es posible conocer su consumo a través de los contadores. La fabricación de algunos productos requiere gran cantidad de agua. Por ejemplo, se precisan 2000 l de agua para fabricar 1 kg de plástico o 250 l para 1 kg de papel. La cantidad de agua destinada a estos fines está en relación directa con el grado de desarrollo industrial. A escala mundial, supone la segunda gran demanda de agua, aproximadamente una cuarta parte del consumo total.

- **Usos agrícolas.** Se trata del agua destinada a cubrir las necesidades de las explotaciones agropecuarias, fundamentalmente el riego indispensable para los requerimientos biológicos de las plantas cultivadas. Estos usos vienen condicionados por las características climáticas de la zona, los tipos de suelos y cultivos, la mecanización agrícola y los sistemas de riego. La distribución del agua se realiza desde embalses, ríos o lagos a través de canalizaciones, muchas de ellas construidas en antiguos planes de regadío, o bien, a partir de pozos en las zonas donde no hay disponibilidad de aguas superficiales. La eficiencia de los sistemas tradicionales de riego, como por ejemplo el llamado “**riego a manta**”, que consiste en la inundación de la parcela, es inferior a un 40%, ya que el agua se pierde tanto por evaporación hacia la atmósfera como por infiltración hacia el subsuelo. Los métodos modernos son más eficientes, como por ejemplo el “**riego por goteo**”, ya que pueden graduar la cantidad de agua que requiere cada planta, pero están aún poco utilizados. La cantidad de agua destinada a usos agrícolas es la mayor de todas y representa una media, a escala mundial, del 65% del total de agua consumida (Figura 3.6).
- **Uso ecológico.** Se trata del agua destinada al mantenimiento de los sistemas ecológicos, como ríos o zonas húmedas. Este uso ha surgido recientemente como una necesidad para neutralizar la sobreexplotación de recursos hídricos, que da lugar a la disminución de caudales de las aguas superficiales y al descenso de niveles freáticos en las aguas subterráneas, lo que ocasiona momentos de extrema sequía, tanto en los cursos superficiales como en los humedales. Este uso plantea establecer unos caudales mínimos para mantener el equilibrio en la dinámica del ecosistema acuático y la recarga de los acuíferos. El cálculo de la cuantía de estos caudales es difícil, pero se considera que, en una cuenca fluvial, corresponden aproximadamente a un 10% del total de los recursos hídricos.

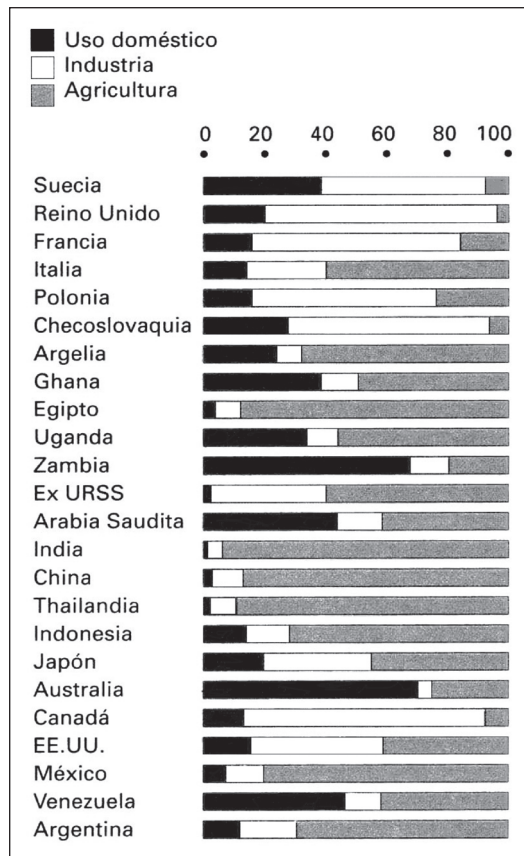


Figura 3.6.- Porcentajes de consumo de agua doméstica, industrial y agrícola en distintos países del mundo. Fuente: Calvo et al. (1996).

3.3.2 Usos no consuntivos

Los principales usos de tipo no consuntivo son el energético, la navegación y el recreativo.

Entre los usos energéticos, cabe destacar los destinados a la producción de **energía hidroeléctrica**, basados en el aprovechamiento de saltos de agua en zonas de orografía importante, aunque los porcentajes de esta energía a escala mundial son pequeños. Aún menos significativa es la **energía mareomotriz**, que aprovecha la oscilación de las mareas. En otros tipos de energías, como en la nuclear, el agua actúa como refrigerante.

La posibilidad de comunicación e intercambio entre países y continentes da relevancia a la navegación marina y fluvial. La navegación fluvial requiere de

unos caudales de circulación mínimos y, además, está sujeta a una normativa más estricta que la navegación marítima, para evitar la pérdida de calidad del agua que pudiera ser limitante para otros usos.

El uso recreativo abarca la utilización de las aguas costeras, ríos, lagos y embalses para ocio y deportes. Este uso tiene una gran importancia en el desarrollo turístico y la ocupación de las zonas costeras de los continentes.

Los recursos hídricos que se utilizan para usos consuntivos proceden, en su mayoría, de aguas superficiales o subterráneas continentales, y únicamente las plantas desalinizadoras son capaces de producir un recurso consumible a partir de agua de mar. Por ello, a continuación se caracterizan las aguas continentales como fuentes primarias de los recursos hídricos disponibles para los usos consuntivos.

3.4 Elementos del balance hídrico

3.4.1 Precipitaciones y cálculo de aportes

La **precipitación** es la cantidad de agua meteórica total, líquida o sólida, que cae sobre una superficie horizontal determinada, llamada **sección pluviométrica** que es, en general, la superficie colectora del pluviómetro. La lluvia es la **pluviosidad** y la nieve, la **nivosidad**.

La altura de precipitación es la altura de la capa de agua que se acumula sobre una superficie horizontal, si todas las precipitaciones quedasen acumuladas sobre ella. Se asimila al volumen total de agua caída dividida por la sección pluviométrica. Tiene dimensiones de longitud y se expresa habitualmente en mm. Puede referirse a diversos intervalos de tiempo (día, mes, año...).

Los datos pluviométricos permiten trazar líneas de igual altura de precipitación o **isoyetas**.

Los aportes (A) que recibe una cuenca, debidos a la precipitación, se calculan mediante el producto de la altura de la precipitación media sobre la cuenca (P) en mm, por su superficie (S) en m² ($A = P \cdot S$).

Para medir las precipitaciones existen tres tipos de pluviómetros: simples, registradores o pluviógrafos y totalizadores. Las medidas se dan en l m⁻² = 1mm.

La precipitación media anual es la media aritmética de las precipitaciones anuales expresadas en mm, a partir de una serie de años lo más larga posible (en general más de 30 años). También se suelen utilizar los valores extremos, el año más húmedo y el año más seco.

La precipitación mensual media es la media aritmética de las alturas de precipitación del mes considerado sobre un gran número de años.

Para obtener la **precipitación media sobre una cuenca**, a partir de los datos de distintas estaciones meteorológicas, se pueden utilizar varios métodos:

- **Media aritmética.** Consiste en calcular la media de las alturas de precipitación medidas en el mismo intervalo de tiempo, en las estaciones de la cuenca. No es muy recomendable porque da demasiada importancia a los valores extremos.
- **Método de Thiessen.** Consiste en atribuir a cada pluviómetro una zona de influencia determinada. Estas zonas quedan delimitadas de tal forma que un punto situado dentro de ellas esté siempre más cercano, en distancia horizontal, al pluviómetro considerado. Para obtener los polígonos, se trazan rectas uniendo las estaciones meteorológicas, formando triángulos. Después, se trazan las mediatrices de cada una de las rectas anteriores y, de la intersección de estas nacen los polígonos (Figura 3.7).
- **Método de las isoyetas.** Se basa en los mapas de isoyetas. Las isoyetas son curvas que unen los puntos que reciben la misma precipitación en un periodo de tiempo dado. Primero se construye el mapa de isoyetas con las estaciones pluviométricas, mediante interpolación e intentando amoldarlas a la topografía. Se calcula la superficie comprendida entre dos isoyetas. Se admite que la precipitación en esta superficie es igual a la media aritmética de las dos isoyetas que la comprenden. De esta manera, los aportes de lluvia se obtienen mediante el producto de la superficie por la media aritmética. Se repite el mismo proceso para cada banda y se suman todos los aportes, obteniéndose así los aportes de toda la cuenca (Figura 3.8).

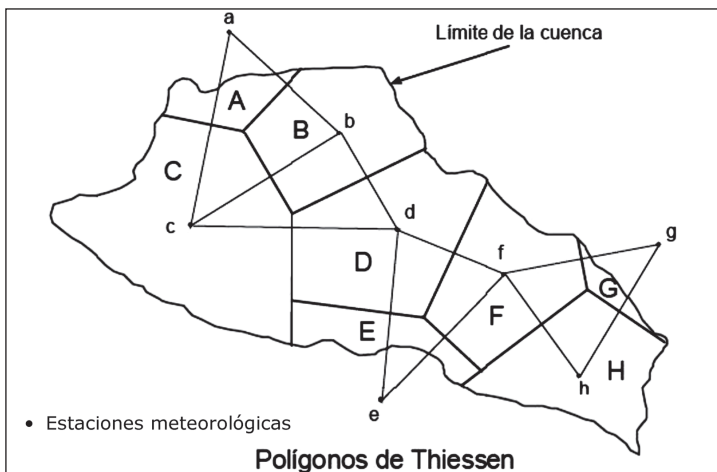


Figura 3.7.- Precipitación media sobre una cuenca, a partir del método de Thiessen. Fuente: Bach, 2004.

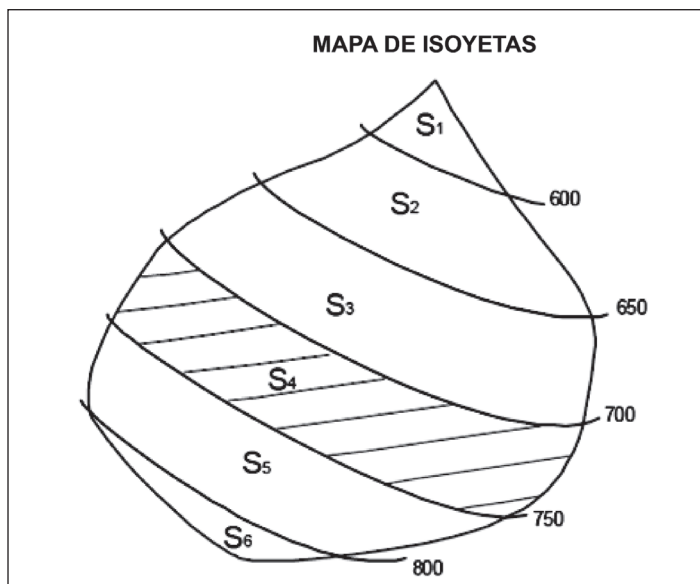


Figura 3.8.- Precipitación media sobre una cuenca, a partir del método de las isoyetas. Fuente: Bach, 2004.

3.4.2 Evapotranspiración

En los estudios hidrogeológicos, la evaporación y la transpiración están fundidos en un único parámetro: la **evapotranspiración (ET)**. Para su cálculo, se considera la suma de todas las pérdidas por transformación del agua en vapor, sea cual fuere el factor que ha actuado. La ET es función de la alimentación en agua, es decir, del grado de humedad del suelo, el cual limita con frecuencia su acción. De esta manera se introducen dos conceptos:

- **Evapotranspiración potencial, ETP.** Es la que tendríamos si el terreno estuviera saturado de agua. Representa la cantidad de agua que resultaría evaporada y transpirada si las reservas en agua fuesen suficientes para compensar las pérdidas máximas.
- **Evapotranspiración real, ETR.** Es la que tenemos en las condiciones naturales de humedad del suelo, en función del agua de que dispone y de los fenómenos biológicos de la cubierta vegetal.

Cuando el contenido en agua del terreno es suficiente, $ETR=ETP$. Según la precipitación incidente, puede haber agua excedente. En caso de déficit, $ETR<ETP$. La cantidad de agua evapotranspirada se expresa en altura de agua en mm.

La evapotranspiración se puede calcular a partir de medidas directas, que se basan en la realización de balances de agua en cuencas experimentales o en aparatos como los lisímetros. Generalmente, en los estudios de balances en las cuencas hidrográficas se recurre a la utilización de fórmulas empíricas, aun a riesgo de cometer errores considerables.

Una de las fórmulas más utilizadas para el cálculo de la evapotranspiración potencial es la **fórmula de Thornthwaite**, que utiliza como variable primaria la temperatura mensual media, T, obtenida de las temperaturas medias diarias del aire:

$$ETP = K \cdot 16 \left(10 \frac{T}{I} \right)^a$$

donde:

ETP = evapotranspiración potencial en mm/mes

K es un valor que se calcula con la fórmula: $K = \frac{N \cdot d}{12 \cdot 30}$

N = número máximo de horas de sol. Según la latitud, suele obtenerse de tablas

d = número de días del mes

I = índice de calor anual, que corresponde a: $I = \sum i_n$

i_n = índice de calor mensual, que se obtiene con la fórmula: $i_n = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$

$a = 675 \cdot 10^{-9} I^3 - 771 \cdot 10^{-7} I^2 + 1792 \cdot 10^{-5} I + 0,49239$

Para el cálculo de la evapotranspiración real anual se utiliza la **fórmula de Turc**, que experimentó en más de 200 cuencas de diversas partes del mundo, llegando a la expresión:

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

donde:

ETR = evapotranspiración real en mm a⁻¹

P = precipitación en mm a⁻¹

$L = 300 + 25T + 0,05 T^3$

T = temperatura media anual en °C

También para el cálculo de la evapotranspiración real anual se utiliza la **fórmula de Coutagne**:

$$ETR = P - \lambda P^2$$

donde:

ETR = evapotranspiración real en $m a^{-1}$

P = precipitación en $m a^{-1}$

$$\lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14T}$$

La fórmula sólo es válida para valores de precipitación comprendidos entre: $1/8\lambda$ y $1/2 \lambda$

3.4.3 Circulación superficial

3.4.3.1 Escorrentía

Se denomina **escorrentía** a la parte de la lluvia que ni se infiltra en el terreno ni se pierde por evaporación, por lo que discurre libremente sobre la superficie formando cursos de agua superficial.

Se denomina **ciclo de escorrentía** a la distribución del agua de lluvia y al recorrido que esta sigue desde que cae sobre la tierra hasta que llega a los cursos de agua, al mar o a la atmósfera (Figura 3.9).

Al principio de un aguacero, una gran cantidad de agua es interceptada por la vegetación (IN) y no alcanza el suelo, perdiéndose posteriormente por evaporación. Si la precipitación continúa, el agua llega al suelo. Una parte de ella se infiltra y la otra queda retenida en las cavidades del terreno (DS). Esta agua retenida en la superficie del terreno se evapora en su totalidad, mientras que una parte del agua infiltrada es evapotranspirada. Si la intensidad de lluvia excede la capacidad de infiltración del suelo, comienza el flujo del agua sobre la superficie del terreno (**escorrentía superficial**, E). Parte del agua infiltrada en el suelo puede quedar a poca profundidad y volver a salir a la superficie en alguna depresión (**escorrentía hipodérmica**, EH). Otra parte percola y alcanza la superficie freática y puede llegar hasta el curso de agua bajo su lecho (**escorrentía subterránea**, ES). Una tercera parte queda retenida por el suelo en la zona no saturada (**humedad del suelo**, HS) y posteriormente es evapotranspirada (Figura 3.10).

Las cantidades de agua que se reparten entre cada uno de los procesos descritos vienen condicionadas por las características de cada cuenca, que a su vez dependen de su morfología, del tipo de materiales que forman la capa superficial y de la vegetación existente.

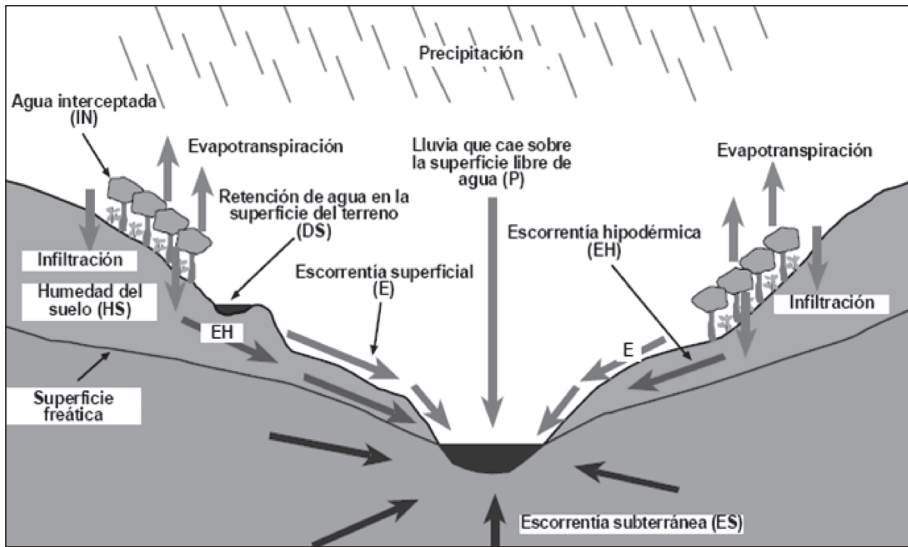


Figura 3.9.- Ciclo de escorrentía. Fuente: Bach, 2004.

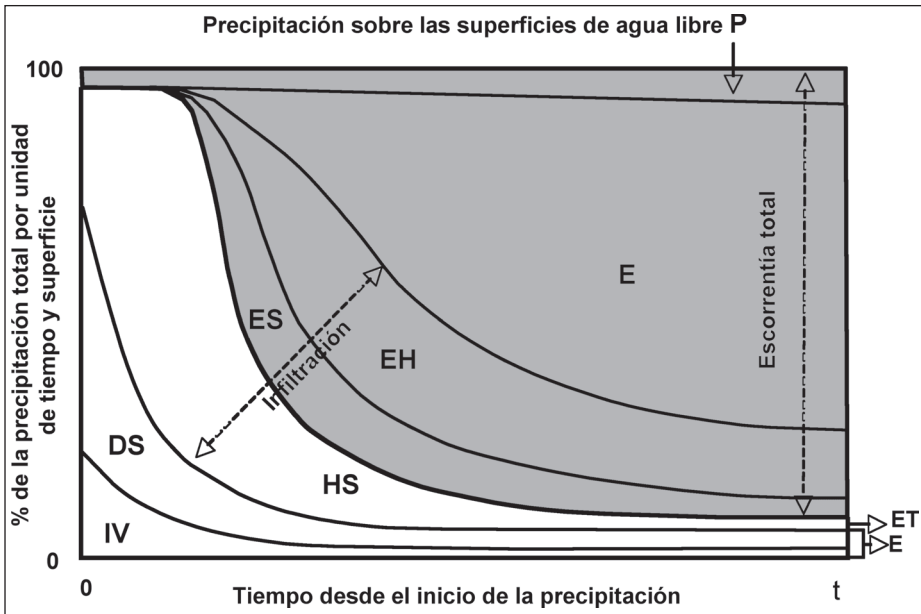


Figura 3.10.- Repartición del agua de una lluvia de intensidad uniforme. E: escorrentía superficial; EH: escorrentía hipodérmica; ES: escorrentía subterránea; HS: humedad del suelo; DS: acumulación en las depresiones del terreno; IV: intercepción por vegetales. Fuente: modificado de Benitez (1972).

3.4.3.2 Medida del caudal o aforo

Para medir el caudal de una corriente (Q) de forma directa, se pueden utilizar distintos métodos: construcción de vertederos, medición de la velocidad mediante molinetes o flotadores, realización de aforos químicos o medidas indirectas.

- **Vertederos.** Para corrientes muy pequeñas se utilizan vertederos de tipo triangular y para corrientes pequeñas se utiliza vertederos rectangulares.
- **Aforos con molinete.** Se llama molinetes hidráulicos a aquellos que se destinan a la medición mecánica de la velocidad del agua en la que están sumergidos (son los más utilizados para la realización de aforos directos en canales y ríos). Se fundamentan en que el movimiento de la corriente hace girar una hélice o rueda de cazoletas, de manera que, si la velocidad (v) del flujo es constante, la hélice girará con una velocidad constante (r.p.m.) y se establecerá una relación unívoca entre ellas. La función $v = f(n)$ está determinada por el fabricante del aparato, según el tipo de hélice utilizado.

Los tipos de molinete más utilizados son los que van fijados a una barra vertical que se apoya en el fondo del cauce. El molinete queda solidario a ella y debe orientarse manualmente en un plano vertical paralelo al eje de la corriente. También se usan los que van suspendidos de un cable. En este caso, deben ir provistos de un timón o cola orientadora para orientarlos correctamente. La longitud del cable mide la profundidad.

La elección del lugar de aforo es esencial para su correcta determinación. En general, el régimen del río debe ser lo más tranquilo posible (laminar) y se han de evitar remolinos y contracorrientes, pero también aguas muertas. También se procurará que el lecho del río no tenga ni grandes piedras ni vegetación que altere el régimen (si es necesario se limpiará la sección). Deberá situarse la sección de aforo perpendicular a la corriente y la medida del área de la sección de aforo debe hacerse con la máxima exactitud.

La velocidad del flujo en un curso fluvial es mayor en el centro y en la parte cercana a la superficie del agua del canal, lejos de la influencia de los efectos de fricción. Mediante el molinete, se puede medir la velocidad de las aguas en distintos puntos de la sección transversal, para obtener las **líneas isotacas**, de igual velocidad. En la práctica, se divide la sección en franjas verticales, de manera que en los límites de cada una se mide la velocidad con el molinete.

$$Q = \sum_{i=1}^n \frac{v_i \cdot h_i + v_{i-1} \cdot h_{i-1}}{2} (l_i - l_{i-1}) + A_1 \cdot v_1 \cdot h_1 + A_n \cdot v_n \cdot h_n$$

donde:

v_i = velocidad promedio en la vertical (5 puntos sobre la vertical: cerca del fondo, 80% de "h", al 60%, al 20% y cerca de la superficie)

h_i = espesor de agua bajo el punto i

l_i = distancia al origen (orilla) del punto i

A = coeficiente correctivo de los extremos (1/3 orillas suaves, 1/2 abruptas, 2/3 paredes verticales limpias)

Cuando no se tiene molinete, para tener una estimación del caudal se mide la velocidad (v) superficial del flujo mediante un objeto que flote en el agua (flotador). Se deben realizar varias medidas en distintas líneas de flujo, cercanas a la orilla y en el centro. Con todas las medidas se obtiene una velocidad media. En la sección S se mide el área (A) ocupada por el agua: la anchura y una altura media (a partir de diferentes medidas de alturas).

— **Aforos químicos.** Se basan en la variación de concentración que experimenta una disolución al ser vertida sobre el cauce del río cuyo caudal queremos medir. Hay dos grupos:

- *Aforos químicos de régimen constante.* Se supone que el río lleva un caudal constante de una débil concentración (C_0) de una sustancia química. Se vierte un caudal "q" constante, con una fuerte concentración (C_1) de la misma sustancia química, durante el tiempo suficiente. Aguas abajo, $Q_2 = Q_1 + q$ y la concentración C_2 es menor que C_1 y mayor que C_0 . Podemos establecer: $Q_1 \cdot C_0 + q \cdot C_1 = Q_2 \cdot C_2$, con lo que el caudal es:

$$Q_1 = q \frac{C_1 - C_2}{C_2 - C_0}$$

- *Aforos químicos por integración.* Se vierte repentinamente en un cauce estrecho (con caudal Q , que es el que se quiere medir) un volumen V de disolución concentrada C_1 con un peso P de sustancia química disuelta ($P = C_1 \cdot V$). Se produce una nube expansiva que aumenta de dimensiones a medida que es transportada aguas abajo.

En un punto S_2 del río, se extraen «p» muestras a intervalos regulares Δt , en un tiempo $T = (p - 1) \Delta t$, desde que comienza el paso de la nube hasta que se termina. Se obtendrá así una serie de p muestras, cuyas concentraciones n_2 , dibujadas en un sistema cartesiano, darán una curva en forma de campana, siendo las abscisas los tiempos de

extracción y las ordenadas las concentraciones C, de cada una. El área de esta curva mide, en la escala adecuada el peso p de la sal arrojada al cauce.

Si se aplican incrementos finitos se aplica la fórmula:

$$Q = \frac{P}{\Delta t \sum C_2}$$

donde Δt = incremento constante entre muestras, Σ = abarca el conjunto de todas ellas.

$$Q = \frac{P}{T \cdot C}$$

T = tiempo total de paso de la nube

C = concentración media de todas las muestras

Los productos químicos utilizados suelen ser: fluoresceína (en realidad su sal sódica, llamada uranina), fácilmente detectable con fluorómetros y mucho menos tóxica que el dicromato sódico

- **Medida indirecta de la velocidad.** Se obtiene aplicando la ecuación de Manning (1889). Esta ecuación relaciona los parámetros geométricos de la sección con su estado natural: tipo de lecho (pedregoso, suave, con rápidos y charcas, etc.), disposición y tipo de la vegetación, etc. La ecuación de Manning viene definida por la relación:

$$v = \frac{R^{2/3} s^{1/2}}{n}$$

donde v es la velocidad de la corriente (en m/s), R es el radio hidráulico o cociente entre el área de la sección y el perímetro húmedo del lecho (en m), s representa la pendiente del tramo de río, y n es un coeficiente de rugosidad que viene tabulado en libros de texto.

- Para tener un control permanente del caudal de un curso de agua se construyen las **estaciones de aforo** o hidrométricas (Figura 3.11), en las que se establece una relación entre el caudal y la altura de agua para una determinada sección, $Q = f(h)$.

3.4.3.3 Hidrograma

Se llama **hidrograma**, en sentido amplio, al gráfico que relaciona alguna propiedad del flujo del agua, como el caudal, la velocidad, la altura de agua, etc., con el tiempo. En la práctica, suele referirse a la curva que muestra la variación de caudal con el tiempo, $Q = f(t)$

Cuando ocurre una precipitación, se produce una aportación de agua al río, según los componentes definidos al describir la escorrentía (apartado 3.4.3.1). Pero que el río lleve agua depende de las características del aguacero y de la cuenca. Con la lluvia, el caudal tiende a aumentar, (**curva de concentración**), alcanzando habitualmente el valor máximo con posterioridad al episodio lluvioso. El valor máximo del caudal se denomina **pico o punta del hidrograma** y el tiempo transcurrido desde el centro de gravedad de la lluvia hasta el pico se llama **tiempo de respuesta**. Con posterioridad al pico, el caudal decrece progresivamente, (**curva de descenso** y **curva de agotamiento**) hasta la aparición de otro episodio lluvioso (Figura 3.12).

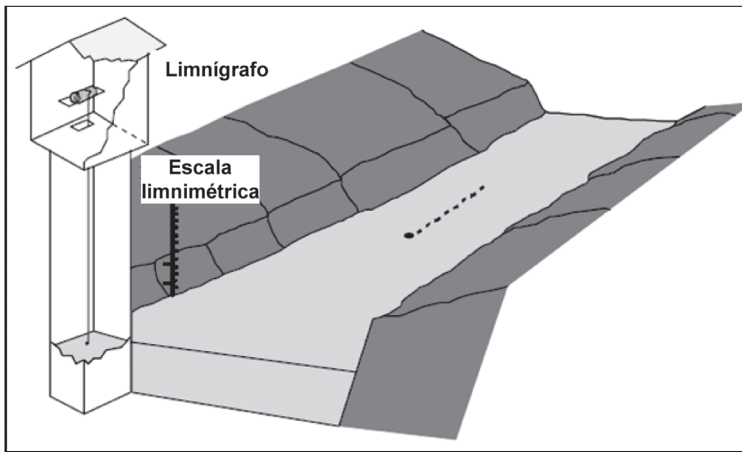


Figura 3.11.- Estación de aforo. Fuente: Bach, 2004.

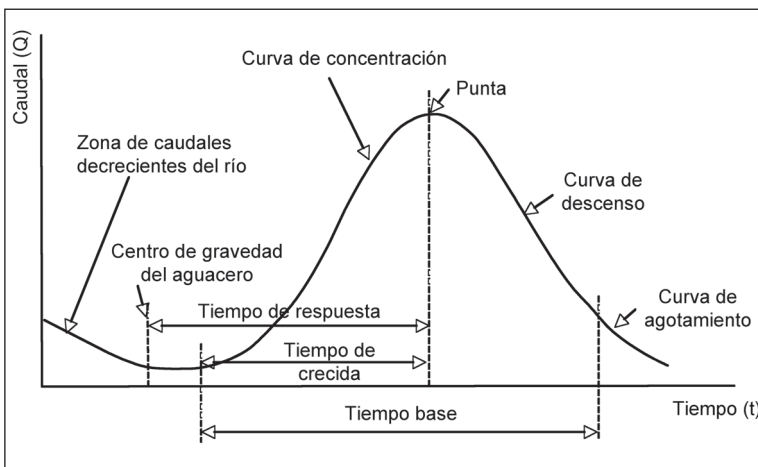


Figura 3.12.- Características del hidrograma tipo. Fuente: Benítez (1972).

La separación de los componentes del hidrograma es aproximada y se reduce a diferenciar la escorrentía superficial (E) (que engloba la hipodérmica, EH) y la precipitación sobre el canal (P), de la subterránea (ES). Se supone que, durante la curva de concentración, la escorrentía subterránea (ES) es despreciable y que durante la curva de agotamiento solo hay ES.

El **método de Barnes** es el más exacto para separar los componentes del hidrograma. Se basa en que la curva de agotamiento es de tipo $y=e^{-\alpha x}$; por ello su representación en papel semilogarítmico es una recta de pendiente α . Prolongando esta recta hasta la vertical de la cresta, se obtiene AB, descenso de la ES. Uniendo CB, se obtiene la recta de concentración de la ES. Restando las ordenadas de la curva CBA del hidrograma global, se obtiene el hidrograma de E+EH. Operando igual, se obtiene la recta DE, curva de descenso de la EH, y restando se obtiene el hidrograma de E (Figura 3.13).

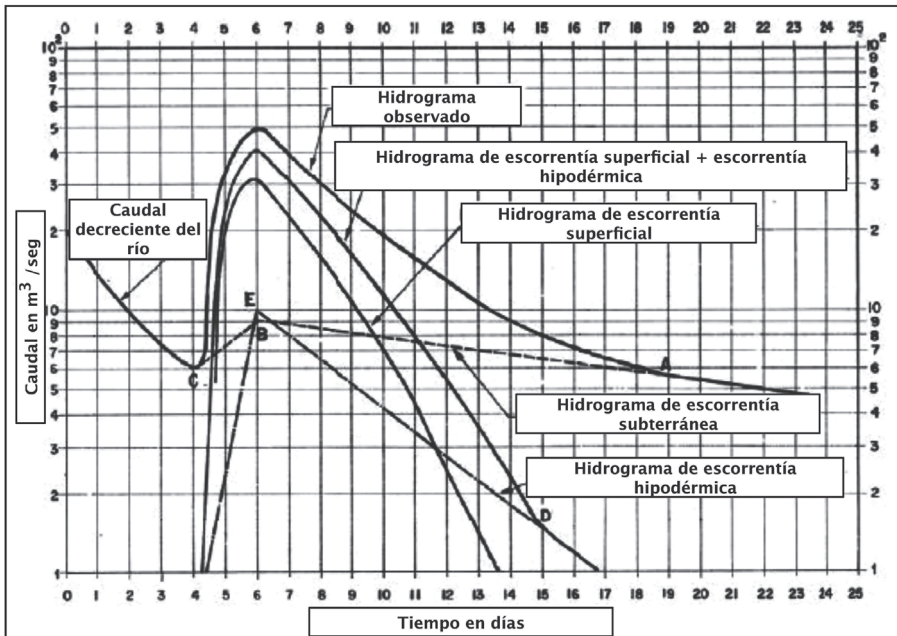


Figura 3.13.- Separación de los componentes del hidrograma según el método de Barnes. Fuente: Benítez (1972).

La **curva de agotamiento del hidrograma** indica el volumen de agua almacenada que pasa a formar parte del caudal superficial. La forma de esta curva depende solo de las características de la cuenca, y puede ser calculada por una ecuación de tipo exponencial, debida a Maillet:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

donde:

Q_t = caudal en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, en el instante t

Q_0 = caudal en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, al comienzo del agotamiento $t=t_0$

t = tiempo en segundos

a = coeficiente de agotamiento

La ecuación se demuestra suponiendo que el proceso de agotamiento del volumen de agua subterránea almacenado es similar al del vaciado de un depósito a través de un tapón poroso.

El **volumen o aportación de la circulación superficial**, consiste en considerar el volumen de agua que se obtendría como consecuencia de la circulación del caudal medio a lo largo de todo un año (hm^3a^{-1}).

El **caudal específico** (caudal unitario) se obtiene al dividir el caudal medio anual por la superficie de la cuenca. Indica la participación de cada parcela en el caudal que nos de por segundo.

$$Q_e = \frac{Q_m}{S}$$

donde: Q_e = caudal específico, $\text{ls}^{-1}\text{Km}^{-2}$ ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}\text{Km}^{-2}$), Q_m = caudal medio anual, (ls^{-1}), S = superficie de la cuenca en km^2 .

Los valores de los caudales específicos permiten conocer las zonas de la cuenca que aportan una mayor cantidad de agua, que en general depende de la pluviometría y de las características de la cuenca.

El **coeficiente de escorrentía** es la relación entre el volumen de agua de escorrentía total y los aportes de agua precipitados en la cuenca, en un intervalo de tiempo determinado:

$$C = \frac{V}{A}$$

donde: C = coeficiente de escorrentía, V = volumen de agua de escorrentía total, A = Aportes recibidos por precipitación.

Este coeficiente se puede definir como relativo a una lluvia aislada o a un intervalo de tiempo en donde ocurren varias lluvias.

3.5 Nociones geológicas básicas

El estudio de las aguas subterráneas requiere el conocimiento del subsuelo donde el agua se almacena y da lugar a los embalses subterráneos o acuíferos. Las características imprescindibles que debemos conocer son la litología y la estructura geológica.

La **litología**, o naturaleza de los materiales, nos permitirá establecer sus propiedades físicas, que nos indican si estos pueden ser potencialmente capaces o no de almacenar agua. Para ello, debemos conocer los principales tipos de rocas que forman la corteza terrestre, que se pueden clasificar a partir de unos procesos geológicos que las han originado:

- **Rocas ígneas o magmáticas.** Proceden de la solidificación de un magma (porción fundida).
- **Rocas sedimentarias.** Proceden de la actuación de los procesos geológicos externos en las rocas aflorantes en la superficie terrestre. El paso previo lo constituyen los sedimentos.
- **Rocas metamórficas.** Se originan por la transformación que se produce debido a las variaciones de presión y/o temperatura en las rocas existentes (sin llegar a fundirse).

La clasificación detallada de cada grupo de rocas puede consultarse en cualquier manual geológico, por ejemplo en Tarbuck & Lutgens (2000).

La **estructura geológica** define la geometría que presentan los materiales que forman el subsuelo. Nos interesa conocer su forma y espesor en profundidad, así como la distribución de su afloramiento en superficie. La estructura geológica se deduce a partir de la información obtenida en los afloramientos que se observan en la superficie terrestre, que da lugar al mapa geológico, y con los datos de los sondeos y también de manera indirecta con la información geofísica. A partir de toda la información disponible, se pueden dibujar cortes geológicos y bloques diagrama, que permiten visualizar la geometría de los posibles acuíferos.

A continuación, se muestran ejemplos de algunas estructuras geológicas.

- **Capas horizontales.** Conjunto de capas de origen sedimentario dispuestas horizontalmente. La erosión de la red de drenaje pone al descubierto las capas más profundas (Figura 3.14 a).
- **Capas monoclinales.** Conjunto de capas de origen sedimentario con estructura monoclinal (buzando hacia el sur) en contacto con una intrusión plutónica situada en la zona norte (Figura 3.14b).
- **Capas plegadas.** Conjunto de capas de origen sedimentario plegadas, con los ejes de los pliegues de dirección E-W. Se observan dos anticlinales y un sinclinal en el centro (Figura 3.14c).
- **Capas discordantes.** Dos conjunto de capas de origen sedimentario con estructuras distintas (discordantes). El conjunto inferior está plegado, tal como habíamos observado en el ejemplo anterior. Por encima se sitúa otro conjunto de capas que está dispuesto horizontalmente. La erosión ha dejado al descubierto, en la parte oeste, los materiales del grupo inferior (Figura 3.14d).

- **Estructura compleja.** En este ejemplo, observamos una estructura compleja formada por un conjunto de materiales plegados en la parte inferior, al que se le superponen otros materiales procedentes de cabalgamientos vergentes hacia el este. Todo el conjunto está afectado además por una falla normal en el extremo sureste. La erosión posterior ha dejado al descubierto parte de los materiales de la unidad inferior (Figura 3.14e).

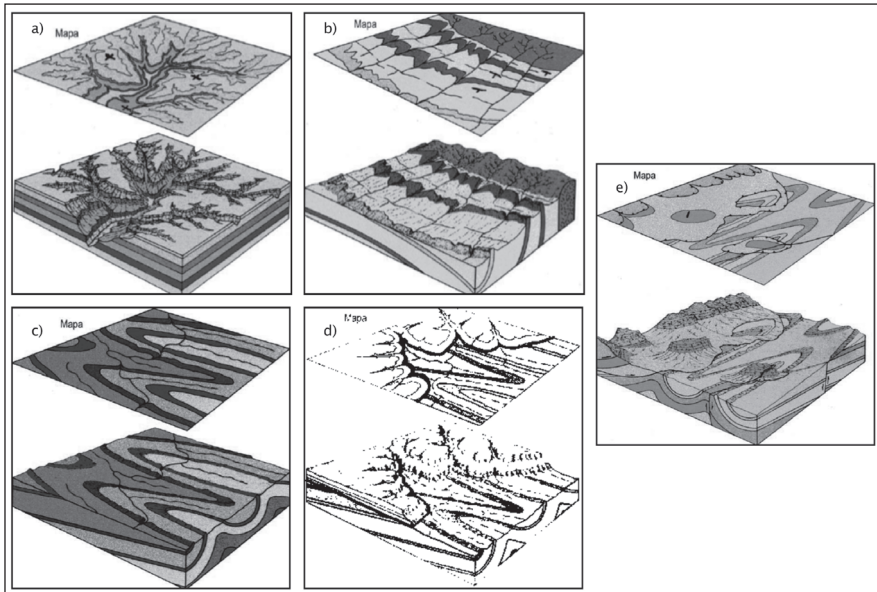


Figura 3.14.- Estructuras geológicas: a) capas horizontales, b) capas monoclinales, c) capas plegadas, d) capas discordantes y e) estructura compleja. Fuente: Hamblin & Howard (1999).

3.6 Las aguas subterráneas

A pesar de que las aguas subterráneas representan menos de un uno por ciento (0,62 %) del total de agua contenida en la Tierra, su volumen es unas 40 veces superior al de las aguas superficiales que forman ríos y lagos. De esta manera las aguas subterráneas, entendidas como todas las aguas situadas debajo de la superficie terrestre, constituyen la mayor fuente de agua potable y la de más fácil aprovechamiento, ya que, aunque el agua sólida de los glaciares es más abundante, requeriría un costo muy superior para su aprovechamiento.

El agua está presente en cualquier lugar bajo la superficie terrestre, pero más de la mitad de todas las aguas subterráneas (incluyendo la mayoría de las que realmente se utilizan) se encuentran hasta una profundidad de unos 750 m de la superficie. A mayor profundidad, la cantidad de agua se reduce gradualmente, aunque lo hace de manera irregular.

3.6.1 El agua en el subsuelo: porosidad y permeabilidad

La experiencia adquirida en la construcción de pozos nos permite saber que, a medida que profundizamos en el terreno, primero encontramos un nivel edáfico, el suelo, generalmente húmedo, y a continuación un tramo de la formación rocosa en la que los poros están rellenos de agua y aire en una proporción variable y cambiante según el ritmo de infiltración, denominada **zona no saturada** o vadosa. A medida que se profundiza en la zona no saturada, el porcentaje de agua de los espacios vacíos es cada vez mayor, hasta que todos están llenos de agua, lo que se define como **zona saturada**, también llamada **zona freática**. La parte superior de la zona saturada se denomina **nivel freático**. El agua que integra la zona saturada por debajo de la superficie freática, es la propiamente denominada agua subterránea o freática (Figura 3.15).

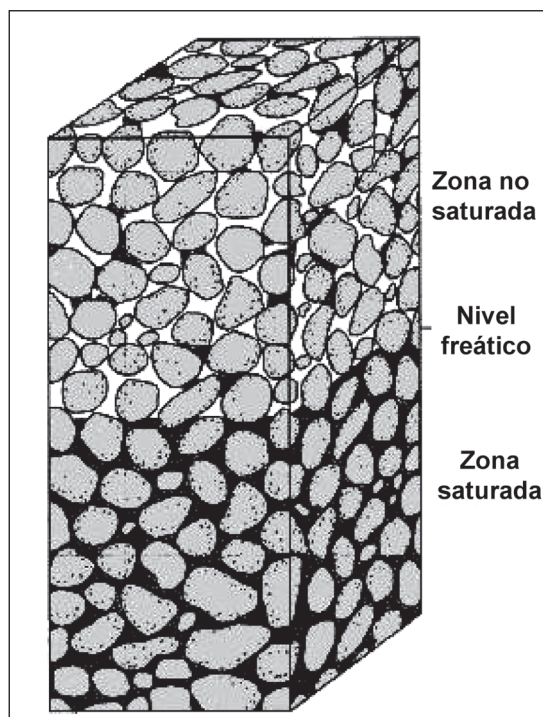


Figura 3.15.- El agua en el suelo. Fuente: Modificado de Christopherson (1992)

El agua subterránea no permanece estancada y quieta, sino que se mueve, formando parte de la dinámica del ciclo hidrológico. La cantidad de agua que encontramos en una formación rocosa y la dinámica que presenta vienen condicionadas principalmente por dos características de las formaciones geológicas: la porosidad y la permeabilidad.

La **porosidad** se refiere al volumen de espacios abiertos (poros) que hay en el interior de los materiales, ya sean espacios entre los componentes que los constituyen, o espacios producidos por fracturación de la roca o disolución de sus componentes. Se define como el porcentaje del volumen de huecos o poros (V_p) con respecto al volumen total de la formación rocosa considerada (V_t). Es decir: Porosidad (p) = V_p/V_t .

En materiales sueltos, como la arena de un río, la porosidad depende del grado de compactación de los granos, de su forma y distribución por tamaños. Los granos pequeños pueden introducirse en los huecos existentes entre los granos de mayor diámetro, actuando de matriz, de forma que los materiales heterométricos (con granos de tamaños variados), suelen tener una porosidad menor que otros en el que los granos están bien clasificados (tamaños uniformes). Cuando la porosidad depende del tamaño y distribución de los granos de la roca, se la conoce como porosidad primaria.

En materiales consolidados, la porosidad depende del grado de cementación y del estado de disolución y de fracturación de la roca. Es el caso, por ejemplo, de la porosidad en las rocas ígneas y metamórficas, debida a la fracturación y fisuración.

Algunos tipos de rocas, como las calizas y las areniscas, pueden presentar ambos tipos de porosidad, primaria y secundaria.

La **permeabilidad** mide la capacidad que tienen los materiales para permitir el flujo de un fluido en su interior. Una formación que tenga una porosidad baja presentará también una permeabilidad baja. Sin embargo, una porosidad alta no necesariamente implica una permeabilidad alta, porque el tamaño y continuidad de los poros también condiciona el movimiento del fluido.

La relación entre el tamaño del poro y la atracción molecular de la superficie de la roca tiene un papel determinante en su permeabilidad. Esta atracción da lugar a una fina película de agua adherida a la superficie del sólido, a pesar de la acción de la gravedad. Si el poro tiene un tamaño muy pequeño, toda el agua que contiene queda retenida por la atracción molecular de la parte sólida, de manera que, a presiones normales, el agua queda fijada y la permeabilidad es baja. En las arcillas, por ejemplo, las partículas tienen diámetros muy pequeños (menores de 0,005 mm) y, aunque pueden tener porosidades altas, su permeabilidad es típicamente muy baja porque sus poros son muy pequeños.

Al contrario, en sedimentos con granos de tamaños mayores, tipo arenas (entre 0,06 y 2 mm), los poros son mayores y superan el tamaño del agua pelicular, de manera que en el centro de los poros el agua tiene libertad de movimiento y el sedimento es permeable. Si el diámetro de los poros aumenta, la permeabilidad se incrementa. Las gravas, con poros muy grandes, son más permeables que las arenas y pueden proporcionar abundantes volúmenes de agua en los pozos.

3.6.2 Acuíferos

Cuando una formación geológica tiene la capacidad de almacenar agua (porosidad suficiente) y de permitir que fluya (permeabilidad alta), de manera que pueda ser explotada con eficiencia, ya sea mediante extracciones mecánicas o en surgencias naturales, recibe el nombre de **acuífero**. Las formaciones de gravas y arenas son generalmente buenos acuíferos ya que suelen tener permeabilidades altas y presentan dimensiones considerables. Las calizas carstificadas y las rocas volcánicas recientes también suelen ser buenos acuíferos. Los acuíferos constituyen verdaderos embalses subterráneos y se pueden gestionar como tales.

Se utilizan una serie de términos para hacer referencia a las características hidrogeológicas de los materiales cuando no se comportan como acuíferos. Así, **acuitardo** se utiliza para formaciones geológicas que, aunque almacenan agua y la transmiten en cantidades significativas a escala regional, no son suficientes para abastecer por sí mismas de forma instantánea a los pozos, como por ejemplo, las arcillas arenosas, los limos, loess, etc. El término **acuícludo** se refiere a formaciones geológicas que almacenan agua pero que no la transmiten, como ciertos basaltos con vacuolas no conectadas. Cuando una roca ni almacena ni transmite agua, se habla de **acuífugo**, como es el caso de los granitos frescos (Figura 3.16).

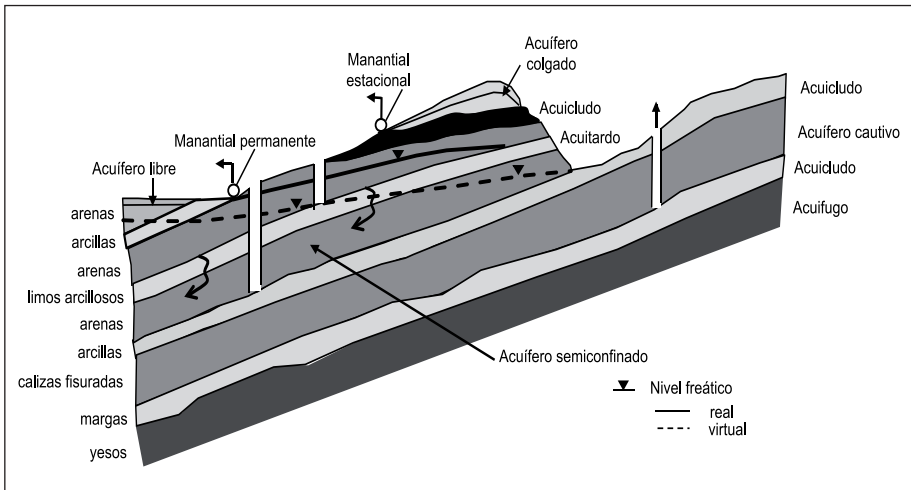


Figura 3.16.- Clasificación hidrogeológica de las formaciones geológicas. Fuente: López Vera (1991).

Según las condiciones en las que se encuentra el agua dentro del acuífero se distinguen dos grandes tipologías de acuíferos:

- **Acuíferos libres** o no confinados. Se encuentran inmediatamente bajo la superficie del terreno, de manera que la zona saturada de agua está a

presión atmosférica, ya que se encuentra en contacto con la atmósfera a través de los poros vacíos de la zona no saturada. Al construir un pozo en estos acuíferos, el nivel de agua coincide con el nivel freático y nos indica la altura real de su zona saturada de agua. Son acuíferos libres la mayoría de las formaciones aluviales de las redes fluviales, generalmente muy utilizadas para riego.

La recarga o entrada de agua al acuífero se realiza en los acuíferos libres a través de la infiltración de agua (procedente de las precipitaciones, cursos superficiales, riego, etc.) desde la superficie del terreno, por la zona no saturada hasta la zona saturada, en toda la extensión del acuífero. Esta situación, tan cercana a la superficie de todo el acuífero, facilita la posibilidad de contaminación por infiltración de fluidos procedentes de actividades superficiales.

- **Acuíferos cautivos o confinados.** Se trata de acuíferos situados en profundidad, entre formaciones de muy baja permeabilidad (acuicludos), que se encuentran aislados de la superficie terrestre excepto en las zonas de recarga situadas en zonas montañosas, donde los materiales permeables aparecen en superficie (Figura 3.17). La geometría de estos acuíferos esta condicionada por la estructura geológica de la zona.

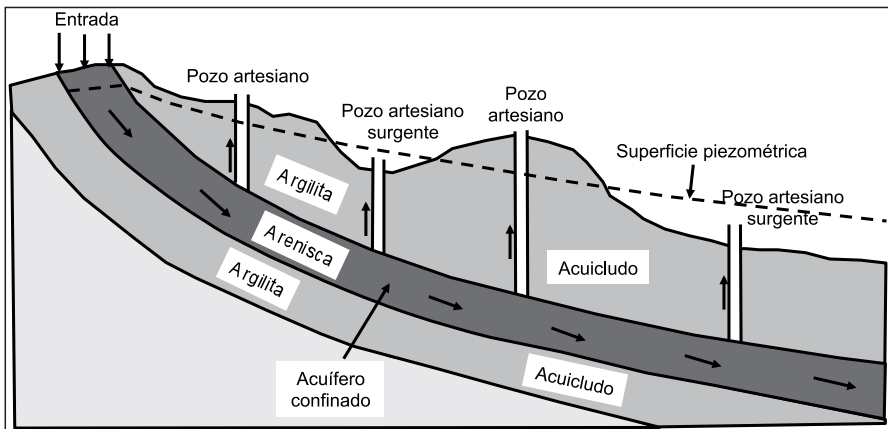


Figura 3.17.- Ejemplo de acuífero confinado o cautivo. Fuente: Strahler (1987).

En estos acuíferos, el agua ocupa la casi totalidad de la formación que la contiene y está sometida a una presión superior a la atmosférica ya que, debido a la profundidad a la que se sitúan, se incrementa la presión hidrostática. Cuando se perfora un pozo, el nivel del agua asciende rápidamente hasta estabilizarse a una determinada altura (**nivel piezométrico**), según la diferencia de presión entre el nivel freático de la zona de recarga y la presión del punto donde se construye el pozo.

De acuerdo con esta altura y la de la superficie topográfica del pozo, se denominan **pozos surgentes** a aquellos en que el nivel piezométrico está situado a una cota superior a la del pozo, de manera que el agua sale sola por la boca del pozo y **pozos artesianos** (no surgentes) a aquellos cuyo nivel piezométrico queda por debajo de la superficie del terreno en el pozo. Las alturas de agua de los pozos de estos acuíferos permiten interpretar una superficie piezométrica ideal, que refleja las condiciones de presión a las que está sometida el agua en el acuífero.

La recarga de estos acuíferos se realiza también por infiltración de agua (procedente de las precipitaciones, cursos superficiales, riego, etc.) desde la superficie del terreno, pero solo en la zona donde los materiales del acuífero afloran. Es decir que el área de recarga está limitada a la zona donde los materiales del acuífero aparecen en superficie y, por ello, suelen ser menos vulnerables a la contaminación que los acuíferos libres.

Además de los términos “acuífero libre” y “confinado”, también se suele utilizar el de **acuífero semiconfinado** para referirse a aquellas formaciones geológicas limitadas por acuitardos, que permiten cierto flujo hacia el acuífero principal.

3.6.3 *Movimiento del agua subterránea*

De acuerdo con la gravedad, el agua dentro del acuífero fluye desde las zonas de nivel freático o piezométrico elevado hacia áreas de nivel bajo. Este movimiento del agua no es igual en todos los acuíferos, ni en cualquier lugar de un mismo acuífero. En 1856, el ingeniero francés Henry Darcy propuso, a partir de trabajos experimentales, que la velocidad del agua subterránea está relacionada con el gradiente hidráulico, que expresa la variación de nivel freático o piezométrico entre dos puntos (I) y con un coeficiente de permeabilidad (K, también denominado **conductividad hidráulica**, en unidades de m/s o m/día) que depende de las características de los materiales y del fluido. La ecuación conocida como **Ley de Darcy** expresa el caudal (Q) que circula por un área (A) determinada del acuífero: $Q = K I A$.

El flujo del agua subterránea encuentra una gran resistencia de fricción, que da lugar a un movimiento muy lento, generalmente menor a $0,5 \text{ md}^{-1}$.

Para definir las características de los acuíferos, se utilizan los conceptos de “transmisividad” y “coeficiente de almacenamiento”.

La **transmisividad** (T) se define como la conductividad hidráulica (k) por el espesor saturado (e): $T = k e$. Corresponde a la cantidad de agua en m^3d^{-1} , que pasaría por una faja vertical de terreno de anchura unitaria y cuya altura fuera el espesor medio (e) de acuífero saturado, bajo un gradiente unidad, a una temperatura determinada. Se expresa, generalmente, en m^2d^{-1} .

El **coeficiente de almacenamiento** (S), en acuíferos libres, es igual a la porosidad eficaz (m_e), es decir, al volumen de agua extraíble por bombeo de una unidad de volumen de acuífero saturado. En los acuíferos cautivos o artesianos entran en juego los efectos mecánicos de compresión del terreno y de compresión de la propia agua. Entonces, se define como el volumen de agua extraíble de una columna vertical de terreno que tenga como base la unidad de área y como altura todo el espesor saturado, si se produce una disminución de una unidad del nivel piezométrico. Es un factor adimensional.

Para el estudio de fluctuaciones del nivel freático o piezométrico y del flujo en un acuífero, se utilizan mapas de **superficies freáticas o piezométricas**, en los que se representa la posición de estas superficies por medio de curvas de igual altura freática o piezométrica, denominadas **isopiezas**. Un mapa de isopiezas es similar en aspecto a un mapa topográfico, pero sus formas son mucho más suaves. En estos mapas se pueden deducir las direcciones del flujo, ya que siempre son perpendiculares a las isopiezas y en sentido a la de menor valor. También permiten estudiar la oscilación estacional que presenta esta superficie, como consecuencia de la distribución irregular de los periodos de recarga y las extracciones.

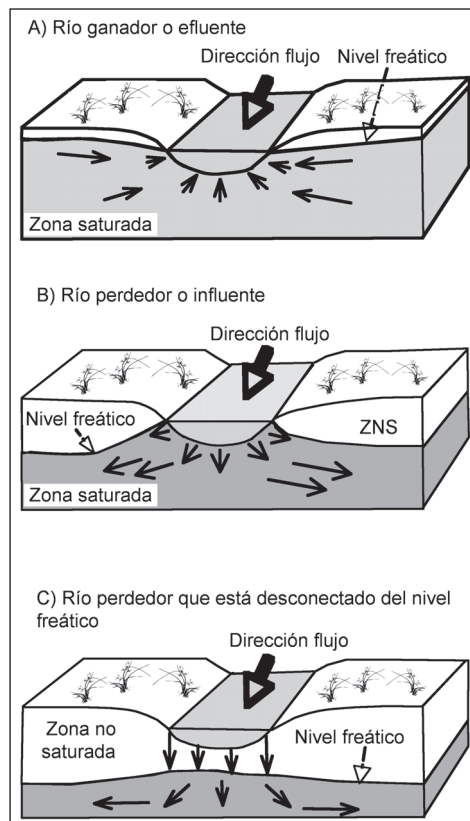


Figura 3.18.- Relación río-acuífero. Fuente: Winter et al. (1998).

En los acuíferos libres, la superficie freática suele estar estrechamente relacionada con la superficie topográfica, de manera que la circulación subterránea tiene una disposición parecida a las aguas superficiales, con tendencia a fluir hacia el fondo de los valles, lagos o zona de costa. Pueden establecerse distintas relaciones entre las aguas superficiales y subterráneas según la época del año o la zona de la cuenca que tratemos. Por ejemplo, un río puede actuar de zona de recarga en un tramo de su cauce y de descarga en otro, pasando de ser un río que alimenta al acuífero (influyente) en el primer caso, a ser un río que lo drena (efluente) en el segundo (Figura 3.18).

Cuando la superficie freática del acuífero es interceptada por la forma del terreno, el agua fluye por la superficie terrestre dando lugar a una descarga natural del acuífero denominada manantial o fuente, que puede dar lugar al nacimiento de un río, a una laguna, etc.

3.6.4 Extracción del agua subterránea

El sistema más utilizado para extraer el agua de los acuíferos son los pozos. En los acuíferos libres, se trata de realizar una excavación desde la superficie del terreno y atravesar la zona saturada para, posteriormente, sacar el agua. Antiguamente se construían los pozos manualmente, de forma cilíndrica con diámetros no menores a 1,5 m y se revestían de ladrillo. Actualmente, en los países industrializados, existen máquinas especializadas que realizan la perforación o sondeo, ya sea a percusión o a rotación, según el tipo de materiales que se deban atravesar y, posteriormente, su entubación con acero provisto de un filtro en la zona saturada del acuífero. Los diámetros de estos pozos de sondeo son muy variados, desde 10 cm hasta más de 50 cm, según el tipo de acuífero y la cantidad de agua que se requiera.

Una vez construido el pozo en un acuífero libre, el agua se distribuye en su interior según la situación del nivel freático. Si iniciamos el bombeo mecánico del agua, al extraer más agua del pozo que la que entra desde el acuífero al pozo, el nivel de agua desciende progresivamente, de manera que el nivel freático alrededor del pozo adopta una forma cónica, denominada cono de depresión. La formación del **cono de depresión** aumenta la tasa de afluencia de agua en el pozo y así incrementa su rendimiento. Pero este efecto es limitado. Más allá de un límite crítico de depresión, el rendimiento ya no aumenta. El cono de depresión puede extenderse varios kilómetros en un pozo con un caudal de extracción grande, y el efecto combinado de varios pozos cercanos deprime de manera generalizada la superficie freática (Figura 3.19).

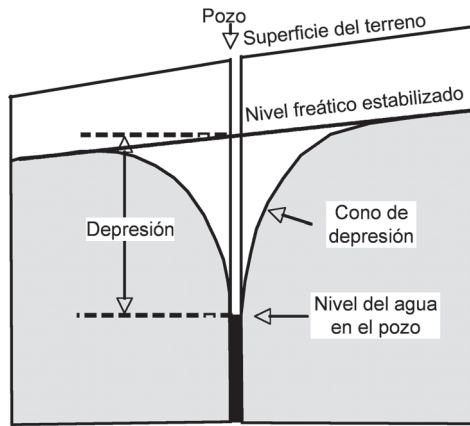


Figura 3.19.- Formación del cono de depresión en el bombeo de un pozo. Fuente: Strahler (1987).

En los acuíferos confinados, cuando la perforación llega a la zona permeable, el agua asciende según la presión a la que se encuentra. Si el pozo artesiano es surgente no será necesario bombear; en caso contrario, deberemos bombear el agua igual que en los acuíferos libres. A medida que se extrae agua de los acuíferos confinados y se supera la cuantía de su recarga, disminuye la presión del agua, de manera que los pozos artesianos surgentes pueden dejar de serlo y, en general, desciende el nivel piezométrico del acuífero.

Los trabajos de Dupuit (1863) constituyen la base del estudio dinámico de las aguas subterráneas cerca de las obras de captación, por permitir deducir la ecuación general del flujo en régimen de equilibrio o de flujo permanente, a partir del principio de conservación de la masa y la Ley de Darcy. Posteriormente, otros autores deducen la ecuación general del flujo para régimen transitorio. Las distintas soluciones analíticas de la ecuación general de flujo relacionadas con el movimiento del agua subterránea hacia los pozos pueden consultarse en Custodio y Llamas (1976) o en Martínez Alfaro et al. (2005) entre otros.

3.6.5 Impactos derivados de la explotación de aguas subterráneas

El ritmo anual de extracción de agua de un acuífero no debería ser superior al de su recarga en el mismo periodo de tiempo. Cuando, de manera continuada, se extrae más agua del acuífero de la que entra como recarga, se llega a una situación de sobreexplotación. Entre los efectos de la sobreexplotación cabe destacar:

- **Descenso del nivel freático o piezométrico del acuífero.** El primer reflejo de esta problemática es un descenso de los niveles superior a la oscilación

anual o interanual debida a la irregularidad de la recarga. En esta situación, los valores previos a la explotación continuada no se recuperan ni en los episodios de máxima recarga, observándose un progresivo descenso del nivel regional del acuífero. Esta situación provoca la disminución de caudal o el secado de manantiales y ríos y la desaparición de zonas húmedas que correspondían a la presencia superficial del nivel freático. También obliga a profundizar los pozos que se quedan sin agua, ya que el fondo del pozo se sitúa por encima del nivel freático y suele generar una situación de pugna entre los usuarios del mismo acuífero para conseguir agua (Figura 3.20).

- **Subsistencia y hundimientos del terreno.** El agua contenida en los poros de los materiales proporciona un soporte al conjunto de la formación rocosa. Al descender el nivel freático aumenta el espesor de la zona no saturada y disminuye el soporte que ejercía el agua. Entonces, la subsistencia o compactación que se produce puede reflejarse con hundimientos en la superficie del terreno. Esta problemática ocurre sobre todo en acuíferos en formaciones recientes poco consolidadas o aún no compactadas.
- **Intrusión marina.** En los acuíferos litorales, por debajo de la línea de costa, existe una zona de mezcla (interfase) entre el agua dulce continental y el agua salada marina, que se desplaza hacia el interior del continente o hacia el mar, según la presión del agua dulce que tiene menor densidad. El descenso del nivel freático que provoca la sobreexplotación de las aguas continentales reduce la presión del agua dulce y acarrea el desplazamiento de esta interfase hacia el interior. Esta situación repercute en una salinización progresiva de los pozos situados en las zonas próximas al mar (Figura 3.21).

3.7 Calidad de las aguas y contaminación

El concepto de calidad del agua surge de considerar el agua como un recurso y en relación directa al uso al que esta quiere destinarse. Por ejemplo, no se exigirá la misma calidad en un agua que se utiliza para el consumo humano que para la que se utiliza como riego.

Tanto las aguas superficiales como las subterráneas adquieren su **composición química** predominante como consecuencia de la acción disolvente que ejercen sobre las rocas. La disolución y la mineralización alcanzada por el agua están en relación directa con el contenido en sales solubles de las rocas drenadas. Las aguas subterráneas tienen mayor probabilidad de disolver materiales (por la mayor superficie de contacto, velocidad lenta de circulación, mayores presiones y temperatura a las que están sometidas) y más facilidad para disolver el dióxido de carbono del suelo no saturado. Esta dinámica de las aguas subterráneas hace que su concentración salina sea generalmente superior a la de las aguas superficiales y, por otra parte, que el contenido en materias en suspensión y materia orgánica sea menor.

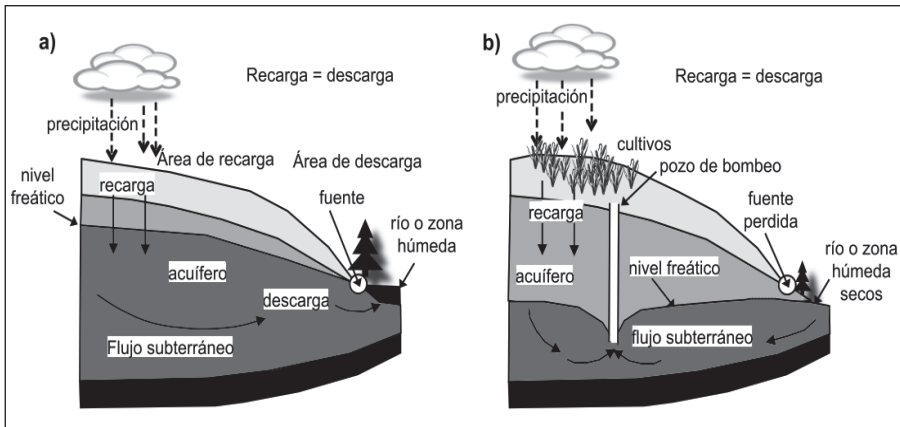


Figura 3.20.- Descenso del nivel freático regional del acuífero desde a) las condiciones naturales (antes de la explotación) hasta b) las condiciones seguras (post-desarrollo). Fuente: Alley et al. (1999).

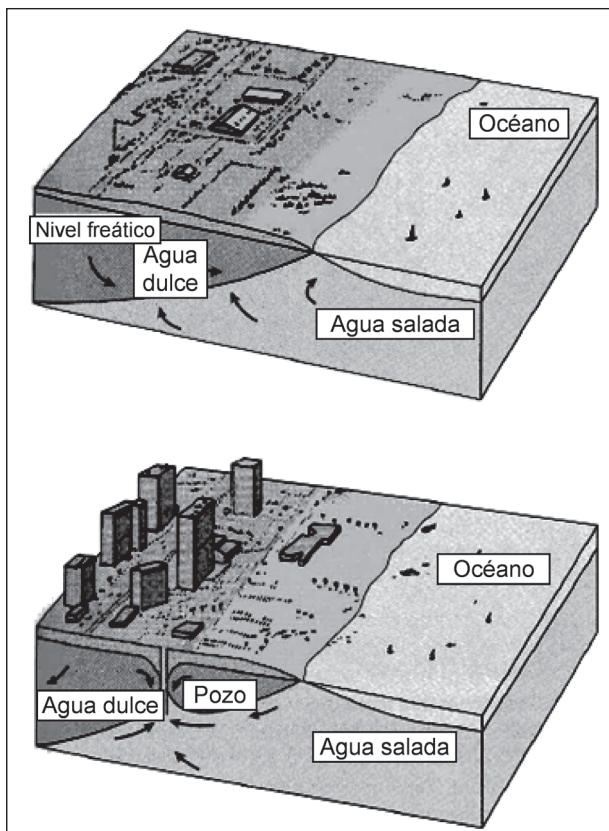


Figura 3.21.- Intrusión marina en los acuíferos litorales. Fuente: Christopherson (1992).w

El aumento de las actividades humanas en la superficie terrestre permite que se produzcan nuevos aportes de sustancias que cambian la composición natural de un agua. Cuando la calidad natural de un agua es alterada por la acción humana, de forma que queda total o parcialmente inutilizada para el uso al que se destina, se considera que está contaminada y, al proceso que la ha afectado, se le llama **contaminación**.

La composición del agua y el conocimiento de los efectos que puede causar cada uno de los elementos que contiene, definen la calidad de un agua y permiten establecer sus posibilidades de utilización. En general, se denomina agua potable a la que puede ser consumida por el ser humano sin peligro para su salud. Los criterios para determinar la potabilidad se basan en la composición química y bacteriológica del agua. La Organización Mundial de la Salud (OMS) y la mayoría de países industrializados tienen una normativa que establece las concentraciones máximas admisibles de cada uno de los parámetros del agua.

Las sustancias contaminantes están en estrecha relación con el origen o fuentes de contaminación. En general, estas fuentes se agrupan por sectores de actividad (doméstico, agrícola-ganadero, industrial) y existen productos característicos de cada uno de ellos. Así, la contaminación urbana, se manifiesta por aumento de la salinidad en el agua, adición de materia orgánica (nitratos, nitritos y amonio) y posible contaminación biológica. La contaminación de origen agrícola se manifiesta por fuertes incrementos de compuestos nitrogenados y por la presencia de organoclorados y otros compuestos orgánicos en las aguas. Los residuos animales y vegetales dan unos productos semejantes a los de la contaminación doméstica. La contaminación por vertidos industriales es mucho más variada, siendo frecuente la adición de sustancias tóxicas, elementos radiactivos y cambios importantes en el pH de las aguas, con el desencadenamiento de diversos procesos de disolución o precipitación.

Algunas medidas para la solución de problemas de contaminación son:

- **Métodos preventivos.** Actuaciones encaminadas a evitar la llegada de contaminantes a la zona saturada, reducir su peligrosidad y limitar la cantidad de contaminante que llega al acuífero, especialmente de aquellos no degradables. La mayoría de las veces estos métodos se limitan a medidas de ordenación del territorio y usos del suelo, sin que se precisen estructuras costosas.

En las tablas 3.1 y 3.2 se presentan las medidas preventivas contra la contaminación producida por vertidos, almacenamiento y tratamiento de sustancias sólidas, así como contra la contaminación producida por la descarga de sustancias líquidas.

El ordenamiento de las actividades contaminantes en áreas cuya vulnerabilidad sea previamente determinada, requiere el establecimiento

de perímetros de protección (Figura 3.22), dentro de los cuales se prohíben o limitan ciertas actividades, especialmente en las proximidades de las captaciones o en las zonas de recarga de los acuíferos. La zona uno o perímetro inmediato a la captación ha de tener una solera impermeable y estar vallada. Se prohíbe cualquier actividad en esta zona, de unos pocos metros de diámetro. La zona dos viene determinada por el radio de influencia o diámetro medio del cono de bombeo, en esta zona no debe permitirse ninguna actividad potencialmente peligrosa, incluido el tráfico rodado o la conducción por tuberías de sustancias peligrosas, petróleo, etc. La zona tercera es menos restrictiva con respecto a las actividades que pueden desarrollarse en ella, pero estas deben ser controladas al igual que en toda la zona de recarga del acuífero, vigilándolas y adoptando medidas especiales frente al vertido por accidente de sustancias contaminantes.

- **Métodos correctivos.** Una vez producida la contaminación de un acuífero, la protección de las captaciones y la eliminación de los contaminantes constituyen un problema de difícil solución.

Los intentos de eliminación del contaminante suelen basarse en la alteración del sistema de flujo subterráneo, mediante la modificación de los bombeos, la construcción de barreras de presión o depresión, y la intercepción y extracción del contaminante por bombeo, incluso construyendo barreras subterráneas impermeables.

Mediante la combinación de barreras, se modifica el nivel freático, y es posible dirigir el flujo subterráneo y desviar el penacho de contaminación en la dirección que nos convenga, al objeto de proteger las captaciones de agua.

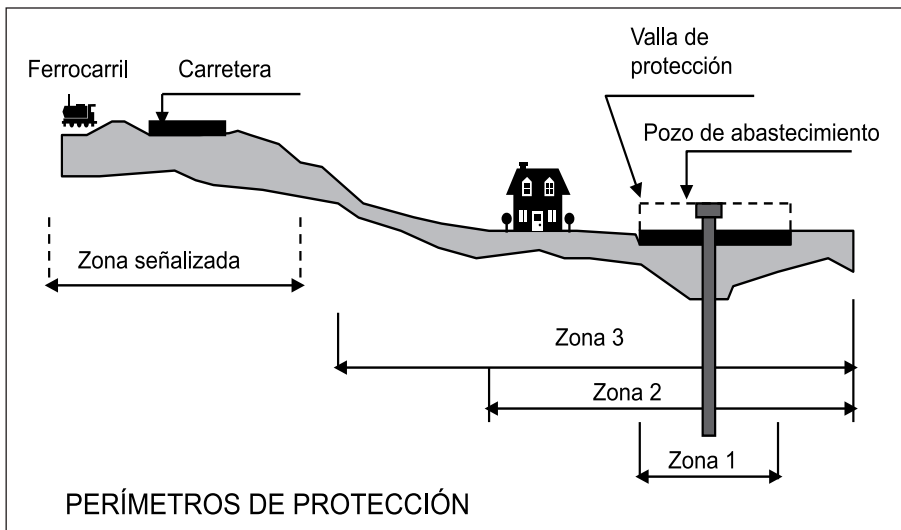


Figura 3.22.- Perímetros de protección. Fuente: López Vera (1991).

Fuentes de contaminación	Medidas preventivas
Vertederos (Relleno de depresiones)	Impermeabilización del lecho, drenaje y depuración de lixiviados
Vertidos al aire libre	Erradicarlos
Residuos de jardín	Vertidos controlados o compost
Vertidos en diques	Aislamiento del terreno y control de los lixiviados y productos del lavado
Residuos de cola de procesos industriales	
Residuos apilados	
Almacenamiento de materiales industriales (materias primas)	Cubierta impermeable y control de los productos de lavado
Cementerios	
Enterramiento de animales	En la zona no saturada y a suficiente distancia sobre el nivel freático
Depósitos de almacenamiento superficial	Solera impermeable y drenaje
Depósitos subterráneos	Por encima del nivel freático. Solera impermeable y drenaje

Tabla 3.1.- Medidas preventivas contra la contaminación producida por vertidos, almacenamiento y tratamiento de sustancias sólidas. Fuente: elaboración propia.

Fuente de contaminación	Medidas preventiva
Percolación subsuperficial	Instalar en zona no saturada a suficiente distancia sobre el nivel freático
Pozos de inyección	Control hidrogeológico de la calidad del acuífero receptor del vertido y posible comunicación con otros acuíferos
Riesgos	Drenajes someros, dotación adecuada de riego
Balsas de percolación	Control de los productos vertidos y del acuífero

Tabla 3.2.- Medidas preventivas contra la contaminación producida por la descarga de sustancias líquidas.

3.8 Referencias

- Bach J. y Brusi D. (1988). “Reflexiones y recursos sobre la didáctica del ciclo del agua”. *Henares, Rev. Geol.* 2: 223-232. Univ. Alcalá. Madrid.
- Bach J. (2001). “Los recursos hídricos y el sistema cuenca”. *Alambique* 27:70-80. Barcelona.
- Benítez A. (1972). “Captación de aguas subterráneas”. Dossat. Madrid.
- Castany G. (1971). “Tratado práctico de las aguas subterráneas”. Omega. Barcelona.
- Chow V.T., Maidment D.R. and Mays L.W. (1994). “Hidrología aplicada”. McGrawHill. Bogotá.
- Custodio E. y Llamas M.R. (1976). “Hidrología subterránea”. 2 Tomos. Omega. Barcelona.
- Domenico P.A. y Schwartz F.W. (1998). “Physical and Chemical Hydrogeology”. Wiley. New York.
- Fenzl N. (1989) “Nicaragua: Geografía, Clima, Geología e Hidrogeología”. UFPA/ INETER/INAN. Belém.
- Fetter C.W. (2001). “Applied Hydrogeology”. Pearson Education International, Prentice-Hall. Upper Saddle River, NJ.
- Fetter C.W. (1993). “Contaminant Hydrogeology”. Macmillan Publishing Company. New York.
- Freeze R.A. and Cherry J. (1979). “Ground Water”. Prentice-Hall. Englewood Cliffs, New Jersey.
- González M. y García D. (2001). “Restauración de ríos y riberas”. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes. Madrid.
- Hamblin W.K. and Howard J.D. (1999). “Exercises in Physical Geology”. Prentice Hall. Madrid.
- López Vera F. (1991). “Contaminación de las Aguas Subterráneas”. MOPU. Madrid.
- Llamas J. (1993). “Hidrología general. Principios y aplicaciones”. Servicio Publicaciones Universidad del País Vasco. Bilbao.
- Martínez J. y Ruano P. (1998). “Aguas subterráneas. Captación y aprovechamiento”. Progenisa. Sevilla.
- Martínez Alfaro P.E. Martínez Santos P. y Castaño S. (2005). “Fundamentos de Hidrogeología”. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid.
- Monsalve Sáenz G. (1999). “Hidrología en la Ingeniería”. Alfaomega. Bogotá.
- Price M. (2003). “Aguas subterráneas”. Limusa. México.
- Poch M. (1990). “Las Calidades del agua”. Rubes. Barcelona.
- Tarbuck E.J. and Lutgens F.K. (1999). “Ciencias de la Tierra”. Prentice Hall. Madrid.

EN RED

UNESCO 2006: Water a shared responsibility <http://www.unesco.org/WATER/wwap>

USGS Water Resources of the Caribbean <http://pr.water.usgs.gov>

Nicaragua

INETER www.ineter.gob.ni

MARENA <http://www.marena.gob.ni>

El Salvador

SHN <http://www.snet.gob.sv/Hidrologia/index.htm>

FONAES <http://www.fonaes.gob.sv/areas/crhidricos.htm>

Cooperación Iberoamericana: <http://www.cytcd.agua.uba.ar/>

México

CENAPRED <http://www.cenapred.unam.mx/es/>

Servicio Geológico Mexicano <http://www.coremisgm.gob.mx/>