

CAPÍTULO II

EL CICLO HIDROLÓGICO

2.1. — Introducción

Ya en tiempos pasados, Salomón hizo la siguiente observación: "Todos los ríos van a parar al mar y, aunque los ríos siguen fluyendo hacia él, el mar todavía no se ha llenado" (*Eclesiastés*, 1:7). La explicación de este enigma tan elemental está hoy día tan inconscientemente divulgada y nos parece tan natural (es conocida hasta por los niños de las escuelas) que difícilmente podemos hacernos cargo de que el verdadero papel desempeñado por la precipitación y la evaporación atmosféricas en este aparente misterio no haya sido descubierto hasta la llegada de los tiempos modernos.

El origen y circulación del agua subterránea fue todavía más misterioso y confuso a lo largo de la historia. Hoy día asociamos ya casi instintivamente cualquier variación en las precipitaciones, en las aguas superficiales y subterráneas, como oscilaciones parciales de un sistema complejo en el que todas las aguas circulantes de la tierra se encuentran incluidas e interrelacionadas. Este sistema complejo es conocido universalmente bajo el calificativo de *ciclo hidrológico* (fig. 2.1).

Aunque la hidrogeología se refiere exclusivamente al estudio del agua subterránea, un buen hidrogeólogo debe tener, sin embargo, una cierta formación en todos los aspectos del ciclo hidrológico del agua, al menos en sus términos más generales, ya que en el fondo las aguas subterráneas no representan más que una parte del ciclo hidrológico total del agua.

Los océanos son los inmensos depósitos de los cuales procede toda el agua del ciclo hidrológico y a los cuales retorna. Esta definición es naturalmente un tanto simplista, pues no todas las partículas de agua recorren el ciclo hidrológico de una manera completa; éste sería, por ejemplo, el caso de las partículas de agua que se evaporan sobre la superficie de la tierra y vuelven a la tierra en forma de lluvia, desde donde se evaporan de nuevo, y así indefinidamente, sin llegar nunca a alcanzar el océano. En el caso más completo del ciclo hidrológico del agua, ésta se evapora desde

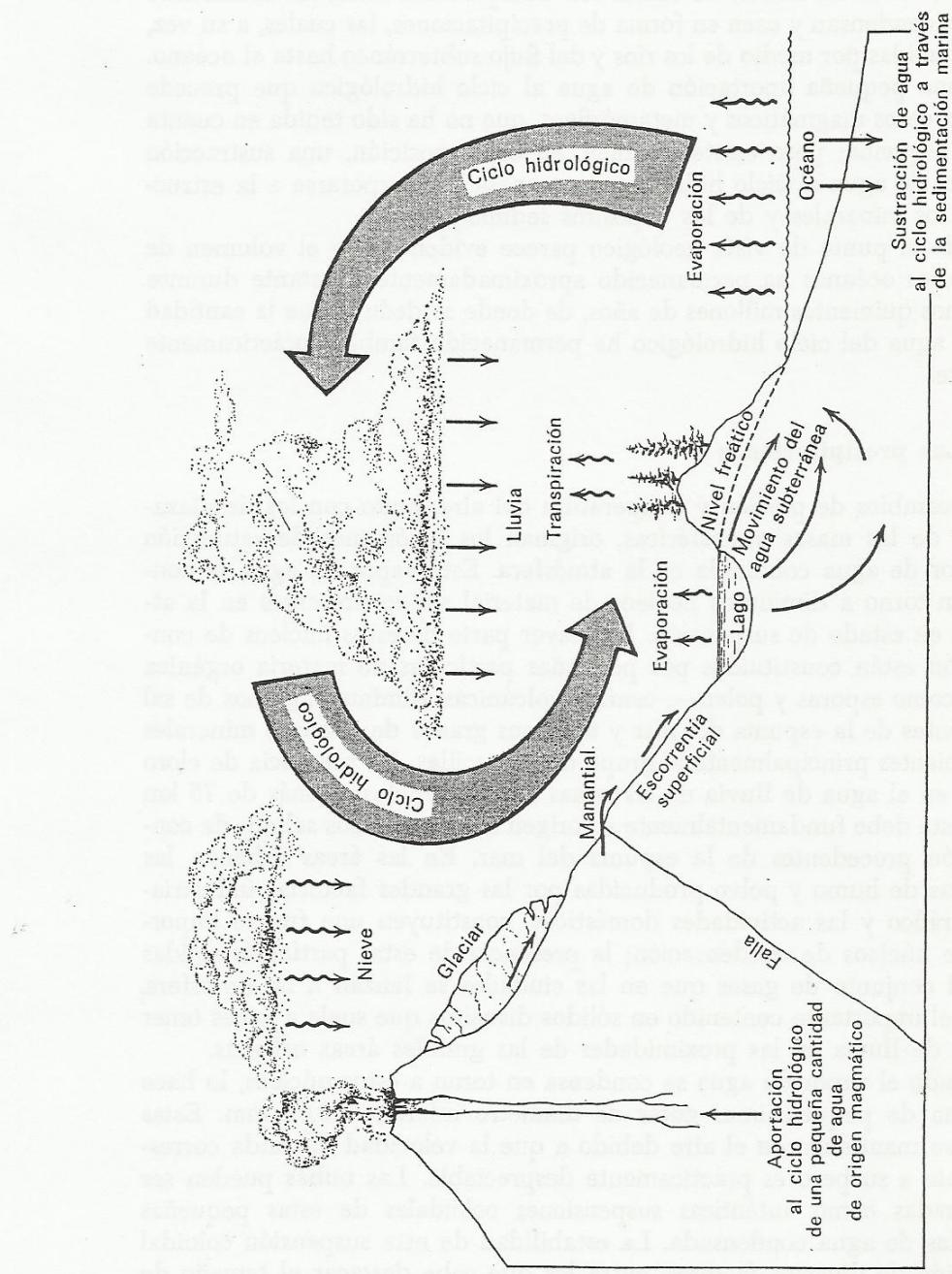


FIG. 2.1. — El ciclo hidrológico.

el océano, forma las nubes, las cuales son transportadas hacia los continentes donde se condensan y caen en forma de precipitaciones, las cuales, a su vez, son conducidas por medio de los ríos y del flujo subterráneo hasta el océano. Existe una pequeña aportación de agua al ciclo hidrológico que procede de los procesos magmáticos y metamórficos, que no ha sido tenida en cuenta en este esquema; pero existe también, en contraposición, una sustracción constante de agua al ciclo hidrológico que pasa a incorporarse a la estructura de los minerales y de los depósitos sedimentarios.

Desde el punto de vista geológico parece evidente que el volumen de agua de los océanos ha permanecido aproximadamente constante durante los últimos quinientos millones de años, de donde se deduce que la cantidad total de agua del ciclo hidrológico ha permanecido también prácticamente constante.

2.2. — Las precipitaciones

Los cambios de presión y temperatura del aire, junto con los desplazamientos de las masas atmosféricas, originan los fenómenos de saturación del vapor de agua contenida en la atmósfera. Este vapor de agua se condensa en torno a diminutos núcleos de material sólido presentes en la atmósfera en estado de suspensión. La mayor parte de estos núcleos de condensación están constituidos por pequeñas partículas de materia orgánica —tales como esporas y polen—, cenizas volcánicas, diminutos granos de sal procedentes de la espuma del mar y finísimos granos de diversos minerales pertenecientes principalmente al grupo de las arcillas. La presencia de cloro y sodio en el agua de lluvia de las zonas situadas incluso a más de 75 km de la costa debe fundamentalmente su origen a estos núcleos salinos de condensación procedentes de la espuma del mar. En las áreas urbanas, las partículas de humo y polvo producidas por las grandes factorías industriales, el tráfico y las actividades domésticas, constituyen una fuente importante de núcleos de condensación; la presencia de estas partículas sólidas y la del conjunto de gases que en las ciudades se lanzan a la atmósfera, explica el importante contenido en sólidos disueltos que suele a veces tener el agua de lluvia en las proximidades de las grandes áreas urbanas.

Cuando el vapor de agua se condensa en torno a estos núcleos, lo hace en forma de pequeñísimas gotas de diámetro inferior a 0,04 mm. Estas gotitas se mantienen en el aire debido a que la velocidad de caída correspondiente a su peso es prácticamente despreciable. Las nubes pueden ser consideradas como auténticas suspensiones coloidales de estas pequeñas partículas de agua condensada. La estabilidad de esta suspensión coloidal es función de diversos factores, entre los que cabe destacar el tamaño de las partículas suspendidas, la temperatura del aire, los movimientos en el interior de la nube y el tipo y naturaleza de los núcleos de condensación.

Una de las razones que justifican la aparición de las fuertes precipitaciones de las regiones templadas es la coexistencia en una misma nube de partículas de hielo y agua. La tensión de vapor en las proximidades de las partículas de hielo es mucho menor que en las proximidades de las partículas de agua que se encuentran a su alrededor, hecho que origina una cesión rápida de vapor desde las partículas de agua a las de hielo y la consiguiente precipitación.

La cantidad total de agua que llega a la atmósfera en forma de vapor es muy grande. La lámina de agua evaporada anualmente en la superficie de los océanos varía aproximadamente entre 500 mm, en las regiones polares, y 1.500 mm en las regiones tropicales. La evaporación media en el conjunto de los océanos es del orden de 1.000 mm. A pesar del gran volumen de agua que está constantemente entrando en la atmósfera, solamente una pequeña parte permanece en ella durante más de unas pocas semanas. La mayor parte del volumen de agua evaporada se precipita de nuevo directamente sobre la superficie de los océanos.

El vapor de agua contenido en la atmósfera procedente de la evaporación sobre la superficie de los continentes y océanos se condensa y precipita por causa, fundamentalmente, de tres fenómenos meteorológicos: 1) La mayor cantidad de agua se precipita a lo largo de los frentes de las masas de aire cálido y húmedo que se desplazan sobre las regiones de masas de aire frío. Este desplazamiento suele aparecer generalmente asociado a los grandes movimientos ciclónicos, que recorren enormes distancias. 2) Durante la estación cálida del año, el aire que se calienta en contacto con la superficie de la tierra tiende a ascender en grandes masas hacia las zonas altas donde existen masas de aire más frío. Este movimiento ascendente de convección puede ser provocado simplemente por la inestabilidad de una masa de aire ligera y cálida situada por debajo de otra masa de aire más densa y fría, aunque también puede ser producido por las corrientes de aire que ascienden sobre las barreras montañosas. 3) El tercer tipo de fenómeno es de carácter puramente orográfico; la precipitación, en este caso, se origina por el enfriamiento adiabático de las masas de aire a medida que éstas se desplazan sobre las elevadas barreras montañosas. El gran aumento de las precipitaciones debido a la altura en algunas de las alineaciones montañosas de los Andes occidentales, en América del Sur, y del Atlas, en el norte de África, son dos ejemplos bien conocidos de la influencia del factor orográfico.

2.3. — La evapotranspiración

Una gran parte del agua que se precipita sobre la superficie de la tierra vuelve a la atmósfera en forma de vapor a través de la acción combinada

de la evaporación, la transpiración y la sublimación, las cuales son, en esencia, tres variantes de un único proceso debido a la acción de la energía solar, que es la que mantiene el ciclo hidrológico en marcha.

La evaporación es el proceso mediante el cual las moléculas de agua de una superficie libre o de un suelo humedecido adquieren, mediante la radiación solar, la energía suficiente para escapar del estado líquido y pasar al estado gaseoso. La sublimación difiere del fenómeno de la evaporación solamente en que las moléculas de agua pasan directamente del estado sólido (nieve o hielo) al estado de vapor, sin pasar por el estado líquido. La transpiración es el proceso mediante el cual las plantas ceden agua a la atmósfera.

En muchas regiones, el volumen total de la evaporación real no puede ser considerado independientemente de la transpiración, de ahí que ambos efectos suelan ser considerados en conjunto bajo el concepto más amplio de *evapotranspiración*. Los pulmones de los animales también exhalan al aire cierta cantidad de vapor, pero se trata de una cantidad completamente insignificante en comparación con los efectos totales de la evapotranspiración.

La cantidad de energía solar diariamente recibida en la superficie de la tierra puede variar, en promedio, entre más de 700 cal/cm², en las regiones desérticas, calientes y secas, y menos de 100 cal/cm², en las regiones polares nubosas. El porcentaje de esta energía disponible para los procesos de evaporación y transpiración varía con el tipo y naturaleza de la superficie del suelo. La nieve fresca puede llegar a reflejar aproximadamente un 90 por ciento de la energía solar incidente; la nieve vieja refleja aproximadamente un 50 por ciento, mientras que las superficies libres (de agua) no reflejan más que entre un 5 y un 15 por ciento. Las superficies rocosas de color claro pueden reflejar entre un 40 y un 50 por ciento de la energía solar incidente; en cambio, la vegetación densa de color oscuro refleja solamente entre un 10 y un 25 por ciento.

Para evaporar un centímetro cúbico de agua se precisa una cantidad de 597 cal; de aquí se deduce que si toda la energía solar incidente sobre la superficie de la tierra fuera utilizada directamente en la evaporación de agua, debería esperarse, para el caso de superficies libres, un índice máximo de evaporación anual de casi 4.000 mm. En las superficies de vegetación densa este índice sería del orden de 3.500 a 4.000 mm. Los índices reales son, sin embargo, considerablemente más bajos; ello es debido a la energía perdida por la radiación de onda larga y por la transferencia de energía directa al ambiente sin que medie en ello ninguna evaporación. Solamente unas pocas medidas de evaporación se sabe que han alcanzado una media superior a 3.200 mm/año, y muy pocas medidas de la transpiración han alcanzado una media superior a 2.200 mm/año.

Aunque existe, en principio, una correlación entre la energía solar re-

cibida en un área determinada y la evapotranspiración potencial [24], existe también una serie de factores, tales como la turbulencia local y el contenido del aire en vapor de agua, que dificultan el establecimiento de una correlación matemática exacta.

El agua subterránea no alcanza nunca la atmósfera mediante un proceso de evaporación directa, a no ser que el nivel freático de las formaciones acuíferas esté situado a muy pocos decímetros de la superficie del suelo. Si el suelo está altamente saturado de agua, el índice de evaporación directa puede aproximarse al de una superficie libre.

El consumo de agua por parte de las plantas constituye un medio de descarga del agua subterránea mucho más importante que la evaporación directa desde los acuíferos. La evaporación directa ejerce una fuerza tensional sobre las moléculas de agua hasta de sesenta veces superior a la que ejercen las plantas sobre el agua del suelo; sin embargo, la evaporación directa, a pesar de estar facilitada por la presencia de grietas en el suelo y por la ascensión capilar, tiene solamente lugar en una zona de profundidad inferior a un metro, en el caso de suelos arenosos, e inferior a tres metros en el caso de suelos arcillosos. Por el contrario, las raíces de las plantas alcanzan profundidades superiores a diez metros [11]. En las obras de excavación realizadas para la construcción del canal de Suez [20] se encontraron raíces hasta profundidades de treinta metros.

LAS FREATOFITAS

La mayor parte de las plantas de zonas desérticas están adaptadas a una extrema economía de agua. Estas plantas, llamadas *xerófitas*, poseen un sistema de raíces de gran extensión pero de muy poca profundidad. Existe otro tipo de plantas de zonas desérticas que habitan a lo largo de los cauces de los ríos y sobre las zonas donde el nivel freático está a muy poca profundidad respecto de la superficie del suelo; estas plantas, conocidas con el nombre de *freatofitas*, poseen raíces muy profundas que llegan a alcanzar habitualmente el nivel freático. Las freatofitas no solamente son propias de las zonas desérticas, sino también de las zonas húmedas, aunque en estas últimas su clasificación ecológica no ofrece una particularidad especial.

La mayor parte de las plantas de las regiones de elevada pluviosidad pueden profundizar sus raíces hasta la parte superior de la franja capilar que existe inmediatamente encima del nivel freático, y funcionar así a modo de freatofitas.

Algunas freatofitas poseen un bajo nivel de tolerancia frente a la salinidad del agua, constituyendo de este modo una guía valiosa para la localización de aguas potables en las regiones áridas y semiáridas [13]. El fresno, el aliso, el sauce, el chopo y el álamo temblón son también úti-

les en este sentido. Estos árboles crecen generalmente allí donde la profundidad del nivel freático no es superior a los diez metros.

La presencia de freatofitas reviste una gran importancia en las regiones áridas debido a la gran cantidad de agua que consumen. La mayor parte de las freatofitas poseen un valor económico pequeño o nulo, con lo que el agua por ellas consumida puede considerarse como agua desperdiciada. La alfalfa, *Medicago sativa*, constituye una excepción importante en este sentido, ya que es una freatofita muy difundida y de gran valor económico. La totalidad de agua anualmente consumida por las freatofitas improductivas sólo en el oeste de los EE.UU. asciende a unos 30.000 hm^3 [20]. El agua consumida por las freatofitas improductivas de todo el conjunto de las regiones áridas y semiáridas del mundo es, sin duda, varias veces superior a esta última cifra.

La cantidad de agua consumida por las freatofitas varía con la especie de la planta, con la densidad de la vegetación y con los factores climáticos e hidrológicos [20]. La luz del sol, la temperatura y la humedad son, de entre todos los factores climáticos, los más importantes. En algunas plantas, si no reciben luz del sol o si la temperatura ambiente desciende por debajo de los 4°C , la transpiración puede llegar casi a detenerse. Otras plantas, que transpiran ligeramente durante la noche, detienen su transpiración cuando la temperatura ambiente desciende por debajo de los 18°C . En general, la transpiración tiende a disminuir cuando la humedad relativa del ambiente es elevada.

La profundidad del agua y su calidad son los factores hidrológicos más importantes; en muchas plantas, el consumo de agua es inversamente proporcional a la profundidad del nivel freático, hasta tal punto que el agua consumida por algunas plantas puede llegar a duplicarse si el nivel freático se eleva, por ejemplo, desde una profundidad de 140 cm a 70 cm. El efecto de la calidad del agua varía enormemente según las plantas; unas plantas consumen menos agua cuando la concentración de sólidos disueltos en el agua aumenta; otras, por el contrario, tales como las hierbas halófilas poseen un crecimiento óptimo cuando el agua del suelo contiene una concentración de material sólido disuelto del orden de varios miles de partes por millón.

El valor real de la transpiración puede ser determinado con cierta precisión utilizando para ello las llamadas cajas lisimétricas, o *lisímetros*, que permiten medir en cada instante las variaciones del contenido de agua del suelo. Este método posee, sin embargo, el gran inconveniente de que es materialmente imposible utilizarlo en el caso de una vegetación de tipo arbóreo. Cuando el material saturado próximo al nivel freático posee una composición textural uniforme, puede ser muy útil el estudio de las fluctuaciones del nivel freático de los pozos como procedimiento para determinar la transpiración real de las plantas. La elevación nocturna del nivel freá-

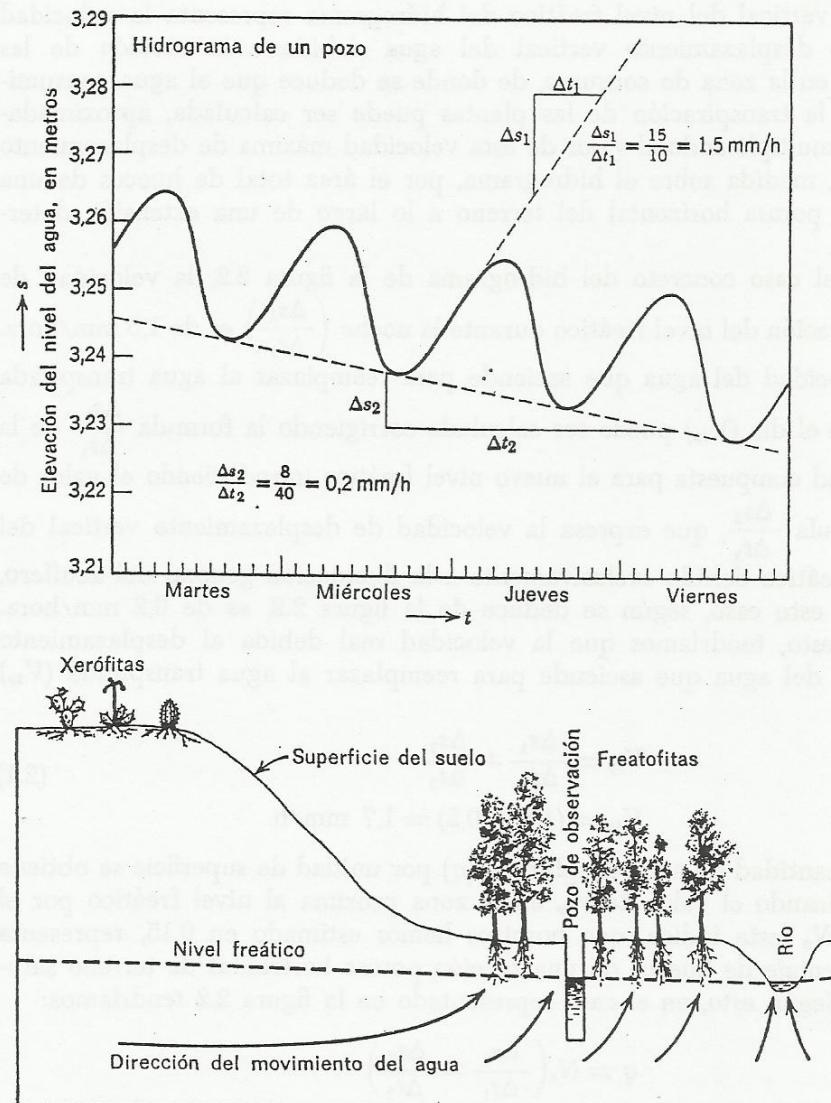


FIG. 2.2. — Oscilaciones del nivel del agua, en el interior de un pozo de observación, causadas por las plantas freatofitas.

tico que presentamos en el gráfico de la figura 2.2 representa la recuperación del nivel del agua subterránea durante los períodos de no transpiración. Puesto que en el caso de la figura 2.2 las fluctuaciones naturales del nivel freático son pequeñas en comparación con las fluctuaciones diarias debidas a los períodos de transpiración y de no transpiración de las plantas, podemos admitir que, con gran aproximación, la velocidad del desplaza-

miento vertical del nivel freático del hidrograma representa la velocidad real de desplazamiento vertical del agua debida a la *succión* de las plantas en la zona de consumo, de donde se deduce que el agua consumida por la transpiración de las plantas puede ser calculada, aproximadamente, multiplicando el valor de esta velocidad máxima de desplazamiento vertical, medida sobre el hidrograma, por el área total de huecos de una sección porosa horizontal del terreno a lo largo de una extensión determinada.

En el caso concreto del hidrograma de la figura 2.2, la velocidad de recuperación del nivel freático durante la noche $\left(\frac{\Delta s_1}{\Delta t_1}\right)$ es de 1,5 mm/hora. La velocidad del agua que asciende para reemplazar al agua transpirada durante el día (V_{tp}) puede ser calculada corrigiendo la formula $\frac{\Delta s_1}{\Delta t_1}$ de la velocidad compuesta para el nuevo nivel freático introduciendo el valor de la fórmula $\frac{\Delta s_2}{\Delta t_2}$, que expresa la velocidad de desplazamiento vertical del nivel freático debido exclusivamente a la fluctuación general del acuífero, que en este caso, según se deduce de la figura 2.2, es de 0,2 mm/hora. Según esto, tendríamos que la velocidad real debida al desplazamiento vertical del agua que asciende para reemplazar al agua transpirada (V_{tp}) sería:

$$V_{tp} = \frac{\Delta s_1}{\Delta t_1} \pm \frac{\Delta s_2}{\Delta t_2} \quad (2.1)$$

$$V_{tp} = (1,5 + 0,2) = 1,7 \text{ mm/h}$$

La cantidad de agua desplazada (q) por unidad de superficie se obtiene multiplicando el valor de V_{tp} en la zona próxima al nivel freático por el índice N_e (este índice, que nosotros hemos estimado en 0,15, representa el porcentaje de huecos de una sección porosa horizontal de terreno saturado). Según esto, en el caso representado en la figura 2.2 tendríamos:

$$q = N_e \left(\frac{\Delta s_1}{\Delta t_1} \pm \frac{\Delta s_2}{\Delta t_2} \right)$$

$$q = (0,15)(1,7) = 0,255 \text{ mm/h}$$

Si la vegetación, en el caso de la figura 2.2 fuera homogénea, para una superficie de 4 ha, el consumo de agua por parte de la vegetación sería pues

$$Q = qA = (4 \times 10^4)(0,255 \times 10^{-3}) = 10,2 \text{ m}^3/\text{h} = 2,8 \text{ l/s.}$$

Cuando la vegetación no sea homogénea, deberán hacerse correcciones de acuerdo con la variación de las especies vegetales y con su densidad.

La lámina de agua consumida por una densa cobertura vegetal puede oscilar desde menos de 300 mm/año, en el caso de las regiones subárticas,

hasta más de 2.250 mm/año en el caso de regiones cálidas y secas. Las mayores cantidades de agua consumidas han sido registradas en el caso de los tamariscos, *Tamarix gallica*, oriundos de Europa y Asia. Durante una larga experiencia realizada en Arizona, esta planta llegó a consumir 2.700 mm de agua en un año, sobre un terreno en el que el nivel freático se mantuvo alrededor de los 123 cm de profundidad. En el cuadro 2.1 presentamos los valores más representativos de la transpiración de diferentes plantas freatofitas.

CUADRO 2.1
Agua consumida por una densa cobertura vegetal de plantas freatofitas
(tomado de Robinson [20])

Nombre común	Nombre científico	Clima	Profundidad	Consumo
			del nivel freático	anual de agua
			cm	mm
Tamarisco	<i>Tamarix gallica</i>	Frío-seco Cálido-seco	123 213	2.700 2.240
"Greasewood"	<i>Sacrobatus vermiculatus</i>	Frío-seco	50	660
Sauce	<i>Salix</i>	Cálido-seco	61	1.340
Chopo	<i>Populus</i>	Cálido-seco	220	2.380
Alfalfa	<i>Medicago sativa</i>	Frío-seco Cálido-seco	91 138	800 1.130
Aliso	<i>Alnus</i>	Cálido-seco	—	1.620

Existen actualmente diversos procedimientos para evitar el desperdicio de agua originado por la vida de la vegetación inútil. En el caso de acuíferos muy superficiales suele ser generalmente posible hacer descender el nivel freático mediante una distribución adecuada de pozos de drenaje, acarreando con ello la muerte de la mayor parte de las hierbas y arbustos freatofitos. El agua obtenida en el drenaje de estos terrenos puede ser aprovechada para diversos usos prácticos. Ciertas plantas pueden ser también destruidas por medio de herbicidas, quemadas o aniquiladas mecánicamente. Si estas operaciones llegan a tener éxito, la zona así despoblada podrá ser repoblada con freatofitas útiles, tales como la alfalfa.

El índice de reproducción de algunas especies freatofitas puede ser tan elevado que su eliminación sea realmente muy difícil. El tamarisco, por ejemplo, puede producir más de 500.000 semillas por planta y año; muchas de estas semillas germinan rápidamente y dan lugar a una vegetación de

tipo jungla en menos de 5 años. El tamarisco se propagó con un índice medio de 3 km²/año a lo largo del río Pecos, entre los años 1912 y 1952.

2.4.— La escorrentía

El término escorrentía (*runoff*) es generalmente considerado como un sinónimo de *aportación* de un río; en este sentido representa la suma de la escorrentía superficial y del flujo subterráneo captado por los cauces de los ríos.

La expresión *escorrentía superficial* suele referirse al volumen del conjunto de las precipitaciones que caen sobre una cuenca, menos la retención superficial y menos la infiltración (es decir el agua que llega a atravesar la superficie del suelo). Hay que distinguir claramente entre el significado de infiltración y el de flujo subterráneo. Para la comprensión de la relación que existe entre precipitaciones y escorrentías —de vital importancia en muchos proyectos hidráulicos— puede ser particularmente expresa la representación gráfica del ciclo de la escorrentía.

La escorrentía superficial es función de la intensidad de la precipitación, de la permeabilidad de la superficie del suelo, de la duración de la precipitación, del tipo de vegetación, de la extensión de la cuenca hidrográfica considerada, de la profundidad del nivel freático y de la pendiente de la superficie del suelo. A pesar de esta complejidad del fenómeno, los hidrólogos tienen unos procedimientos que les permiten realizar una serie de análisis muy significativos sobre la forma de los hidrogramas y, en muchas zonas, pueden incluso llegar a hacer predicciones suficientemente precisas sobre el valor de la escorrentía superficial que se producirá como consecuencia de una gran precipitación de características determinadas.

La aportación de una cuenca se representa comúnmente en forma de hidrograma. El *hidrograma* es una curva que representa las oscilaciones —en función del tiempo— del nivel del agua de un río en una sección dada del mismo. En el caso de un río que posea un tiempo de descarga muy largo, los caudales que por él circulan al cabo de un tiempo son el resultado de la acumulación de la escorrentía superficial con la aportación subterránea.

El estudio de la escorrentía de los ríos como parte del ciclo hidrológico incluye el de la distribución del agua y el de su trayectoria desde que ésta se precipita sobre la tierra hasta que alcanza la red hidrográfica o vuelve directamente a la atmósfera a través de la evapotranspiración. La proporción correspondiente a cada una de las partes entre las que puede distribuirse el volumen total de agua caída durante una precipitación dada, depende tanto de las características y condiciones físicas —naturales o artificiales— de la cuenca como de las características de la propia precipitación.

Al comienzo de una fuerte precipitación, una gran cantidad de agua es

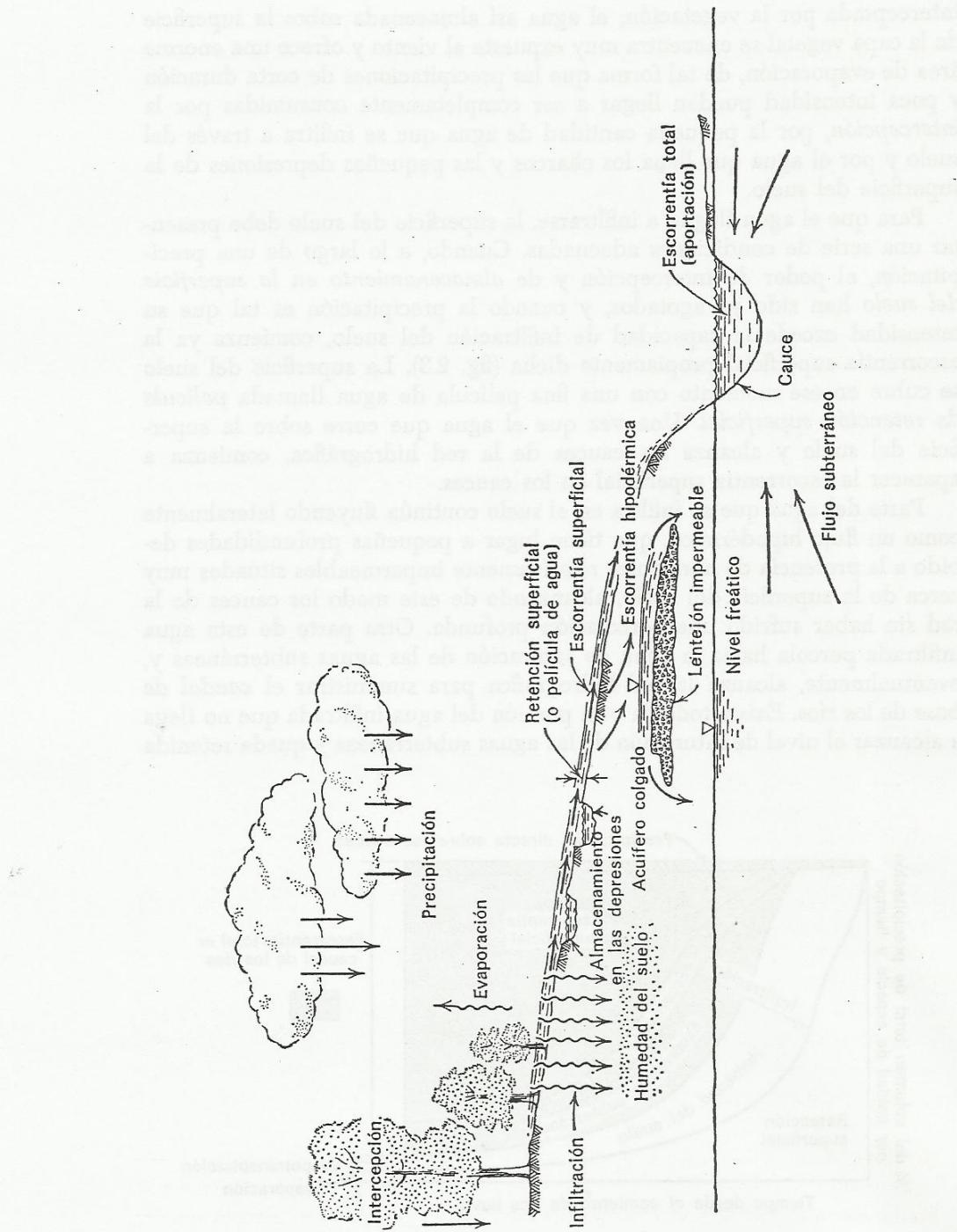


FIG. 2.3. — Dibujo esquemático del ciclo de la escorrentía.

interceptada por la vegetación; el agua así almacenada sobre la superficie de la capa vegetal se encuentra muy expuesta al viento y ofrece una enorme área de evaporación, de tal forma que las precipitaciones de corta duración y poca intensidad pueden llegar a ser completamente consumidas por la *intercepción*, por la pequeña cantidad de agua que se infiltra a través del suelo y por el agua que llena los charcos y las pequeñas depresiones de la superficie del suelo.

Para que el agua llegue a infiltrarse, la superficie del suelo debe presentar una serie de condiciones adecuadas. Cuando, a lo largo de una precipitación, el poder de intercepción y de *almacenamiento en la superficie del suelo* han sido ya agotados, y cuando la precipitación es tal que su intensidad excede la capacidad de infiltración del suelo, comienza ya la escorrentía superficial propiamente dicha (fig. 2.3). La superficie del suelo se cubre en ese momento con una fina película de agua llamada *película de retención superficial*. Una vez que el agua que corre sobre la superficie del suelo y alcanza los cauces de la red hidrográfica, comienza a aparecer la escorrentía superficial en los cauces.

Parte del agua que se infiltra en el suelo continúa fluyendo lateralmente como un flujo hipodérmico, que tiene lugar a pequeñas profundidades debido a la presencia de horizontes relativamente impermeables situados muy cerca de la superficie del suelo, alcanzando de este modo los cauces de la red sin haber sufrido una percolación profunda. Otra parte de esta agua infiltrada percola hacia la zona de saturación de las aguas subterráneas y, eventualmente, alcanza la red hidrográfica para suministrar el *caudal de base* de los ríos. Existe todavía otra porción del agua infiltrada que no llega a alcanzar el nivel de saturación de las aguas subterráneas y queda retenida

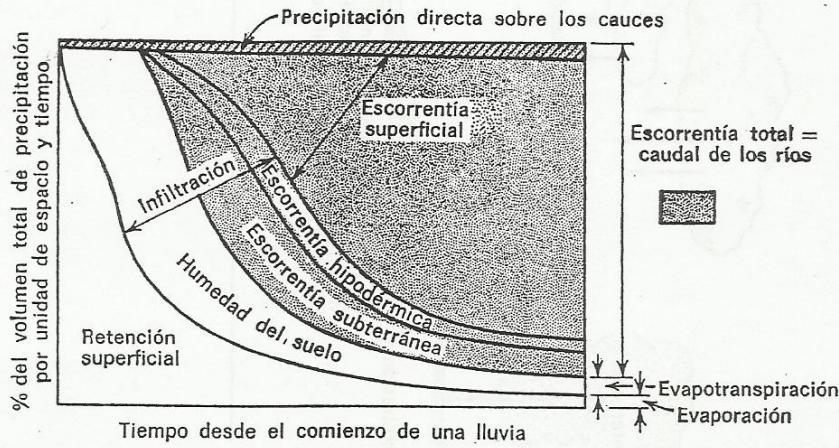


FIG. 2.4. — Descomposición de la aportación de una lluvia de intensidad uniforme.

en la zona situada por encima del nivel freático de las aguas subterráneas, llamada también zona de saturación incompleta.

En la figura 2.4 representamos gráficamente la contribución que al caudal de los ríos ejerce una precipitación de intensidad moderada y constante. Inicialmente, cuando comienza una precipitación, casi toda el agua de la lluvia es recogida por la tierra en forma de retención superficial, la cual es la suma de la intercepción más el almacenamiento en la superficie del suelo, más la evaporación; a medida que el tiempo transcurre, el almacenamiento que tiene lugar sobre la capa vegetal y sobre la superficie del suelo se va saturando progresivamente y el agua comienza a infiltrarse a través del suelo; finalmente, aparece el flujo superficial que corre sobre la superficie del suelo, comenzando con ello a hacer presencia la escorrentía puramente superficial en el caudal de los ríos. Existe además una porción de lluvia que desde el primer momento cae directamente sobre los cauces de los ríos y circula por ellos sin haber corrido previamente sobre la superficie del suelo; esta porción puede a veces aparecer claramente individualizada en el hidrograma general de la crecida.

COMPOSICIÓN DEL HIDROGRAMA

Cuando la cuenca de un curso de agua permanente es afectada por una precipitación durante una época seca en la que los caudales se encuentran en constante disminución (fig. 2.5), el hidrograma de la correspondiente crecida apenas quedará afectado, pudiendo tomar diversas formas de acuerdo con la intensidad relativa de la lluvia, con el índice de infiltración del suelo, con su déficit de humedad, con la duración de la precipitación y con otras características más de la precipitación y de la cuenca.

Analizaremos a continuación los parámetros más importantes y su influencia sobre *los cuatro componentes del caudal de los ríos*: la escorrentía puramente superficial, la escorrentía hipodérmica, las aportaciones de las aguas subterráneas y las precipitaciones caídas directamente sobre los cauces de los ríos. Como veremos a continuación, según los diferentes casos, pueden resultar cuatro tipos principales de hidrogramas claramente diferentes.

CASO 1

Intensidad de la lluvia $i <$ índice de infiltración f_i

Volumen de agua infiltrada $F_i <$ déficit de humedad del suelo

Para que pueda existir una contribución procedente de la escorrentía hipodérmica y de las aguas subterráneas consecuentes a la precipitación, F_i debe ser mayor que el déficit de humedad del suelo. El *déficit de humedad del suelo* es el volumen de agua requerido para elevar el contenido

de humedad del suelo hasta un punto tal que cualquier cantidad de agua adicional determinaría el comienzo de una percolación profunda hacia los acuíferos.

Solamente puede haber escorrentía superficial cuando $i > f_i$; en caso contrario, la única contribución posible al flujo superficial de los ríos es el

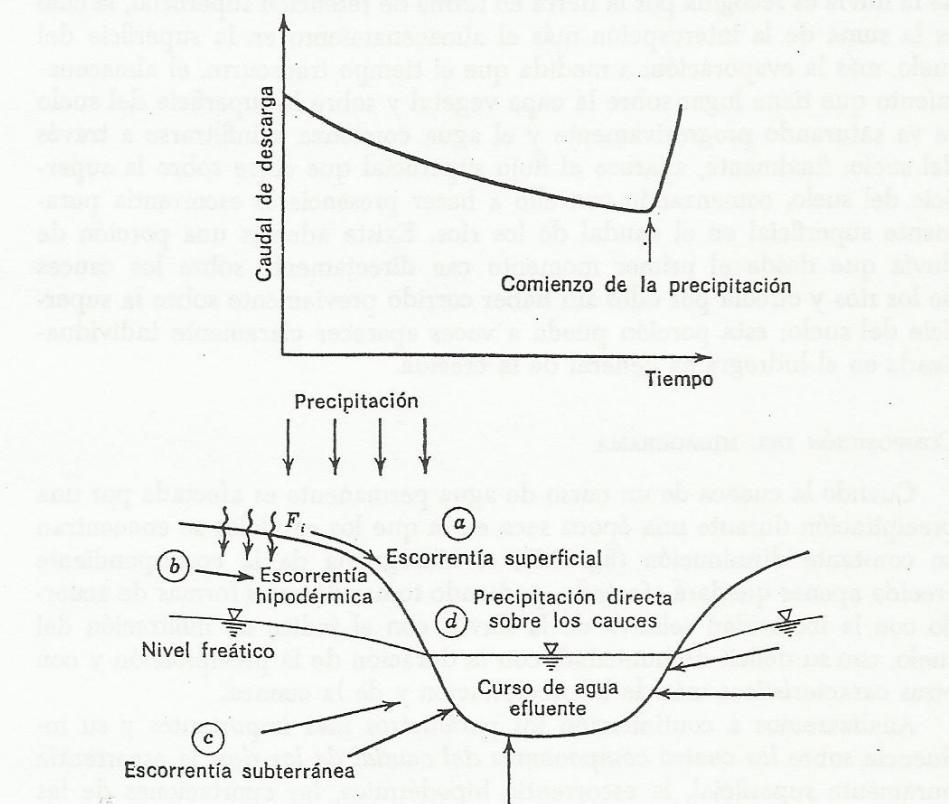


FIG. 2.5.— Hidrograma de un curso de agua efluente antes del comienzo de una precipitación. La escorrentía comienza después de la precipitación.

volumen de las lluvias que caen directamente sobre los cauces, contribución ésta que se traduce por un ligero levantamiento del hidrograma, que se inicia en el momento mismo del comienzo de la precipitación (fig. 2.6a).

CASO 2

Intensidad de la lluvia $i < \text{índice de infiltración } f_i$

Volumen de agua infiltrada $F_i > \text{déficit de humedad del suelo}$

Cuando el contenido de humedad del suelo sobrepasa el índice de la capacidad de campo comienza el flujo hipodérmico y la percolación hacia

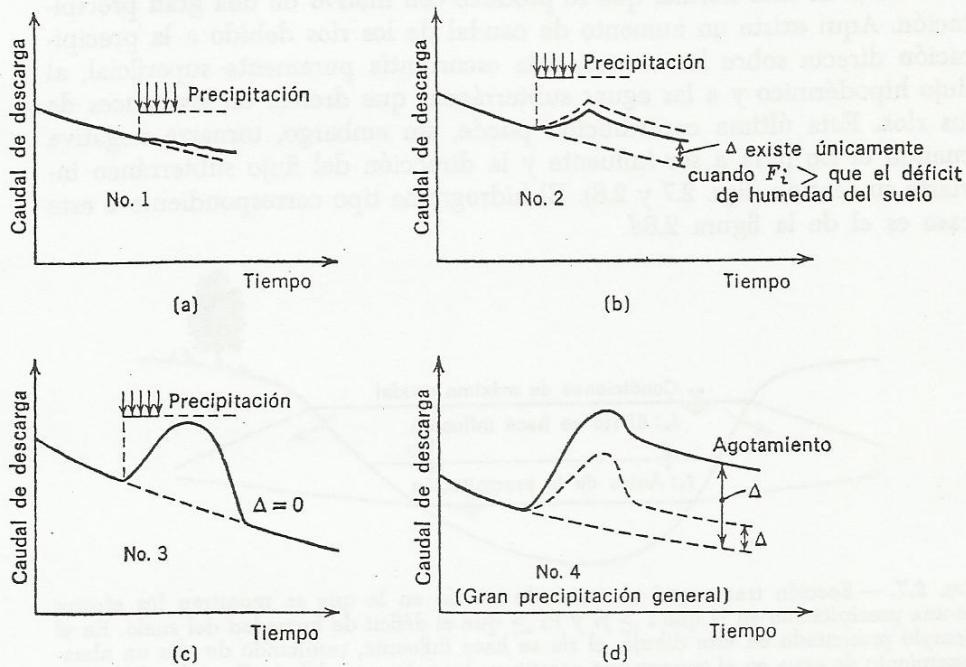


FIG. 2.6.— a, b, c, d. Composición del hidrograma.

los acuíferos. La aparición de este fenómeno se traduce por el comienzo de un nuevo incremento en el caudal de los ríos, lo que, unido al incremento provocado por el volumen de la lluvia que cae directamente sobre los mismos cauces, da lugar a un tipo de hidrograma similar al de la figura 2.6b.

CASO 3

Intensidad de la lluvia $i >$ índice de infiltración f_i

Volumen de agua infiltrada $F_i <$ déficit de humedad del suelo

En este caso comienzan a producirse ya aportaciones al caudal de los ríos procedentes de la pura escorrentía superficial, además del agua procedente de las lluvias que caen directamente sobre los cauces; sin embargo, no pueden todavía producirse aportaciones procedentes de las aguas subterráneas. El tipo de hidrograma correspondiente a este caso sería el de la figura 2.6c.

CASO 4

Intensidad de la lluvia $i >$ índice de infiltración f_i

Volumen de agua infiltrada $F_i >$ déficit de humedad del suelo

Este es el caso normal que se produce con motivo de una gran precipitación. Aquí existe un aumento de caudal de los ríos debido a la precipitación directa sobre los cauces, a la escorrentía puramente superficial, al flujo hipodérmico y a las aguas subterráneas que drenan en los cauces de los ríos. Esta última contribución puede, sin embargo, tornarse negativa cuando el río pasa a ser influente y la dirección del flujo subterráneo invierte su sentido (figs. 2.7 y 2.8). El hidrograma tipo correspondiente a este caso es el de la figura 2.6d.

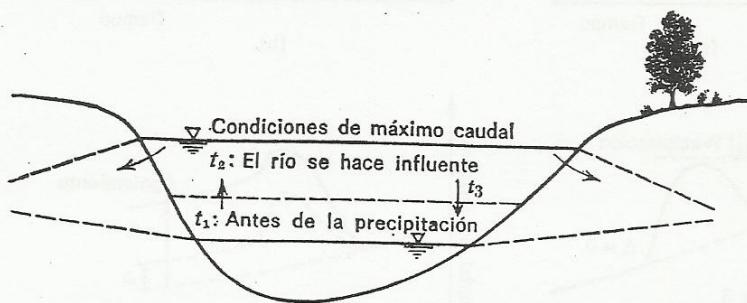


FIG. 2.7. — Sección transversal al cauce de un río en la que se muestran los efectos de una precipitación en la que $i \geq f_i$ y $F_i \geq$ que el déficit de humedad del suelo. En el ejemplo presentado en este dibujo, el río se hace influente, resultando de ello un almacenamiento de agua en el terreno que constituye los márgenes del río, llamado almacenamiento en márgenes.

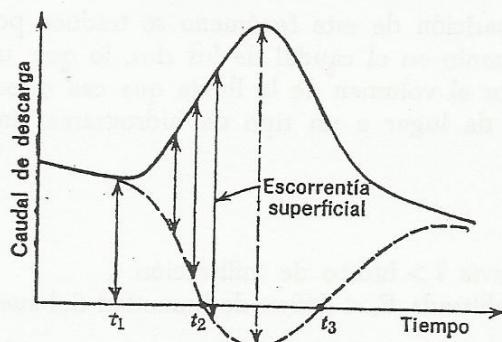


FIG. 2.8. — Hidrograma de un río en condiciones de influencia.

SEPARACIÓN DE LOS COMPONENTES DEL HIDROGRAMA

El caso de la figura 2.9 es una ampliación en detalle del caso presentado ya en la figura 2.6d; en él mostramos la contribución que sobre el caudal de los ríos ejerce cada uno de los componentes del hidrograma; es decir:

- la escorrentía superficial
- la escorrentía hipodérmica

- c) la aportación de las aguas subterráneas
- d) las precipitaciones caídas directamente sobre los cauces de los ríos

La aportación debida a las precipitaciones caídas directamente sobre los cauces de los ríos termina, evidentemente, con las precipitaciones mismas. La curva que indica la componente debida a la aportación de las aguas subterráneas puede adoptar diferentes posiciones, comprendidas entre la de la figura 2.8 y la de la figura 2.9. En estos casos extremos, la aportación de la escorrentía superficial difiere ampliamente en su magnitud aun dentro de un mismo tipo de hidrograma.

En la práctica, naturalmente, no se presenta el problema de componer un hidrograma, ya que éste viene dado por las observaciones registradas en las estaciones de aforo, sino que, todo lo contrario, el problema que comúnmente se plantea consiste en obtener la descomposición analítica de un hidrograma dado. Para mayor simplicidad de trabajo suelen incluirse en un solo grupo las aportaciones debidas a las precipitaciones caídas directamente sobre los cauces, las aportaciones debidas al flujo de la escorrentía hipodérmica y la escorrentía puramente superficial; todas ellas forman un único componente de los hidrogramas llamado *escorrentías directas*. El problema se centra en llegar a separar, en un hidrograma dado, los caudales

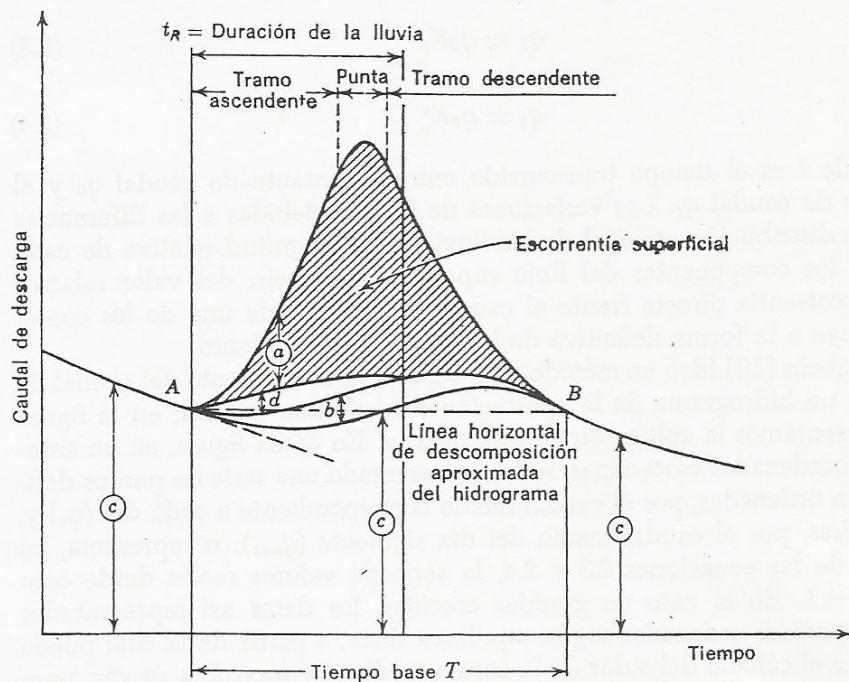


FIG. 2.9. — Partes de un hidrograma y aportaciones al caudal de descarga.

debidos a las escorrentías directas y los caudales debidos a las aportaciones subterráneas, llamados estos últimos *caudales de base*.

Las partes principales de un hidrograma de crecida son (fig. 2.9) las siguientes: 1) El tramo ascendente, llamado también *curva de crecida* o *curva de concentración de caudales*. 2) La punta, llamada también *cresta* o *pico*. 3) El tramo descendente, llamado también *curva de decrecida*, *curva de defluencia* o *curva de agotamiento*. El llamado *tiempo base* de un hidrograma se obtiene trazando una línea horizontal (fig. 2.9) que va desde el punto *A*, en el que comienza el tramo ascendente del hidrograma de una crecida, hasta el punto *B*, intersección con el tramo descendente del hidrograma. Esta línea horizontal puede ser considerada, en primera aproximación, como el límite de separación entre las aportaciones debidas a la escorrentía directa y las correspondientes a los caudales de base.

Un método de descomposición de hidrogramas más sofisticado que este último que acabamos de exponer es el basado en el análisis del tramo descendente de la curva del hidrograma. La forma de la curva de agotamiento para el caso de una cuenca determinada, tal y como explica Barnes [1], puede ser representada mediante una ecuación cuya forma analítica no cambia con las diferentes precipitaciones; lo que únicamente varía es el valor de la constante K_r de la ecuación:

$$q_1 = q_0 K_r \quad (2.3)$$

o sea

$$q_t = q_0 K_r^t \quad (2.4)$$

en donde t es el tiempo transcurrido entre el instante de caudal q_0 y el instante de caudal q_t . Las variaciones de K_r son debidas a las diferencias entre la distribución espacial de las lluvias y la magnitud relativa de cada uno de los componentes del flujo superficial (es decir, del valor relativo de la escorrentía directa frente al caudal de base), cada uno de los cuales contribuye a la forma definitiva de la curva de agotamiento.

Langbein [10] ideó un método para separar la componente del caudal de base de un hidrograma de la aportación total de una crecida; en la figura 2.10 presentamos la aplicación de esta técnica. En dicha figura, en un sistema de coordenadas cartesianas, se ha representado una serie de puntos definidos: en ordenadas, por el caudal medio correspondiente a cada día (q_n) y, en abscisas, por el caudal medio del día siguiente (q_{n+1}); n representa, en el caso de las ecuaciones 2.3 y 2.4, la serie de valores reales desde cero hasta $t - 1$. En el caso de grandes crecidas, los datos así representados suelen aparecer ordenadas según una línea recta, a partir de la cual puede realizarse el cálculo del valor de la constante K_r que servirá, a su vez, para calcular los caudales de agotamiento en la ecuación 2.3. El valor de K_r

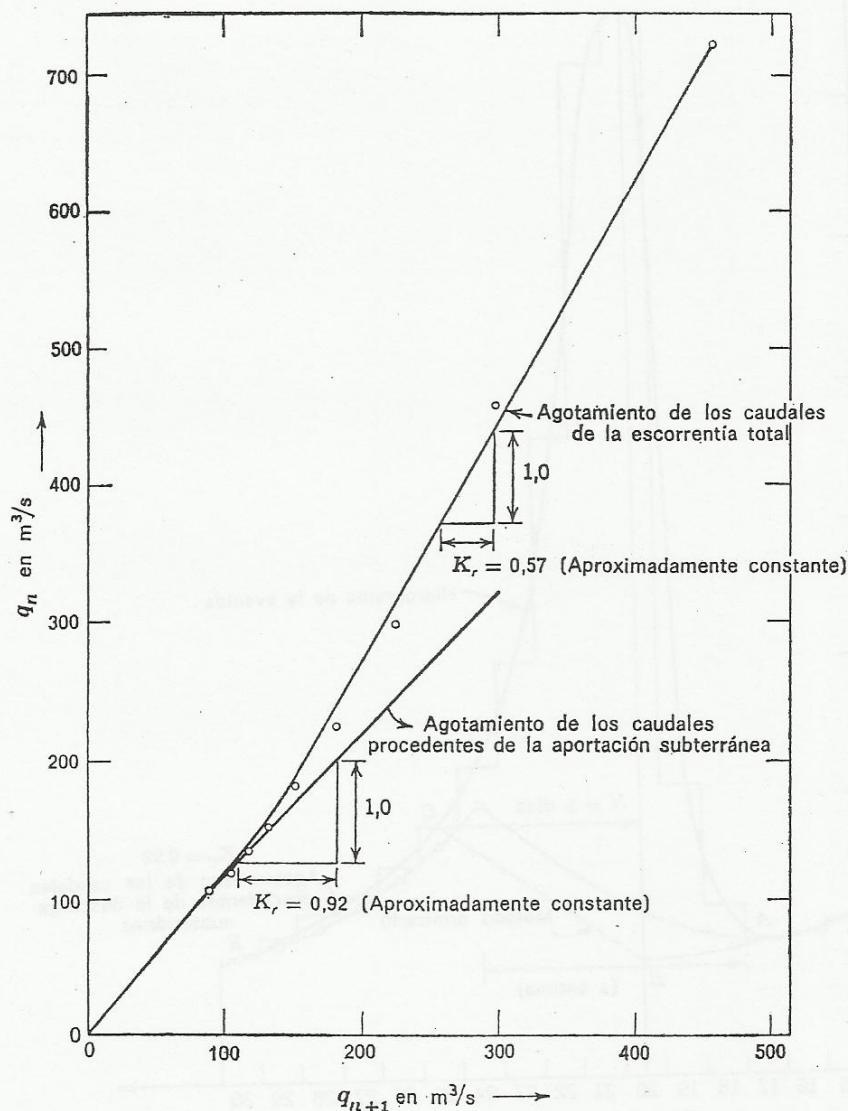


FIG. 2.10.—Curvas de agotamiento de las escorrentías total y subterránea, correspondientes al río Potomac en Paw Paw, oeste de Virginia. Avenida del 17 de abril de 1963.

puede ser comprobado representando en un sistema de coordenadas los valores de $\log q_t$ y de t .

De la expresión 2.4 se deduce que

$$\log q_t = \log q_0 + t \log K_r \quad (2.5)$$

expresión que representa la ecuación de una línea recta de constante K_r .

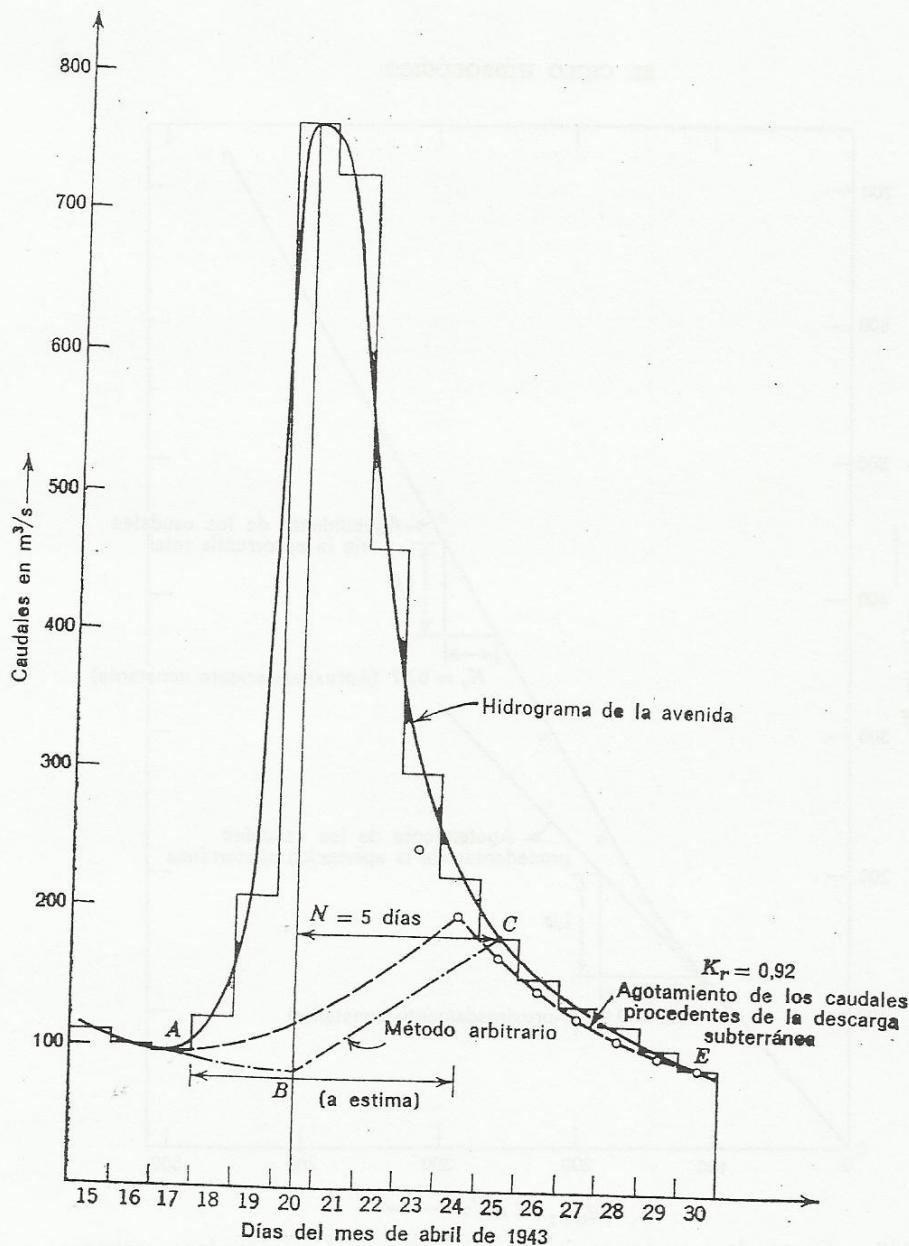


FIG. 2.11.—Descomposición del hidrograma de la avenida del río Potomac (Virginia occidental) del día 17 de abril de 1943. Extensión de la cuenca hidrográfica: 8.050 km².

1. *Método arbitrario:*

Después de planimetrar la superficie correspondiente a la escorrentía directa en el hidrograma adjunto y después de multiplicar por los factores pertinentes de escala y de conversión de unidades, se llega a un valor de 21,33 mm para las escorrentías directas de la referida avenida.

2. *Método analítico basado en el estudio analítico de la curva de agotamiento de los caudales de base:*

Procediendo como en el caso anterior, se llega a un valor de 19,81 mm.

Para el caso de caudales bajos, cuando la crecida ha terminado, los datos de q_n y q_{n+1} aparecen igualmente alineados según una recta que, al igual que en el caso anterior, permite calcular el valor de la constante K_r , que servirá para calcular la evolución decreciente de los caudales de base.

En la figura 2.11 hemos utilizado un valor de K_r de 0,92 para el cálculo de los caudales de base, los cuales nos servirán para prever la forma de agotamiento de los caudales correspondientes al flujo de base a partir de los datos obtenidos desde el final de una crecida, momento éste en el que ya sabemos que el caudal que llevan los ríos es debido únicamente a la aportación del flujo subterráneo. En el caso concreto de la figura 2.11, los sucesivos valores de q han sido tomados de manera ordenada a partir del punto E del hidrograma, considerando este punto como el momento en el que cesa la escorrentía directa y comienza el período de régimen mantenido exclusivamente por los caudales de base. El momento en el que tiene lugar el punto máximo de la aportación subterránea (punto C de la figura 2.11) y la forma del primer tramo descendente del hidrograma correspondiente al flujo básico, son estimados, ambos, de manera un tanto arbitraria, por lo que estos métodos, aunque calificados de analíticos, en el fondo no son más que *semianalíticos*.

A modo de variación del método simple de separación de la escorrentía directa y del flujo subterráneo de base mediante una línea horizontal que pase por el punto de arranque del tramo ascendente (que conduce a un tiempo de base demasiado largo para el hidrograma de escorrentía directa), se utiliza con cierta frecuencia el método siguiente: 1) Se prolonga la curva del hidrograma anterior al comienzo de la crecida siguiendo su forma descendente general hasta el punto B , situado en la vertical de la punta de la crecida (figura 2.11). 2) A partir del punto B , se toma un valor N (en días) que determinará la posición del punto C sobre el tramo descendente del hidrograma. 3) A continuación se traza una línea recta que une los puntos B y C . Este método es, desde luego, completamente arbitrario. El valor de N suele determinarse mediante la siguiente fórmula:

$$N = \left(\frac{A_d}{2,59} \right)^{0,2} \quad (2.6)$$

en donde N es el tiempo en días y A_d es la superficie de la cuenca en kilómetros cuadrados.*

De las precedentes consideraciones se deduce, finalmente, que la descomposición de un hidrograma de crecida es un procedimiento bastante arbitrario, principalmente debido a la diversidad de formas aceptables para el hidrograma que expresa el flujo básico subterráneo, como consecuencia

* En el texto inglés, $N = (A_d)^{0,2}$, siendo A_d la superficie de la cuenca en millas cuadradas. 1 milla² = 2,5899 km². (N. del T.)

de las posibles diferentes combinaciones de las condiciones de efluencia e influencia que pueden presentar los ríos durante la crecida consiguiente a una precipitación.

2.5. — La infiltración

Horton [6] introdujo el concepto de *infiltración* en el ciclo hidrológico y definió la capacidad de infiltración f_p como el índice de máxima absorción de agua, procedente de una precipitación dada, por parte de un suelo en unas condiciones también dadas. Horton indicó que la capacidad de infiltración f_p disminuía exponencialmente en el tiempo desde un valor inicial máximo hasta llegar a un valor constante. El índice real de infiltración f_i es siempre menor que la capacidad de infiltración f_p , excepto cuando la intensidad de la lluvia i iguala o sobrepasa a f_p . El valor de f_i disminuye también exponencialmente con el tiempo a medida que el suelo se satura y sus partículas de arcilla se van hinchando.

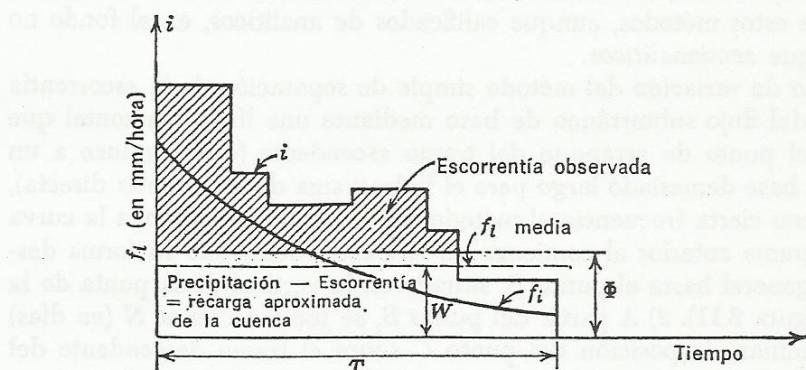


FIG. 2.12. — Índices de infiltración Φ y W .

El enfoque práctico de las relaciones entre infiltración y escorrentía está basado en la utilización de una serie de índices de infiltración, tales como el índice Φ , que incluye a la retención superficial. Para las precipitaciones de larga duración, la retención superficial tiende al mínimo y Φ tiende al valor del índice de infiltración media f_i . El índice W ha sido definido como el índice medio de infiltración durante el tiempo en el que la intensidad de la precipitación es superior a la capacidad de infiltración (fig. 2.12).

$$W = \frac{F_i}{T} = \frac{1}{T} (P - Q_s - S_e) \quad (2.7)$$

en donde F_i es el volumen total de agua infiltrada, T el tiempo durante el cual la intensidad de la lluvia excede a la capacidad de infiltración, P la

precipitación, Q_s la escorrentía superficial medida desde el comienzo de la precipitación y S_e el volumen de la retención superficial total.

Los datos de la infiltración pueden ser utilizados con cierta precisión para estimar el valor de la punta de una crecida, puesto que en su mayor parte ésta está constituida por la aportación de la escorrentía. Estas crecidas tienen lugar generalmente cuando la condición inicial de humedad del suelo es uniforme y, por lo tanto, cuando la curva de capacidad de infiltración alcanza su tramo asintótico. En el caso de una precipitación normal, continua y uniforme, en la que la lluvia excede en todo momento a la capacidad de infiltración, tal como muestra la figura 2.13, la escorrentía super-

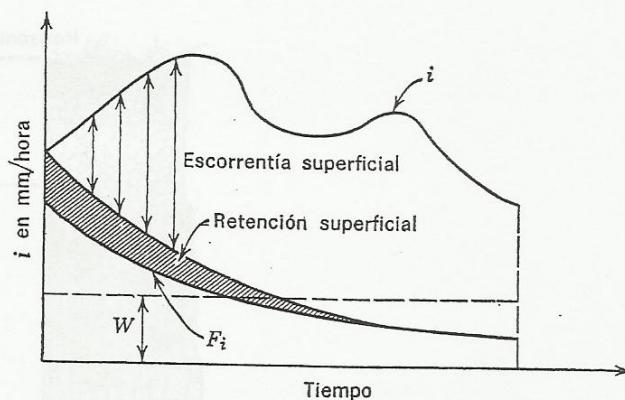


FIG. 2.13. — Estimación de la escorrentía superficial a partir de la precipitación y del índice W .

ficial puede determinarse, a partir de los datos de la precipitación y de la infiltración, de la manera que a continuación exponemos: se estima, en primer lugar, el valor del índice Φ y se superpone, a continuación, la curva de infiltración sobre el hietograma de la precipitación; en segundo lugar, se procede a estimar el valor de la retención superficial y se suma al de la infiltración. De esta manera, pues, la escorrentía superficial estará representada por el área comprendida entre la curva de precipitación y la curva que representa a la infiltración más la retención superficial.

La capacidad para transmitir el agua, o *conductibilidad hidráulica de un suelo*, es un valor sumamente variable. Si el suelo está constituido por arenas o gravas muy homogéneas, la conductibilidad hidráulica será muy elevada y variará muy ligeramente en función del tiempo. La mayoría de los materiales no compactados de la superficie de la tierra poseen una estructura estratificada denominada perfil (fig. 2.14). El *perfil* de un suelo se desarrolla como consecuencia de los fenómenos de descomposición química y actividad orgánica, junto con el factor tiempo. En un perfil bien desarrollado, el *horizonte A* es considerablemente más permeable que el *horizonte B*. El *horizonte B* está generalmente compuesto por una masa de

gravas cementadas con arcillas y coloides y suele estar fracturado por grietas verticales que dan lugar a una estructura de bloques prismáticos. Cuando el suelo está seco, estas grietas están más o menos abiertas, pero a medida que el suelo se va saturando, como consecuencia de la infiltración de agua, las arcillas y los coloides se hinchan y las fracturas comienzan a cerrarse. Es así como se explica que la estructura del suelo presente una elevada conductibilidad hidráulica al comienzo de la infiltración y vaya progresivamente disminuyendo a medida que el suelo se va empapando.

En los primeros momentos de la infiltración, el desplazamiento del agua bajo la acción de las fuerzas capilares del suelo juega un papel muy im-

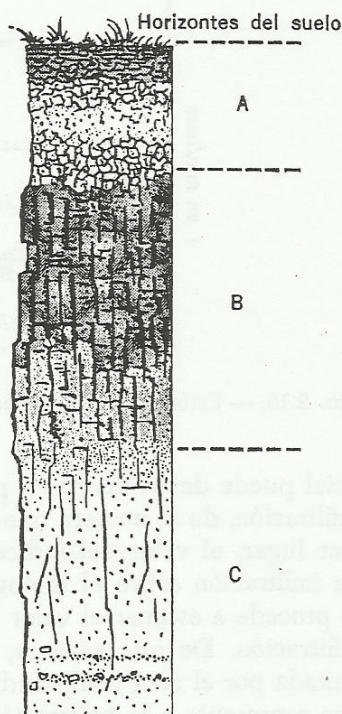


FIG. 2.14. — Perfil de un suelo desarrollado sobre unos aluviones arenosos. La estructura vertical del horizonte B, rico en arcilla, es particularmente importante por la influencia que ejerce sobre la infiltración del agua. El desplazamiento del agua es rápido al principio, hasta que las arcillas se humedecen y se hinchan, cerrando con ello la mayor parte de las grietas del suelo.

portante. El efecto de las fuerzas capilares, en un suelo constituido por elementos muy gruesos, comienza a ser menos importante cuando el frente de infiltración ha penetrado ya unos 70 u 80 cm por debajo de la superficie del suelo. Las mayores fuerzas capilares corresponden a los suelos de grano fino en condiciones iniciales de muy poca humedad.

El aire atrapado en el interior del suelo por el avance del frente de infiltración produce un efecto contrario al de la estructura del suelo. Inicialmente, el frente de infiltración puede ser irregular y con ello el aire puede ser expulsado a través de diversos puntos de escape. La energía que se

necesita para desplazar el aire del suelo hace disminuir en cada instante el valor del índice de infiltración. A medida que avanza el frente saturado va dejando atrás *bolsas de suelo seco* que constituyen barreras para el avance del agua. El continuo movimiento del frente de infiltración puede ir disolviendo un poco de ese aire aprisionado. Los efectos de este aire

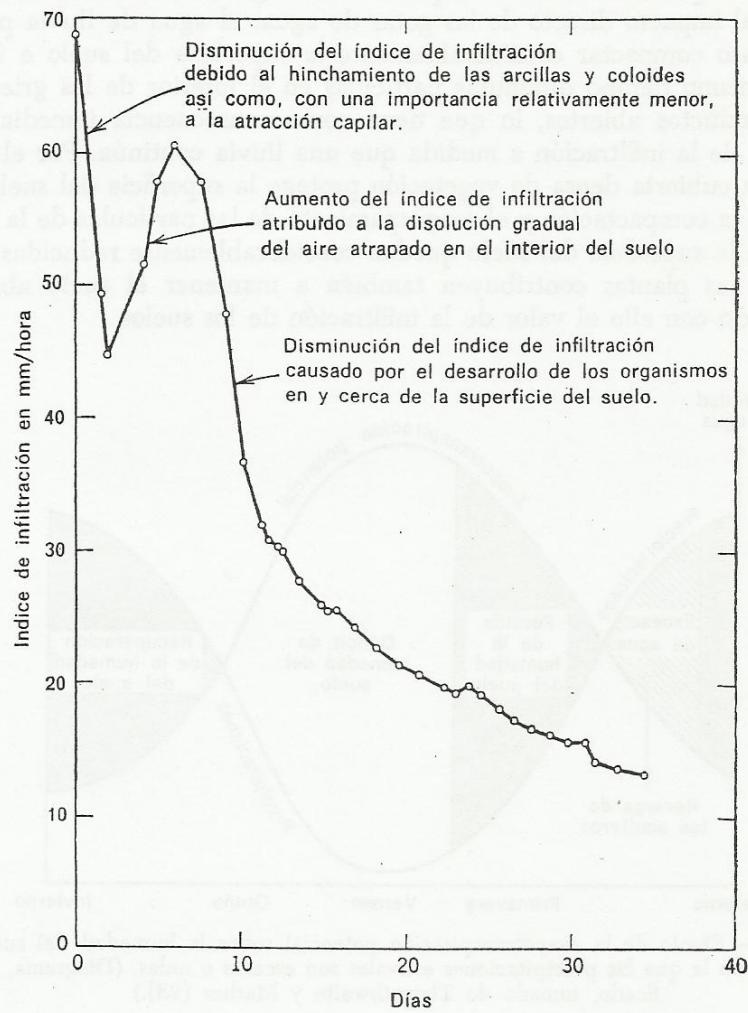


FIG. 2.15.—Evolución durante un largo período del índice de infiltración en una muestra de un suelo que estuvo inundado durante más de un mes. El aumento secundario del índice de infiltración ha sido observado en casi todas las experiencias realizadas en diferentes tipos de suelo. Se tiende a explicar este aumento del índice de infiltración como resultado de la disolución del aire inicialmente atrapado en el interior del suelo. (Diagrama extraído del *University of California Sanitary Engineering Research Laboratory Technical Bulletin 12* [30].)

embolsado son, pues, opuestos a los de la estructura del suelo, y se manifiestan a través de una resistencia inicial al avance de la infiltración, que se va reduciendo con el paso continuo del agua; este efecto puede ser claramente observado durante los primeros momentos de la infiltración (fig. 2.15).

El estado de la superficie del suelo es también un factor muy importante. Una superficie del suelo desprovista de vegetación estará libremente expuesta al impacto directo de las gotas de agua; el agua de lluvia puede en este caso compactar considerablemente la superficie del suelo e introducir al mismo tiempo diminutas partículas en el interior de las grietas y de los conductos abiertos, lo que tiene como consecuencia inmediata la reducción de la infiltración a medida que una lluvia continua. Por el contrario, una cubierta densa de vegetación protege la superficie del suelo, de modo que la compactación y el reagrupamiento de las partículas de la zona próxima a la superficie del suelo quedan considerablemente reducidas. Las raíces de las plantas contribuyen también a mantener el suelo abierto, aumentando con ello el valor de la infiltración de los suelos.

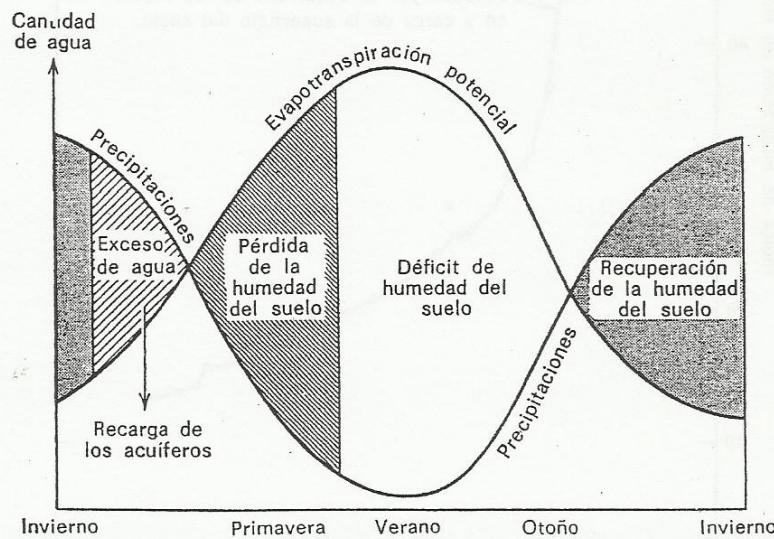


FIG. 2.16. — Efecto de la evapotranspiración potencial sobre la humedad del suelo en una región en la que las precipitaciones estivales son escasas o nulas. (Diagrama, modificado, tomado de Thornthwaite y Mather [28].)

La temperatura del agua afecta a su viscosidad, y ésta, a su vez, afecta al valor del índice de infiltración. La mejor manera de percibir el efecto de la temperatura del agua sobre la infiltración consiste en observar el fenómeno durante un proceso de recarga artificial; si mantenemos constan-

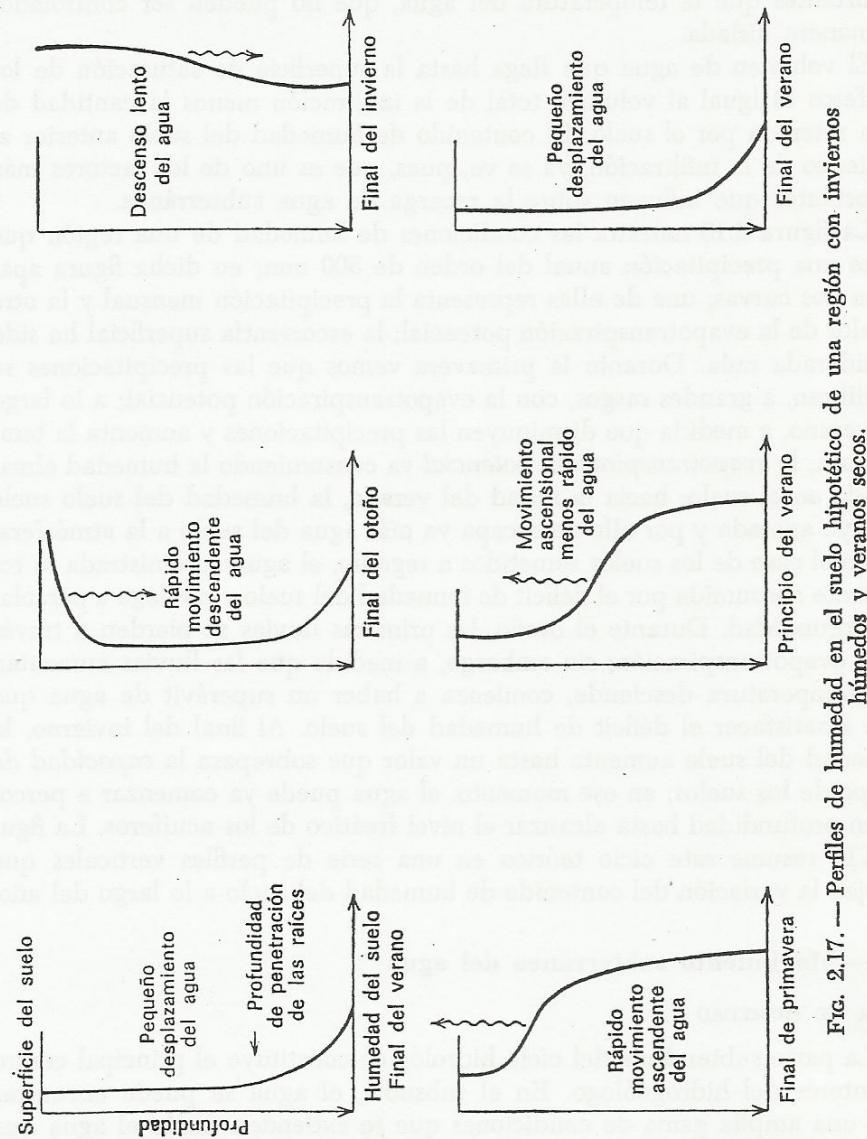


FIG. 2.17.—Perfiles de humedad en el suelo hipotético de una región con inviernos húmedos y veranos secos.

tes todos los demás factores que influyen sobre la infiltración, se verá que ésta es inversamente proporcional a la viscosidad (o, lo que es lo mismo, directamente proporcional a la temperatura). La infiltración de la lluvia, sin embargo, está regida principalmente por toda una serie de factores más importantes que la temperatura del agua, que no pueden ser controlados de manera aislada.

El volumen de agua que llega hasta la superficie de saturación de los acuíferos es igual al volumen total de la infiltración menos la cantidad de agua retenida por el suelo. El contenido de humedad del suelo anterior al comienzo de la infiltración, ya se ve, pues, que es uno de los factores más importantes que influyen sobre la recarga de agua subterránea.

La figura 2.16 muestra las condiciones de humedad de una región que posee una precipitación anual del orden de 500 mm; en dicha figura aparecen dos curvas; una de ellas representa la precipitación mensual y la otra el valor de la evapotranspiración potencial; la escorrentía superficial ha sido considerada nula. Durante la primavera vemos que las precipitaciones se equilibran, a grandes rasgos, con la evapotranspiración potencial; a lo largo del verano, a medida que disminuyen las precipitaciones y aumenta la temperatura, la *evapotranspiración potencial* va consumiendo la humedad almacenada en el suelo; hacia la mitad del verano, la humedad del suelo suele estar ya agotada y por ello no escapa ya más agua del suelo a la atmósfera.

En el caso de los suelos sometidos a regadío, el agua administrada es totalmente consumida por el déficit de humedad del suelo y no llega a percolar en profundidad. Durante el otoño, las primeras lluvias se pierden a través de la evapotranspiración; sin embargo, a medida que las lluvias aumentan y la temperatura desciende, comienza a haber un superávit de agua que pasa a satisfacer el déficit de humedad del suelo. Al final del invierno, la humedad del suelo aumenta hasta un valor que sobrepasa la *capacidad de campo* de los suelos; en ese momento, el agua puede ya comenzar a percolar en profundidad hasta alcanzar el nivel freático de los acuíferos. La figura 2.17 resume este ciclo teórico en una serie de perfiles verticales que reflejan la variación del contenido de humedad del suelo a lo largo del año.

2.6. — Movimiento subterráneo del agua

ZONA DE HUMEDAD

La parte subterránea del ciclo hidrológico constituye el principal centro de interés del hidrogeólogo. En el subsuelo, el agua se puede encontrar bajo una amplia gama de condiciones que se extienden desde el agua que circula libremente hasta el agua que se encuentra firmemente fijada en el interior de las estructuras cristalinas. La mayoría de las discusiones clásicas acerca de las aguas subterráneas tienden a hacer fuerte hincapié en la existencia de diversos tipos de agua subterránea, más o menos bien defini-

dos. En la figura 2.18 mostramos dos tipos diferentes de clasificación de las aguas subterráneas: uno clásico, y otro que nosotros proponemos, que creemos evitará muchas de las dificultades que encierran otros tipos de clasificación ya existentes, de mayor complejidad. No existen, sin embargo, límites tajantes entre cada uno de los tipos de agua de estas dos clasificaciones; así, por ejemplo, el agua del suelo está diferenciada del agua de las zonas

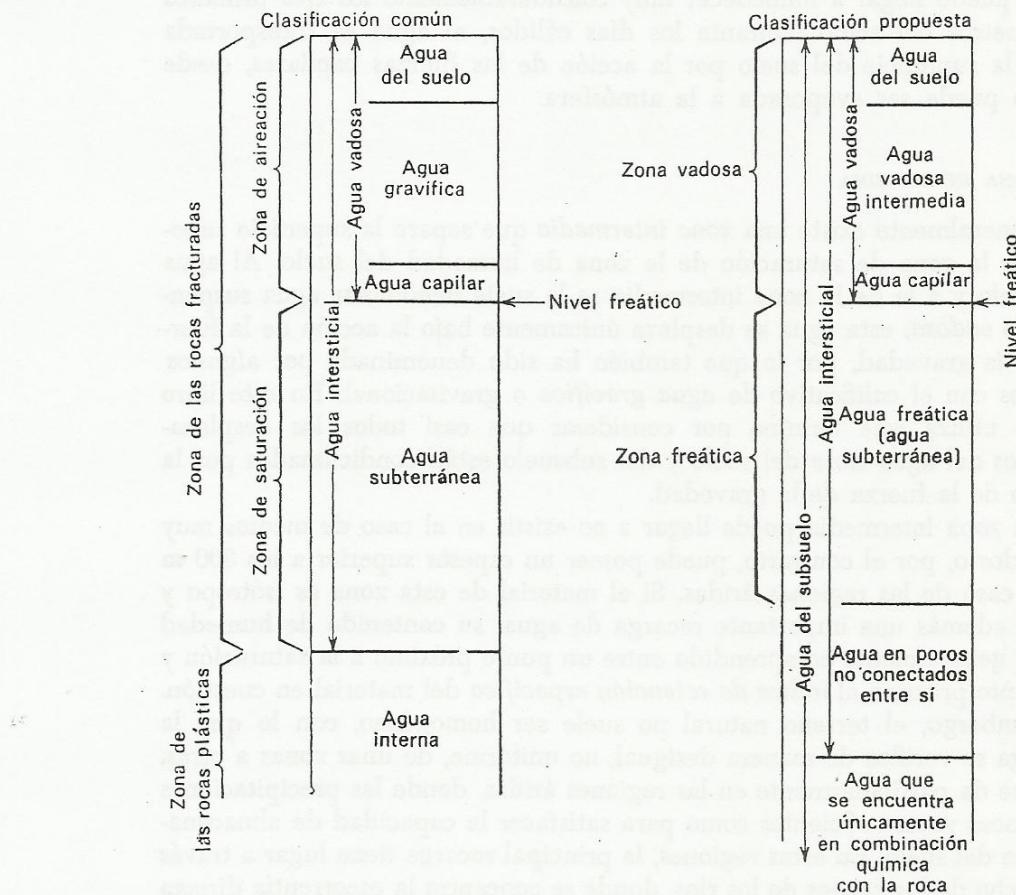


FIG. 2.18. — Clasificación del agua del suelo.

más profundas no saturadas, únicamente por el hecho de que aquélla está sujeta a grandes fluctuaciones, en cantidad y calidad, debidas al fenómeno de la evaporación y transpiración que sobre ellas actúa. Las fluctuaciones de humedad producidas por el efecto evapotranspirante de las plantas disminuye gradualmente en profundidad; de hecho, en las zonas de bosque normal, sólo algunas raíces llegan a alcanzar profundidades superiores a los

diez metros. En las zonas más altas del suelo, hasta una profundidad de unos pocos centímetros, el contenido de humedad varía en función de las fluctuaciones de la temperatura y de la tensión del vapor, causadas por las variaciones de temperatura del aire y del suelo. En las noches en las que el suelo pierde gran cantidad de calor por efecto de una fuerte radiación, tiene lugar, como consecuencia, una gran condensación de vapor de agua de la atmósfera sobre la superficie del suelo en forma de rocío; este fenómeno puede llegar a humedecer muy considerablemente los tres primeros centímetros del suelo. Durante los días cálidos, el agua es transportada hasta la superficie del suelo por la acción de las fuerzas capilares, desde donde puede ser evaporada a la atmósfera.

LA ZONA INTERMEDIA

Generalmente existe una *zona intermedia* que separa la superficie superior de la zona de saturación de la zona de humedad del suelo. Al agua del suelo y a la de la zona intermedia se la suele denominar agua suspendida, o *vadosa*; esta agua se desplaza únicamente bajo la acción de la fuerza de la gravedad, por lo que también ha sido denominada por algunos autores con el calificativo de *agua gravífica* o gravitacional. En este libro no se utiliza este término por considerar que casi todos los desplazamientos del agua libre del suelo y del subsuelo están condicionados por la acción de la fuerza de la gravedad.

La zona intermedia puede llegar a no existir en el caso de medios muy húmedos o, por el contrario, puede poseer un espesor superior a los 300 m en el caso de las regiones áridas. Si el material de esta zona es isótropo y existe además una importante recarga de agua, su contenido de humedad estará generalmente comprendido entre un punto próximo a la saturación y un punto próximo al *índice de retención específica* del material en cuestión. Sin embargo, el terreno natural no suele ser homogéneo, con lo que la recarga se verifica de manera desigual, no uniforme, de unas zonas a otras. Esto se da particularmente en las regiones áridas, donde las precipitaciones son pocas veces suficientes como para satisfacer la capacidad de almacenamiento del suelo. En estas regiones, la principal recarga tiene lugar a través del lecho de los cauces de los ríos, donde se concentra la escorrentía directa y donde los depósitos permeables de arenas y gravas suelen ser más abundantes. En muchas regiones, es probable que la zona intermedia nunca haya llegado a estar siquiera mojada.

LA FRANJA CAPILAR

La zona intermedia, en su parte inferior, acaba donde comienza la llamada *franja capilar*. La transición entre ambas es más bien brusca en el

caso de sedimentos de grano grueso, pero, por el contrario, puede llegar a ser prácticamente imperceptible en los limos y en las arcillas. En el caso de suelos de grano fino, si la recarga es activa, la diferencia del contenido de humedad entre la zona intermedia y la franja capilar puede llegar a ser muy pequeña. La superficie de la franja capilar, vista a gran escala, es irregular y su posición varía constantemente al variar el nivel freático y el caudal de la recarga. La parte superior de la franja capilar contiene numerosas *bolsas de aire* que pueden constituir un freno al movimiento descendente del agua. En la parte inferior de la franja capilar, el terreno alcanza justamente el punto de saturación total. Las fuerzas físicas que gobiernan el flujo del agua de la parte inferior de la franja capilar son prácticamente idénticas a las fuerzas que rigen el movimiento del agua subterránea en la zona de saturación.

LA SUPERFICIE FREÁTICA

La zona de aguas subterráneas, o aguas freáticas, está separada de la franja capilar por la superficie freática. La superficie freática es una superficie teórica que viene determinada de manera muy aproximada por el nivel de la superficie del agua en el interior de los pozos que justamente penetran en el interior de la zona de saturación. Si el flujo del agua subterránea es horizontal, los niveles del agua en el interior de los pozos corresponden exactamente a la superficie freática. Sin embargo, la presencia de pozos de bombeo distorsiona la forma natural de las superficies equipotenciales y, con ello, el nivel del agua en el interior de los pozos.

Las definiciones más generalizadas de la superficie freática la consideran como la superficie que separa la franja capilar de la zona de saturación, o bien como la superficie definida por los niveles de agua en los pozos que alcanzan un terreno saturado en condiciones de no confinamiento. Una definición más exacta diría que la superficie freática es la superficie saturada de un terreno no confinado sobre la cual la presión hidrostática es igual a la presión atmosférica. El significado de esta definición aparece gráficamente plasmado en el dibujo de la figura 2.19. En dicha figura el manómetro *A* termina en el aire, por encima de la superficie del suelo, de tal forma que la presión atmosférica hace que el nivel del agua se mantenga a la misma cota en ambas ramas del tubo manométrico. El manómetro *B* termina en el terreno no saturado situado por encima de la franja capilar, de manera tal que pueda registrar el efecto de la succión capilar. El manómetro *C* termina dentro de la franja capilar, donde la presión hidráulica es inferior a la presión atmosférica. El manómetro *D* termina en la superficie freática, donde los niveles del agua están igualados, como en el manómetro *A*, lo que indica que en ese punto del acuífero la presión hidráulica es igual a la presión atmosférica. El manómetro *E* termina por

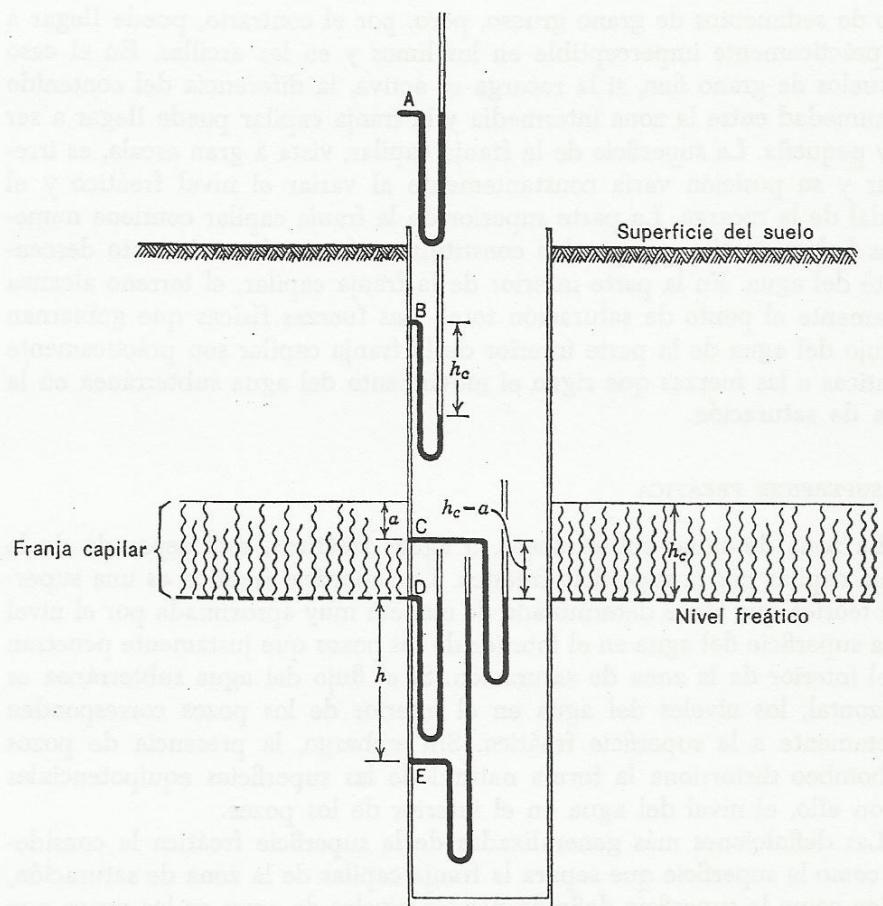


FIG. 2.19. — Ilustración acerca del concepto de nivel freático en un medio homogéneo mediante la utilización de manómetros imaginarios de un diámetro infinitesimal, rellenos de agua y en contacto con el medio poroso del acuífero en contacto con la pared exterior de un pozo "seco". El manómetro D registra la presión atmosférica e indica la posición del nivel freático.

debajo de la superficie freática, donde la presión hidráulica es superior a la presión atmosférica.

LA ZONA DE SATURACIÓN (zona de agua freática)

El agua situada por debajo de la superficie freática es generalmente denominada agua subterránea, y la zona situada por debajo de esta superficie es llamada zona de saturación. Ambos términos suelen ser un tanto confusos a causa de su frecuente interpretación no científica. Frecuente-

mente el término *agua subterránea* suele hacer referencia a todo tipo de agua situada por debajo de la superficie del suelo, y el término *zona de saturación* suele referirse a todo tipo de material saturado de agua. Por esta razón, proponemos la utilización del término "agua subterránea" como medio muy general de expresar toda el agua situada por debajo de la superficie del suelo. El término "zona de saturación" no es un término tampoco muy exacto, ya que la parte inferior de la franja capilar está también saturada. Teniendo en cuenta que el agua de la parte inferior de la franja capilar emigra casi con la misma velocidad que el agua situada justo por debajo de la superficie freática, no nos parece justificada esta definición de zona de saturación. Un término más aceptable para definir esta zona sería el de *zona de agua freática*, puesto que con este término se acostumbra designar el agua que puede entrar libremente en los pozos. El agua de la franja capilar no fluye a los pozos que la atraviesan, a no ser que se trate de un pozo de captación que penetre por debajo de la superficie freática y la capte indirectamente.

La zona de agua freática limita en su parte inferior con una zona donde la compacidad del terreno hace que éste contenga muy pocos poros, no conectados entre sí, con lo que el agua no puede emigrar en profundidad. La profundidad de este sustrato compacto varía con el medio geológico; en zonas de rocas intrusivas y metamórficas, esta zona totalmente impermeable puede comenzar a profundidades superiores a los 3.000 m; en regiones de potentes depósitos sedimentarios, la profundidad a que puede encontrarse este zócalo impermeable puede llegar a ser hasta de 15.000 m. A profundidades superiores a los 30.000 m el calor y la presión allí reinantes son ya tan elevados que no permiten la existencia de espacios porosos ni la existencia de agua libre; a estas profundidades, el agua sólo puede existir en forma de combinación química con otras sustancias.

LOS ACUÍFEROS

Solamente una reducida minoría de zonas freáticas puede suministrar caudales significativos de agua a los pozos que las atraviesan. Las zonas que poseen agua se llaman *acuíferos*. Una roca que ni almacena ni transmite agua se llama *acuífugo* —término que contrasta, pues, con el de acuífero, que se refiere a las formaciones geológicas capaces de almacenar y transmitir agua a los pozos gracias a los espacios porosos que existen en su interior, y con el de *acuicludo*, que se refiere a las formaciones geológicas que solamente almacenan agua, pero que no la transmiten en cantidades significativas—. El término *acuitardo* es también utilizado por algunos autores para describir las formaciones geológicas que, aunque almacenan agua y la transmiten en cantidades significativas a escala regional, no son suficientes para abastecer por sí mismas instantáneamente a los pozos.

Los términos precedentes carecen todos de definiciones precisas en lo que respecta a las propiedades físicas mensurables de los terrenos acuíferos; de hecho, se ha dicho con frecuencia que un acuífero de una región desértica que pudiese suministrar a un pozo un caudal de 500 litros/día sería clasificado como acuitardo, o incluso como acuicludo, si ese mismo terreno estuviera situado en un valle aluvial colmatado por gravas, las cuales son capaces de suministrar volúmenes de varios miles de metros cúbicos al día. Por esta razón, algunos hidrogeólogos prefieren definir los acuíferos como zonas naturales situadas por debajo de la superficie del suelo que son capaces de suministrar agua en cantidades suficientemente grandes como para ser económicamente explotables.

Los acuíferos pueden estar constituidos por depósitos sedimentarios no consolidados, por rocas plutónicas masivas fracturadas, por estratos de areniscas porosas, por bancos de calizas carbonatadas y por otros muchos contextos geológicos diferentes. Aunque se pueden hacer cálculos sumamente útiles partiendo de la hipótesis simplificadora de que los acuíferos son uniformes en su composición, horizontales y tabulares, el hidrogeólogo debe tener siempre presente que existe, sin embargo, una variedad casi infinita de formas y condiciones hidrogeológicas posibles. En los capítulos siguientes se analizan muchas de las posibles condiciones acuíferas que pueden presentar los terrenos geológicos en la naturaleza.

AGUA CONFINADA Y AGUA NO CONFINADA

Al agua de un acuífero que se encuentra en contacto directo con la atmósfera a través de los espacios huecos de un terreno permeable se la denomina *agua no confinada*. El agua confinada está separada de la atmósfera por un terreno impermeable. La división entre aguas confinadas y no confinadas no tiene solución de continuidad. El término *semiconfinado* se utiliza para las condiciones intermedias. En muchas zonas, la primera agua no confinada que se suele encontrar está frecuentemente por encima de la zona general de las aguas freáticas, constituyendo un volumen de agua más o menos aislado cuya posición está impuesta por la estructura y la estratigrafía del terreno (fig. 2.20); al agua que se encuentra bajo estas condiciones se la denomina *agua colgada*; su superficie freática recibe el nombre de *superficie freática colgada*.

La distinción tajante entre agua confinada, semiconfinada, no confinada y colgada es generalmente muy difícil de establecer en la naturaleza. El corte geológico de la figura 2.20 representa varias de las situaciones más frecuentemente encontradas en las formaciones sedimentarias. Si se perforase un solo pozo en la posición 1 del diagrama hidrogeológico de la figura 2.20, al agua del acuífero B (si no se poseyera ninguna otra información) la denominaríamos agua colgada, y al agua del acuífero C agua no confi-

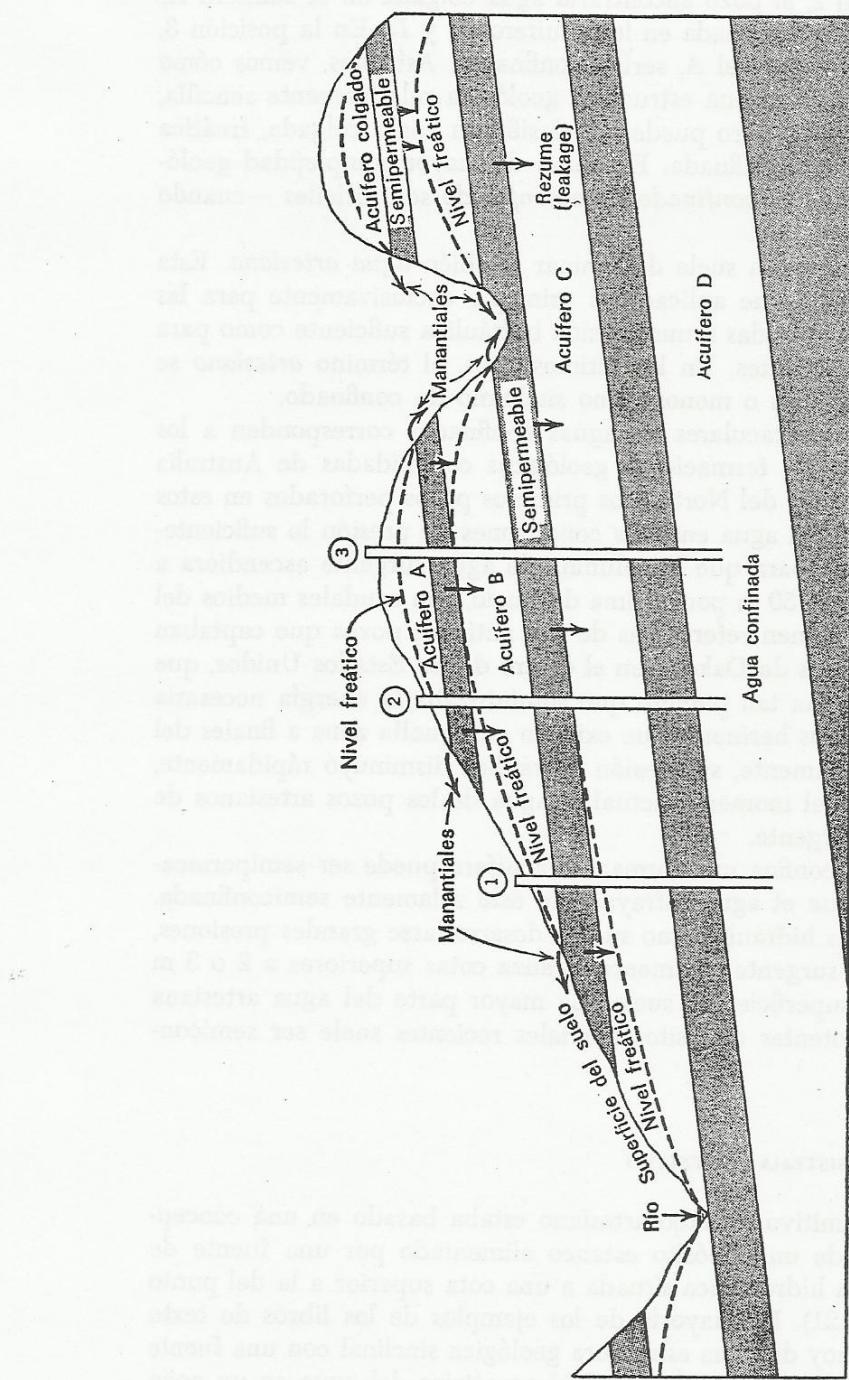


FIG. 2.20. — Aguas confinadas, no confinadas y colgadas, en una secuencia estratigráfica simple de areniscas y pizarras.

nada. En la posición 2, el pozo encontraría agua colgada en el acuífero A, no confinada en el B y confinada en los acuíferos C y D. En la posición 3, todos los acuíferos, excepto el A, serían confinados. Así pues, vemos cómo en una pequeña zona, con una estructura geológica relativamente sencilla, el agua de un mismo acuífero puede ser clasificada como colgada, freática normal, no confinada y confinada. En zonas de mayor complejidad geológica los términos *colgado*, *confinado* y *no confinado* son difíciles —cuando no imposibles— de aplicar.

Al agua confinada se la suele denominar también *agua artesiana*. Esta expresión, sin embargo, fue aplicada al principio exclusivamente para las aguas subterráneas sometidas a una presión hidráulica suficiente como para dar lugar a pozos surgentes. En los últimos años, el término *artesiano* se ha venido utilizando más o menos como sinónimo de confinado.

Los casos más espectaculares de aguas confinadas corresponden a los grandes acuíferos de las formaciones geológicas consolidadas de Australia y del centro de América del Norte. Los primeros pozos perforados en estos acuíferos encontraron el agua en unas condiciones de presión lo suficientemente elevadas como para que la columna de agua surgente ascendiera a alturas superiores a los 50 m por encima del suelo, con caudales medios del orden de 65 l/s. Se tienen referencias de dos antiguos pozos que captaban el agua en las areniscas de Dakota, en el centro de los Estados Unidos, que tenían un flujo de agua tan potente que suministraba la energía necesaria para mover los molinos harineros que existían en aquella zona a finales del siglo XIX; desgraciadamente, su presión hidráulica disminuyó rápidamente, de tal modo que en el momento actual el agua de los pozos artesianos de Dakota ya no es surgiante.

El material que confina una formación acuífera puede ser semipermeable, de tal forma que el agua infrayacente esté solamente semiconfinada. En estas condiciones hidráulicas no suelen desarrollarse grandes presiones, con lo que el agua surgente raramente alcanza cotas superiores a 2 o 3 m por encima de la superficie del suelo. La mayor parte del agua artesiana contenida en los potentes depósitos aluviales recientes suele ser semiconfinada.

ELEMENTOS DE UN SISTEMA ARTESIANO

El concepto primitivo de flujo artesiano estaba basado en una concepción análoga a la de un depósito estanco alimentado por una fuente de agua con una carga hidrostática situada a una cota superior a la del punto de descarga (fig. 2.21). La mayoría de los ejemplos de los libros de texto muestran, todavía hoy día, una estructura geológica sinclinal con una fuente de recarga situada por encima del nivel piezométrico del agua en un pozo

de descarga, como ejemplo de un sistema acuífero artesiano (fig. 2.21). En estos libros se suele ver cómo el nivel piezométrico del acuífero se obtiene uniendo con una línea recta la posición del nivel del agua en la zona de recarga con la posición alcanzada por el nivel del agua en un pozo surgiante. En estos ejemplos, el acuífero suele estar confinado por una formación porosa prácticamente impermeable, llamada *acuicludo*, o por formaciones ligeramente permeables, llamadas *acuitardos*. Esta imagen es-

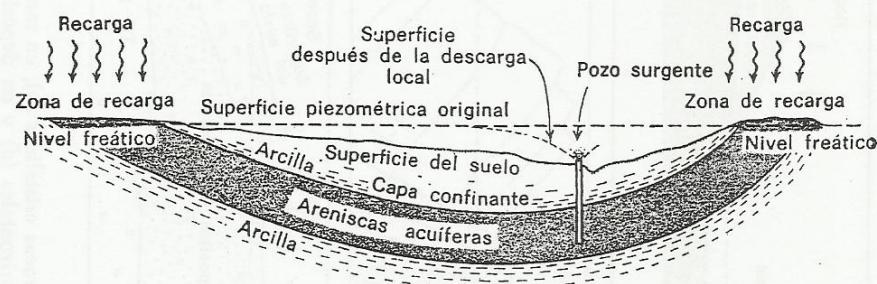


FIG. 2.21. — Elementos de un clásico sistema artesiano formado en un sinclinal.

tructural clásica, si bien es cierta para una gran parte de los grandes sistemas artesianos, en la naturaleza, sin embargo, las variedades de condiciones hidráulicas de artesianismo son infinitas. Describimos a continuación algunas de estas condiciones más frecuentes.

En la figura 2.22a se muestra un sistema artesiano de poca carga hidráulica, muy frecuente en las zonas de dunas arenosas estabilizadas. En las regiones pantanosas se pueden originar formaciones semiconfinadas en antiguas depresiones hoy día prácticamente colmatadas por formaciones semi-permeables. En la figura 2.22b se muestra el caso de un acuífero ubicado en una zona de trituración (brecha) producida a lo largo de un plano de falla; en este caso, la roca confinante es masiva y no transmite ni almacena agua; los pozos abiertos en este tipo de acuíferos pueden encontrar agua a grandes presiones, aunque por lo general pocas veces suelen constituir fuentes de recursos permanentes. La compleja estructura de la figura 2.22c muestra cómo puede existir un sistema acuífero artesiano tanto en los pliegues anticlinales como en los sinclinales.

Las rocas sedimentarias que yacen en posición horizontal suelen originar por lo general acuíferos artesianos (fig. 2.22d). La coexistencia de formaciones permeables e impermeables depositadas a lo largo de las márgenes glaciares da lugar a numerosos acuíferos confinados en los que los pozos suelen ser muy frecuentemente surgentes, tal como se muestra en la figura 2.22e.

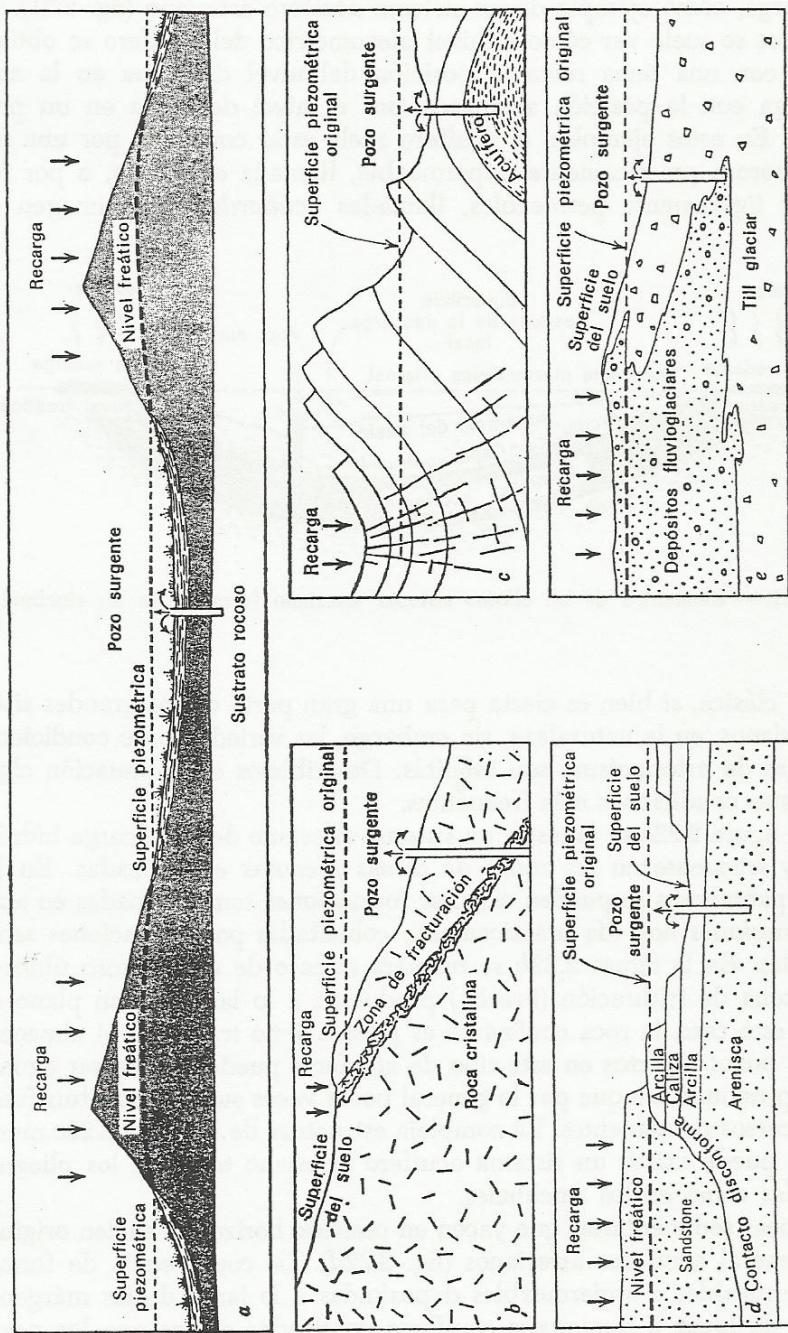


FIG. 2.22.—Pozos artesianos (surgentes) en dunas estabilizadas (a), en rocas cristalinas (b), en rocas sedimentarias (c), en rocas sedimentarias horizontales (d) y en depósitos glaciares (e).

ORIGEN DE LA PRESIÓN HIDRÁULICA EN LOS ACUÍFEROS ARTESIANOS

El solo hecho de que la cota del agua sea más elevada en la zona de recarga que en un punto de descarga de un pozo explica ya que éste pueda llegar a ser surgente. Esta explicación tan simplista sólo suele ser rigurosamente exacta en el caso de acuíferos de extensión local, en rocas consolidadas, tal como muestra el ejemplo representado en la figura 2.22d. Los acuíferos de gran extensión pueden presentar una complejidad notablemente mayor, siendo necesario recurrir a modelos gráficos más complicados para poder explicar satisfactoriamente el conjunto de fenómenos observados en la mayor parte de los grandes sistemas artesianos.

Si un sistema artesiano fuera perfectamente rígido y estuviera saturado de un fluido ideal que no tuviera ninguna viscosidad y fuera incompresible, los efectos de la descarga de un pozo serían observados a través de una caída instantánea del nivel del agua en todos los pozos del acuífero así como en la zona de recarga del sistema. Este fenómeno, sin embargo, no suele observarse en los sistemas artesianos, donde, por lo general, los efectos que producen los bombeos de los pozos son de un orden de magnitud tal que prácticamente quedan limitados a una zona próxima a los pozos bombeados que normalmente no suele ser superior a unos 15 km.

Meinzer [14] fue uno de los primeros geólogos que siguió esta línea de razonamiento hasta llegar a una conclusión lógica. Meinzer observó que el nivel del agua en los pozos del gran sistema artesiano de Dakota, en los Estados Unidos, respondía solamente a los efectos de los bombeos locales; observó también que el volumen del *cono de depresión* creado por los bombeos era notablemente inferior al del agua bombeada. Los cálculos posteriores de Meinzer pusieron de manifiesto que el agua bombeada en los sistemas acuíferos confinados y semiconfinados proviene simultáneamente de tres fuentes principales: 1) Del agua que se desplaza dentro de la formación acuífera hacia la zona de descarga. 2) Del agua que sería expulsada al exterior, a través del pozo, por la compactación del terreno acuífero descargado. 3) De la expansión del volumen de agua comprimida en el acuífero. Concluyó que de estas tres fuentes, la segunda —el agua expulsada al exterior por la compactación del acuífero— era la más importante.

Existen, no obstante, otras procedencias del agua bombeada de las formaciones acuíferas que no fueron consideradas por Meinzer, tales como: 1) el agua desplazada por la expansión de los gases que ella misma contiene en disolución; 2) el agua desplazada por la dilatación de los granos del terreno acuífero y de los minerales que los forman; 3) el agua expulsada por los efectos compresivos de los acuicludos que envuelven al acuífero; 4) el agua que emigra gracias a los campos de potenciales térmicos, quími-

cos y eléctricos. La expansión del gas y la compresión que ejercen los acuíferos son importantes en algunos sistemas artesianos; sin embargo, las procedencias restantes son probablemente despreciables en la mayor parte de los acuíferos de agua dulce.

Una buena prueba de este comportamiento flexible de los acuíferos artesianos la constituyen los hechos siguientes: 1) Los cambios topográficos registrados en la superficie del suelo de las zonas fuertemente explotadas. 2) Las fluctuaciones del nivel del agua causadas por efectos de cargas ejercidas sobre la superficie del suelo. 3) La cantidad de agua bombeada en relación con las fluctuaciones de nivel en las proximidades de los pozos. 4) Las fluctuaciones del nivel del agua causadas por el paso de perturbaciones sísmicas y por las mareas. La más palpable de estas cuatro pruebas es la primera, es decir, la constituida por los cambios topográficos registrados en la superficie del suelo por efecto de los bombeos. (Véase capítulo XI.)

REPRESENTACIÓN, SOBRE MAPAS Y GRÁFICOS, DE LOS DATOS DE NIVELES DE AGUA

El estudio y análisis de las fluctuaciones de los niveles del agua en los pozos y acuíferos acostumbra realizarse mediante el empleo de mapas y gráficos. Los documentos más frecuentemente utilizados son los mapas de niveles de agua, los mapas de variaciones de nivel, los mapas de profundidades a las que se encuentra el agua subterránea, los perfiles hidrológicos y los hidrogramas de pozos.

Cuando todos los detalles relativos a las características de construcción de los pozos inventariados en una zona y a la geometría de los acuíferos son bien conocidos, los mapas sobre niveles del agua pueden constituir verdaderos mapas piezométricos, de niveles freáticos o de superficies equipotenciales. La elevación alcanzada por el agua en los pozos surgentes y en los pozos que penetran en acuíferos confinados define la posición y forma de la superficie piezométrica. Esta superficie puede estar situada por encima o por debajo de la superficie del suelo; si está por encima, la tubería de revestimiento de los pozos debe alcanzar una elevación superior a la superficie piezométrica con objeto de poder medir correctamente el nivel. Estrictamente hablando, el término *piezométrico* significa medida de una presión; sin embargo, la superficie piezométrica se suele determinar tanto por la presión del agua como por la cota que alcanza en cada punto del acuífero; por esta razón, la expresión "superficie piezométrica" es un tanto equívoca.

Allí donde existen verdaderas condiciones de no-confinamiento y allí donde los niveles del agua en el interior de los pozos reflejan de modo fiable el nivel freático del acuífero, se pueden dibujar verdaderos mapas de superficies freáticas.

La energía potencial inherente al flujo subterráneo es directamente proporcional a la altura alcanzada por el nivel del agua en el interior de los pozos, tanto en el caso de acuíferos confinados como no-confinados (véanse los capítulos VI y VII). La expresión *mapas potenciométricos* es más adecuada que las dos anteriores para designar los mapas de niveles de agua en los casos que representen sistemas acuíferos aislados.

La dirección general del flujo subterráneo puede ser representada tanto en los mapas de superficies freáticas como en los de superficies piezométricas. Un *mapa de superficies freáticas* representa la posición de la superficie freática por medio de curvas de igual altura freática. Cuando el gradiente hidráulico de estas superficies es inferior al uno por ciento y la transmisibilidad es más o menos uniforme, la superficie freática es al mismo tiempo una representación prácticamente perfecta de las superficies equipotenciales del agua en el acuífero. Puesto que el flujo del agua en un acuífero de estas condiciones es casi horizontal, puede obtenerse al mismo tiempo de ellos una representación de la red del flujo subterráneo utilizando las curvas de nivel freático como líneas equipotenciales y dibujando las *líneas de flujo* perpendiculares a dichas curvas (figura 2.23). La red de flujo puede ser utilizada para localizar las zonas de recarga y de descarga de los acuíferos, así como para hacer estimaciones acerca del caudal del

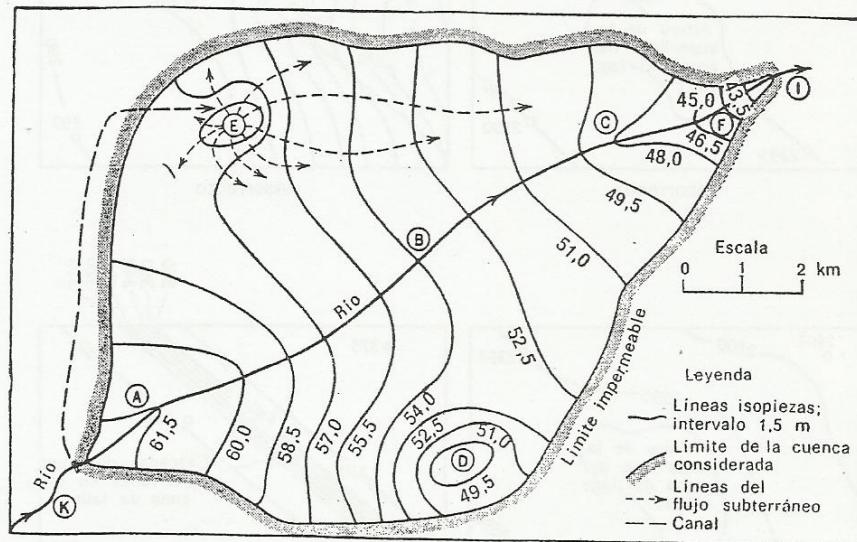


FIG. 2.23. — Mapa con la configuración del nivel freático en una pequeña cuenca subterránea hipotética. Si el acuífero es homogéneo e isotrópico y si la pendiente del nivel freático no es grande, puede utilizarse este mapa para trazar la red del flujo, es decir, una red "cuadrada" regular (véase capítulo 7). Se han dibujado sobre este mapa un reducido número de líneas de flujo subterráneo. La excesiva convergencia de estas líneas de flujo hace pensar en la existencia de variaciones importantes de la transmisibilidad del acuífero.

flujo subterráneo (véanse los capítulos VI y VII). La figura 2.23 representa, además, diversas configuraciones posibles de la superficie freática relacionadas con las situaciones geológicas e hidrológicas más frecuentes.

La zona A de la figura 2.23 constituye un área de recarga emplazada en el interior de un cono de deyección cuya superficie se encuentra a 24 m por encima del nivel freático; en esta zona, el río cede permanentemente agua al terreno permeable que está en contacto directo con él. Los ríos que se encuentran en esta situación hidrogeológica son llamados *influentes*. En el punto B, el agua del río tiene la misma cota que la superficie freática; la *curva isofreática* corta ortogonalmente el río, ya que al no haber flujo de uno a otro (ni del río al acuífero ni del acuífero al río), las líneas de corriente serán paralelas a la dirección del río. En C la superficie del río está por debajo del nivel freático y el río recibe un aporte continuo de agua procedente de la descarga del acuífero; en este caso se dice que el río es *efluente*. En F el río es todavía efluente, pero la mayor parte del agua subterránea se ha descargado ya en él; por ello, las curvas isofreáticas

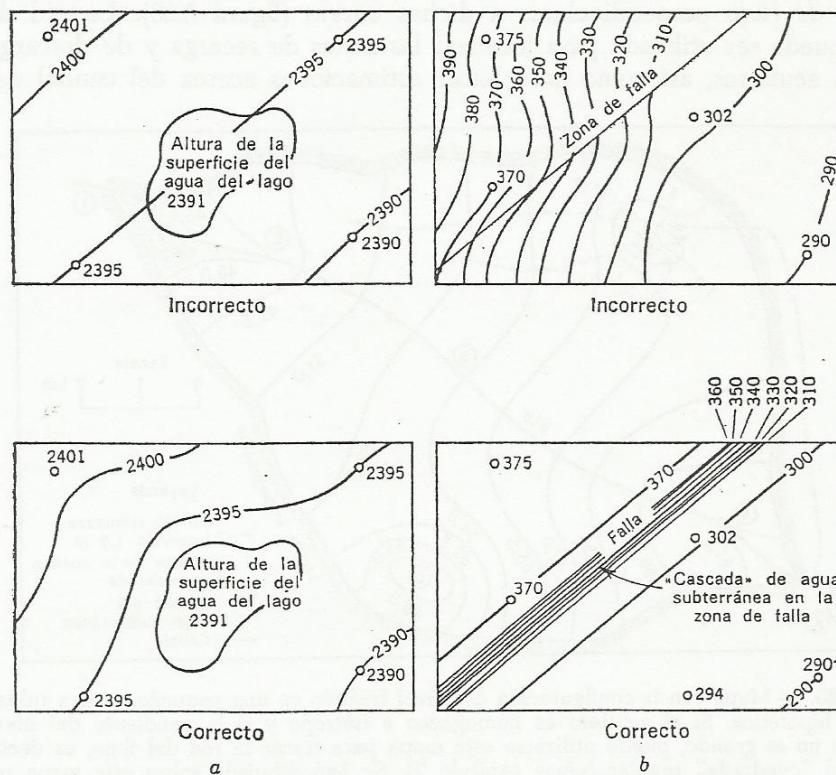


FIG. 2.24. — Errores más frecuentes encontrados en los mapas de superficies freáticas en zonas de depresiones topográficas ocupadas por lagos (a) y en zonas con fallas (b).

no son ya tan agudas como lo eran aguas arriba. El punto *D* representa una zona de fuerte bombeo en la que se ha hecho descender el agua hasta unos 6 m por debajo del nivel del río en *B*. Al cabo de un corto período de bombeo en *D*, la configuración general de las curvas freáticas puede cambiar de tal forma que el río llegue a ser influente en *B*. La zona *E* representa un área de recarga en la que el excedente de agua de riego ha producido una acumulación de aguas subterráneas hasta una cota de más de 3 m por encima de la superficie del río en *B*. En *K* y en *I* el río fluye sobre un cauce impermeable; la diferencia entre la descarga en *K* y en *I* es igual al volumen de agua perdida o ganada en el interior de la cuenca subterránea aquí considerada.

Los errores que se suelen cometer en la confección de mapas de superficies freáticas son debidos fundamentalmente a una extrapolación puramente mecánica de los datos básicos disponibles. En este sentido, puede ocurrir que se llegue incluso a situar, erróneamente, la superficie freática por encima de la superficie del suelo (figura 2.24a), o que queden olvidadas las estructuras geológicas evidentes que condicionan el flujo subterráneo general (figura 2.24b). Los *mapas de profundidad de las superficies freáticas* son útiles para determinar las zonas de pérdida de potencial por efecto de la evapotranspiración, así como para determinar las profundidades aproximadas que deben alcanzar los pozos. En la figura 2.25, *F* representa una zona en la que el agua subterránea se pierde por evapotranspiración; en

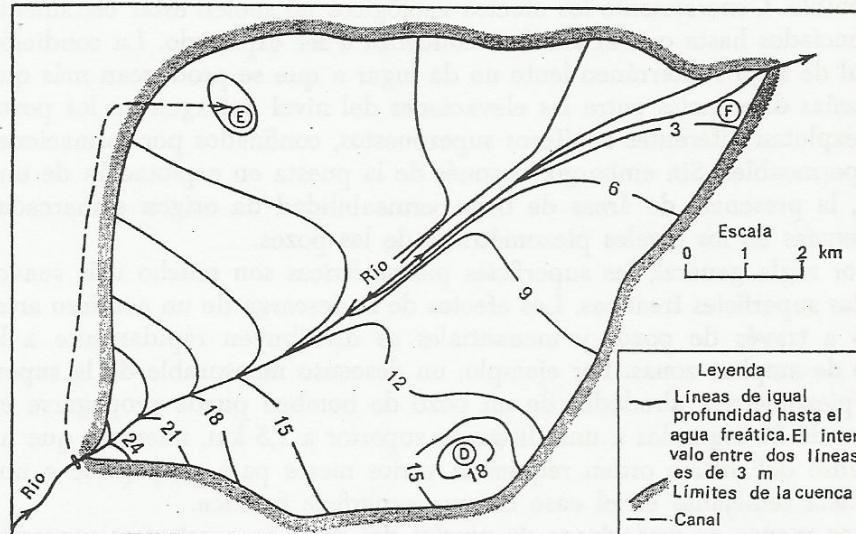


FIG. 2.25. — Mapa de líneas de igual profundidad hasta el agua freática en la misma cuenca presentada ya en la figura 2.23.

esta misma figura se da una visión esquemática de las condiciones hidrológicas de las zonas *D* y *E* de la figura 2.23.

Los errores más comunes que se cometan en la confección de *mapas de superficies piezométricas* residen en la separación inadecuada de los diferentes niveles acuíferos superpuestos y en una identificación igualmente inadecuada de los pozos que están en contacto con más de un acuífero (figura 2.26). Cuando las zonas a representar poseen una estructura o una

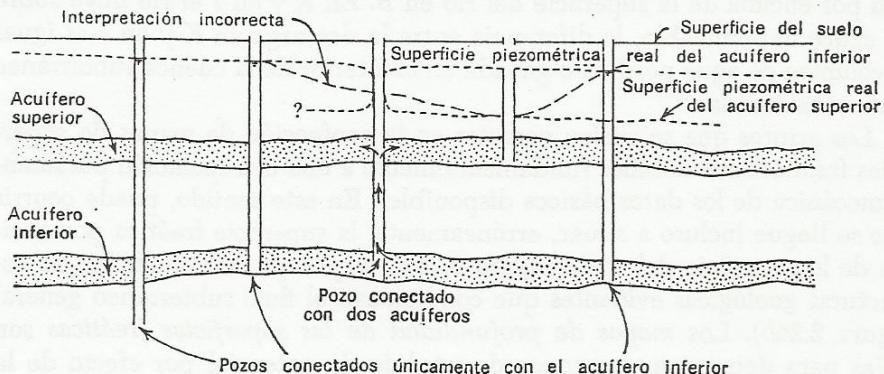


FIG. 2.26. — Pozos de observación en una región en la que existen dos acuíferos confinados bajo presiones diferentes. Una interpretación correcta de los niveles de los pozos es casi imposible, a no ser que sean conocidos los detalles de construcción de cada pozo.

estratigrafía complejas, debe utilizarse al máximo la información geológica disponible. Generalmente los efectos geológicos no suelen estar claramente evidenciados hasta que el acuífero comienza a ser explotado. La condición inicial de flujo subterráneo lento no da lugar a que se produzcan más que pequeñas diferencias entre las elevaciones del nivel del agua en los pozos que explotan diferentes acuíferos superpuestos, confinados por formaciones semipermeables. Sin embargo, después de la puesta en explotación de una zona, la presencia de áreas de baja permeabilidad da origen a marcadas diferencias en los niveles piezométricos de los pozos.

Por regla general, las superficies piezométricas son mucho más suaves que las superficies freáticas. Los efectos de la descarga de un acuífero artesiano a través de pozos y manantiales se distribuyen rápidamente a lo largo de amplias zonas. Por ejemplo, un descenso mensurable de la superficie piezométrica alrededor de un pozo de bombeo puede propagarse en menos de 30 segundos a una distancia superior a 1,5 km, mientras que un descenso del mismo orden requeriría varios meses para propagarse a una distancia semejante en el caso de una superficie freática.

Los *mapas de variaciones de niveles del agua* se construyen representando gráficamente las fluctuaciones del nivel del agua en los pozos de una zona a lo largo de un tiempo dado. Si el estudio se refiere a un corto

período de tiempo, normalmente podrán utilizarse siempre los datos de los mismos pozos; si, por el contrario, el período de tiempo es largo, suele ser imposible en muchos casos medir siempre los mismos pozos, debido a su desaparición o abandono. El mejor procedimiento en este segundo caso suele consistir en dibujar sobre papel transparente dos mapas de niveles de los años de interés; estos mapas se superponen luego y se toma nota de los cambios de nivel del agua subterránea en los puntos de intersección de las curvas superpuestas. Los valores así obtenidos pueden ser trasladados a un nuevo mapa en el que se dibujarán las líneas de iguales variaciones de nivel (figura 2.27).

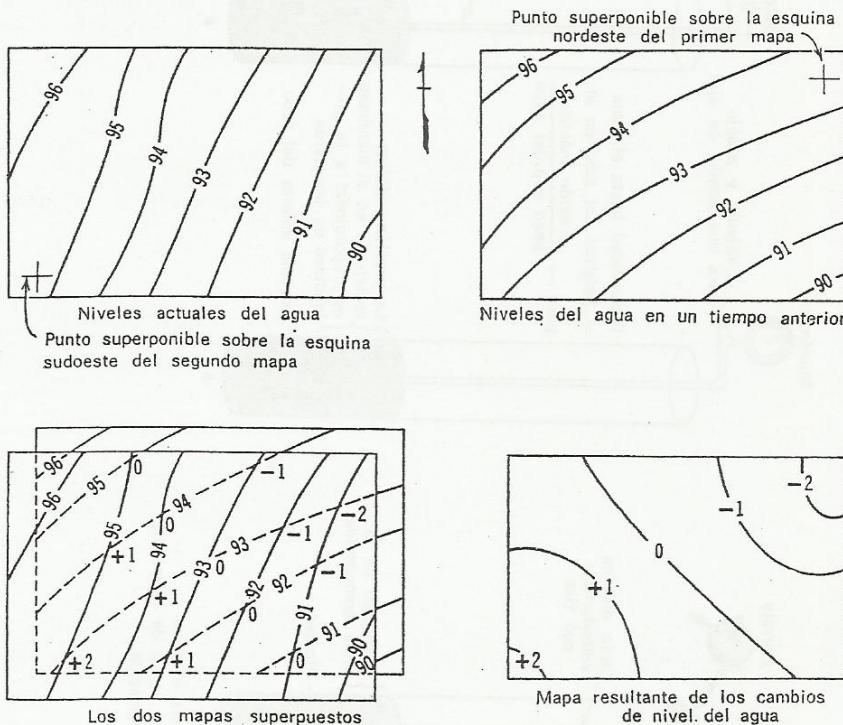
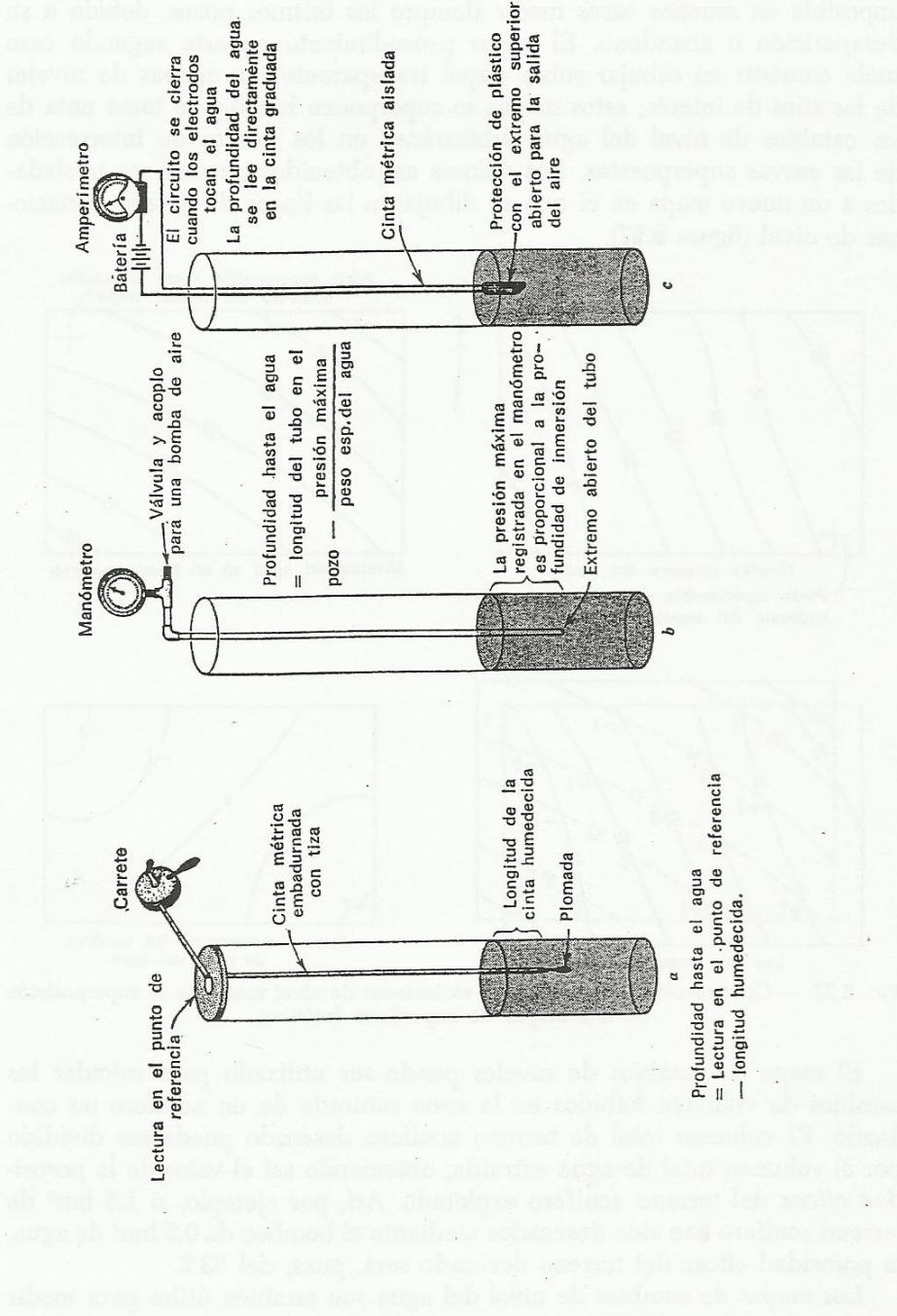


FIG. 2.27. — Construcción de un mapa de variaciones de nivel mediante la superposición de dos mapas de superficies freáticas.

El mapa de cambios de niveles puede ser utilizado para calcular los cambios de volumen habidos en la zona saturada de un acuífero no confinado. El volumen total de terreno acuífero desecado puede ser dividido por el volumen total de agua extraída, obteniendo así el valor de la *porosidad eficaz* del terreno acuífero explotado. Así, por ejemplo, si $1,5 \text{ hm}^3$ de terreno acuífero han sido desecados mediante el bombeo de $0,5 \text{ hm}^3$ de agua, la porosidad eficaz del terreno desecado será, pues, del 33 %.

Los mapas de cambios de nivel del agua son también útiles para medir



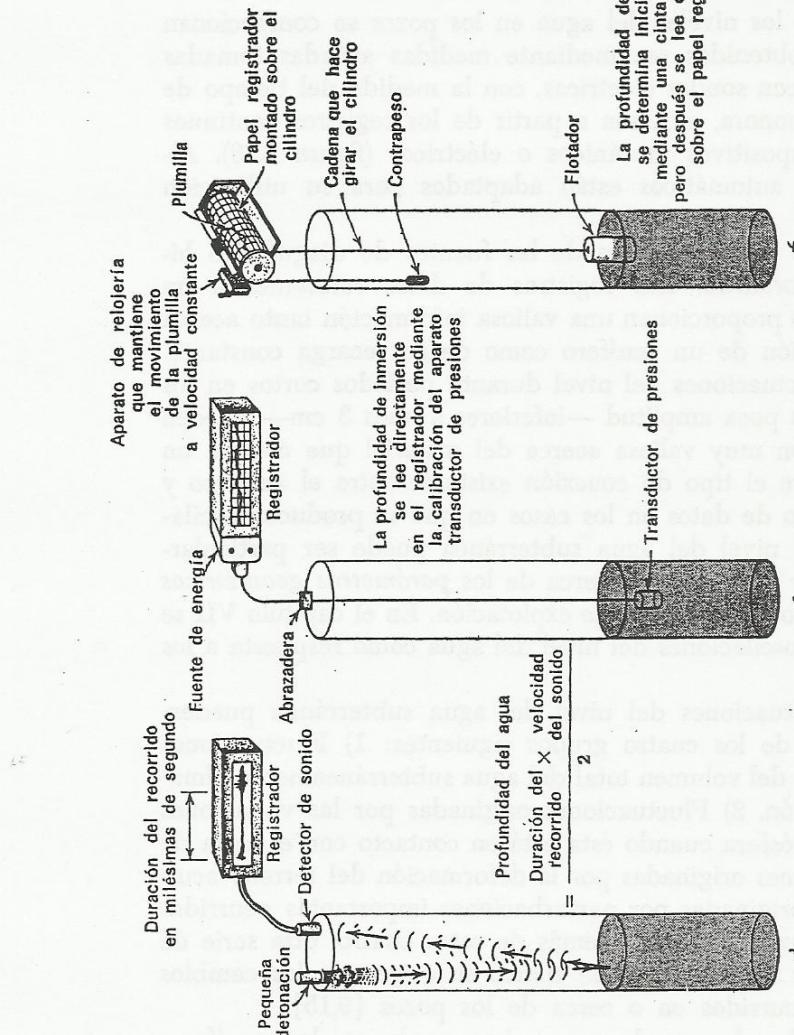


FIG. 2.28. — Diferentes métodos utilizados para determinar la profundidad del agua en los pozos: a) Cinta métrica metálica que permite hacer lecturas con un error inferior a 1,5 mm. b) Manómetro, que si funciona correctamente, puede proporcionar valores con una aproximación de unos 50 cm. c) La sonda eléctrica permite hacer medidas con una aproximación del orden de 3 cm, pero si se utiliza con una cinta métrica puede proporcionar lecturas con una aproximación del orden de 0,3 mm. d) Los métodos acústicos solo sirven para efectuar medidas aproximadas de la profundidad del agua, permiten una aproximación de unos 3 m si la temperatura del aire y la correspondiente velocidad del sonido son conocidas. e) Pueden utilizarse diversos tipos de transductores movidos eléctricamente que pueden registrar variaciones de la profundidad de inmersión inferiores a 0,3 mm. f) Los cilindros registradores accionados mecánicamente son uno de los tipos de aparatos de medida de niveles del agua más antiguos y fiables. Con una multiplicación adecuada de los engranajes se pueden registrar cambios de nivel inferiores a 0,3 mm.

los efectos locales de la recarga y la descarga. Generalmente, estos efectos muestran diferentes anomalías, difíciles de detectar mediante la sola comparación de sucesivos mapas de nivel freático; éste sería, por ejemplo, el caso de la figura 2.27, en la que los efectos de la recarga muestran solamente una ligera desviación de las curvas de nivel freático mientras que en el mapa de cambios de nivel — de la misma figura — se traducen por la aparición de una zona circular, bien definida.

Los *hidrogramas* de los niveles del agua en los pozos se confeccionan a partir de los datos obtenidos sea mediante medidas aisladas tomadas con una cinta métrica, con sondas eléctricas, con la medida del tiempo de reflexión de una onda sonora, etc., sea a partir de los registros continuos obtenidos mediante dispositivos mecánicos o eléctricos (figura 2.28). Algunos de los registros automáticos están adaptados para su utilización directa en ordenadores.

Los hidrogramas de pozos son una de las fuentes de diagnóstico hidrogeológico más importantes. Los registros de datos referentes a un largo período de tiempo proporcionan una valiosa información tanto acerca del caudal de explotación de un acuífero como de su recarga constante. Los registros de las fluctuaciones del nivel durante períodos cortos en los casos de oscilaciones de poca amplitud —inferiores a unos 3 cm— pueden proporcionar información muy valiosa acerca del material que confina un acuífero, así como sobre el tipo de conexión existente entre el acuífero y la atmósfera. El registro de datos en los casos en que se producen oscilaciones muy fuertes del nivel del agua subterránea puede ser particularmente útil para obtener información acerca de los *parámetros geométricos* de los acuíferos así como de su caudal de explotación. En el capítulo VII se analizan en detalle las oscilaciones del nivel del agua como respuesta a los bombeos.

Las principales fluctuaciones del nivel del agua subterránea pueden ser clasificadas dentro de los cuatro grupos siguientes: 1) Fluctuaciones debidas a una variación del volumen total del agua subterráneamente almacenada en una formación. 2) Fluctuaciones originadas por las variaciones de la presión de la atmósfera cuando ésta está en contacto con el agua de los pozos. 3) Fluctuaciones originadas por la deformación del terreno acuífero. 4) Fluctuaciones originadas por perturbaciones importantes ocurridas en el interior de los pozos. Existen, además de estas cuatro, otra serie de fluctuaciones de menor importancia que tienen su origen en los cambios térmicos y químicos ocurridos en o cerca de los pozos [9,15].

Las variaciones del volumen de agua almacenada en los acuíferos suelen ser las responsables fundamentales de la mayoría de las grandes fluctuaciones del nivel de las aguas subterráneas. Los cambios naturales en el volumen total de agua almacenada, tales como los causados por la recarga o por el flujo de los manantiales, se traducen, por lo general, en

fluctuaciones del nivel más bien graduales; no obstante, cerca de los cauces de los ríos el aumento del volumen de agua almacenada puede variar de manera un tanto brusca como respuesta a las grandes crecidas de los ríos, hecho que determina una rápida elevación del nivel de las aguas subterráneas en las proximidades de los cauces. La figura 2.29a muestra el efecto de las variaciones del nivel del agua de los ríos sobre las fluctuaciones del nivel del agua en los pozos. La figura 2.29b muestra el efecto de los cambios en el volumen de agua subterráneamente almacenada producidos durante un largo período de tiempo como consecuencia de los procesos naturales de descarga de los acuíferos.

Las fluctuaciones rápidas del nivel del agua, del orden de algunos metros, suelen estar originadas casi exclusivamente por las extracciones [21, 22]. Los efectos inmediatos de un *bombeo* de corta duración se manifiestan en forma de fluctuaciones en el nivel de las aguas subterráneas, que pueden ser observadas durante períodos de tiempo del orden de algunos días. En el caso de oscilaciones de tipo estacional, los hidrogramas suelen presentar una elevación gradual del nivel del agua, durante un período de varios meses de duración, seguida de un período de descensos generales producido como consecuencia de los bombeos; éste suele ser el caso típico de las zonas de regadíos realizados a base de aguas subterráneas, donde los bombeos están condicionados a las necesidades de las plantas durante la época seca del año. Las fluctuaciones de período largo están originadas por el vaciado o por la recarga, naturales, de los acuíferos [22]. La figura 2.29c muestra un hidrograma con un ciclo de bombeo estacional superpuesto a una curva de tendencia general descendente.

Las fluctuaciones del nivel del agua originadas por los cambios de la presión atmosférica son generalmente de dos tipos: uno es el constituido por las fluctuaciones de corto período de oscilación, debidas a las ráfagas de viento que pasan sobre la boca del pozo [17]; el aumento de la velocidad del viento en la boca de los pozos hace descender la presión en su interior originando con ello una elevación del nivel del agua; cuando el viento cesa, el nivel del agua desciende a su posición original. El otro tipo de fluctuaciones es debido a los cambios de la presión atmosférica, que originan oscilaciones del nivel del agua en el interior de los pozos más importantes que las anteriores [21]. Cuando aumenta la presión atmosférica, el nivel del agua en el interior de los pozos que cortan acuíferos confinados desciende. La razón entre las oscilaciones del nivel del agua en el interior de un pozo y la inversa de las oscilaciones de un barómetro de agua recibe el nombre de *eficiencia barométrica* de un acuífero. Algunos acuíferos poseen eficiencias barométricas que llegan a alcanzar valores máximos hasta del 80 por ciento.

El peso del material que confina un acuífero, junto con la presión atmosférica, originan una presión p_a sobre el acuífero que es contrarrestada

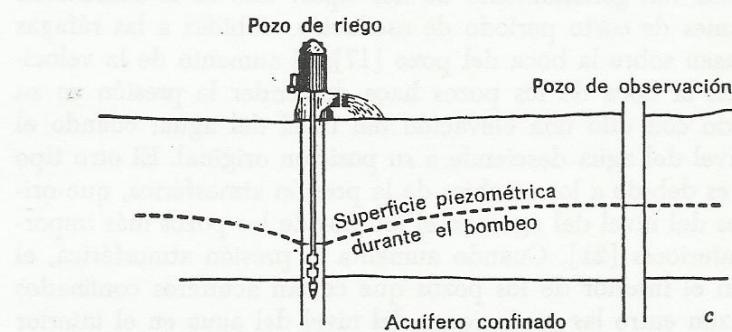
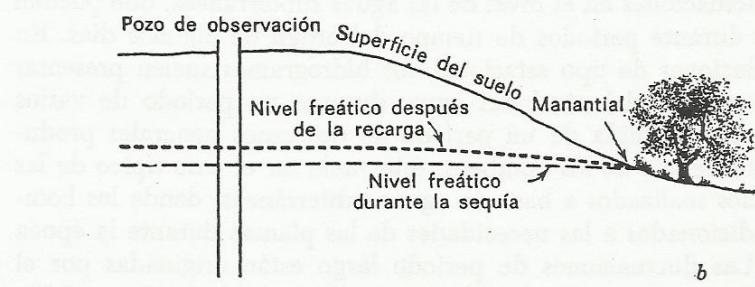
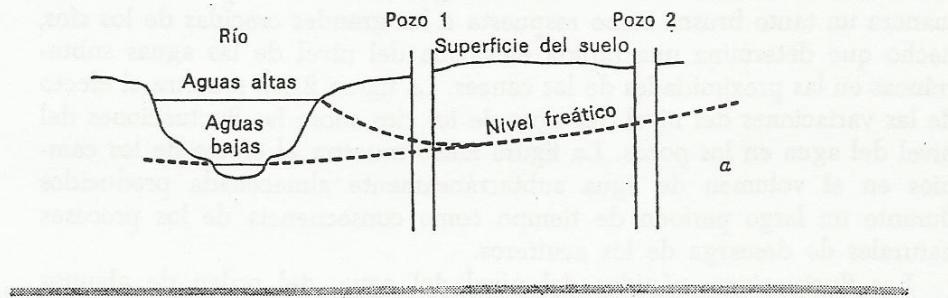
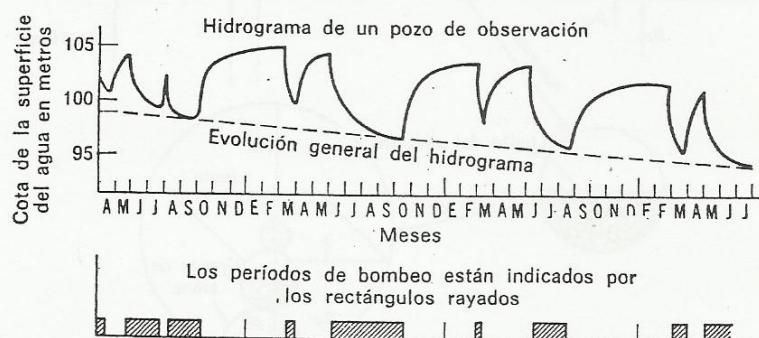
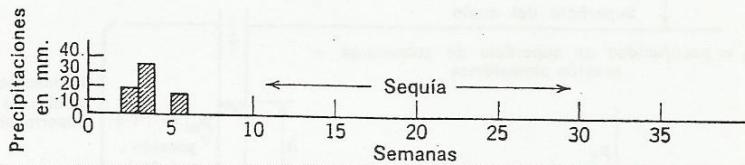
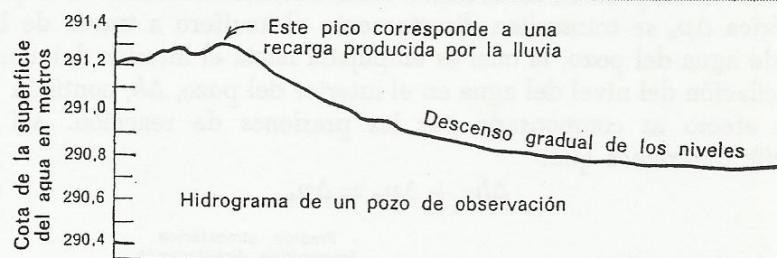
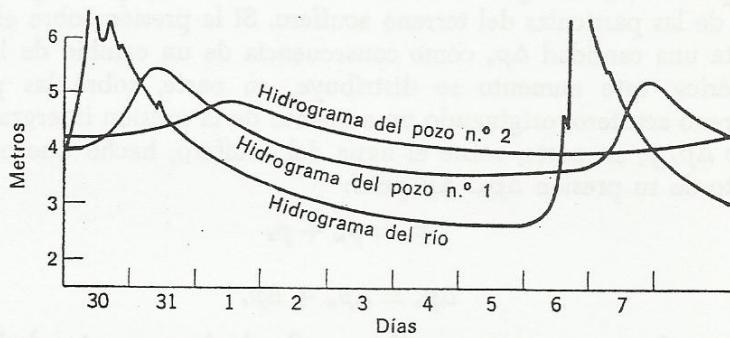


FIG. 2.29. — Fluctuaciones del nivel del agua originadas por las variaciones de la altura de una sequía (b), y por los bombeos en un pozo de irrigación (c).



la superficie del agua en un río próximo (a), por la descarga de un acuífero durante

por la presión p_w del agua en el interior del acuífero y por la presión reactiva p_s de las partículas del terreno acuífero. Si la presión sobre el acuífero aumenta una cantidad Δp_a como consecuencia de un cambio de la presión atmosférica, este aumento se distribuye, en parte, sobre las partículas del terreno acuífero, originando un aumento de la presión intergranular del terreno Δp_s y, en parte, sobre el agua del acuífero, hecho que origina un aumento de su presión Δp_w . Así pues:

$$p_a = p_w + p_s \quad (2.8)$$

y

$$\Delta p_a = \Delta p_w + \Delta p_s \quad (2.9)$$

En el caso de un pozo en un acuífero confinado, los aumentos de la presión atmosférica Δp_a se transmiten directamente al acuífero a través de la columna de agua del pozo, la cual es empujada hacia el interior del acuífero. Esta oscilación del nivel del agua en el interior del pozo, Δh , continúa hasta que su efecto es compensado por las presiones de reacción. Así pues (fig. 2.30), tendremos que:

$$\Delta h \gamma + \Delta p_w = \Delta p_a \quad (2.10)$$

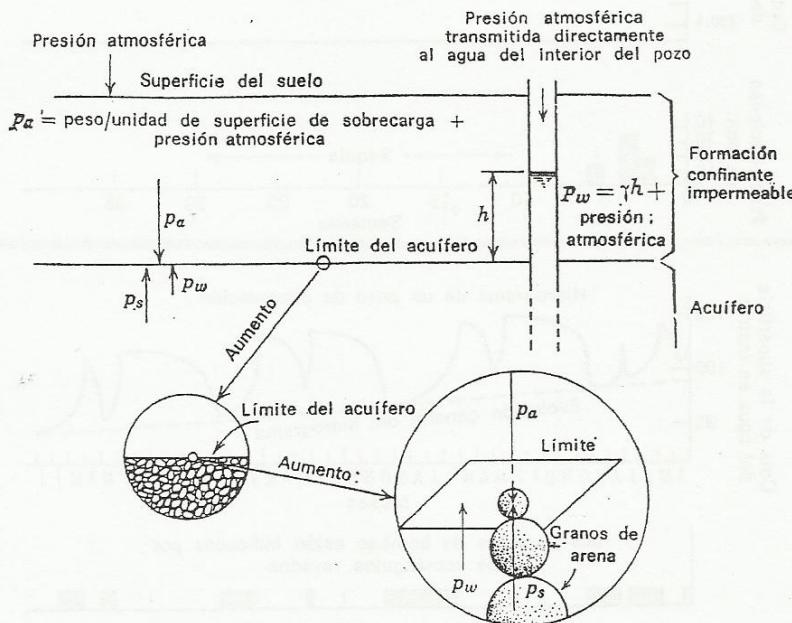


FIG. 2.30. — Efecto de las variaciones de presión atmosférica sobre un acuífero confinado. Cuando la presión atmosférica aumenta un valor $+\Delta p_a$, la presión del agua debe aumentar un valor $+\Delta p_w$ y, en consecuencia, $+\Delta p_w = \gamma(-\Delta h) + \Delta p_s$; el signo negativo de Δh indica un descenso del nivel del agua puesto que $\Delta p_a > \Delta p_w$. Cuando la presión atmosférica disminuye una cantidad $-\Delta p_a$, la presión del agua debe disminuir una cantidad $-\Delta p_w$ y, en consecuencia, $-\Delta p_w = \gamma\Delta h - \Delta p_s$; el signo positivo de Δh indica una elevación del nivel del agua en el interior del pozo.

en donde γ es el peso específico del agua. En esta última ecuación se hace naturalmente la hipótesis de que el volumen de agua empujado hacia el interior del acuífero es despreciable en comparación con el volumen de agua que hay almacenado en él. Esta simplificación, aunque puede no ser rigurosamente cierta en el caso de pozos de gran diámetro excavados en rocas de muy baja permeabilidad, lo es, a efectos prácticos, en la mayor parte de los acuíferos constituidos por formaciones no consolidadas. En general, Δp_w es pequeño en el caso de acuíferos rígidos y grande en los acuíferos de terrenos no consolidados. Vemos, pues, que la eficiencia barométrica es directamente proporcional a la rigidez de los acuíferos.

Las fluctuaciones ocasionadas por la deformación de los acuíferos proceden de diversos tipos de fuerzas actuantes. Una de las fuentes más comunes de deformación, en el caso de acuíferos costeros, son los fenómenos de carga y descarga originados por las fluctuaciones del nivel del océano. Los vientos que soplan del océano al continente durante las grandes tormentas pueden provocar una elevación del nivel del océano hasta de 2 m; este tipo de elevación se superpone, a veces, a las fluctuaciones cíclicas debidas a las mareas normales. Cuando el nivel del océano se eleva por uno de estos efectos, se impone una mayor carga a los acuíferos costeros, de tal forma que

$$\Delta p_t = \Delta p_w + \Delta p_s \quad (2.11)$$

en donde Δp_t es la variación de la presión sobre el acuífero originada por las fluctuaciones del nivel del océano (fig. 2.31). Si el acuífero es flexible, el

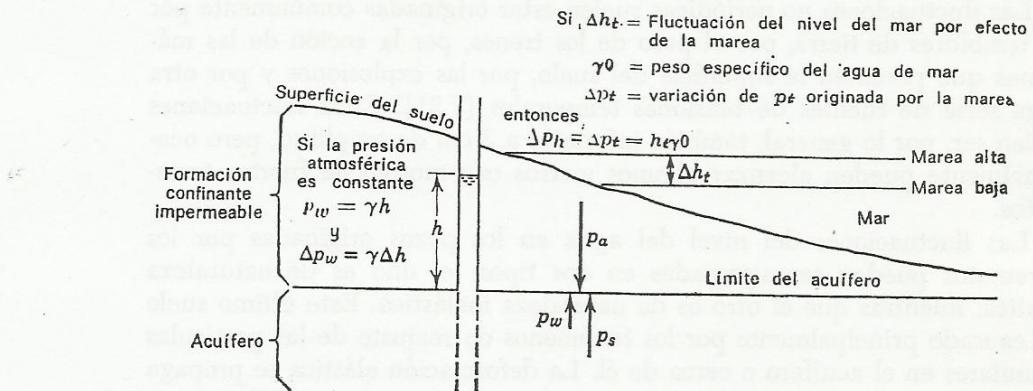


FIG. 2.31.— Efecto de las mareas marinas sobre un acuífero confinado. La presión sobre el acuífero, p_a , es debida al efecto combinado de la presión atmosférica, de la presión que ejerce el peso del agua del mar y del peso de la formación confinante y demás formaciones suprayacentes. Puesto que $\Delta p_w = \gamma \Delta h$ y Δp_w es directamente proporcional a Δh_t , el signo algebraico (o dirección del movimiento) de Δh_t , y Δh será el mismo. La variación del nivel del agua en el interior del pozo, Δh , será siempre menor que la variación del nivel del agua del mar, Δh_t , en una cantidad $\frac{\Delta p_s}{\gamma}$, con tal que $\gamma \approx \gamma_a$.

valor de Δp_w será grande; la elevación del agua en el interior de los pozos será igual a Δh , o

$$\Delta h \gamma = \Delta p_w \quad (2.12)$$

Jacob [7] demostró la relación existente entre las eficiencias de las mareas y las eficiencias barométricas de los acuíferos. Si:

$$B = \frac{\Delta h \gamma}{\Delta p_a} \quad (2.13)$$

y

$$C = \frac{\Delta h \gamma}{\Delta p_t} \quad (2.14)$$

entonces

$$B + C = 1 \quad (2.15)$$

en donde C es la eficiencia de las mareas en la costa y B la eficiencia barométrica de los acuíferos costeros. Vemos, pues, que la eficiencia de las mareas puede ser una medida de la flexibilidad de los acuíferos.

Las mareas terrestres originan también pequeñas fluctuaciones del nivel del agua en algunos pozos. Estas fluctuaciones son, por lo general, inferiores a 3 cm y muestran dos mínimos diarios que corresponden a las posiciones extremas de la luna. Estos dos mínimos son originados por la atracción máxima de las mareas, que permiten una ligera dilatación de los acuíferos; esta dilatación reduce a su vez la presión en el interior de los acuíferos, originando con ello un descenso del agua en el interior de los pozos.

Las fluctuaciones no periódicas suelen estar originadas comúnmente por los temblores de tierra, por el paso de los trenes, por la acción de las máquinas que percutean la superficie del suelo, por las explosiones y por otra larga serie de fuentes de tensiones temporales [7,21]. Estas fluctuaciones suelen ser, por lo general, también inferiores a 3 cm de amplitud, pero ocasionalmente pueden alcanzar algunos metros con motivo de fuertes terremotos.

Las fluctuaciones del nivel del agua en los pozos originadas por los terremotos pueden ser agrupadas en dos tipos: el uno es de naturaleza elástica, mientras que el otro es de naturaleza inelástica. Este último suele ser causado principalmente por los fenómenos de reajuste de las partículas granulares en el acuífero o cerca de él. La deformación elástica se propaga a través de las rocas de toda la corteza terrestre como respuesta a los movimientos sísmicos. Los pequeños cambios de volumen en un acuífero causados por las deformaciones, se traducen en cambios del nivel del agua en el interior de los pozos que atraviesan acuíferos confinados, o incluso semi-confinados [2, 3, 5, 29].

La deformación permanente de los sedimentos no consolidados es normal que se produzca dentro de un radio de 100 km del epicentro de los terremotos.

motos excepcionalmente grandes, y dentro de un radio menor en el caso de terremotos más moderados [31]. Los efectos más espectaculares suelen observarse en las formaciones acuíferas de arenas recientemente depositadas en las que el agua puede llegar a surgir por encima del suelo durante, o inmediatamente después, de las grandes sacudidas. Este efecto es originado por la expulsión del agua de los acuíferos que están siendo en esos momentos fuertemente compactados por la acción de las sacudidas sísmicas. En muchos lugares donde la arena se encuentra a una profundidad relativamente pequeña, la sobrepresión hidráulica producida en el interior de los acuíferos arenosos puede ser lo suficientemente grande como para hacer brotar por la boca de los pozos una mezcla de agua y arena que se acumula en la superficie formando pequeños conos de arena que semejan diminutos volcanes [23].

Las fluctuaciones ocasionales del nivel del agua inferiores a 30 cm suelen ser causadas por perturbaciones ocurridas en el interior de los mismos pozos. Las fugas de agua procedentes de tuberías de conducción averiadas, los pequeños animales que caen en los pozos, las burbujas de gases que escapan a través de la columna de agua y otras diversas alteraciones más, pueden dificultar la interpretación correcta de los hidrogramas de los pozos. Afortunadamente, el carácter no periódico de este tipo de fluctuaciones accidentales, junto con el hecho de su pequeña amplitud, suelen permitir al hidrogeólogo identificarlas y separarlas de las verdaderas oscilaciones del hidrograma.

2.7. — La descarga del agua subterránea

La etapa de más larga duración del ciclo hidrológico finaliza en el momento en que el agua subterránea emerge a la superficie o *descarga* en las masas de aguas superficiales. La descarga del agua infiltrada que llega a los acuíferos puede tener lugar de varias maneras, de entre las cuales los manantiales, la descarga artificial y la transpiración de las plantas son las más importantes. Localmente, el agua puede aparecer en la superficie en forma de descarga difusa que se evapora directamente desde la superficie del suelo, o bien en forma más ostensible alimentando los ríos y lagos.

LOS MANANTIALES

Pocas manifestaciones de agua subterránea han atraído más el interés popular que los manantiales. Los manantiales de las regiones áridas fueron en gran parte los responsables del emplazamiento de los poblados antiguos. La tradición religiosa está llena de referencias a los manantiales. La superstición médica de los siglos pasados estuvo generalmente muy

ligada a los tratamientos terapéuticos basados en las propiedades de las aguas minerales o termales. La gente, en general, considera hoy día todavía los manantiales de agua como algo más o menos mágico. Esta creencia es ampliamente explotada por las firmas publicitarias de bebidas. Para la mentalidad de las gentes de hoy día, el agua de los manantiales suele ser sinónimo de pureza excepcional; sin embargo, esta asociación no suele estar basada por lo general en hechos reales. Es frecuente observar gentes guardando pacientemente una larga cola para conseguir agua de un manantial que contiene una cantidad de sólidos disueltos dos o tres veces mayor que la del agua del suministro público local. Por otra parte, el agua de los manantiales se contamina, por lo general, con más facilidad que el agua de los pozos adecuadamente construidos, o que el agua de los suministros públicos.

Los manantiales han sido clasificados según muy diversos criterios. Las clasificaciones más frecuentes suelen estar basadas en el volumen o caudal suministrado (cuadro 2.2), en el tipo de acuífero que los alimenta, en las características químicas de sus aguas, en la temperatura, en la dirección del flujo, en su relación con la topografía y en su relación con la estructura geológica que los condiciona. Evidentemente, el número de variables a considerar es tan grande que se pueden llegar a concebir miles de tipos de manantiales diferentes. El análisis que a continuación exponemos intenta abarcar los principios básicos y describir algunos de los tipos de manantiales más representativos, en vez de intentar establecer una clasificación de los mismos de carácter exhaustivo.

CUADRO 2.2
Clasificación de la descarga de los manantiales
(según Meinzer)

Categoría	Unidades inglesas	S. M. D.
Primera	Superiores a 100 pies ³ /s	Superiores a 2,83 m ³ /s
Segunda	Entre 10 y 100 pies ³ /s	Entre 0,283 y 2,83 m ³ /s
Tercera	Entre 1 y 10 pies ³ /s	Entre 28,3 y 283 l/s
Cuarta	Entre 100 gal/mn y 1 pie ³ /s	Entre 6,31 y 28,3 l/s
Quinta	Entre 10 y 100 gal/mn	Entre 0,631 y 6,31 l/s
Sexta	Entre 1 y 10 gal/mn	Entre 63,1 y 631 ml/s
Séptima	Entre 1 pinta/mn y 1 gal/mn	Entre 7,9 y 63,1 ml/s
Octava	Menores de 1 pinta/mn	Menores de 7,9 ml/s

Cualquier descarga natural de agua en la superficie del suelo lo suficientemente grande como para constituir un pequeño riachuelo puede ser

denominada *manantial*.* Una descarga de orden menor recibe el nombre de *zona de rezumo* o *zona de manantío*. Los *manantiales* brotan no solamente sobre la superficie del suelo sino también bajo la superficie de los océanos, lagos y ríos. Los *manantiales subacuáticos* no suelen ser fáciles de detectar si su descarga no es superior a unas cuantas decenas de litros por segundo.

Las tres variables principales que determinan la descarga de un manantial son la permeabilidad del terreno, el área de alimentación y el volumen de recarga.

Una permeabilidad elevada permite que se puedan concentrar en puntos muy localizados grandes caudales de agua. Muchos acuíferos poseen una descarga considerable en forma de manantiales, pero su permeabilidad puede ser a veces tan baja que esta descarga tiene que producirse necesariamente a través de extensas zonas; así, por ejemplo, puede ocurrir que los caudales de un sistema hidrográfico estén alimentados exclusivamente por infinidad de pequeñas emergencias de agua en forma de *zonas de rezumo* o de pequeños manantiales que, aunque en conjunto son capaces de suministrar a la red hidrográfica un caudal de varios metros cúbicos de agua por segundo, puede ocurrir que el manantial más caudaloso de la cuenca no sea capaz de suministrar un caudal superior a unas pocas décimas de litro por segundo.

El área que proporciona el agua a un manantial puede extenderse, en superficie, desde menos de 100 m², en el caso de zonas donde existe una importante infiltración, hasta más de 10.000 km² en el caso de regiones áridas.

La cantidad de agua que entra en el suelo a modo de recarga puede llegar a ser del orden de 3.000 mm/año en el caso de ciertas zonas que poseen, a la vez que un elevado módulo de precipitación anual, una superficie rocosa muy permeable. Las rocas impermeables y las regiones áridas reciben generalmente una infiltración anual inferior a 2 mm.

Existen como máximo en el mundo algunos centenares de manantiales de primera categoría. La figura 2.32 muestra la relación entre la extensión de la zona de alimentación de un manantial y sus caudales. La razón de ese reducido número de manantiales de primera categoría se comprende fácilmente, ya que su existencia requiere la conjunción excepcional de una gran recarga procedente de la lluvia, la existencia de un área de captación de considerable extensión y la presencia de una estructura geológica favorable.

Algunos de los grandes manantiales están alimentados a partir de las aguas procedentes de ríos y lagos que se infiltran y percolan a través de

* En este sentido, hemos utilizado el término en toda la versión de la obra, desechando el término "fuente". (N. del T.)

formaciones acuíferas muy permeables. Esta agua generalmente suele recorrer cortas distancias antes de llegar a emerger de nuevo en forma de grandes manantiales. Un buen ejemplo de este tipo de manantiales lo constituye el área de alimentación del río Maule, en el centro de Chile; en esta zona existe un manantial de primera categoría que proporciona un caudal medio de $28 \text{ m}^3/\text{s}$; este manantial emerge por debajo de una corriente de lava que ha represado un lago. La reciente construcción de una presa artificial ha elevado el nivel del agua en el lago aumentando con ello la intensidad de la descarga del manantial.

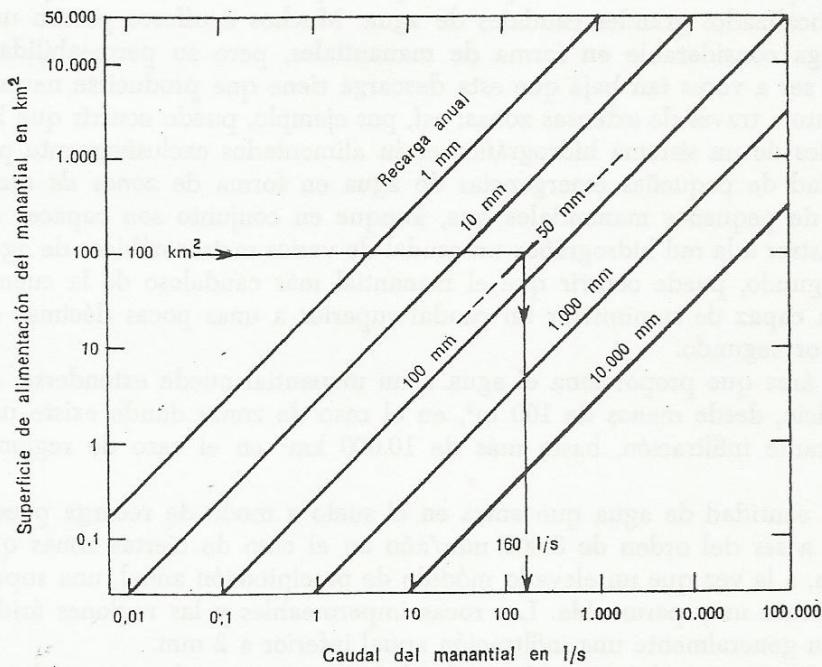


FIG. 2.32. — Relación entre la extensión de la cuenca de alimentación de un manantial y su caudal de descarga según los diferentes valores de la recarga anual.

En la figura 2.32 se puede observar que a veces los grandes manantiales pueden estar alimentados por zonas de extensión más bien reducida. Un modesto índice de infiltración de sólo 20 mm por año que sustentara un manantial que poseyera una zona de alimentación de 1 ha, permitiría suministrar los caudales necesarios para el abastecimiento de las necesidades domésticas de toda una familia. La figura 2.32 ilustra también acerca del origen de algunos manantiales encontrados en cumbres montañosas. Generalmente, los manantiales se encuentran siempre ubicados al pie de las montañas y poseen áreas de captación no inferiores a varias decenas de

hectáreas. En las zonas montañosas de pluviometría muy elevada no suele ser raro encontrar manantiales que proporcionen caudales del orden de varios litros por minuto poseyendo zonas de alimentación inferiores a 4 ha.

La mayoría de los manantiales presentan fluctuaciones apreciables en su descarga como respuesta a las fluctuaciones estacionales de la precipitación. La mayoría de los manantiales de octava categoría (cuadro 2.2) fluyen solamente durante el corto período de tiempo que sigue inmediatamente a cada precipitación. Otros manantiales —los procedentes de acuíferos de gran capacidad de almacenamiento— pueden presentar, por el contrario, fluctuaciones del caudal de descarga apenas significativas. La *variabilidad del caudal de un manantial* puede expresarse mediante la siguiente fórmula [12]

$$V_a = \frac{Q_{\max} - Q_{\min}}{Q_{\text{md}}} \times 100 \quad (2.16)$$

en donde V_a es el porcentaje de variabilidad, Q_{\max} es el valor de la descarga máxima, Q_{\min} es el valor de la descarga mínima y Q_{md} es el valor de la descarga media. La longitud del período de tiempo utilizado para estos cálculos debe ser claramente especificada en el momento de dar una cifra, ya que no es lo mismo describir un manantial diciendo que posee una variabilidad del 30 por ciento, medida entre junio de 1957 y septiembre de 1960, que decir simplemente que el manantial posee una variabilidad del 30 por ciento, sin añadir nada más, ya que esta última cifra no indica si el período de observación se refiere, por ejemplo, a una época de dos semanas o a cinco años.

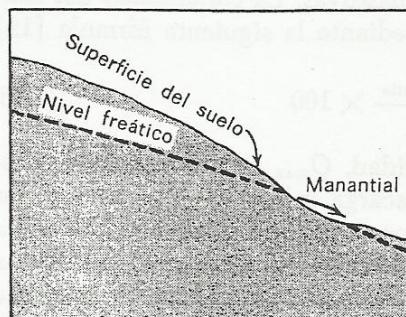
Las fluctuaciones diarias del caudal de descarga en el caso de los pequeños manantiales se deben generalmente a los consumos de agua por parte de la vegetación; algunos de estos manantiales fluyen "vigorosamente" entre la medianoche y el amanecer, pero pueden llegar a secarse durante el día. Estos pequeños manantiales suelen reanudar su régimen de descarga permanente durante el invierno, cuando cesa casi por completo la transpiración de las plantas.

Casi todos los manantiales de la primera categoría proceden de acuíferos constituidos por corrientes de lavas, por calizas cavernosas, por acumulaciones de bloques rodados o por gravas. La mayoría de estos manantiales emergen a través de grandes aberturas a modo de cavernas; algunos, sin embargo, pueden estar constituidos por la reunión de pequeños manantiales en una zona muy localizada. Otros terrenos acuíferos, tales como las areniscas, los conglomerados y las arenas, carecen por lo general de permeabilidad suficiente para poder formar manantiales de las categorías primera y segunda.

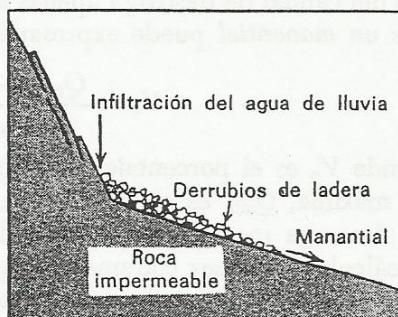
Los pequeños manantiales pueden encontrarse en todo tipo de terrenos. Formaciones geológicas tan diversas como los loess, las dolomías, las grauvacas, los yesos y las serpentinitas pueden dar lugar a pequeños manan-

tiales de las categorías séptima u octava. Incluso las rocas más cristalinas pueden a veces dar lugar a pequeños manantiales que brotan en las zonas de falla o en las diaclasas. Las pizarras pueden presentar también pequeños manantiales que surgen de entre los planos de estratificación, de los pequeños lentejones de sílice o de los tramos de roca más o menos cuarcítica.

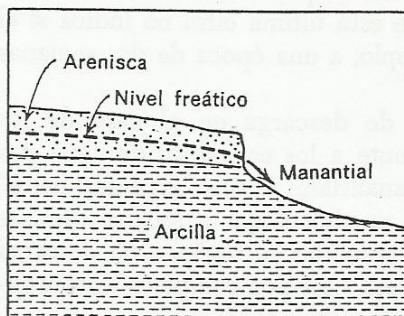
Si los materiales geológicos fueran perfectamente homogéneos, la superficie de descarga del agua subterránea se presentaría generalmente en



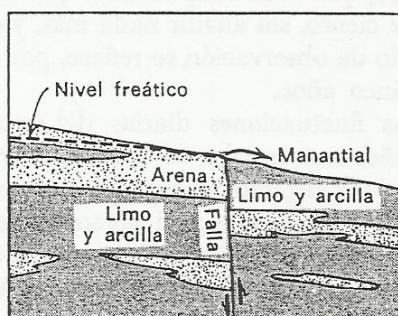
a



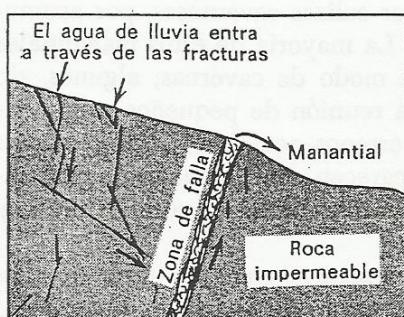
b



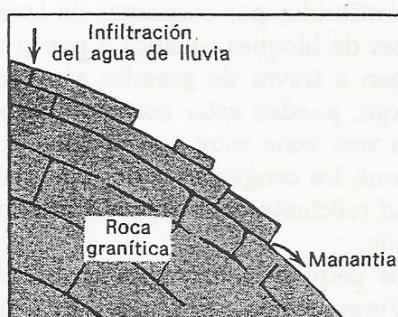
c



d



e



f

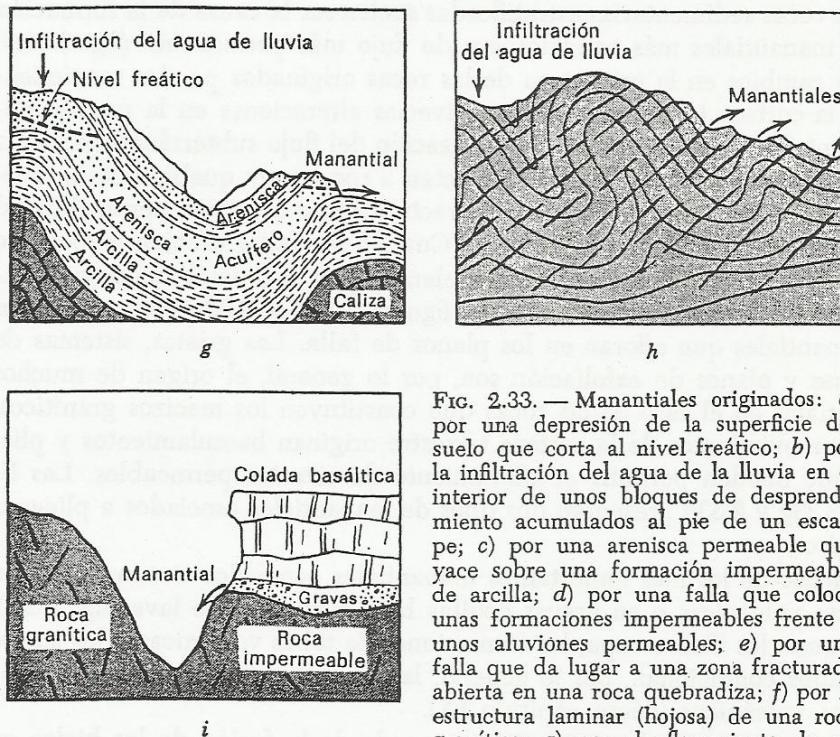


FIG. 2.33. — Manantiales originados: a) por una depresión de la superficie del suelo que corta al nivel freático; b) por la infiltración del agua de la lluvia en el interior de unos bloques de desprendimiento acumulados al pie de un escarpe; c) por una arenisca permeable que yace sobre una formación impermeable de arcilla; d) por una falla que colocó unas formaciones impermeables frente a unos aluviones permeables; e) por una falla que da lugar a una zona fracturada abierta en una roca quebradiza; f) por la estructura laminar (hojosa) de una roca granítica; g) por el afloramiento de un acuífero artesiano; h) por la presencia de una esquistosidad dominante en una dirección, e i) por el afloramiento de unas gravas y un basalto permeable que cubren una roca granítica impermeable.

forma de un *rezumo* difuso a lo largo de áreas relativamente extensas, en vez de aparecer localizada en forma de manantiales; allí donde la topografía fuese favorable, la superficie del suelo interceptaría el nivel freático, dando lugar con ello a la aparición de extensas zonas de emergencias subterráneas (fig. 2.33a). Por ello, este tipo de afloramiento de las aguas subterráneas es propio de las zonas de dunas arenosas, de los depósitos de loess, de los macizos formados por paquetes de arenisca y de otros tipos de formaciones geológicas homogéneas, sean rocas sedimentarias consolidadas, sean sedimentos no consolidados.

La variación horizontal o vertical de la permeabilidad es la causa más frecuente de la formación de manantiales. Los pequeños manantiales de régimen estacional están generalmente asociados a cambios de permeabilidad en la superficie del terreno expuesta al aire. Las zonas de grandes derrumbamientos de bloques de roca, los horizontes del suelo y los corrimientos de tierra contribuyen al encauzamiento localizado del flujo subterráneo (fig. 2.33b). Las variaciones verticales de la permeabilidad en el

caso de rocas sedimentarias estratificadas suelen ser la causa de la formación de los manantiales más caudalosos y de flujo más permanente (fig. 2.33c).

Los cambios en la estructura de las rocas originados por los movimientos de la corteza terrestre producen diversas alteraciones en la permeabilidad, contribuyendo con ello a la localización del flujo subterráneo en forma de manantiales. Cuando las fallas afectan a rocas muy quebradizas se suelen formar a lo largo de los planos de fractura zonas de mayor permeabilidad que pueden dar lugar a manantiales. Cuando las fallas afectan a rocas no consolidadas, los planos de fractura suelen ser por lo general menos permeables que las rocas circundantes. Las figuras 2.33d y 2.33e muestran casos de manantiales que afloran en los planos de falla. Las grietas, sistemas de diaclasas y planos de exfoliación son, por lo general, el origen de muchos manantiales en el caso de las rocas que constituyen los macizos graníticos.

Los movimientos de la corteza terrestre originan basculamientos y pliegues que pueden permitir el afloramiento de estratos permeables. Las figuras 2.33g y 2.33h presentan dos tipos de manantiales asociados a pliegues geológicos.

Muchos de los más importantes manantiales conocidos tienen su origen en rocas volcánicas o en gravas ocultas bajo corrientes de lava (fig. 2.33i). Los diques, los filones-capa, las formaciones de tobas volcánicas y los suelos enterrados condicionan, por lo general, la formación de manantiales en los terrenos volcánicos (véase capítulo IX).

Un tipo especial de manantiales procede de la fusión de los hielos en forma de conductos que recorren el interior de las masas glaciares. Es posible que algunos de los mayores manantiales del mundo sean de este tipo; sin embargo, disponemos de muy poca información al respecto. Los manantiales glaciares no suelen ser, por lo general, clasificados propiamente como manantiales, pero si el hielo glaciar es considerado como una roca no hay razón para excluir este tipo especial de manantiales de una clasificación geológica general de los mismos.

LA DESCARGA ARTIFICIAL DE LOS ACUÍFEROS

La descarga del agua subterránea a través de pozos constituye el tema principal de los siguientes capítulos de este libro. Aunque los aspectos social y económico de la utilización del agua subterránea sobrepasan el aspecto estrictamente geológico —y hasta incluso los aspectos técnicos e ingenieriles que incumben a la mayor parte de los geólogos—, el geólogo necesita, sin embargo, enfrentarse con ellos. Unas veces serán problemas de regulación de caudales, otras veces problemas legales, otras serán conflictos relacionados con personas conservadoras y obras de ingeniería, con la falta de presupuestos, y con otros muchos aspectos más, remotamente relacionados con el aspecto científico de la hidrogeología.

El objeto primordial del presente apartado es servir de breve introducción a algunos de estos problemas. Para una formación más documentada acerca de los problemas legales, sociales y económicos encontrados por los hidrogeólogos, remitimos al lector a los escritos de Nace [16], Piper [18], Thomas [25, 26, 27], Llamas [32, 33] y otros [4, 8, 19].

Los derechos legales sobre la utilización del agua superficial se adquieren generalmente sea mediante la posesión de la tierra sea mediante apropiación de los puntos de agua ubicados a poca distancia del punto de utilización. Antiguamente, si las propiedades formaban límite con los lagos o los ríos, el dueño de las mismas tenía un derecho, llamado *ribereño*, a la utilización ilimitada de estas aguas superficiales. A medida que el consumo de agua fue aumentando, se hizo evidente que esa doctrina no era adecuada, particularmente durante las épocas de sequía.

Tanto las disposiciones legales como los estatutos han ido evolucionando en el sentido de conseguir una distribución lo más equitativa posible del agua entre todos los usuarios, sobre todo durante las épocas de escasez. De hecho, las leyes modernas no protegen ya ni siquiera el derecho a malgastar el agua.

En las regiones de extrema escasez de agua, la doctrina de los *derechos de apropiación* ha prevalecido siempre. En pocas palabras, diremos que esta doctrina determina que la primera persona, o entidad, que se apropiá del agua tiene un derecho preferencial a su uso sobre los demás consumidores. Según esta teoría, la apropiación puede extenderse al uso del agua sea dentro de los límites de la tierra poseída sea varios cientos de kilómetros aguas abajo. Los sucesivos propietarios van poseyendo progresivamente menos derechos, hasta que el último puede incluso no tener derecho más que a los excedentes que se producen durante las crecidas. La teoría de la apropiación ha sido ya notablemente modificada en la mayoría de las regiones, de modo similar a como lo ha sido la doctrina ribereña.

El amplio intento de aplicar los conceptos legales establecidos para el uso y consumo de las aguas superficiales al caso particular de las aguas subterráneas ha sido frecuentemente un constante objeto de fracaso. Parte de las dificultades residen en una falta de comprensión del sistema de circulación de las aguas subterráneas; es así como, por ejemplo, se explica que a veces se hagan esfuerzos vanos para definir los límites de los cursos subterráneos con objeto de poder aplicar al caso la doctrina de los derechos ribereños. Otra dificultad suele proceder del gran número de individuos o entidades a las que afecta una explotación de agua subterránea, puesto que los acuíferos pueden extenderse por debajo de cientos y miles de propiedades particulares, con lo que el agua tomada en una parte de un acuífero puede afectar, en rigor, al nivel del agua de todo el sistema acuífero. Por otra parte, un reparto equitativo de los derechos sobre el agua subterránea entre un número tan grande de propietarios —lo que representa a

su vez un número de necesidades muy diversas— es virtualmente imposible.

El grado de control legal ejercido sobre las aguas subterráneas se extiende desde una mínima intervención legislativa —como es el caso de Irlanda— hasta una nacionalización completa y un control estatal estricto de toda el agua subterránea, como sucede en Israel [34]. En términos generales, puede decirse que la legislación sobre aguas subterráneas se ha desarrollado en todos los países como consecuencia de la escasez general de agua; no obstante, la historia y las costumbres locales juegan también un papel importante. Por ejemplo, las leyes españolas —generalmente concebidas para regiones con deficiencia de agua— fueron introducidas en toda Hispanoamérica, a pesar de que algunas de las primitivas colonias españolas poseían una superabundancia de agua, mientras que en algunas zonas secas de los Estados Unidos se intentó, por el contrario, aplicar a regiones áridas la ley de aguas inglesa, concebida para un país que poseía un exceso de agua. Afortunadamente, en este último caso las leyes y costumbres españolas prevalecían ya en una gran parte del oeste de los Estados Unidos, donde resultaron adecuadas.

Pocas leyes nacionales de los Estados Unidos poseen un poder regulador sobre el agua; la mayor parte del poder ha sido otorgado a los estados individuales, donde las leyes son completamente diferentes de unos a otros. En muchos estados el ingeniero estatal tiene el poder suficiente para otorgar los permisos de construcción de pozos de gran capacidad; de este modo siempre puede prevenirse la superproliferación de pozos a condición de que la oficina técnica del estado posea siempre una información completa sobre la situación y condiciones de las aguas subterráneas en todas las zonas de interés.

En los Estados Unidos se han constituido organismos locales, a nivel de distrito, que tienen el poder de controlar la utilización del agua dentro de unidades hidrogeológicas bien definidas. Algunos de estos distritos establecen un sistema especial de impuestos para los propietarios de los grandes pozos, con objeto de recaudar dinero para los posibles proyectos de recarga y conservación.

La idea popular de que toda el agua subterránea constituye un recurso natural renovable ha planteado problemas de cierto interés social y económico en el caso de regiones áridas. Muy pocos de los individuos que tratan de conseguir la propiedad del agua subterránea en este tipo de regiones se dan cuenta de que una explotación intensiva y extensiva de los acuíferos llegaría a provocar su agotamiento eventual. Por otra parte, si la explotación de las aguas subterráneas no sobrepasara nunca el valor de la recarga natural —evitando con ello la sobreexplotación de los acuíferos— resultaría que las disponibilidades de agua de muchas de estas regio-

nes serían mínimas frente a las necesidades crecientes que requiere su desarrollo minero, agrícola e industrial.

La explotación intensiva del agua subterránea permite el aprovechamiento eficiente de los recursos naturales de muchas regiones; en estos casos, la extracción del agua subterránea debería ser planificada de igual modo que lo es la extracción del carbón, del mineral de hierro y de otros recursos naturales no renovables. La construcción de ciertas obras y estructuras que suponen grandes inversiones de dinero deberían planificarse en función de las posibilidades futuras de desarrollo de las aguas subterráneas. Maxey y Domenico [36] pusieron de manifiesto que, en ciertas circunstancias, la economía de una región debería ser inicialmente desarrollada a partir de la explotación intensiva de sus recursos y reservas en aguas subterráneas, de forma que al cabo de un tiempo esta misma región fuera económicamente capaz de importar el agua que requerían sus consumos crecientes; procedimiento, éste, que sería económicamente imposible sin ese desarrollo inicial de la región. En otras palabras, pues, puede decirse que la captación de aguas subterráneas puede servir para estimular una economía hasta que ésta llegue a ser lo suficientemente fuerte como para abordar por sí misma la utilización de otras alternativas de recursos sucesivamente más caras.

Es generalmente imposible, en la práctica, planificar con antelación el desarrollo de la explotación de las aguas subterráneas. Los consejos técnicos no suelen ser tenidos en cuenta hasta que los problemas planteados por las aguas son ya alarmantes, lo que suele suceder generalmente después de que se han desarrollado ciudades enteras, se han construido importantes vías de comunicación, etc. Generalmente, en esos momentos las inversiones económicas en las regiones afectadas por estos problemas han sido ya tan grandes que no pueden ser abandonadas, siendo necesario recurrir a alternativas tan caras como la recarga artificial, el control legal de los bombeos, la importación de agua y la recuperación de las aguas usadas.

BIBLIOGRAFÍA

1. BARNES, B. S., 1940, Discussion of analysis of runoff characteristics by O. H. Meyer: *Am. Soc. Civil Eng. Trans.*, v. 105, pp. 106.
2. BLANCHARD, F. B., y P. BYERLY, 1935, A study of a well gauge as a seismograph: *Seismological Soc. Am. Bull.*, v. 25, pp. 313-321.
3. DA COSTA, J. A., 1964, Effect of Hebgen Lake earthquake on water levels in wells in the United States: *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 435-O, pp. 167-178.
4. DEUTSCH, M., 1963, Ground-water contamination and legal controls in Michigan: *U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper* 1691, 79 pp.
5. GRANTZ, A., y otros, 1964, Alaska's Good Friday earthquake, March 27, 1964, a preliminary geologic evaluation: *U.S. Geol. Survey Circ.* 491, 35 pp.
6. HORTON, R. E., 1933, The role of infiltration in the hydrologic cycle: *Am. Geophys. Union Trans.*, v. 14, pp. 446-460.
7. JACOB, C. E., 1940, On the flow of water in an elastic artesian aquifer: *Am. Geophys. Union Trans.*, v. 21, pp. 574-586.

8. KAZMANN, R. G., 1958, Problems encountered in the utilization of ground-water reservoirs: *Am. Geophys. Union Trans.*, v. 39, pp. 94-99.
9. KOHOUT, F. A., 1961, Fluctuations of ground-water levels caused by dispersion of salts: *Jour. Geophys. Research*, v. 66, pp. 2429-2434.
10. LANGBEIN, W. B., 1940, Some channel storage and unit hydrograph studies: *Am. Geophys. Union Trans.*, v. 21, pp. 620-627.
11. LEWIS, D. C., y R. H. BURG, 1964, The relationship between oak tree roots and groundwater in fractured rock as determined by tritium tracing: *Jour. Geophys. Research.*, v. 69, pp. 2579-2588.
12. MEINZER, O. E., 1923, Outline of ground-water hydrology with definitions: *U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper* 494, 71 pp.
13. —— 1927, Plants as indicators of ground water: *U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper* 577, 95 pp.
14. —— 1928, Compressibility and elasticity of artesian aquifers: *Econ. Geol.* v. 23, pp. 263-291.
15. MEYER, A. F., 1960, Effect of temperature on ground-water levels: *Jour. Geophys. Research*, v. 65, pp. 1747-1752.
16. NACE, R. L., 1960, Water management, agriculture, and ground-water supplies: *U.S. Geol. Survey Circ.* 415, 12 pp.
17. PARKER, G. G., y V. T. STRINGFIELD, 1950, Effects of earthquakes, trains, tides, winds, and atmospheric pressure changes on water in the geologic formations of southern Florida: *Econ. Geol.*, v. 45, pp. 441-460.
18. PIPER, A. M., 1960, Interpretation and current status of ground-water rights: *U.S. Geol. Survey Circ.*, 432, 10 pp.
19. ROBINOVE, C. J., 1963, What's happening to water?: *Smithsonian Institution Report for 1962*, pp. 375-389.
20. ROBINSON, T. W., 1958, Phreatophytes: *U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper* 1423, 84 pp.
21. RUSSELL, R. R., 1963, Ground-water levels in Illinois through 1961: *Illinois State Water Survey Report of Inv.* 45, 51 pp.
22. SASMAN, R. T., y otros, 1962, Water-level decline and pumpage during 1961 in deep wells in the Chicago Region, Illinois: *Illinois State Water Survey Circ.* 85, 32 pp.
23. SWENSON, F. A., 1964, Ground-water phenomena associated with the Hebgen Lake Earthquake: *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 435-N, pp. 159-165.
24. TANNER, C. B., y W. L. PELTON, 1960, Potential evapotranspiration estimates by the approximate energy balance method of Penman: *Jour. Geophys. Research*, v. 65, pp. 3391-3413.
25. THOMAS, H. E., 1951, *The conservation of ground water*: Nueva York, McGraw-Hill Book Co., 327 pp.
26. —— 1955, Water rights in areas of ground-water mining: *U.S. Geol. Survey Circ.* 347, 16 pp.
27. —— 1961, Ground water and the law: *U.S. Geol. Survey Circ.* 446, 6 pp.
28. THORNTONWAITE, C. W., y J. R. MATHER, 1955, The water budget and its use in irrigation, in Water, the yearbook of agriculture: *U.S. Dept. of Agriculture Yearbook of Agriculture* 1955, pp. 346-358.
29. VORHIS, R. C., 1964, Earthquake-induced water-level fluctuations from a well in Dawson County Georgia: *Seismological Soc. Am. Bull.*, v. 54, pp. 1023-1133.
30. UNIVERSITY OF CALIFORNIA SANITARY ENGINEERING RESEARCH LABORATORY, 1955, An investigation of sewage spreading on five California soils: *Univ. California Sanitary Eng. Lab. Tech. Bull.* 12, 53 pp.

31. ZONES, C. P., 1957, Changes in hydraulic conditions in the Dixie Valley areas, Nevada, after the earthquake of December 16, 1954: *Seismological Soc. Am. Bull.*, v. 47, pp. 387-396.
32. LLAMAS, M. R., 1966, Los embalses subterráneos en la planificación hidráulica: Madrid; *Rev. Obras Públicas*, pp. 591-604.
33. — 1968, Importancia de la utilización de los embalses subterráneos en España: Barcelona; *Primer Seminario de Técnicas Modernas para la Construcción de Pozos. Ponencias*, p. 3-18.
34. UNITED NATIONS, 1964, Groundwater Legislation in Europe: Rome; *Food and Agricultural Organization of the United Nations, FAO Legislative Series No. 5*, 175 p.
35. CAPONERA, D. A., 1954, Water laws in Moslem countries: Rome; *Food and Agricultural Organization of the United Nations, FAO Development Paper No. 43*, 202 p.
36. MAXEY, G. B., y P. A. DOMENICO, 1967, Optimum development of water resources in desert basins: *Proceedings of the National Symposium on Ground-Water Hydrology*; American Water Resources Association, p. 84-90.