El Agua Subterránea en Relación con los Fenómenos que Integran el Ciclo Hidrológico

Rubén Chávez Guillén*

I.— EL CICLO HIDROLOGICO

El ciclo hidrológico es un sistema circulatorio que incluye e interrelaciona prácticamente la totalidad del agua existente en la tierra. Sólo quedan excluidas de este ciclo las llamadas "aguas fósiles" o "aguas congénitas", generadas por procesos magmáticos o metamórficos, y atrapadas en las formaciones geológicas; pero su cuantía no es de consideración con respecto al volumen de las aguas comprendidas en el ciclo.

El agua subterránea también es parte integrante de dicho sistema circulatorio: la recarga de los acuíferos y la circulación subterránea del agua hasta las zonas de descarga, representan la parte del ciclo que tiene lugar en el subsuelo. Existe una estrecha relación entre el agua subterránea y los fenómenos que integran el ciclo hidrológico. En efecto, la precipitación pluvial constituye la fuente de recarga de los recipientes subterráneos; el escurrimiento superficial es también una importante fuente de recarga, y en algunos casos, es generado parcialmente por una aportación del almacenamiento subterráneo a los cauces; la infiltración es el fenómeno mediante el cual el agua ingresa al subsuelo y eventualmente, llega a la zona de saturación, y la evapotranspiración constituye, en ocasiones, un mecanismo de descarga de los acuíferos. Por todo esto, aunque la Geohidrología tiene por objeto de estudio el agua subterránea, debe tomar en

cuenta también, en términos generales, aquella parte del ciclo que tiene lugar en la superficie. (Ver Fig. 1).

Como es bien sabido, el agua precipitada sobre la superficie de la tierra se distribuye en la forma siguiente: una parte retorna a la atmósfera a través de la evapotranspiración; otra, escurre superficialmente, y el resto se infiltra. Lo anterior puede expresarse:

$$P = Ev + s + I$$

siendo P la cantidad de agua precipitada; Ev, la evapotranspiración real; s, el volumen de escurrimiento superficial, e I, el volumen infiltrado. La expresión anterior es la llamada "Ecuación del Ciclo Hidrológico" en su forma más simple.

Es importante considerar a cada uno de los fenómenos anteriores en su relación con la presencia, distribución y comportamiento del agua subterránea.

II.— LA PRECIPITACION PLUVIAL: FUENTE DE RECARGA DE LOS DEPOSITOS SUBTERRANEOS

Por lo general, en los estudios geohidrológicos no se requiere de un conocimiento muy detallado del régimen pluviométrico, ni es necesario realizar análisis complejos como los que se llevan a cabo en estudios de hidrología superficial; así, por ejemplo, las curvas intensidad—duración—frecuencia, las curvas áreas—intensidad o la generación de series

* Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.

Fig. 1.— El agua subterránea forma parte del ciclo hidrológico, por ello guarda una estrecha inter-relación con el agua superficial.

cronológicas, no son de mayor utilidad para el geohidrólogo. Esto se debe a que los recipientes subterráneos actúan como enormes reguladores que atenúan las variaciones hidrológicas superficiales.

La disponibilidad de agua subterránea de una zona está limitada, en gran parte, por la rapidez con que se renueva el recurso, y uno de los factores principales de que esto depende es la magnitud y distribución de la precipitación pluvial; el otro factor dominante es de carácter geológico, como se verá más adelante. De aquí que sea importante, en un estudio geohidrológico, tener una idea más o menos aproximada de los volúmenes de agua que se precipitan sobre la zona considerada, así como de su variación en el área y en el tiempo.

II.1.— La Precipitación Anual.

El procesamiento de los datos pluviométricos con fines geohidrológicos consiste, primero, en determinar la precipitación anual y su variación en el tiempo. Para tal efecto, se trazan gráficas, como la ilustrada en la Fig. 2, que muestran la variación de la precipitación anual en un intervalo de tiempo de varios años (10 a 20), y la media anual del mismo lapso. En particular, es importante conocer

Fig. 2.— La variación de la precipitación anual, da una idea de la probable variabilidad de la recarga de los acuíferos, en las zonas áridas la recarga suele ser significativa únicamente en años relativamente lluviosos.

la precipitación del ciclo anual en que se llevó a cabo el estudio geohidrológico, porque el volumen de recarga que recibe un acuífero guarda cierta relación con la magnitud de la precipitación pluvial. Esta relación no es sencilla ni constante, ya que en el fenómeno de la recarga influyen muchos otros factores, además de la cuantía de la precipitación; pero, en general, cabe esperar una mayor recarga durante años lluviosos que durante años secos. Por esto, para no sobreestimar o subestimar la disponibilidad de agua subterránea, deben conocerse cuáles fueron las condiciones de precipitación que prevalecieron en el ciclo para el cual se efectuó la estimación de la recarga.

II.2.— Cuantificación del Volumen Precipitado.

La cuantificación del volumen precipitado se basa en mediciones de la altura de lluvia, efectuadas mediante pluviómetros o pluviógrafos instalados en las estaciones climatológicas. Existen tres métodos para calcular el volumen de lluvia, a partir de los datos registrados en estaciones distribuidas en la zona estudiada: el método aritmético, el método de Thiessen y el método de las isohietas, siendo los dos últimos los más confiables.

En el método aritmético se calcula el volumen de lluvia multiplicando el área de la zona estudiada por la precipitación media, calculada como la media aritmética de las alturas de lluvia registradas en las estaciones climatológicas.

El método de Thiessen consiste en trazar un polígono de influencia para cada estación; los vértices del polígono quedan definidos por la intersección de las mediatrices de los triángulos formados por la estación considerada y las estaciones adyacentes a ella; se supone que en el área de influencia así definida, la altura de lluvia es igual a la registrada en la propia estación. El volumen de precipitación se calcula como la suma de los productos de las áreas de influencia de las estaciones por sus respectivas alturas de lluvia. (Ver Fig. 3).

El método de las isohietas consiste en trazar curvas de igual precipitación pluvial, con apoyo en las alturas de lluvia registradas en las estaciones; en

Fig. 3.— Cuantificación del volumen precipitado por el Método de Thiessen.

el trazo se toma en cuenta la influencia de la orografía. Se miden gráficamente las áreas comprendidas entre isohietas adyacentes, y se multiplican por sus respectivas láminas medias de lluvia. El volumen precipitado está dado por la suma de estos productos.

La distribución de la lluvia en el área se ilustra mediante las isohietas correspondientes a un intervalo de varios años. (Ver Fig. 4).

II.3.— La Intensidad de Lluvia.

Otro aspecto que debe conocerse, al menos en forma cualitativa, es el que se refiere a la intensidad de lluvia, factor que juega un papel muy importante en el fenómeno de la infiltración. Para un mismo volumen precipitado y condiciones geológicas idénticas, la cantidad de agua infiltrada puede variar ampliamente dependiendo de la intensidad de lluvia; en general, favorecen más la infiltración las lluvias de baja intensidad y larga duración que los aguaceros torrenciales de corta duración.

La intensidad de lluvia se deduce a partir de las observaciones realizadas en pluviógrafos, y se expresa como una lámina de agua por unidad de tiempo.

Fig. 4.— La magnitud e intensidad de la lluvia son algunos de los factores que influyen en la recarga de los acuíferos. Las isohietas ilustran la distribución de la lluvia en el área.

Puesto que en el estudio cuantitativo del agua subterránea comúnmente se trabaja con periodos largos (uno o varios años), una representación útil de la distribución de la lluvia en el tiempo es la gráfica de precipitación media mensual correspondiente a una estación y a un cierto intervalo de tiempo. En una gráfica de este tipo, como la ejemplificada en la Fig. 5, puede apreciarse si hay una o más temporadas de lluvia bien definidas, o si la precipitación tiene una distribución más amplia en el año; para un año particular, la gráfica de precipitación mensual indica si la lluvia se distribuyó en toda la temporada, o si se concentró en alguno de los meses. Un conocimiento más detallado de la intensidad puede inferirse de los registros de pluviógrafos que proporcionan datos respecto a las intensidades máximas correspondientes a diferentes duraciones de lluvia. (Ver Fig. 6).

III.— LA INFILTRACION Y LA RECARGA DE LOS ACUIFEROS

Al comenzar la precipitación pluvial, una parte de ella es interceptada por la vegetación, y otra parte queda retenida en las pequeñas depresiones topográficas. Una vez que la capacidad de inter-

Fig. 5.— La gráfica de precipitación mensual correlacionada con el comportamiento de los niveles estáticos permite inferir la influencia de la lluvia en la recarga de los acuíferos.

cepción y la detención superficial del suelo han sido satisfechas, se inicia la infiltración, ya en el subsuelo el agua circula y se distribuye conforme a las condiciones geológicas y al contenido de humedad de las formaciones existentes en él.

Fig. 6.— La intensidad de lluvia tiene una influencia definitiva en la magnitud del volumen infiltrado.

III.1.— Capacidad de Infiltración y Factores que la Controlan.

Se llama "Capacidad de Infiltración" de un suelo, a la rapidez con que éste permite el ingreso del agua al subsuelo en una condición dada. Experiencias y observaciones realizadas han demostrado que esta capacidad decrece exponencialmente en el tiempo desde un valor máximo inicial hasta un valor prácticamente constante, como se indica en la siguiente figura, y es controlado por diversos factores entre los que destacan: la estructura del suelo, la acción de las fuerzas capilares, la presencia de aire atrapado en el interior del suelo y la cobertura vegetal. (Ver Fig. 7).

Fig. 7.— La capacidad de infiltración decrece exponencialmente en el tiempo.

La estructura del suelo varía a medida que se va saturando. Inicialmente, cuando se encuentra seco o poco húmedo, suele presentar un sistema de grietas que le dan alta capacidad de infiltración; pero conforme aumenta su contenido de humedad, los materiales finos se expanden, las grietas se cierran gradualmente, y como consecuencia, decrece su conductividad hidráulica.

Los efectos de las fuerzas capilares y del aire atrapado en el suelo, son contrarios al de la estructura del mismo: la resistencia inicial que ambos factores presentan al avance del agua infiltrada, se va reduciendo con el tiempo.

La cobertura vegetal favorece la infiltración al proteger al suelo del impacto directo de la lluvia,

que compacta su superficie e introduce partículas finas en las grietas y poros mayores; además, las raíces de las plantas mantienen abierta la estructura del suelo.

Considerando el concepto anterior, resulta evidente ahora la influencia de la intensidad de lluvia en la magnitud del volumen infiltrado. En efecto, si la intensidad es superior a la capacidad de infiltración, el suelo sólo absorbe una parte de la precipitación; para un mismo volumen llovido, la cantidad de agua infiltrada será tanto menor cuanto mayor sea la intensidad.

III.2.— Medición de la Capacidad de Infiltración.

La capacidad de infiltración se mide mediante aparatos llamados "infiltrómetros", que consisten en un recipiente, parcialmente enterrado en el suelo, en el que se aplica cierta cantidad de agua y se registra la velocidad de abatimiento del nivel. El aparato se protege de la evaporación, o bien se efectúan correcciones a las observaciones realizadas para eliminar la influencia de este fenómeno.

III.3.— Estimación del Volumen Infiltrado.

Aunque la capacidad de infiltración del suelo puede ser determinada fácilmente y con cierta precisión mediante infiltrómetros, la cuantificación directa del volumen infiltrado, no es factible en estudios de carácter regional, debido a que la magnitud de dicho volumen depende de otros factores —además de la capacidad de infiltración— no controlables en la práctica. Por otra parte es obvio que el conocimiento, por medición directa, de las variaciones de dicha capacidad en el área y en el tiempo, no es viable cuando se trata de áreas extensas.

Métodos Hidrológicos.

Para estimar el volumen infiltrado se han desarrollado algunos métodos dentro del campo de la hidrología superficial. Uno de ellos es el llamado "peinado del hietograma", en el cual, conocidos los volúmenes de lluvia y de escurrimiento superficial, la cantidad de agua infiltrada se infiere a partir del

análisis del hietograma; generalmente, tal cantidad se expresa como una lámina de agua (índice de infiltración), que representa la capacidad de infiltración media de toda el área considerada. Este método, cuya aplicación se ejemplifica en la Fig. No. 8, y otros semejantes, son aplicables a periodos de corta duración, para los cuales puede despreciarse la evaporación; pero no pueden aplicarse para determinar el volumen infiltrado en un ciclo anual o en una fracción significativa del mismo.

Estos métodos proporcionan resultados útiles para los fines del hidrólogo, quien sólo está interesado en tener una idea de la magnitud del volumen infiltrado, para deducirlo en el cálculo de la disponibilidad de agua superficial; y por lo general, los errores cometidos en la estimación de dicho volumen, son poco significativos con respecto a la magnitud del escurrimiento superficial.

Fig. 8.— Determinación del índice de infiltración (ϕ), por el método del "peinado del hietograma", el valor de ϕ se varía hasta que el volumen representado por el área ashurada, es igual al escurrimiento aflorado, el volumen infiltrado se calcula multiplicando el índice ϕ por el área considerada.

Coeficientes de Infiltración.

Un método muy popular consiste en la aplicación de "coeficientes de infiltración" a las forma-

ciones geológicas que afloran en el área estudiada, los cuales representan al volumen infiltrado, como un porcentaje del volumen de lluvia.

Para aplicar el método se delimitan en un plano geológico las formaciones que afloran en el área; seguidamente, se cuantifica el volumen precipitado sobre cada una de ellas. El volumen infiltrado en una cierta formación, se calcula como el producto del coeficiente asignado a ella y el volumen de precipitación respectivo. El volumen total infiltrado en el área considerada es la suma de los volúmenes parciales así calculados.

Obviamente, el método adolece de varias deficiencias. En primer lugar, puesto que los coeficientes se aplican a volúmenes de precipitación —generalmente, lluvia media anual—, el método no toma en cuenta la intensidad de lluvia, que como se indicó en el inciso 3.1, es un factor que influye definitivamente en la magnitud del volumen infiltrado.

En segundo lugar, el valor de los coeficientes es asignado arbitrariamente, en una forma subjetiva. Mediante reconocimientos de campo pueden conocerse las características hidrogeológicas de las formaciones (granulometría, grado de compactación o cementación, fracturamiento, agrietamiento, efectos de disolución, etc.); y con esta base puede inferirse, **cualitativamente**, si su capacidad de infiltración es alta, media o baja; también puede apreciarse en forma relativa si una formación favorece la infiltración más o menos que otra. Así, por ejemplo, puede decirse que un basalto columnar o una caliza kárstica, tienen una capacidad de infiltración muy alta, mucho mayor que la de un afloramiento de piroclásticos o de materiales granulares. Estas apreciaciones son muy útiles para definir las probables zonas de recarga; pero, obviamente, no constituyen una base suficiente para asignarle un valor a la capacidad de infiltración, ni mucho menos para inferir el porcentaje de lluvia que se infiltra.

En tercer lugar, el coeficiente asignado se aplica no sólo al área reconocida, que por lo general es poco extensa, sino a toda el área ocupada por la formación de que se trata, presuponiendo que sus características hidrogeológicas son semejantes en

toda su extensión, lo que no es necesariamente cierto. Todavía menos aceptable es que el método se aplique sin más base que un plano geológico en el que las formaciones aparecen clasificadas atendiendo exclusivamente a su edad y origen; es claro que en este caso los coeficientes carecen totalmente de fundamento, pues tal clasificación, por sí sola, no da idea alguna de la capacidad de infiltración: el símbolo "Qal", por ejemplo, incluye tanto gravas muy permeables como arcillas casi impermeables.

Es claro, pues, que el método carece de validez por la inconsistencia de las hipótesis en que se basa.

Pero, sobre todo, cabe señalar que aunque fuera posible estimar con cierta precisión el volumen infiltrado, éste no es representativo de la recarga de los acuíferos, ya que no necesariamente toda el agua que entra al subsuelo constituye una alimentación para los mismos. Lo anterior resulta evidente si se consideran los fenómenos que tienen lugar en la zona de aireación.

III.4.— El Flujo en la Zona de Aireación

Una vez infiltrada, el agua empieza a circular en la zona de aireación. En el movimiento del agua a través de esta zona influyen: la gravedad y las fuerzas capilares, así como la conductividad hidráulica, la retención específica y el contenido de humedad de las formaciones.

La atracción de la gravedad es una de las fuerzas dominantes que inducen el flujo; por esta razón, al agua que circula en esta zona se le llama "agua gravitacional". Sin embargo, también juegan un papel muy importante las fuerzas capilares, que operan en el sentido opuesto, es decir, tienden a retener al agua en contra de la atracción gravitatoria.

Potencial Hidráulico y "Tensión de Humedad del Suelo".

La descripción matemática del flujo en la zona de aireación presupone la existencia de un

potencial hidráulico, ϕ , definido como:

$$\phi = g (z + \psi)$$

en que g es la atracción de la gravedad; z , la carga de posición del punto considerado, con respecto a un plano horizontal de referencia, y ψ , la llamada "carga de tensión de humedad del suelo", que toma un valor nulo en el nivel freático. La carga hidráulica en un punto dado, es:

$$h = \frac{\phi}{g} = z + \psi$$

concepto que se ilustra en la Fig. 9.

Fig. 9.— Carga hidráulica y tensión de humedad del suelo, puesto que la carga decrece conforme aumenta la profundidad, el movimiento del agua en la zona de aireación es descendente.

En un medio no saturado también es válida la Ley de Darcy:

$$v = - K (X, y, z, \psi) \cdot j$$

en la que v es la velocidad aparente de flujo; k , la conductividad hidráulica del material, e i , el gradiente hidráulico. En el caso particular del flujo vertical, esta ley puede expresarse:

$$v_z = - K (Z, \psi) \cdot \frac{\partial h}{\partial z}$$

Conductividad Hidráulica.

En un medio saturado la conductividad hidráulica es equivalente a la permeabilidad del material, y es función de su litología (distribución granulométrica y grado de compactación o cementación) y de las características del fluido (peso específico y viscosidad dinámica). Pero en la zona de aereación el flujo es comúnmente "no saturado", y en estas condiciones la conductividad hidráulica depende, además, de la carga de tensión de humedad; la relación entre aquella y ésta varía con las características del material, y es del tipo ilustrado en la Fig. 10.

Fig. 10.— En el flujo no saturado la conductividad hidráulica (K) decrece con la tensión de humedad del suelo (ψ).

Puede apreciarse que la conductividad hidráulica decrece conforme aumenta la carga de tensión de humedad del suelo.

Por otra parte, la estructura geológica influye también en la circulación del agua; la estratificación que comúnmente presentan los rellenos y la presencia de lentes de material arcilloso, reducen la permeabilidad vertical, obstaculizando la circulación del agua en este sentido. Cuando estratos de alta permeabilidad descansan sobre otros poco permeables, el agua tiende a circular lateralmente a reducida profundidad, generando el llamado "flujo subsuperficial"; de esta manera pueden formarse acuíferos colgados. Si en su movimiento lateral, el agua encuentra cauces, drenes o depresiones topo-

gráficas, saldrá nuevamente a la superficie sin haber alcanzado la zona de saturación.

Por el contrario, si la estratificación no es muy marcada, el agua continúa su movimiento descendente bajo la acción de la gravedad hasta llegar eventualmente al nivel freático.

Ecuación Diferencial del Flujo.

La ecuación diferencial general de flujo en un medio heterogéneo, no saturado, es:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{\partial \phi}{\partial t}$$

en el que ϕ es el contenido de humedad, definido como el volumen de agua contenido por unidad de volumen de material. El significado físico de esta ecuación es sencillo, y puede expresarse: la diferencia entre el caudal de agua que entra y el caudal que sale de un elemento de material de volumen unitario, es igual a la rapidez con que varía el contenido de humedad del elemento.

Retención Específica y Deficiencia de Humedad.

La retención específica (r) y el contenido de humedad del material (ϕ), son factores que influyen notablemente en el mecanismo de la infiltración; otro concepto también importante, relacionado con los dos anteriores, es la deficiencia de humedad del suelo (D_h), definida como la diferencia entre la retención específica y el contenido de humedad, cuando éste es inferior a aquella ($D_h = r - \phi$, $\phi < r$). En otros términos, la deficiencia de humedad es la cantidad de agua que requiere un material, por unidad de volumen, para satisfacer su retención específica.

Mecanismo de la Infiltración.

Cuando cierto volumen de agua se infiltra, una parte de él es interceptado por el primer estra-

to para satisfacer su deficiencia de humedad; el resto pasa al estrato subyacente que, a su vez, intercepta otra parte del volumen infiltrado, y así sucesivamente. Por consiguiente, la cantidad de agua que continúa su movimiento descendente es cada vez menor, y sólo llegará a la zona de saturación la cantidad de agua infiltrada en exceso del déficit de humedad existente entre la superficie del terreno y la superficie freática; después de satisfecho dicho déficit la totalidad del agua que continúa infiltrándose llega hasta la zona de saturación.

Terminada la infiltración, el poder evaporante de la atmósfera actúa sobre el suelo, reduciendo su contenido de humedad e induciendo un flujo ascendente en la zona de aereación. Si existe continuidad hidráulica entre esta zona y la de saturación, se establece el flujo de la superficie freática a la superficie del terreno; en caso contrario, la circulación ascendente del agua continúa hasta que los materiales en la zona de aereación quedan totalmente secos, o hasta que se inicia un nuevo periodo de infiltración, repitiéndose nuevamente el ciclo. El mecanismo descrito se ilustra en la Fig. 11.

Evidentemente; si el volumen infiltrado es reducido y/o el déficit de humedad es grande y/o el nivel freático se encuentra relativamente profundo, puede suceder que toda el agua infiltrada sea retenida arriba de dicho nivel, y en consecuencia, que la zona de saturación no reciba aportación alguna. Tal situación es muy común en las regiones áridas, donde existen áreas, cuya zona de aereación se encuentra permanentemente seca; y sólo los estratos superficiales son humedecidos temporalmente.

Mediante análisis teóricos y experimentos de laboratorio realizados con columnas de diferentes materiales, se ha estudiado la influencia de diversos reactores que intervienen en el fenómeno de que se trata. La solución de la ecuación diferencial del flujo y las observaciones realizadas experimentalmente, permiten inferir la distribución y variación del contenido de humedad, de la carga hidráulica y de la tensión de humedad en la zona de aereación y conocer la distribución y velocidad de avance del frente de infiltración. En la Fig. 12, se presentan los resultados obtenidos en algunos casos específicos.

III.5.— La Recarga de los Acuíferos.

Cabe aclarar que, en última instancia, lo que interesa al geohidrólogo no es tanto el volumen de agua que se infiltra, sino más bien la recarga de los acuíferos, esto es, la cantidad de agua que efectivamente ingresa a la zona de saturación.

La recarga es el volumen renovable de los acuíferos; por tanto, en general, es más o menos representativa de la disponibilidad permanente de agua subterránea. De aquí que sea importante cuantificar su orden de magnitud con la mayor precisión posible, ya que es uno de los principales factores limitantes que deben considerarse al contemplar el aprovechamiento de un acuífero. Su sobreestimación puede dar lugar a una sobreexplotación perjudicial, que a largo plazo, daña a la economía de la zona afectada; y su subestimación puede retrasar o frenar el desarrollo de la misma.

De lo expuesto en el inciso anterior, resulta evidente que la recarga y el volumen infiltrado no son equivalentes, siendo la diferencia entre una y otra especialmente notable en las zonas áridas. En efecto, en ellas es frecuente que la mayor parte de la precipitación pluvial se concentre en unos cuantos aguaceros de gran intensidad y corta duración, que generan un escurrimiento superficial de carácter torrencial, pero que no propician una infiltración abundante; el resto de la precipitación tiene lugar en forma de lluvias de reducida intensidad, que apenas humedecen un pequeño espesor de suelo. Por otra parte, la elevada evaporación potencial agota rápidamente la humedad de la zona de aereación, generando un gran déficit de humedad. En estas condiciones es muy limitada la recarga que produce el agua precipitada sobre la superficie del valle o planicie en cuestión, pues casi la totalidad de la poca agua que se infiltra queda retenida arriba del nivel freático. En una zona árida, esto es fácilmente comprobable mediante la observación del contenido de humedad del suelo en una pequeña excavación a cielo abierto.

Así pues, la alimentación significativa de los acuíferos de tales zonas procede, principalmente, de la infiltración de los escurrimientos a lo largo de los cauces, donde la presencia de un tirante de agua

Fig. 11a.— Durante el estiaje el agua retenida en la zona de aereación asciende y se evapora, generando un déficit de humedad ($r - \theta$); b), c) y d). El agua infiltrada satisface el déficit, y el exceso continúa descendiendo hacia la zona de saturación; e). Si la deficiencia es mayor que el volumen infiltrado la zona saturada no recibe alimentación; f). Se inicia el flujo ascendente del agua retenida, repitiéndose el ciclo.

Fig. 12.— Avance del frente de infiltración deducido teóricamente en el caso, a) el avance es más rápido porque la porosidad (25%) es menor que en el b), el volumen infiltrado es el mismo en ambos casos.

y la elevada conductividad hidráulica de los materiales, favorecen la infiltración.

También suele ser importante la recarga en zonas agrícolas, en las cuales la aplicación continua de una lámina de agua sobre el terreno y/o la infiltración en canales no revestidos, origina un retorno de riego, cuya magnitud depende de la cantidad de agua aplicada en exceso del uso consecutivo de las plantas; si la zona cuenta con un sistema de drenaje, parte del retorno puede aflorar a lo largo de los drenes, y el resto se infiltra a mayores profundidades, alimentando eventualmente a los acuíferos. Observaciones realizadas han revelado que en algunas zonas, el retorno del riego representa hasta un 40%, o más, del volumen de agua aplicado a los terrenos de cultivo; desde luego la magnitud del retorno depende fundamentalmente del grado de tecnificación del riego.

La conclusión más relevante deducible de todo lo expuesto en incisos anteriores es la inapli-

cabilidad de los llamados "Balances Hídricos Superficiales" a la cuantificación de la recarga de los acuíferos. Esta cuantificación debe efectuarse, entonces, mediante un método que deje a un lado el mayor problema que se enfrenta en dichos balances: la estimación de la evaporación real; y que no tenga que considerar los complejos fenómenos que tienen lugar en la zona de aereación. Tal método es el "balance de aguas subterráneas", en el cual se considera exclusivamente a la zona de saturación.

Otra conclusión importante se refiere a la estrecha relación que existe entre el agua subterránea y el agua superficial, lo que pocas veces se considera al proyectarse nuevos aprovechamientos. Es común que se proyecten presas y que se rehabiliten zonas agrícolas (revestimiento de canales, mejoramiento de la red de drenaje, reducción de las láminas de riego, etc.), sin prever en qué medida se va a reducir con ello la recarga de los acuíferos. Es necesario, pues, tener en mente que en la mayoría de los casos la disponibilidad de agua superficial sólo puede aumentarse sacrificando en mayor o menor grado la disponibilidad de agua subterránea, y viceversa. Al analizar el aprovechamiento de los recursos hidráulicos en forma integral —agua superficial y agua subterránea—, tanto desde el punto de vista hidrológico, como desde el punto de vista económico, es probable que en ciertos casos se llegue a la conclusión de que la ganancia de agua que se pretendía alcanzar mediante la realización de determinado proyecto, es ilusoria, o tan reducida que no se justifican las inversiones necesarias para obtenerla.