

AGUA SUBTERRÁNEA Y CONTAMINACIÓN

ROSARIO ITURBE ARGÜELLES*

ANA ELISA SILVA MARTÍNEZ**

*** Investigadora , Instituto de Ingeniería , UNAM**

**** Técnica Académica , Instituto de Ingeniería , UNAM**

1.	INTRODUCCIÓN	1
2.	MOVIMIENTO DEL AGUA	1
2.1	Porosidad	2
2.2	Contenido de agua y grado de saturación	3
2.3	Gradiente hidráulico	4
2.4	Ley de Darcy	6
2.5	Permeabilidad	7
2.6	Zona saturada y zona no saturada	11
2.7	Ecuaciones de flujo para la zona saturada	14
2.8	Ecuaciones de flujo para la zona no saturada	17
3.	ACUÍFEROS	17
3.1	Definiciones	17
3.2	Tipos de acuíferos	18
3.3	Propiedades de los acuíferos	19
4.	CALIDAD DEL AGUA Y PROCESOS DE TRANSPORTE	26
4.1	Conceptos de contaminación y calidad del agua subterránea	26
4.2	Transporte de contaminantes	27
4.3	Procesos hidrodinámicos	28
4.4	Procesos abióticos	30
4.5	Procesos bióticos	32
5.	RECARGA ARTIFICIAL DE ACUÍFEROS	32
5.1	Técnicas de recarga	35
5.2	Factores que afectan la recarga	42
5.3	Metodología para recarga	44
5.4	Aplicaciones de recarga artificial	45
6.	DISCUSIÓN	50
7.	REFERENCIAS	51

ABSTRACT

Groundwater is the major source of fresh water in Mexico. Seventy percent of the population in Mexico City receives the water from aquifers.

The groundwater pollution control is one of the most important tasks for environmental engineers. In order to know how the groundwater is being polluted it is necessary first, to study the soil and aquifer characteristics and to study the transport mechanisms.

This study pretends to explain some of these concepts and it also presents an introduction to recharge of aquifers as a possible solution for overexploited aquifers.

RESUMEN

El agua subterránea es la principal fuente de abastecimiento de agua en el país. En el valle de México, 70 por ciento de la población se abastece con agua extraída a través de pozos.

El control de la contaminación de los acuíferos es, por tanto, una acción imprescindible; para llevarla a cabo, se requiere conocer en primer lugar las principales características de los suelos y de los acuíferos y entender cómo se contaminan mediante los procesos que se efectúan en la zona que los precede.

Este trabajo pretende explicar los mecanismos de transporte que ocurren en la zona no saturada del suelo, así como las características fundamentales de los suelos y de los acuíferos, con el fin de introducir a los interesados en el tema de la contaminación del agua subterránea.

Asimismo, se presenta una introducción a la recarga artificial de los acuíferos como posible solución a la sobreexplotación de los mismos.

1. INTRODUCCIÓN

El agua subterránea constituye la principal fuente de abastecimiento de agua potable en el país. Los problemas de sobreexplotación de acuíferos en muchas zonas, así como otras actividades antropogénicas, han ocasionado deterioro de la calidad del agua subterránea en algunos sitios y, en muchos otros, condiciones graves de decremento del nivel de los acuíferos; además, la disminución de sitios de recarga natural, debida a la elevada urbanización, también influye en la afectación de la calidad del agua de recarga.

El objetivo del presente trabajo es establecer la importancia de la calidad del agua de los acuíferos y señalar opciones de recarga artificial dada la problemática de sobreexplotación de estos.

Para relacionar los aspectos de flujo del agua subterránea con la calidad de la misma, se plantean en primera instancia las propiedades del suelo y las leyes que rigen el movimiento del agua subterránea. Asimismo, se incluyen el concepto y la clasificación de los acuíferos, y posteriormente se relacionan dichas características con el transporte de contaminantes dentro del subsuelo.

Puesto que uno de los problemas señalados es la escasez de fuentes alternas de abastecimiento en gran parte del país donde existe sobreexplotación de acuíferos, se presentan diversas opciones de recarga artificial para zonas críticas.

2. MOVIMIENTO DEL AGUA

El movimiento del agua subterránea está gobernado por

principios hidráulicos establecidos. La dirección del flujo del agua subterránea se debe al potencial o carga hidráulica, la cual se refiere al nivel del agua en diversos puntos, de tal manera que el flujo del agua va del punto de mayor nivel al de menor.

La facilidad o dificultad con que el flujo se mueve a través de los estratos depende de la permeabilidad y esta se determina de acuerdo con la ley de Darcy.

A continuación se definen los principales conceptos que intervienen en el movimiento del agua.

2.1 Porosidad

Los espacios no ocupados por material sólido pueden llenarse con agua y aire o únicamente con agua si el suelo está saturado. Estos espacios se conocen como intersticios o poros y a través de ellos fluye el agua subterránea.

La porosidad de un suelo, n , es la medida de los intersticios que este contiene y se expresa como la relación del volumen de los vacíos, V_v , entre el volumen total, V_t (fig 2.1)

$$n = \frac{V_v}{V_t} \times 100 \quad 2.1$$

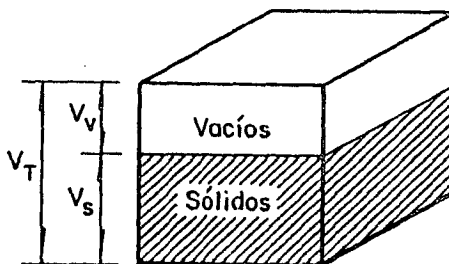


Fig 2.1 Porosidad de un suelo

La porosidad depende del arreglo y forma de las partículas del suelo, así como de su distribución por tamaño y grado de compactación. De acuerdo con dichas características, los intervalos de porosidades varían entre 0 y 60 por ciento para los depósitos sedimentarios (Todd, 1959), según se muestra en la tabla 2.1.

Para calcular la porosidad se determinan la densidad real y la densidad aparente. La densidad real se expresa como la relación de la masa total de las partículas sólidas con respecto a su volumen total excluyendo los espacios porosos. La masa se define después de secar la muestra a

TABLA 2.1 INTERVALOS DE POROSIDADES PARA MATERIALES SEDIMENTARIOS

MATERIALES	POROSIDADES (en porcentaje)
Arcilla	45-55
Limo	40-50
Arena media	35-40
Arena uniforme	30-40
Arena fina a media	30-35
Grava	30-40
Grava y arena	20-35
Arenisca	10-20
Pizarra	1-10
Caliza	1-10

3

105 °C hasta que su peso sea constante; el volumen se calcula a partir de la masa y la densidad del agua desplazada por la muestra. La densidad aparente es la relación que existe entre la masa y el volumen de las partículas de suelo incluyendo los espacios porosos. La masa se determina por peso y el volumen corresponde al que tiene la muestra en condiciones de campo. Los métodos más comunes para calcular la densidad aparente son el del cilindro, el del pozo, el del terrón o parafina y el de radiación *in situ* (SARH, 1978)

En estos términos, la definición de porosidad es

$$n = \frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_s} \quad 2.2$$

donde

ρ_s densidad real del suelo (ML⁻³)
 ρ_a densidad aparente del suelo (ML⁻³).

2.2 Contenido de agua y grado de saturación

El contenido de agua de un suelo se define como la cantidad de agua que ocupa los intersticios o poros del suelo (Jumikis, 1968).

Tal contenido puede expresarse con base en la masa del agua o en su volumen. En el primer caso, se define como la relación de la masa del agua entre la masa de la fracción sólida y se denomina contenido absoluto de agua

$$W = \frac{W_w}{W_s} \times 100 \quad 2.3$$

donde

W contenido de agua, en porcentaje

W_w masa del agua contenida en los vacíos del suelo (M)
 W_s masa de los sólidos (M).

El contenido de agua se determina con el método gravimétrico, calculando la pérdida de masa W_w en el secado de la muestra, con masa constante, W_s , a temperatura de 110 °C.

El contenido de agua en fracción volumétrica se define como la relación del volumen del agua ocupado por los vacíos de una muestra de suelo, V_w , entre el volumen total de la muestra, V_t ,

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \times 100 \quad 2.4$$

Dicho contenido se obtiene prácticamente determinando las densidades del suelo y del agua y aplicando la relación

$$\theta = W \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad 2.5$$

Se puede calcular el contenido de agua en campo, sin afectar al suelo, por medio de un medidor de neutrones (**Marshall y Holmes, 1981**).

Cuando los poros están parcialmente llenos de agua, el suelo contiene un grado de saturación, S , que se define como la relación entre el volumen de agua, V_w , y el volumen de vacíos, V_v ,

$$S = \frac{V_w}{V_v} = \frac{V_w}{V_a + V_w} \times 100 \quad 2.6$$

De acuerdo con lo anterior:

- Si $S = 1$ los poros están llenos de agua, se tiene condición de saturación y existen dos fases: suelo y agua.
- Si $0 < S < 1$ los poros están parcialmente saturados, hay agua y aire en ellos y existen tres fases: suelo, agua y aire.
- Si $S = 0$ los poros solo contienen aire y existe un sistema con dos fases: suelo y aire.

2.3 Gradiente hidráulico

Al considerar los puntos A y B a lo largo de una corriente subterránea, con sus respectivas cargas hidráulicas H_a y H_b , se dice que el gradiente hidráulico en la dirección A-B es

$$i = \frac{H_b - H_a}{L} \quad 2.7$$

donde L es la distancia entre los puntos A y B.

El gradiente se considera negativo si se toma en la dirección del flujo.

La fuerza impulsora del flujo del agua subterránea es el potencial o carga hidráulica; cuando el fluido tiene la misma carga en cualquier punto, no hay movimiento; cuando existe una diferencia de carga, el agua fluye en la dirección en que disminuye la carga si se considera que

$$P_i = \rho_g (h_i - z_i) \quad 2.8$$

$$h_i = \frac{P_i}{\rho_g} + z_i \quad 2.9$$

5

donde

- p presión (ML^{-2})
- ρ densidad (ML^{-3})
- g aceleración (LT^{-2})
- h_i carga hidráulica en el punto i, dada por el nivel en el piezómetro (L)
- z_i carga de posición considerando un nivel de referencia (L).

De acuerdo con la ecuación de Bernouilli, a lo largo de una línea de corriente

$$\frac{P_i}{\rho_g} + z_i = \frac{P_2}{\rho_g} + z_2 + \Delta h \quad 2.10$$

de manera que la pérdida de carga Δh es igual a la diferencia de los niveles de agua $h_1 - h_2$.

Para la determinación de la carga hidráulica se utiliza un piezómetro abierto al flujo de agua en la parte inferior y a la atmósfera en la parte superior. Los piezómetros se instalan por lo general en grupos con el propósito de calcular la dirección del flujo del agua subterránea (*Fried, 1975; fig 2.2*).

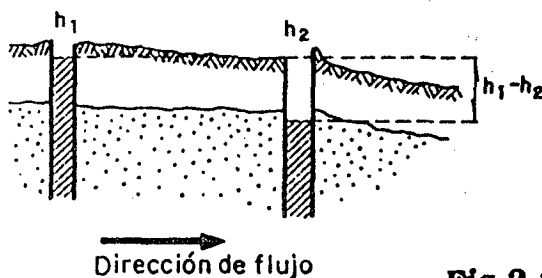


Fig 2.2 Dirección de flujo

2.4 Ley de Darcy

En 1856, Darcy investigó el flujo de agua en lechos horizontales de arena y encontró que la velocidad del flujo a través de un medio poroso es directamente proporcional a la pérdida de carga e inversamente proporcional a la longitud que atraviesa el flujo. Esta relación se conoce como ley de Darcy (fig 2.3)

$$Q = -KA \frac{h}{dL} \quad \text{o} \quad v = \frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dL} = -ki \quad 2.11$$

donde

K coeficiente de permeabilidad o de conductividad hidráulica ($L T^{-1}$)

i gradiente hidráulico, $i = dh/dL$

A área del tubo de flujo (L^2).

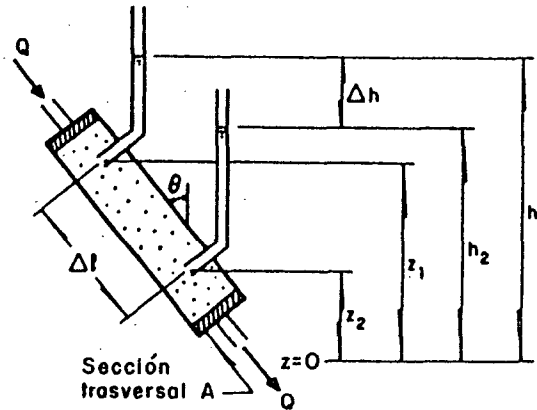


Fig 2.3 Experimento de Darcy

La ley de Darcy se aplica a flujo laminar y no es válida cuando el flujo es turbulento -como el caso de acuíferos no consolidados con gradientes hidráulicos grandes; por ejemplo: flujos en vecindad con cuerpos de agua abiertos como ríos y lagos- o bien cuando existen grandes diámetros de conducción, como el caso de zonas con fracturas (Todd, 1959).

Un flujo es laminar si las líneas de agua adyacentes son paralelas. La turbulencia o laminaridad dependen de la resistencia que el suelo ofrece al flujo; esta a su vez depende del tipo de suelo, del tamaño y forma de las partículas que lo constituyen, del grado de consolidación del suelo (densidad, tamaño y geometría de los poros) y de la temperatura del agua (viscosidad y tensión superficial) (Jumikis, 1968).

2.5 Permeabilidad

La permeabilidad es la propiedad de un material poroso que permite el paso o infiltración de un fluido, como agua o aceite, a través de espacios vacíos (poros) interconectados.

El coeficiente de conductividad hidráulica K se obtiene de la ecuación de Darcy, ya que

$$K = \frac{Q}{A (dh/dL)} \quad 2.12$$

Este coeficiente se determina experimentalmente para conocer la permeabilidad de un suelo.

Determinación experimental de K en laboratorio

a) Permeámetro vertical de carga constante

El permeámetro de carga constante consiste en un cilindro vertical que contiene una muestra de suelo de la cual se requiere obtener su permeabilidad (fig 2.4a). Se conectan al cilindro dos o más piezómetros, separados por una distancia L . El cilindro se conecta a un recipiente con agua colocado a una altura h constante. El agua puede entrar por la parte superior o inferior del cilindro y sale a un recipiente graduado para que sea posible medir el gasto pues se conoce el área transversal del cilindro, A .

La pérdida de carga se mide con la diferencia de presión y representa la resistencia que la muestra del suelo, de longitud L , opone al flujo.

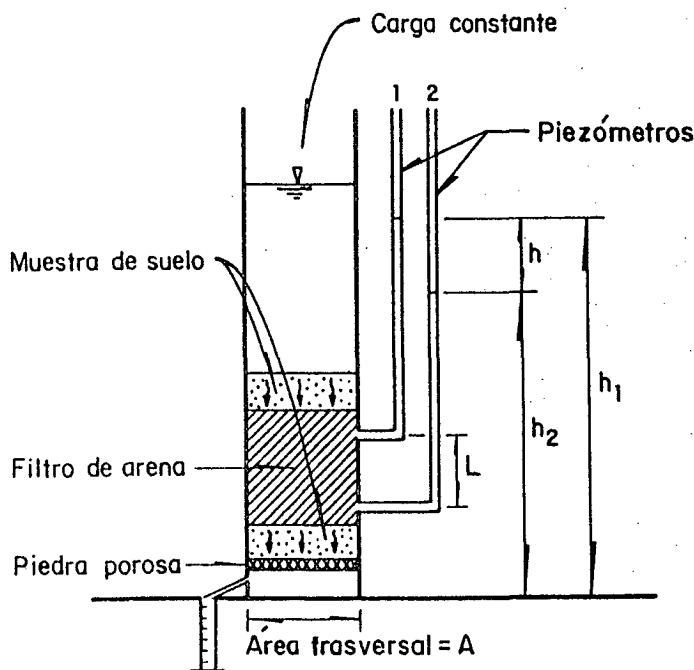


Fig 2.4a Permeámetro de carga constante

El coeficiente K se evalúa de acuerdo con la ley de Darcy por unidades de área, tiempo y gradiente

$$K = \frac{v}{i} = \frac{Q}{A_i} \quad 2.13$$

Se corrige por viscosidad a temperatura de 20 °C. Esta prueba es recomendable para suelos de textura gruesa, como arenas medias y gruesas, y para grava.

b) Prueba por consolidación

En algunos suelos cohesivos con coeficientes de permeabilidad muy bajos solo pueden aplicarse pruebas como la anterior cuando los gradientes hidráulicos son muy grandes. En estos suelos, así como en los sujetos a cargas pesadas, se puede calcular la permeabilidad sometiendo a pruebas de consolidación (fig 2.4b).

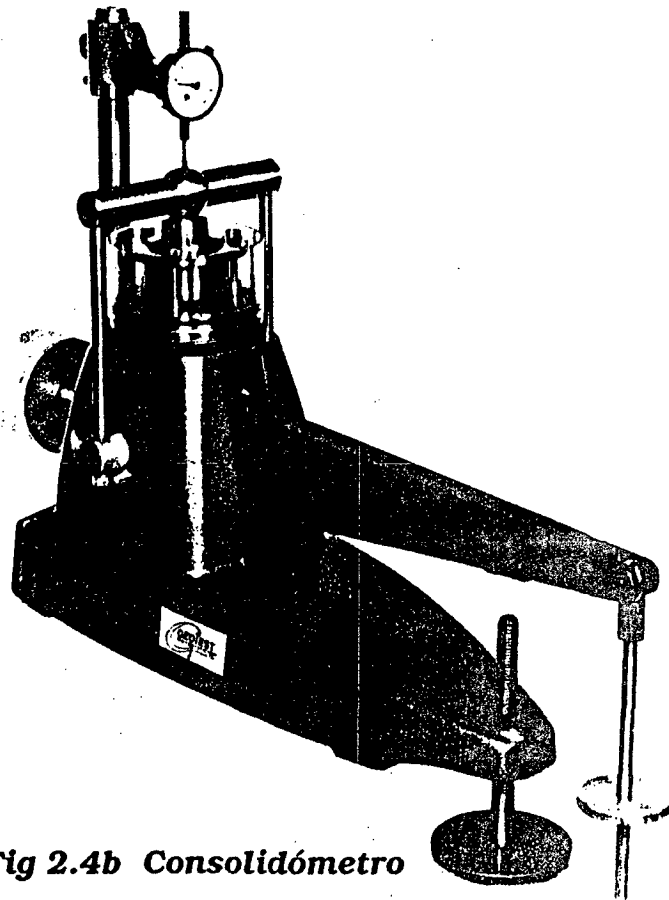


Fig 2.4b Consolidómetro

Determinación de K en pruebas de campo

a) Método del trazador

Si se introduce en el agua subterránea una sustancia con propiedades de trazador y se considera el tiempo que esta requiere para aparecer en un punto aguas abajo, es posible estimar la velocidad del flujo.

Tal información, junto con el gradiente hidráulico, da una medida de la permeabilidad en el acuífero. Debido a que el flujo se presenta dentro de los poros, el gasto se determina como

$$Q = n A v \quad 2.14$$

donde

n porosidad
A área transversal
v velocidad promedio, medida con el trazador.

Sustituyendo en la ley de Darcy y despejando K,

$$K = nv \frac{dL}{dh} \quad 2.15$$

La medición con los trazadores de campo por lo general se limita a distancias de pocos metros y los resultados son aproximados.

b) Método del pozo de bombeo

Este método consiste en perforar un pozo en un estrato permeable y bombear un gasto continuo Q hasta que se establezca el flujo. Además, se instalan dos pozos de observación o piezómetros abiertos a cierta distancia del pozo de bombeo para medir los niveles de abatimiento (fig 2.5).

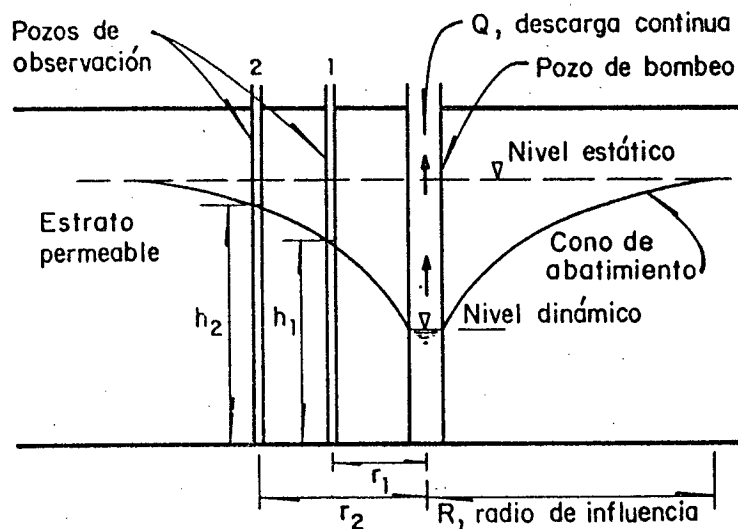


Fig 2.5 Método del pozo de bombeo

El coeficiente de permeabilidad se calcula con la siguiente ecuación

$$K = \frac{2.3Q}{2 H(h_2 - h_1)} \log \frac{r_2}{r_1} \quad 2.16$$

Valores de los coeficientes de permeabilidad

Con objeto de informar acerca de algunos valores del coeficiente de permeabilidad para suelos de diferente textura, se presenta la tabla 2.2, adaptada de Terzaghi y Peck, que incluye suelos compuestos por varias fracciones de textura en diferentes proporciones. Estos valores abarcan amplios intervalos; por tanto, no se deben utilizar para diseño.

TABLA 2.2 VALORES RELATIVOS DE PERMEABILIDAD DEL SUELO

GRADO DE PERMEABILIDAD	INTERVALO DEL COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD K, en cm/s	TEXTURA DEL SUELO APROXIMADA
Alto	$> 10^{-1}$	Gravas media y gruesa
Medio	10^{-1} a 10^{-3}	Grava fina, arena y duna
Bajo	10^{-3} a 10^{-5}	Arena muy fina, limo arenoso, limo suelto
Muy bajo	10^{-5} a 10^{-7}	Limo denso, arcilla-limosa, arcilla
Impermeable	$< 10^{-7}$	Arcilla homogénea

Permeabilidad a través de estratos

En un suelo conformado por varios estratos la permeabilidad de cada uno de estos generalmente es diferente debido a las características distintas de cada capa; además, la permeabilidad perpendicular a la estratificación de las capas es distinta de la paralela. Por ello, se requiere determinar un coeficiente de permeabilidad equivalente que represente a todo el sistema compuesto por capas (Jumikis, 1968; fig 2.6).

Permeabilidad efectiva

Al considerar la existencia de dos o más fluidos que no se mezclan entre sí pero fluyen simultáneamente a través de un medio poroso, se ha encontrado que cada fluido

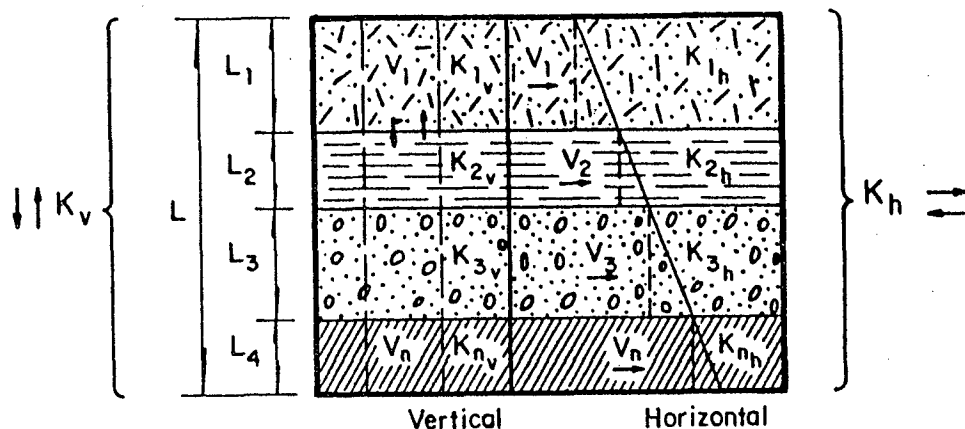


Fig 2.6 Permeabilidad de un sistema compuesto por capas con características diferentes (Jumikis, 1968)

11

establece su trayectoria de flujo (Bear, 1972).

En este caso hay una permeabilidad para cada flujo, la cual será modificada si un fluido entra en contacto con el otro.

Una vez establecidos los flujos es posible aplicar la ley de Darcy a cada uno

$$q_1 = \frac{K_1}{\mu_1} \frac{\Delta h}{L} \quad q_2 = \frac{K_2}{\mu_2} \frac{\Delta h}{L} \quad 2.17$$

donde

K_1 y K_2 coeficiente de conductividad hidráulica correspondiente a los fluidos 1 y 2 (LT^{-1})

μ_1 y μ_2 viscosidad de los fluidos 1 y 2.

2.6 Zona saturada y zona no saturada

La presencia de agua en el suelo se divide en dos grandes zonas: saturada y no saturada.

En la zona saturada todos los intersticios están llenos con agua bajo presión hidrostática. El límite superior de esta zona es un estrato impermeable o una superficie tope de saturación; en ausencia de dicho estrato, el nivel freático constituye la frontera superior. El límite inferior es un estrato impermeable como roca o lecho arcilloso.

La saturación se extiende ligeramente sobre el nivel freático debido a las fuerzas de capilaridad, pero el agua se mantiene a una presión menor que la atmosférica (fig.2.7).

En la zona saturada, la porosidad es una medida del contenido de agua por unidad de volumen; sin embargo, esta agua no se puede remover totalmente por bombeo o por drenaje pues las fuerzas moleculares y de tensión superficial mantienen una parte de agua en contra de la

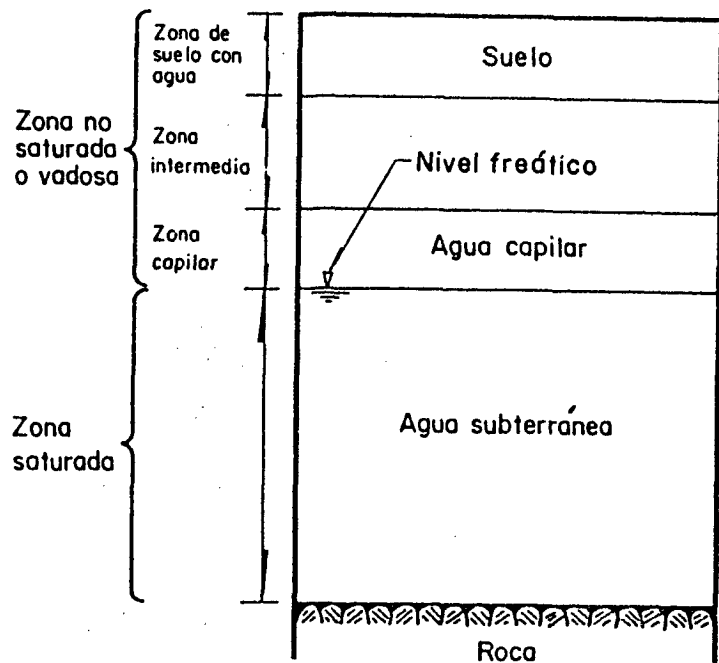


Fig 2.7 Zona saturada y zona no saturada

gravedad. Esta retención de agua se conoce como retención específica

$$S_r = \frac{V_{wr}}{V} \times 100 \quad 2.18$$

donde

S_r retención específica

V_{wr} volumen de agua retenido después de la saturación (L^3)

V volumen total (L^3).

Por otro lado, el agua que es posible bombear o drenar se denomina rendimiento específico, S_y , y se define como el volumen de agua que, después de la saturación, puede drenarse por gravedad (Todd, 1959)

$$S_y = \frac{V_{wy}}{V} \times 100 \quad 2.19$$

donde

V_{wy} volumen de agua drenada (L^3).

Puesto que

$$V = V_{wr} + V_{wy} \quad \text{y} \quad n = S_r + S_y,$$

el rendimiento específico es una fracción de la porosidad en un acuífero. Su valor depende del tamaño del grano, la

forma y distribución de los poros y la compactación del estrato.

Para determinar el rendimiento específico, **Meinzer (1932)**, propuso varios métodos:

- a) Saturar muestras en laboratorio y dejarlas drenar.
- b) Saturar en campo una zona de material situada sobre el nivel freático y permitir el drenaje natural de esta.
- c) Indirectamente, centrifugar para medir la humedad equivalente.

En la zona no saturada, los intersticios están ocupados con agua y aire. Por lo general, esta zona descansa sobre otra saturada y se extiende hasta la superficie del suelo. Además, se subdivide en tres zonas: una de suelo con agua, una intermedia y una capilar (fig 2.7).

El agua de la zona no saturada se denomina agua vadosa, a diferencia del agua subterránea que se ubica en la zona saturada.

El agua vadosa se encuentra sujeta a presión negativa o succión y el gradiente de esta succión constituye la fuerza de movimiento en dirección hacia donde la succión es mayor. Dicha presión se denomina succión mátrica ya que se ocasiona por la afinidad del agua con la matriz del suelo, la cual está constituida por las partículas y los poros capilares.

La mayor fuerza de movimiento se presenta en el *frente mojado*, donde el agua entra al suelo originalmente seco. En esta zona, el gradiente de succión puede ser tan grande que constituye una fuerza de movimiento más intensa que la de gravedad (**Greenkorn, 1983**).

El flujo es más evidente y persistente en suelos no saturados arcillosos que en arenosos. Por esta razón, la existencia de una capa de arena en un perfil de textura fina puede impedir el desplazamiento del agua y ocasionar la acumulación del líquido sobre la zona arenosa hasta que la succión disminuya lo suficiente para que el agua entre en los poros grandes de la arena (**Hillel, 1971**).

A continuación se resumen las principales diferencias entre la zona saturada y la no saturada.

ZONA SATURADA

Ocurre bajo el nivel freático

ZONA NO SATURADA

Ocurre sobre el nivel freático
y sobre la zona de capilaridad

El contenido de agua, θ , es igual a la porosidad, n

La presión del fluido, p , es mayor que la atmosférica y la carga de presión es mayor de 0

La carga hidráulica, h , se mide con un piezómetro

La conductividad hidráulica, K , es constante y no es función de la carga de presión

El contenido de agua, θ , es menor que la porosidad, n

La presión del fluido, p , es menor que la atmosférica y la carga de presión es menor de 0

La carga hidráulica, h , se mide con un tensiómetro

La conductividad hidráulica, K , y el contenido de agua, θ , son funciones de la carga de presión

Nivel freático

El nivel freático se define como el límite entre la zona saturada y la no saturada, y como el nivel en el cual todos los puntos tienen presión atmosférica. La carga hidráulica, h , en cualquier punto sobre el nivel freático será igual a la carga de posición, z .

2.7 Ecuaciones de flujo para la zona saturada

Flujo en estado estacionario

De acuerdo con la ley de conservación de la masa para flujo en estado estacionario a través de un medio poroso saturado, la masa del fluido que entra en un volumen de control debe ser igual a la masa del fluido que sale (Bear, 1979; fig. 2.8).

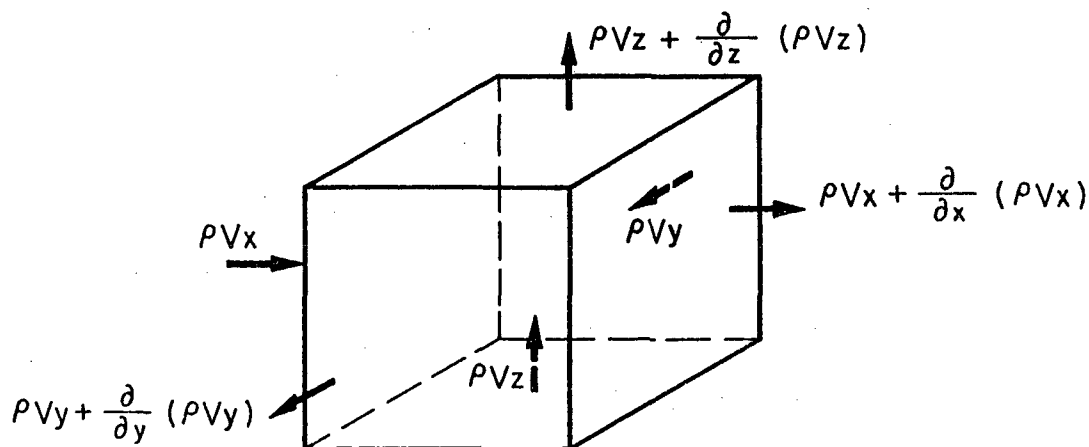


Fig 2.8 Volumen de control para flujo en medio poroso

Aplicando a la ley anterior la ecuación de continuidad, resulta

$$\frac{\partial \rho v_x}{\partial x} + \frac{\partial \rho v_y}{\partial y} + \frac{\partial \rho v_z}{\partial z} = 0 \quad 2.20$$

donde

ρ densidad del fluido (ML^{-3})
 v velocidad del flujo en la dirección i (LT^{-1})
 x, y, z direcciones de acuerdo con los ejes coordenados.

Si se considera el agua subterránea como un fluido incompresible, ρ es una constante que se elimina de la ec 2.20, de modo que se tiene

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad 2.21$$

Cuando el medio es isotrópico, el coeficiente de conductividad hidráulica es igual en todas direcciones; por tanto, $k_x = K_y = K_z$ y la ec 2.21 se convierte en

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad 2.22a$$

que es la ecuación de Laplace.

Si solo se considera flujo en dos direcciones, horizontal y vertical, resulta

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad 2.22b$$

Flujo transitorio

La ley de conservación de la masa para flujo transitorio implica que la tasa neta de la masa del fluido que entra en el volumen de control (fig 2.8) debe ser igual al cambio de la masa del fluido almacenado en el volumen durante un tiempo considerado.

Aplicando la ecuación de continuidad, se obtienen

$$\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial t} (\rho n) \quad 2.23a$$

o bien

$$\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} = n \frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \frac{\partial n}{\partial t} \quad 2.23b$$

El primer término del miembro de la derecha representa la masa de agua producida por expansión del agua ante un cambio en la densidad ρ ; el segundo término representa la masa de agua producida por la compactación del medio poroso ante un cambio en la porosidad n . El primer término está controlado por la compresibilidad del fluido, β ; el segundo, por la compresibilidad del acuífero, α .

Estos conceptos se explican ampliamente en el capítulo 3.

Insertando la ley de Darcy en la ec 2.23b, resulta

$$\frac{\partial}{\partial x} (K_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_y \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (k_z \frac{\partial h}{\partial z}) = n \frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \frac{\partial n}{\partial t} \quad 2.24$$

la ecuación de flujo transitorio para un medio poroso saturado y anisotrópico.

Si se considera que el medio es isotrópico y $K_x = K_y = K_z$, la expresión correspondiente es

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \partial \left(\frac{\rho n}{\partial t} \right) \quad 2.25$$

denominada ecuación de difusión; para solucionarla se requiere conocer los valores de los parámetros geohidrológicos K , n y α , así como de los parámetros del fluido ρ y β .

2.8 Ecuaciones de flujo para la zona no saturada

El grado de saturación, S , se define como la relación entre el contenido de agua y la porosidad

$$S = \frac{\theta}{n} \quad 2.26$$

Para un volumen de control de un elemento parcialmente saturado, la ecuación de continuidad considera tanto el cambio del contenido de agua como el cambio del almacenamiento de esta debido a la expansión del líquido y a la compactación del acuífero. El segundo miembro de la ec 2.23b debe incluir ahora a S , de manera que se convierte en

$$\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} = nS \frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho S \frac{\partial n}{\partial t} + n\rho \frac{\partial S}{\partial t} \quad 2.27$$

Los dos primeros términos del segundo miembro son mucho menores que el tercero y se pueden despreciar; si se cancela la densidad, ρ , de todos los términos, se sustituye en la ley de Darcy y se acepta que $n dS = d\theta$, la ec 2.27 se transforma en

$$\frac{\partial}{\partial x} K(\varphi) \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K(\varphi) \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} K(\varphi) \frac{\partial h}{\partial z} \quad 2.28$$

Para la condición no saturada, el potencial hidráulico es $h = \psi + z$; por tanto, la ec 2.28 se puede escribir como

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial \varphi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad 2.29$$

Si el flujo únicamente se considera en dirección vertical, la ec 2.29 se reduce a

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad 2.30$$

17

Asimismo, es posible escribir esta última en la forma

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad 2.31$$

donde D es la difusividad del agua y se define como

$$D = \frac{K(\theta)}{\alpha\theta/d\varphi} \quad \text{ó} \quad D = K(\theta) \frac{d\varphi}{d\theta} \quad 2.32$$

Si la difusividad es constante, la ec 2.32 se escribe

$$D \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad 2.33$$

que se conoce como ecuación de difusión.

3. ACUÍFEROS

Las formaciones rocosas o de material poroso capaces de proporcionar cantidades significativas de agua se denominan acuíferos. Estos se forman con rocas no consolidadas, grava y arena. La mayoría de los acuíferos se consideran como grandes sistemas de almacenamiento de agua bajo tierra, en los cuales este líquido entra al reservorio por recarga natural o artificial y sale de él por acción de bombeo o por gravedad en algunos casos.

3.1 Definiciones

Acuífero

Se define como la unidad geológica saturada y permeable que puede transmitir cantidades significativas de agua bajo condiciones ordinarias de gradiente hidráulico.

Acuitardo

Con esta palabra se denomina a los lechos que tienen una permeabilidad suficiente para transmitir agua en cantidades significativas destinadas a necesidades regionales, pero insuficiente para permitir una producción de pozos continua.

Acuífero

Se define como la unidad geológica saturada que no es capaz de transmitir cantidades significativas de agua bajo condiciones ordinarias de gradiente hidráulico.

Para facilitar los estudios que se realizan en los acuitardos, estos lechos se consideran formaciones homogéneas; isotrópicas, de espesor constante y geometría simple, siempre y cuando los resultados no sean alterados notablemente por dichas simplificaciones (Freeze, 1979).

3.2 Tipos de acuíferos

Los acuíferos se clasifican en confinados y no confinados dependiendo de la ausencia o presencia de nivel freático.

Los acuíferos no confinados tienen como frontera superior al nivel freático y por lo general se ubican cerca de la superficie del terreno. Estos acuíferos se conocen también como libres, freáticos o no artesianos (fig 3.1).

Los acuitardos colgados son un caso especial de los

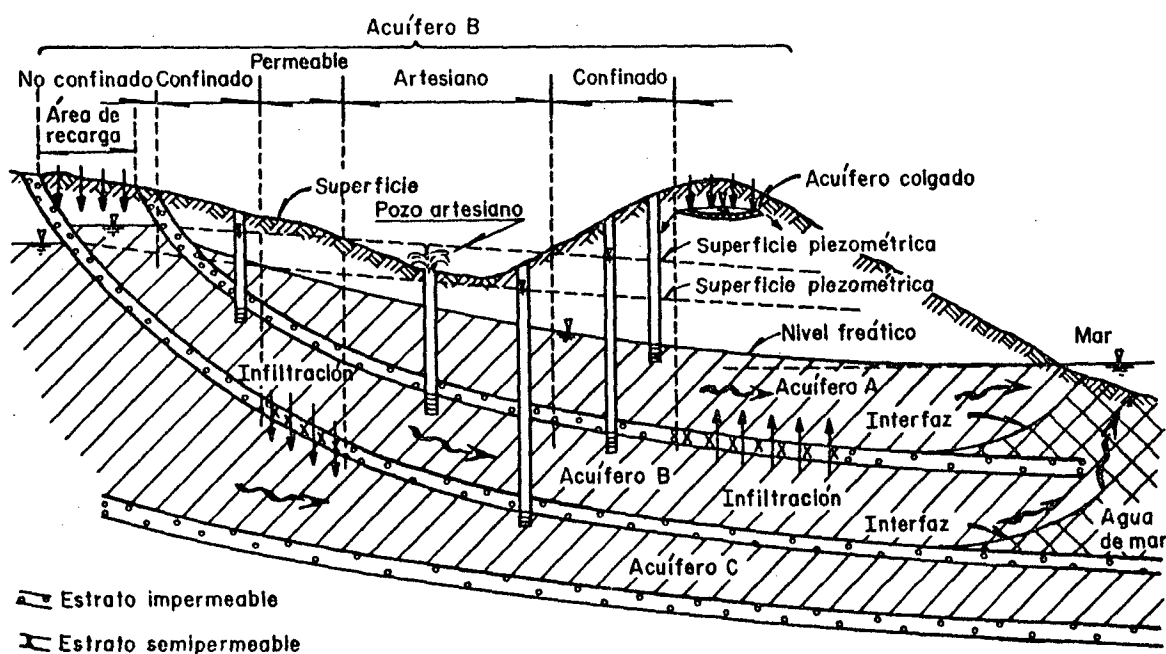
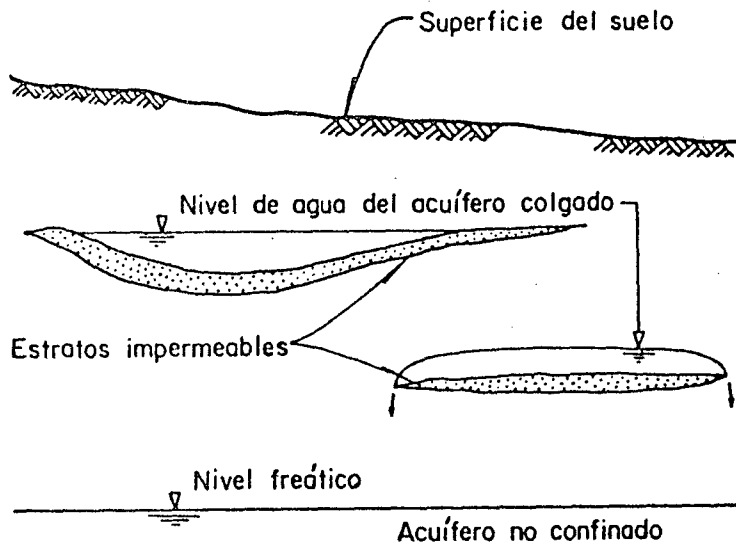


Fig 3.1 Clasificación de acuíferos

acuíferos no confinados; se presentan en estratos muy permeables de la zona no saturada donde hay pequeñas capas, generalmente arcillosas y muy impermeables, en las cuales se acumula el agua y por ello se denominan acuíferos (fig 3.2).

Un acuífero confinado es el que se encuentra entre dos acuitardos. Los acuíferos confinados, también llamados artesianos, se presentan cuando el agua subterránea se



19

Fig 3.2 Acuíferos colgados

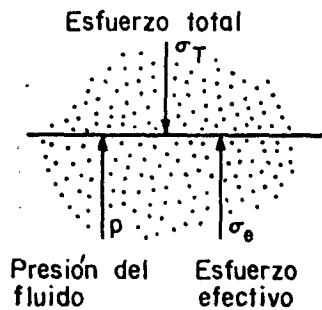
halla bajo una presión mayor que la atmosférica. Si se abre un pozo en este tipo de acuíferos, el nivel del agua sube más arriba de la frontera del acuífero y se dice que hay una condición artesisiana. En algunos casos, dependiendo de la topografía, dicho nivel rebasa el del terreno y entonces se tiene un pozo artesisiano. Las elevaciones y caídas de nivel del agua en tales pozos son resultado de cambios de presión y no de volumen. La superficie piezométrica de estos acuíferos es una superficie imaginaria que coincide con el nivel de la presión hidrostática del agua en el acuífero (fig 3.1). El nivel de agua en un pozo artesisiano define la elevación de la superficie piezométrica en ese punto.

3.3 Propiedades de los acuíferos

Almacenamiento específico

El almacenamiento específico de un acuífero, S_e , se define como el volumen de agua que se libera de un volumen unitario bajo un decremento unitario de la carga hidráulica.

De acuerdo con **Terzaghi (1943)**, el esfuerzo total, σ_t , es la suma del esfuerzo efectivo, σ_e , y la presión, p (fig 3.3); en términos de cambios, lo anterior implica



$$d\sigma_T = d\sigma_e + dp \quad 3.1$$

Muchos de los problemas de flujo no involucran cambios en el esfuerzo total. El peso de la roca que yace sobre cada punto de un estrato de suelo permanece prácticamente constante con el tiempo y en tal caso $d\sigma_T = 0$, por tanto,

$$d\sigma_e = -dp \quad 3.2$$

Fig 3.3
Esfuerzo total,
esfuerzo efectivo y
presión del fluido
en un plano arbitrario
a través de un medio
poroso

En estas circunstancias, si la presión del fluido se incrementa, el esfuerzo efectivo decrece en la misma magnitud; así que el esfuerzo efectivo y la deformación volumétrica resultante están controlados por la presión del fluido en cada punto.

Considerando que $p = \rho g \psi$ y que $\psi = h - z$, la ec 3.2 se transforma en

$$d\sigma_e = -\rho g d\psi = -\rho g dh \quad 3.3$$

La pérdida de carga hidráulica implica un decremento en la presión del fluido y un incremento en el esfuerzo efectivo.

El agua liberada del almacenamiento al decrecer h se produce por dos mecanismos (**Freeze, 1979**):

- a) compactación del acuífero por incremento de σ_e
- b) expansión del agua por decremento de p .

El primero se controla mediante la compresibilidad del acuífero y se denota con α ; el segundo, mediante la compresibilidad del fluido y se denota con β .

En el primer caso, el volumen de agua liberada del volumen unitario durante la compactación es igual a la reducción del volumen unitario del acuífero.

La reducción volumétrica, dV_T , será negativa, pero la cantidad de agua liberada, dV_w , es positiva; de manera que

$$dV_w = -dV_T = \alpha V_T d\sigma_e \quad 3.4$$

Sustituyendo la ec 3.3 en la 3.4,

$$dV_w = -\alpha \rho g dh \quad 3.5a$$

Si se considera un decremento unitario $dH = -1$,

$$dV_w = \alpha \rho g \quad 3.5b$$

Un incremento en la presión del fluido significa un decremento en el volumen del agua, V_w . La compresibilidad del agua se define como

$$\beta = \frac{-dV_w/V_w}{d_p} \quad 3.6$$

Esta ecuación implica una relación elástica y lineal entre la deformación volumétrica y el esfuerzo inducido en el fluido por el cambio en la presión d_p .

La compresibilidad representa la pendiente de la línea que relaciona deformación y esfuerzo. Esta pendiente no cambia en el intervalo de presiones de los fluidos, que comúnmente se tiene en hidrología subterránea.

Si ahora se considera el volumen de agua producido por la expansión de ese líquido, el cambio de volumen se expresa como

$$dV_w = - \beta V_w d_p \quad 3.7$$

El volumen de agua, V_w , en el volumen total, V_T , es nV_T ; si $V_T = 1$ y $d_p = \rho g d\psi = \rho g dh$, la ec 3.7 se transforma en

$$dV_w = \beta n \rho g \quad \text{para } dh = -1 \quad 3.8$$

El almacenamiento específico, S_s , es la suma de los dos términos dados en las ecs 3.5 y 3.8

$$S_s = \rho g (\alpha + n\beta) \quad 3.9$$

Trasmisibilidad y coeficiente de almacenamiento

Para un acuífero confinado, de espesor b , la trasmisibilidad se define como

$$T = K * b \quad 3.10$$

Por su parte, el coeficiente de almacenamiento, S , se expresa como

$$S = S_s b \quad 3.11$$

Al sustituir la ec 3.9 en la 3.11, resulta

$$S = \rho g b (\alpha + n\beta) \quad 3.12$$

El almacenamiento, S , de un acuífero confinado se define como el volumen de agua que un acuífero libera por unidad de área superficial y por unidad de decremento de la carga hidráulica normal a la superficie (fig 3.4a).

Se considera que una transmisibilidad mayor de $0.015 \text{ m}^2/\text{s}$ y un intervalo de coeficientes de almacenamiento de 0.005

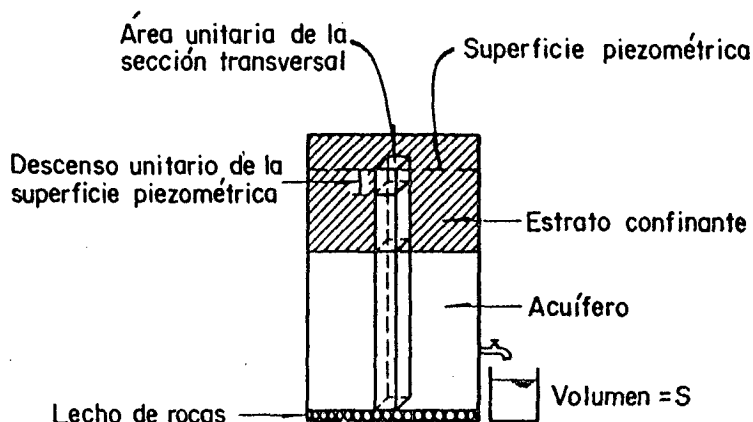


Fig 3.4a Acuífero confinado

a 0.00005 representan a un acuífero adecuado para su explotación.

Para los acuíferos no confinados se emplea la definición de transmisibilidad antes mencionada, pero el espesor que se toma en cuenta es el saturado.

El término coeficiente de almacenamiento se utiliza incorrectamente en el caso de acuíferos no confinados; a estos corresponde el rendimiento específico, S_y , que se define como el volumen de agua que un acuífero no confinado libera por unidad de área superficial y por unidad de pérdida de carga en el nivel freático (fig 3.4b)

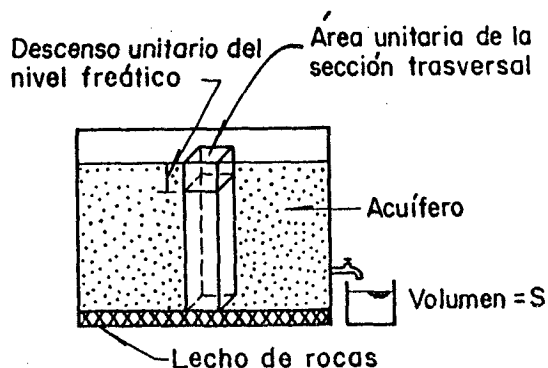


Fig 3.4b Acuífero no confinado

$$V_w = n A dh$$

donde

- n porosidad efectiva
- A área superficial, unitaria
- dh pérdida unitaria de carga.

El concepto de rendimiento específico, S_y , se puede referir a la interacción de las zonas saturada y no saturada. En la fig 3.5 se muestra la posición del nivel freático y el perfil vertical del contenido de agua con relación a la profundidad en dos tiempos. El área sombreada representa el volumen de agua obtenida en una columna de área transversal unitaria. Si la disminución del nivel freático significa una unidad de pérdida de carga, el área sombreada equivale al rendimiento específico, S_y . El rango usual de S_y va de 0.001 a 0.3, valores mayores que los correspondientes al intervalo de coeficientes de almacenamiento para acuíferos confinados. Estos valores reflejan el hecho de que la liberación de almacenamiento en un acuífero no confinado representa el desagüe de los poros, mientras que en un acuífero confinado representa solo los efectos secundarios de la expansión de agua y de la compactación del acuífero causada por cambios en la presión del fluido.

23

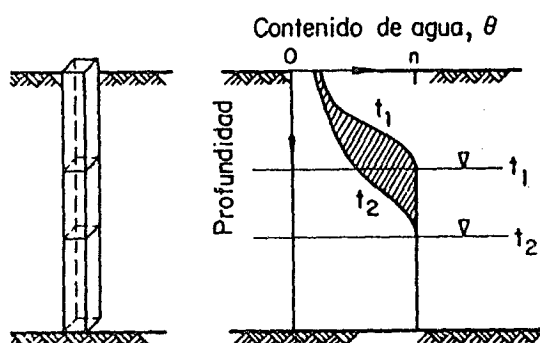


Fig 3.5 Concepto de rendimiento específico en términos de perfiles de humedad sobre el nivel freático

Las propiedades de almacenamiento más favorables en los acuíferos confinados hacen que su explotación sea más eficiente, ya que se puede obtener la misma producción de agua con menores cambios de carga hidráulica.

Determinación práctica del coeficiente de almacenamiento (S) y de la transmisibilidad (T) para acuíferos confinados

Para el caso de un acuífero confinado, horizontal, de espesor b , donde $S = S_b$ y $T = Kb$, se obtiene la ecuación

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 3.14$$

Si se considera que el gradiente hidráulico ejercido alrededor del pozo tiene simetría radial con respecto al sistema, y se transforma a coordenadas radiales por la relación $r = x^2 + y^2$, la ec 3.14 se convierte en

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 3.15$$

Con base en la analogía entre el flujo de agua subterránea y la conducción de calor, y suponiendo como límites: $h = h_o$ al inicio del bombeo y $h = h_o$ cuando $r \rightarrow \infty$ después de iniciado el bombeo ($t \geq 0$), **Theis (1935)** obtuvo la siguiente solución para la ec 3.14

24

$$h_o - h = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty e^{-u} \frac{du}{u} \quad 3.16$$

donde

$$u = r^2 S / 4 T t$$

Q gasto de descarga constante.

Para resolver la ec 3.16 se considera la serie convergente

$$h_o - h = \frac{Q}{4\pi T} - 0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2 \times 2!} + \frac{u^3}{3 \times 3!} - \frac{u^4}{4 \times 4!} + \dots \quad 3.17$$

a) Método de Theis

A través de valores obtenidos en campo, Theis desarrolló un método para solucionar la ec 3.16 y la expresó como

$$h_o - h = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad 3.18$$

Los valores de $W(u)$ y u se presentan en la tabla 3.1.

TABLA 3.1 VALORES DE $W(u)$ PARA DISTINTOS VALORES DE u . MÉTODO DE THEIS (Freeze, R y Cherry, J, 1979)

u	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$x1$	0.219	0.049	0.013	0.004	0.001	0	0	0	0
$x10^{-1}$	1.82	1.22	0.91	0.7	0.56	0.45	0.37	0.31	0.26
$x10^{-2}$	4.04	3.35	2.96	2.68	2.47	2.3	2.15	2	1.92
$x10^{-3}$	6.33	5.64	5.23	4.95	4.73	4.54	4.4	4.26	4.14
$x10^{-4}$	8.63	7.94	7.53	7.25	7	6.84	6.7	6.55	6.44
$x10^{-5}$	10.94	10.24	9.84	9.55	9.33	9.14	9	8.86	8.74

La fig 3.6 muestra la relación gráfica entre $W(u)$ y $1/u$, denominada curva de Theis.

Los valores de la pérdida de carga $h_o - h$ se relacionan en una gráfica con los de r^2/t en papel logarítmico; los datos observados se sobreponen en la curva de Theis y se hace coincidir los datos en la curva mencionada.

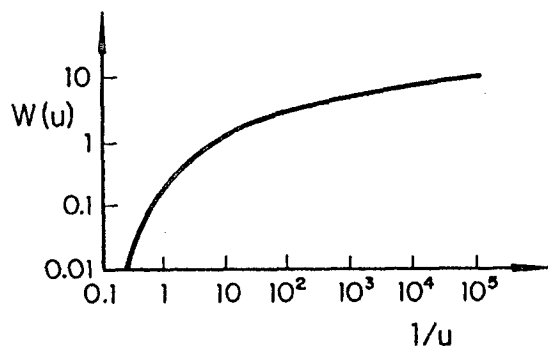


Fig 3.6 Curva de Theis

25

Con un punto arbitrario de un segmento que coincida se elige u y el valor $W(u)$ se obtiene de la tabla 3.1.

El valor de T se determina con la ec 3.18 y el valor de S con la ecuación que define a u .

b) Método de Jacob

Jacob (1950) observó que, para valores pequeños de r y grandes de T , la u es tan pequeña que es válido despreñar a partir del tercer término de la serie expresada en 3.16. Como resultado, la pérdida de carga se puede expresar por la asíntota

$$\Delta h = h_o - h = \frac{Q}{4\pi T} \left(-0.5772 - \ln \frac{r^2 S}{4Tt_o} \right) \quad 3.19$$

o bien

$$\Delta h = h_o - h = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{4Tt}{r^2 S} - 0.5772 \right) \quad 3.20$$

de modo que es posible dibujar en papel logarítmico la curva que relacione $h_o - h$ con el tiempo.

Los datos de Δh y t se obtienen de las descargas medidas en un pozo durante un periodo de bombeo.

Para determinar el valor de la transmisibilidad, se toman dos puntos de la recta dibujada y se aplica la ecuación

$$T = \left(\frac{Q}{4\pi(\Delta h_2 - \Delta h_1)} \right) \left(\ln \frac{t_2}{t_1} \right) \quad 3.21$$

S se obtiene de

$$S = \frac{2.246 T t_o}{r^2} \quad 3.22$$

4. CALIDAD DEL AGUA Y PROCESOS DE TRANSPORTE

4.1 Conceptos de contaminación y calidad del agua subterránea

La calidad y la contaminación del agua subterránea son conceptos relativos, ya que dependen del uso al que se destine dicho líquido.

En este trabajo se considera que la contaminación del agua subterránea y del suelo se debe únicamente a actividades antropogénicas.

Es necesario distinguir entre agua inadecuada para abastecimiento por no cumplir las especificaciones para clasificarla como potable, y agua contaminada.

En la naturaleza hay acuíferos con altas concentraciones de elementos tóxicos para el ser humano, por ejemplo: algunos metales pesados. Esta situación es común en zonas ricas en minerales y constituye un caso en el cual no se puede considerar que existe contaminación, sino características naturales que hacen que el agua sea inadecuada para consumo humano.

Las actividades del hombre relacionadas con: disposición de aguas residuales en suelos, construcción de rellenos sanitarios en sitios inadecuados, escurrimientos superficiales en zonas urbanas, explotación de acuíferos, etc, sí pueden ocasionar la contaminación de suelos y acuíferos. La magnitud del problema depende de las características hidrogeológicas del sitio, del tipo de contaminantes presentes de acuerdo con la actividad realizada, así como de las condiciones de la zona (saturada o no saturada).

En el caso del valle de México, se han cambiado los patrones de flujo en la mayoría de los sitios debido a la explotación del acuífero. En la década de 1940, los piezómetros generalmente señalaban condiciones de flujo vertical ascendente; sin embargo, en la actualidad, únicamente indican condiciones de flujo vertical hacia abajo (Ortega, 1989), excepto en la zona de Chalco.

4.2 Transporte de contaminantes

Aún se desconoce mucho acerca del movimiento de los contaminantes en el subsuelo. En la zona saturada, el transporte se lleva a cabo principalmente por advección y dispersión. Sin embargo, en la zona no saturada, la complejidad de este movimiento se incrementa por la interrelación de los diversos procesos que intervienen en él, así como por las propias condiciones del terreno y el tipo de contaminantes.

Dada la gran cantidad de variables que se presentan en el transporte de contaminantes, en esta publicación únicamente se menciona el comportamiento de los metales pesados y compuestos orgánicos sintéticos que la Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos de América designó como prioritarios (*Environmental Protection Agency, EPA, 1979*) y que, de acuerdo con su estructura química, se agrupan en:

- Hidrocarburos aromáticos monocíclicos
- Hidrocarburos aromáticos policíclicos
- Hidrocarburos alifáticos halogenados
- Éteres halogenados
- Ésteres de ácido ftálico
- Nitrosaminas
- Bifenilos policlorados PCB's.

El movimiento de contaminantes, tanto en la zona saturada como en la no saturada, depende de tres tipos de procesos: hidrodinámicos, abióticos y bióticos (*Mackay, 1985; fig 4.1*).

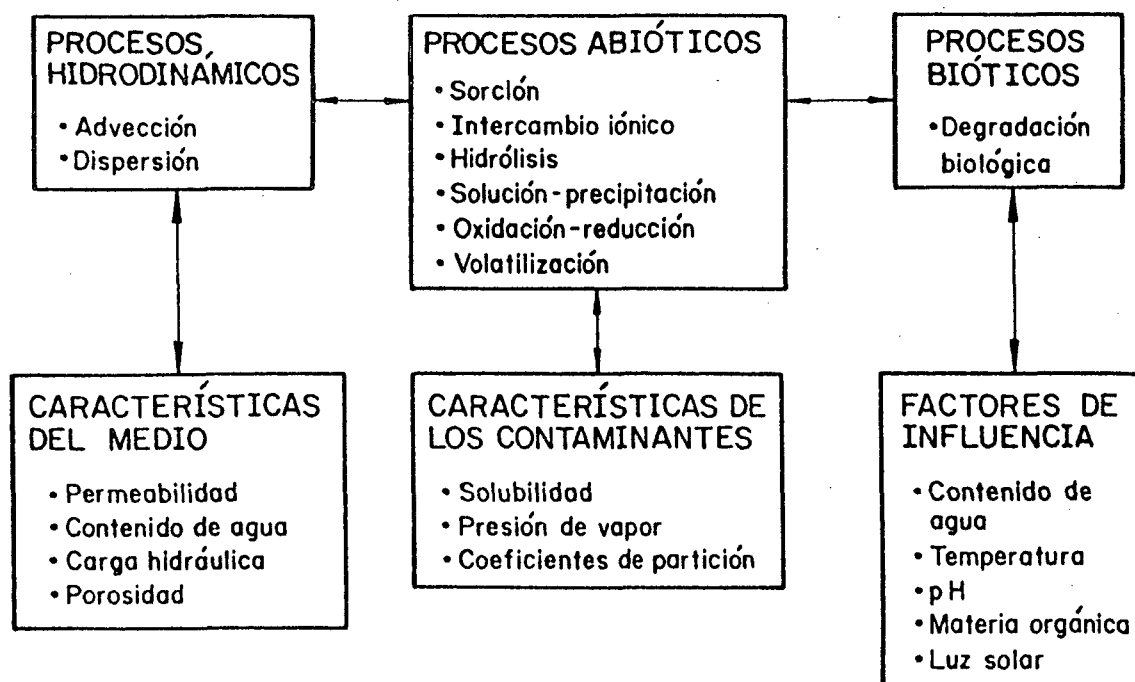


Fig 4.1 Procesos de influencia en el transporte de contaminantes

4.3 Procesos hidrodinámicos

Los procesos de advección y dispersión están involucrados en el transporte subsuperficial de los contaminantes.

La advección se refiere al transporte del soluto a una velocidad equivalente a la del agua subterránea en movimiento.

La dispersión alude a la extensión del frente de concentración de un soluto como resultado de la variación espacial de la permeabilidad del acuífero, la mezcla del fluido y la difusión molecular. Esta extensión se traduce en una dilución de la concentración del soluto.

Para describir el flujo en una dimensión, bajo condiciones de saturación, no consolidación y homogeneidad, se puede utilizar la siguiente ecuación de transporte

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -u \frac{\partial C}{\partial x} + D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \frac{\rho b}{n} \frac{\partial S}{\partial t} + \left(\frac{\partial C}{\partial t} \right)_m \quad 4.1$$

donde

- u velocidad promedio del fluido (LT^{-1})
- C concentración de soluto en fase acuosa (ML^{-3})
- x dirección del flujo (M)
- D coeficiente de dispersión ($L^2 S^{-1}$)
- b densidad del suelo (ML^{-3})
- n porosidad
- S masa de soluto adsorbida por unidad de masa del suelo (MM^{-1})
- t tiempo (T)
- m reacciones químicas y/o degradación.

El coeficiente de dispersión, D, se determina en campo a través de mediciones con trazadores; las pruebas más utilizadas son:

a) Prueba de inyección-drenado en un pozo

Se inyecta el trazador dentro del pozo durante un periodo; posteriormente, se extrae y se determinan los niveles de concentración.

b) Prueba de trazador natural

Se introduce el trazador en el sistema sin alterar el régimen de flujo, y se registra la migración de dicho trazador en varios puntos de muestreo.

c) Prueba de recirculación y drenado en dos pozos

de la dispersión.

d) Prueba de pulso con dos pozos

Se introduce el trazador en un pozo situado en el área de influencia de un pozo de extracción, y los datos de concentración del primero se utilizan para calcular la dispersión en el segmento que se encuentra entre ambos.

En agua subterránea el coeficiente de dispersión, D , es proporcional a la velocidad del flujo

$$D = \alpha u \quad 4.2$$

En las figs 4.2 a 4.4 se muestran los diversos esquemas de dispersión.

29

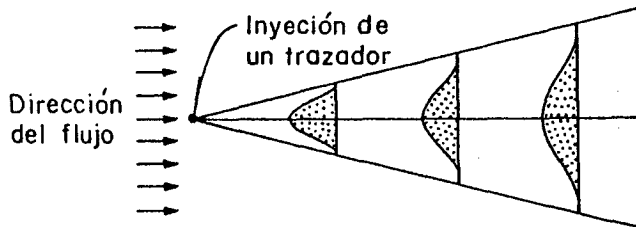


Fig 4.2
Esquema de dispersión mecánica en un medio poroso

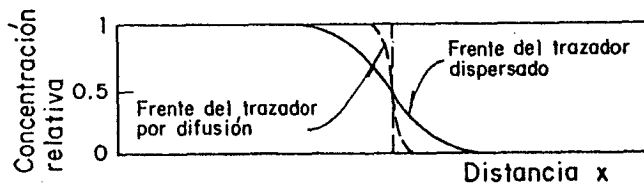


Fig 4.3
Difusión molecular y dispersión

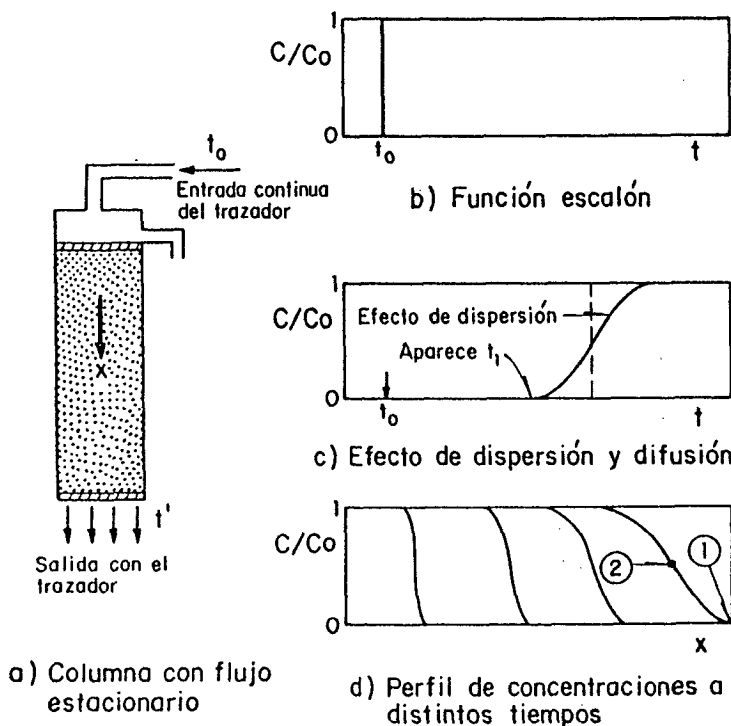


Fig 4.4
Dispersión longitudinal de un trazador en una columna con medio poroso

La importancia de la dispersión en un acuífero se puede determinar en forma aproximada por el número de Peclet (Pe) como sigue

$$Pe = \frac{uX}{D} \quad 4.3$$

Cuanto menor es el valor de Pe, tanto mayor es la influencia de la dispersión.

Si	Pe > 1000	la dispersión se puede despreciar,
Si	Pe < 5	el régimen de flujo se aproxima a un mezclado completo.

30

4.4 Procesos abióticos

Los procesos abióticos en el subsuelo incluyen: adsorción-desorción de solutos hacia la superficie de los materiales; intercambio iónico; complejación, hidrólisis; reacciones de solución-precipitación; reacciones ácido-base; oxidación-reducción (Morril, 1982).

Las propiedades físicas que influyen en los procesos abióticos son: solubilidad, presión de vapor y coeficientes de partición.

La solubilidad se refiere a la tendencia de una sustancia química a moverse del sólido a la solución, y se expresa como la concentración de una solución saturada en equilibrio con exceso de sólido.

El proceso abiótico de mayor influencia en el transporte de contaminantes orgánicos sintéticos es el de sorción. Se refiere a la retención de un soluto en la fase sólida por medio de una partición entre la fase sólida y la acuosa. El soluto se adsorbe fuertemente en la superficie del material, de tal forma que retarda su movimiento a través de las zonas no saturada y saturada. Hay características físicas y químicas tanto del adsorbente (superficie adsorbente) como del adsorbato (soluto) que influyen en la magnitud de la adsorción.

Si se considera que la transferencia de masa del soluto a la adsorción es lineal, se tiene

$$\frac{dS}{dC} = K \quad 4.4$$

donde

S masa de soluto adsorbido por unidad de masa de suelo (MM⁻¹)
 C concentración de soluto en la fase acuosa (ML⁻³)
 K coeficiente de distribución (L⁻³M).

Si se considera que la dispersión, la biodegradación y las reacciones químicas son despreciables, entonces la ec 4.4 se convierte en

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -u \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\rho b}{n} \frac{\partial S}{\partial t} \quad 4.5$$

Sustituyendo la ec 4.4 en la 4.5,

$$-u \frac{\partial C}{\partial x} = \left(\frac{1 + \rho b K_d}{n} \right) \frac{\partial C}{\partial t} \quad 4.6$$

o

$$-u \frac{\partial C}{\partial x} = R_f \frac{\partial C}{\partial t} \quad 4.7$$

donde

R_f factor de retardo.

El factor de retardo está influido por el coeficiente de distribución, K_d , cuyo valor se determina con base en las interacciones soluto-suelo. A mayor afinidad del soluto con la fase del suelo, el soluto será adsorbido en mayor grado y el valor de K_d será mayor.

Los solutos que se adsorben más son aquellos que presentan un comportamiento hidrofóbico acentuado.

A mayor contenido de carbón orgánico en el suelo o sedimento corresponde mayor valor de K_d ; por tanto, existe una proporción lineal con el grado de hidrofobia del soluto que se mide por el coeficiente de partición octanol/agua, K_{ow} , siempre que el contenido de carbón orgánico sea mayor de 0.1 por ciento (Karickhoff *et al*, 1979).

De esta manera, K_d puede estimarse como

$$K_d = 6.3 \times 10^{-7} (\text{foc}) (K_{ow}) \quad 4.8$$

La sorción es un proceso que reduce la movilidad del contaminante con respecto al flujo del agua subterránea; esta reducción se calcula mediante el factor de retardo antes definido, pero es necesario destacar que dicha definición considera condiciones de equilibrio que generalmente no se cumplen.

Los métodos más utilizados para estimar el retardo (Mackay, 1990) son:

a) Prueba de campo de lavado

Permite observar directamente el comportamiento del

retardo dentro de las plumas de contaminantes. La escala física de esta prueba toma en cuenta el efecto de heterogeneidad del acuífero.

b) Prueba de campo a pequeña escala

Gillham et al (1990) desarrollaron un aparato (instalado por medio de una perforación) que aísla una porción del acuífero y conduce una prueba de trazador a pequeña escala. El retardo puede observarse por el transporte que se presenta sobre algunas decenas de centímetros. Este aparato ofrece la posibilidad de estudiar la cinética de desorción.

c) Correlación entre la capacidad de sorción y otras características del medio del subsuelo

Se ha pensado que la sorción puede estimarse con base en el contenido de carbón orgánico del medio. Sin embargo, la evidencia sugiere que este método resulta inadecuado sobre todo para casos donde el contenido de carbón orgánico es menor de 0.1 por ciento; por ejemplo, en la mayoría de los acuíferos arenosos.

d) Capacidad de sorción a través de muestras de suelo

En diversos estudios sobre sorción, se determina el retardo del contaminante por medio del análisis en laboratorio de muestras de suelo. El problema en este tipo de prueba es que no se considera la variación espacial del acuífero.

De lo anterior se deduce que lo más aproximado para caracterizar la movilidad de los contaminantes en agua subterránea son las pruebas a gran escala y con trazadores a pequeña escala.

4.5 Procesos bióticos

La degradación biológica ocurre tanto en la zona no saturada como en la saturada, y se realiza por organismos aerobios y anaerobios.

Los compuestos químicos orgánicos e inorgánicos que penetran en las aguas subterráneas pueden transformarse por los procesos biológicos. Los microorganismos no fotosintéticos obtienen su energía de la oxidación de los compuestos orgánicos o de los inorgánicos reducidos como fierro, nitrógeno o azufre. Para ese proceso de oxidación se requieren aceptores de electrones; los microorganismos utilizan oxígeno en condiciones aerobias, y nitratos, sulfatos y dióxido de carbono en condiciones anaerobias. Estas reacciones de óxido-reducción de la materia orgánica constituyen la principal ruta para la biodegradación de contaminantes orgánicos en el suelo (**Tabak et al, 1981**).

Algunos autores consideran que la degradación y transformación de los compuestos orgánicos en el ambiente

subsuperficial son producto de la acción de microorganismos unidos a las partículas del suelo. Esta biodegradación se puede determinar mediante la cinética de biopelículas (Mc Carty *et al*, 1982).

Una biopelícula ideal tiene una matriz homogénea de bacterias y polímeros extracelulares que las unen entre sí y a la superficie inerte.

Para modelar este tipo de degradación, se toman en cuenta tres procesos:

- a) Transporte de masa desde la solución en el suelo
- b) Biodegradación dentro de la película
- c) Crecimiento y decaimiento de la película.

Los estudios de laboratorio, tanto en pruebas *batch* como de flujo continuo, muestran el siguiente comportamiento:

Se degradan en condiciones aerobias los compuestos policíclicos no halogenados como: naftaleno y estireno, y los compuestos aromáticos clorados como: clorobenceno; 1,2 diclorobenceno; 1,4 diclorobenceno; 1,2,3 triclorobenceno y 1,2,4 triclorobenceno.

Se degradan solo en condiciones anaerobias los compuestos alifáticos halogenados como: cloroformo, bromodiclorometano, tricloroetileno, tetracloroetileno y tricloroetano (Mc Carty *et al*, 1982; Mackay y Vogel, 1986).

En algunos acuíferos se ha determinado el predominio de las bacterias sobre otras especies de microbios; sin embargo, solo entre 1 y 10 por ciento del total son activas metabólicamente y capaces de crecer en un medio con nutrientes muy diluidos.

5. RECARGA ARTIFICIAL DE ACUÍFEROS

La problemática de los acuíferos del país es diversa pues depende de las características hidrogeológicas de las zonas, del uso de los acuíferos y de las aportaciones que estos reciben.

Aunque no se dispone de información suficiente para diagnosticar la calidad de las aguas subterráneas de los principales acuíferos del país, es razonable pensar que en el transcurso de las últimas décadas dicha calidad se ha deteriorado debido a las actividades humanas.

Las infiltraciones al subsuelo ocasionadas por excedentes del riego agrícola, descargas de aguas residuales y rellenos sanitarios aportan gran cantidad de sales y diversos tipos de contaminantes orgánicos e inorgánicos generados en los efluentes de las áreas urbanas e industriales.

A continuación se señalan algunos de los principales problemas relacionados con los acuíferos del país.

En la zona centro, que abarca Aguascalientes, Zacatecas, San Luis Potosí, Guanajuato y Querétaro, las escasas fuentes de agua superficial se destinan básicamente a la agricultura y la demanda de agua subterránea supera en más de 70 por ciento la recarga de los acuíferos; por tanto, el decremento del nivel de los mismos resulta alarmante.

En Baja California Sur no se cuenta con cuerpos de agua superficiales y las lluvias son muy escasas; por ello, el acuífero constituye la única fuente de abastecimiento. Dada esta situación, el crecimiento de las zonas turísticas ha producido un problema de intrusión salina debido al exceso de bombeo.

En Yucatán, las características del suelo han propiciado problemas de contaminación severa por infiltración a los mantos freáticos, y de intrusión salina en las zonas costeras.

En la región noreste del país, hay altas concentraciones de minerales en las aguas subterráneas debido a la existencia de zonas mineras (Coahuila, Nuevo León, Durango); este problema, aunque no se origina por actividades humanas, se acentúa por la sobreexplotación, que provoca mayor concentración de los elementos contenidos.

Durante años, el suministro de agua al valle de México, proveniente tanto de fuentes superficiales lejanas como del bombeo de los acuíferos, ha constituido un gran reto para las autoridades correspondientes. Sin embargo, este problema de abastecimiento se agrava cada día debido al continuo incremento de la demanda y a la escasez del líquido. Por tal motivo, se han establecido programas de descentralización industrial, reúso de aguas residuales y recarga de acuíferos.

Actualmente, 70 por ciento del agua que abastece al área metropolitana proviene de los acuíferos. En el valle de México se requieren $56 \text{ m}^3/\text{s}$; para satisfacer esta demanda se extraen $40 \text{ m}^3/\text{s}$ del acuífero, de los cuales se pierden $17 \text{ m}^3/\text{s}$ por infiltraciones. Para completar el caudal requerido se obtienen cerca de $3 \text{ m}^3/\text{s}$ de agua que corre superficialmente, $2 \text{ m}^3/\text{s}$ de agua residual tratada y el resto proviene de fuentes superficiales externas (*Departamento del Distrito Federal, DDF, 1982*).

La sobreexplotación del acuífero ocasiona además el asentamiento del subsuelo en muchas zonas de la ciudad de México -fenómeno que causa problemas en edificios, así como daños en las redes de agua potable y de drenaje- y puede provocar la extracción de agua con calidad química inadecuada.

Al igual que en otros países, en Estados Unidos de América también se ha incrementado notablemente la explotación

del agua subterránea; por ejemplo, en California 48 por ciento del agua potable se obtiene de pozos (Asano, 1985).

Debido a esta situación, se iniciaron diversos estudios sobre recarga artificial de acuíferos con el objetivo primordial de evitar el decremento de los niveles piezométricos.

Otros propósitos de la recarga son:

- . Almacenar el agua de avenidas de escurrimiento.
- . Reducir la intrusión salina en zonas costeras.
- . Conservar la energía del agua subterránea en las aplicaciones geotérmicas.
- . Mejorar la calidad del agua removiendo sólidos suspendidos por filtración.

Por otra parte, este procedimiento tiene desventajas importantes:

- . No se puede recuperar toda el agua recargada.
- . Los sistemas son costosos.
- . Hay problema de taponamiento en casi todos los sistemas.
- . No se remueven las sales de calcio, magnesio, fierro, manganeso y otras.
- . Se desconoce el comportamiento y transporte de diversos compuestos una vez que entran al subsuelo.

En varios países se utilizan dos fuentes de abastecimiento para la recarga artificial: el agua de lluvia y el agua residual tratada. La primera requiere grandes obras de captación y almacenaje en los sitios de mayor escurrimiento (por ejemplo, al pie de las cadenas montañosas) o bien pozos de captación en las ciudades. La segunda necesita sistemas de tratamiento avanzados a fin de obtener eficiencias altas en la remoción de todos los grupos de contaminantes, ya que la calidad del agua de recarga debe ser similar a la del agua potable.

Actualmente la recarga con agua tratada se lleva a cabo en varias ciudades de Estados Unidos de América -como El Paso (Texas), Orange County (California)- y en Israel, Holanda y Japón; los casos anteriores se presentan en este capítulo.

5.1 Técnicas de recarga

Los métodos de recarga se clasifican como sigue.

a) Métodos superficiales directos:

Inundación
Zanjas
Estanques
Modificación de corrientes
Sobreirrigación.

b) Métodos subsuperficiales directos:

Aprovechamiento de grietas naturales
Fosos y tiros
Pozos.

c) Recarga por combinación superficial-subsuperficial.

d) Métodos indirectos:

Recarga inducida por fuentes de agua superficiales
Modificación de acuíferos.

A continuación se describen brevemente los métodos enumerados.

Recarga superficial directa

Es el método más antiguo, simple y utilizado; en las aplicaciones involucradas en él, el agua se mueve desde la superficie hacia el acuífero y se va percolando a través del suelo.

- Inundación

Este tipo de recarga solo puede realizarse cuando existe una pendiente de 1 a 3 por ciento. El objetivo es extender el agua que fluye naturalmente en una corriente sobre una gran área a través de diversos puntos de distribución. Se requiere construir taludes alrededor del sistema para delimitar su superficie. El principal problema es la excesiva evaporación del agua (*Chang, 1985; fig 5.1*).

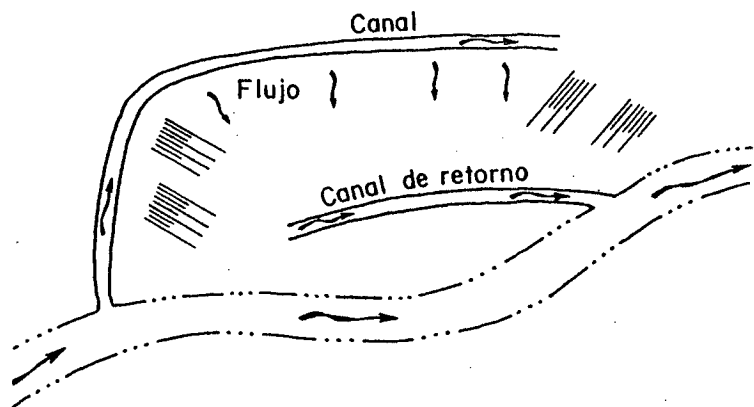


Fig 5.1 Recarga por inundación

- Zanjas

Consiste en aprovechar una corriente natural para desviarla artificialmente hacia un sistema de canales o zanjas. Tanto la desviación como las zanjas se construyen de acuerdo con la topografía (fig 5.2).

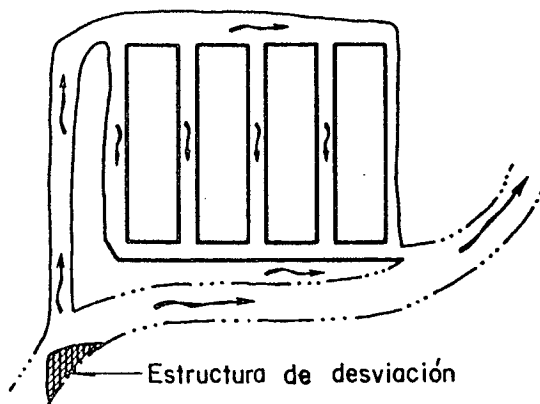


Fig 5.2 Recarga mediante zanjas

- Estanques

Probablemente es el método más utilizado, ya que permite el uso eficiente del espacio y requiere un mantenimiento simple. Los estanques se pueden construir mediante excavación o aprovechando la topografía del terreno. Asimismo, es posible emplear estanques aislados o en serie para infiltrar una corriente o agua de escurrimiento.

El uso de estanques múltiples tiene la ventaja de que la capacidad de almacenamiento aumenta el tiempo de recarga; en el caso de estanques en serie, el ubicado aguas arriba de la corriente actúa como clarificador y la posibilidad de interconectar un estanque con otro permite su mantenimiento periódico.

La capacidad de infiltración de los estanques se puede mejorar por medio de un tratamiento del suelo, que generalmente consiste en agregar productos químicos para incrementar los espacios porosos y así facilitar la percolación. Por otra parte, cierta vegetación crea canales de raíces que promueven el proceso de infiltrado.

Los periodos de reposo entre periodos de inundación permiten el secado y la biodegradación de las capas de suelo obstruidas (fig 5.3)

- Modificación de corrientes

En este método se obstruye parte de la corriente natural de un canal o río con el fin de extender el lecho de la misma e incrementar el área de infiltración.

Se puede efectuar en combinación con los anteriores o mediante dragado y construcción de represas (fig 5.4).

Los costos de construcción y mantenimiento son relativamente bajos y en ocasiones se usa solo temporalmente.

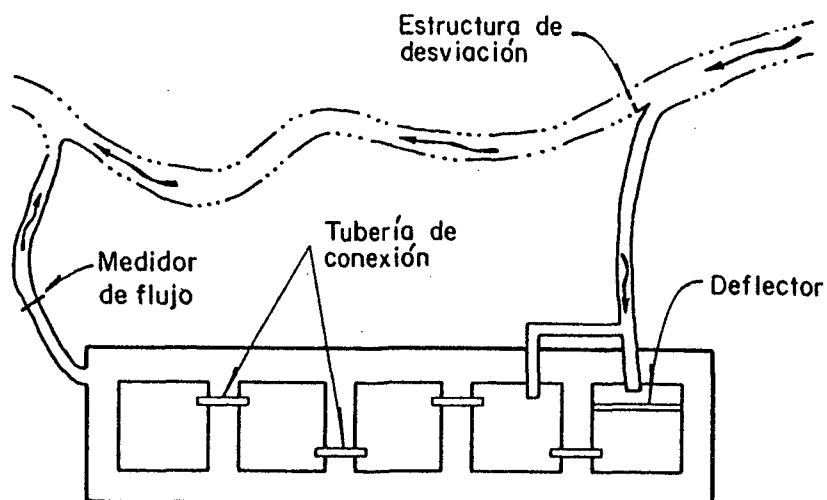


Fig 5.3 Recarga mediante estanques en serie

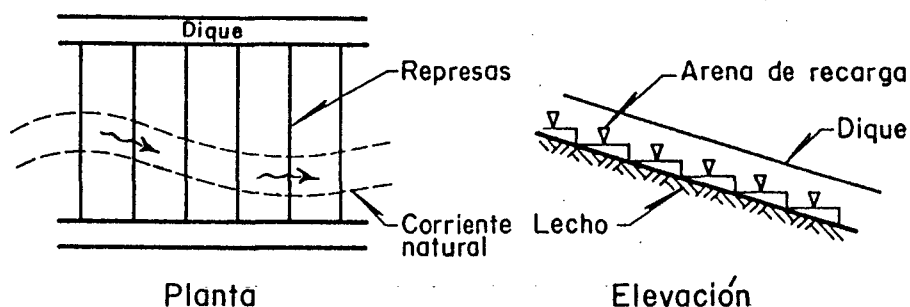


Fig 5.4 Recarga por modificación de canales

- Sobreirrigación

Cuando se riega durante las estaciones en que el riego no es necesario para el cultivo, se tiene una recarga artificial y se usa por lo general alguno de los métodos para irrigación y recarga vistos anteriormente.

Recarga subsuperficial directa

En general esta metodología se emplea cuando un estrato confinado semipermeable separa la fuente de recarga del acuífero que requiere ser llenado.

Las técnicas incluyen: inyección de agua en grietas o aperturas naturales; pozos; redes de tubería. En todas ellas la calidad del agua de recarga debe ser excelente pues no pasa por la zona no saturada que le sirve de filtro, ni por la oxidación que ocurre en la zona vadosa.

Estos métodos utilizan estructuras que ocupan espacios mucho menores que los requeridos para recarga superficial; por ello, en algunos sitios son los más empleados (Oaksford, 1985).

- Aprovechamiento de aberturas naturales

Las aberturas naturales, por ejemplo: grietas y fracturas, actúan como un bajo dren de un cuerpo de agua o bien como una extensión de una tubería. Dependiendo de la fuente de agua, tamaño, configuración y tipo de la abertura, se requieren distintos procedimientos para control.

- Fosos y tiros

Cuando existe una capa semipermeable cerca de la superficie, el acuífero subyacente se puede recargar a través de fosos profundos o tiros naturales que penetran en la capa mencionada (fig 5.5). Los fosos son de dimensiones variables y su profundidad depende del espesor de la capa confinante.

39

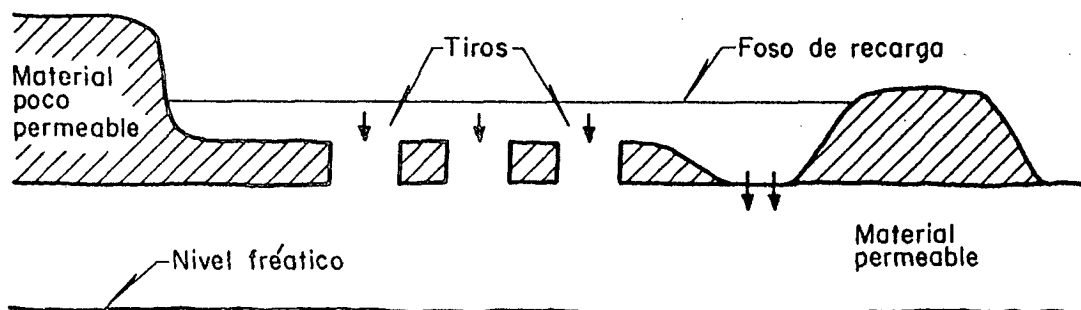


Fig 5.5 Recarga a través de fosos y tiros naturales o artificiales

Si los fosos o tiros son naturales, el costo de esta forma de recarga es comparable con el de las técnicas superficiales; sin embargo, si son contruidos, el costo inicial y de mantenimiento resulta mucho mayor que el de los métodos anteriores.

Los tiros son más profundos que los fosos y de menor diámetro; comúnmente se contruyen con material de diámetro grueso y es frecuente que exista taponamiento en ellos debido a los sólidos suspendidos y a la actividad biológica; por tanto, su mantenimiento es difícil y costoso, y constituyen en general un método de recarga de aplicación limitada.

- Pozos

Los pozos para recarga, usualmente denominados de inyección, se utilizan cuando el acuífero se encuentra separado de la superficie por capas de muy baja permeabilidad. Si el pozo se instala en un material no consolidado, la sección superior del mismo requiere ademe. En la parte inferior se coloca una malla rodeada por un filtro de arena y grava (fig 5.6a). Alrededor del ademe se instala un sello de concreto para evitar que la presión de la inyección provoque la separación del ademe.

Si el pozo se contruye en un acuífero consolidado no se requiere ademe.

También es posible construir pozos en acuíferos no confinados (fig 5.6b) donde el terreno disponible es limitado. La recarga del acuífero mediante pozos tiene como principal propósito proveer de mayor cantidad de agua al acuífero, pero también se utiliza en muchas zonas costeras para evitar la intrusión salina en el acuífero de agua dulce.

El diseño de los pozos de inyección depende del objetivo de la recarga, la cantidad de agua que se va a inyectar y la tasa de flujo que acepta el acuífero; esta última depende a su vez del gradiente hidráulico, la permeabilidad y las características del agua que se va a inyectar.

El comportamiento de los pozos de recarga se ve afectado por la acumulación de sólidos suspendidos, impurezas químicas y crecimientos biológicos. Asimismo, la

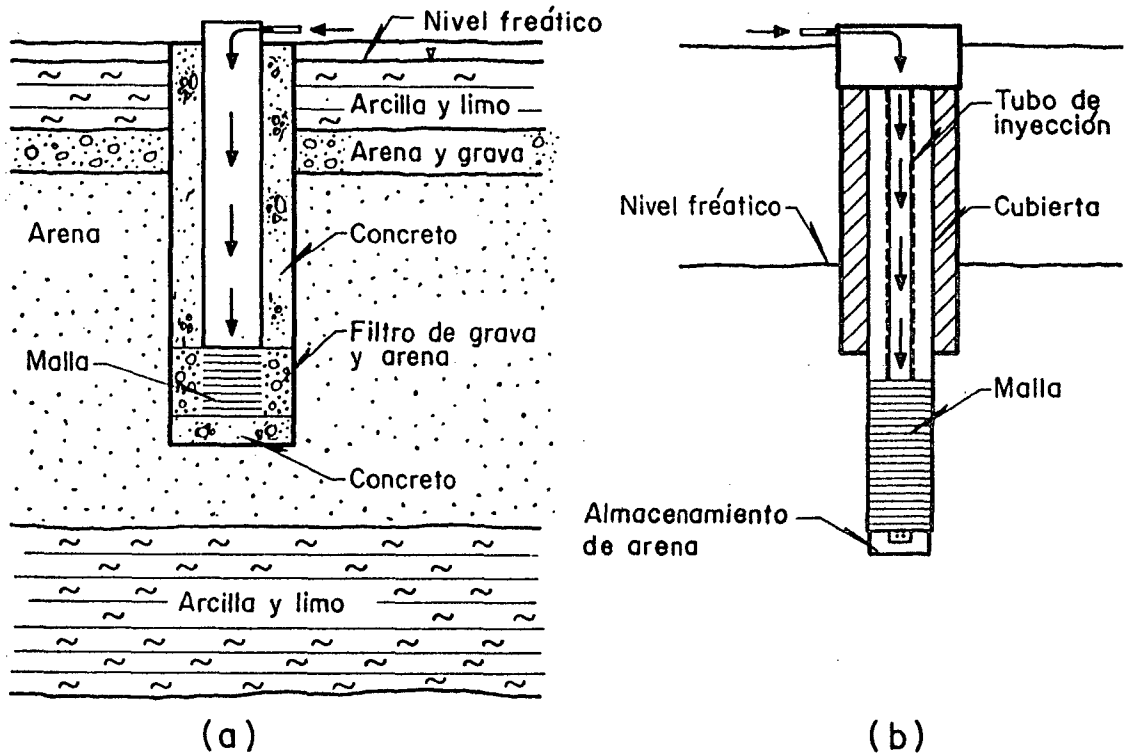


Fig 5.6 Pozo de recarga en un acuífero confinado (a) y un acuífero no confinado (b)

temperatura del agua, tanto de la que se inyecta como de la del acuífero, puede tener un efecto negativo en el comportamiento del pozo. Estos factores no tienen gran influencia en acuíferos de materiales gruesos de alta permeabilidad, pero representan graves problemas en acuíferos de baja permeabilidad.

Algunos procedimientos para eliminar los taponamientos son:

- 1) Bombear y agitar el agua del pozo hasta remover el material adherido que obstruye.

- 2) Agregar agentes oxidantes para eliminar la materia orgánica.
- 3) Usar tratamientos químicos específicos para remover incrustaciones causadas por precipitación química.

Los procedimientos 2 y 3 no son aconsejables pues se puede afectar la calidad del agua del acuífero por el uso de tales sustancias.

Recarga por combinación superficial-subsuperficial

Las ventajas de combinar algunos métodos de recarga son: facilitar el mantenimiento, obtener grandes áreas de recarga, así como posibilitar el almacenamiento de agua.

La recarga mediante un sistema de estanques y pozos se utiliza para almacenar agua; la combinación de fosos, tiros o pozos puede dispersar agua rápidamente a zonas más permeables que la que se encuentra directamente bajo el sitio de recarga (fig 5.7a).

41

Recarga indirecta

- Recarga inducida por fuentes de agua superficiales

En este tipo de recarga se instalan galerías de infiltración y sistemas de bombeo cerca de lagos y corrientes de modo que, al incrementar el bombeo y disminuir el nivel del acuífero, se induzca la infiltración del cuerpo de agua superficial.

La cantidad que se puede recargar depende de: la

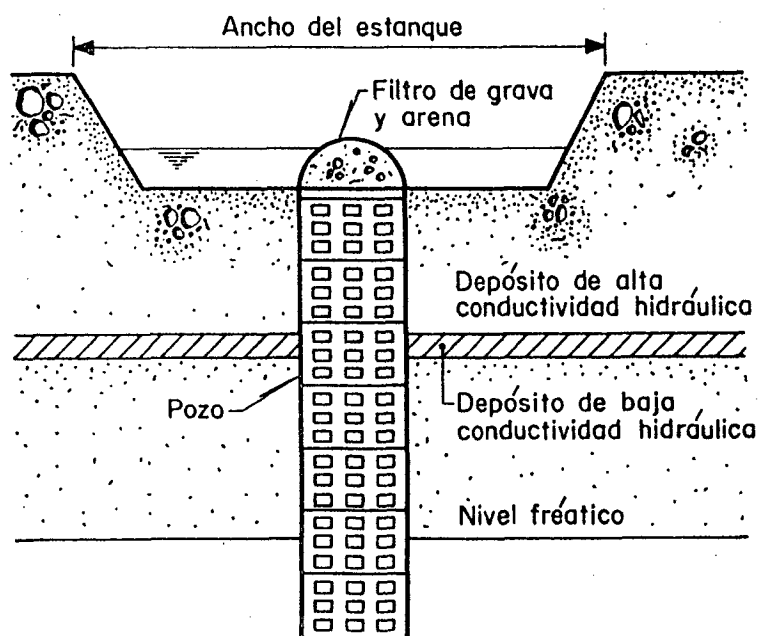


Fig 5.7a Recarga por combinación de estanque y pozo

proximidad con el cuerpo de agua, la conductividad hidráulica; la trasmisibilidad del acuífero; el gradiente hidráulico creado por el bombeo, y la permeabilidad del lecho de la corriente.

En Kalamazoo, Michigan, existe un ejemplo (típico) de este método (fig 5.7b).

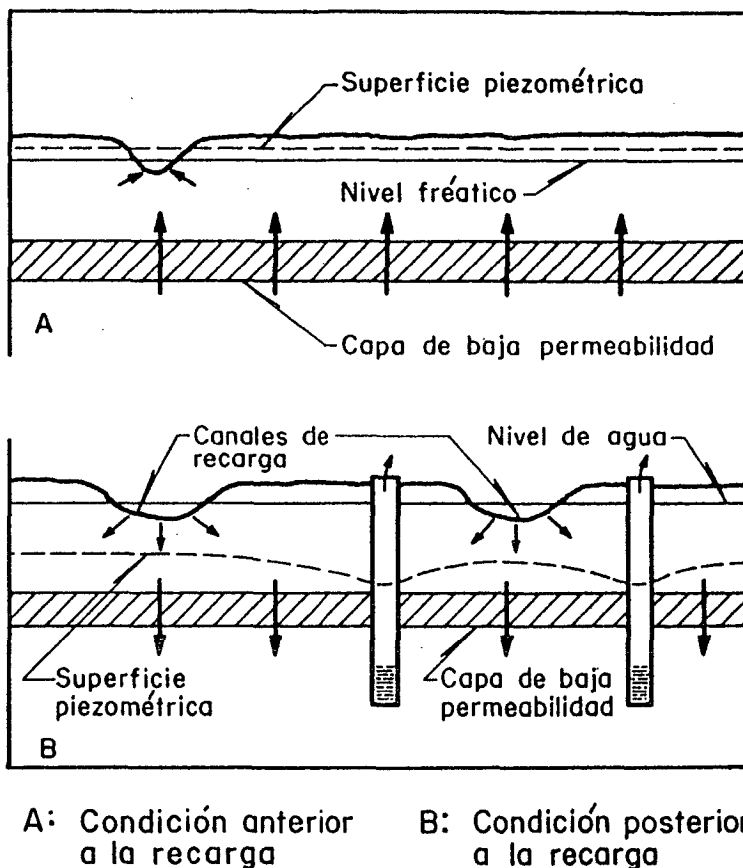


Fig 5.7b Recarga indirecta de agua superficial (Asano, 1985)

- Modificación de acuíferos

Los acuíferos se pueden modificar mediante estructuras que impidan el flujo hacia fuera o por técnicas para formar capacidad de almacenamiento adicional.

En ocasiones se construyen barreras para obstruir el flujo del agua subterránea; por ejemplo, en India se han construido dichas estructuras a lo ancho de canales, lo cual ha requerido dragar zonas y rellenarlas con material impermeable (fig 5.8).

5.2 Factores que afectan la recarga

La selección del sitio de recarga es fundamental; para

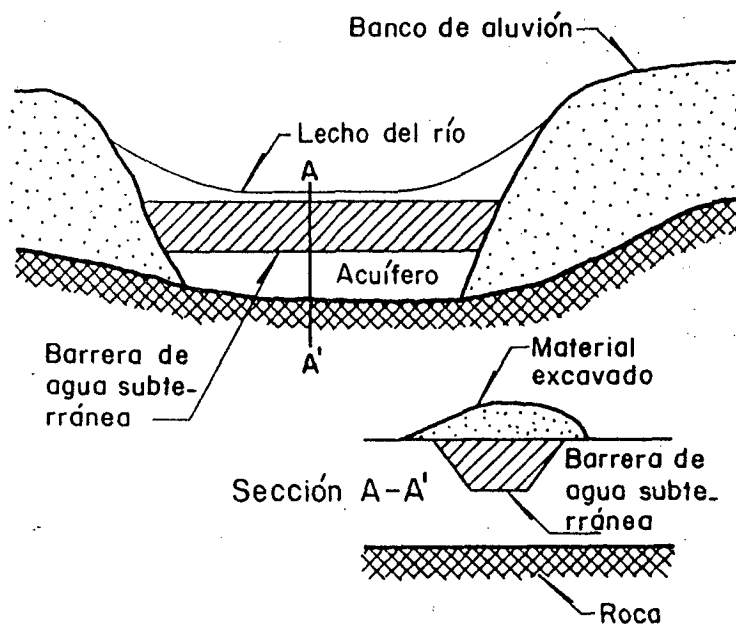


Fig 5.8 Barrera para el agua subterránea

realizarla se requiere llevar a cabo el estudio hidrogeológico de la zona; asimismo, es necesario tomar en cuenta la factibilidad de uso del terreno, aspectos legales, uso del suelo, aceptación del público, etc.

El método de recarga depende en gran parte de las características del acuífero. Los acuíferos no confinados generalmente se recargan por métodos superficiales, mientras que los acuíferos confinados son recargados por métodos de inyección subsuperficial.

En los métodos superficiales tienen gran importancia las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo, tales como:

- . Textura
- . Permeabilidad
- . Presencia de arcilla, fierro
- . Profundidad del estrato
- . Presencia de materia orgánica
- . Características de compactación.

En los depósitos subsuperficiales, los factores más relevantes son:

- . Permeabilidad de la zona no saturada y profundidad del nivel freático
- . Trasmisibilidad y gradiente hidráulico
- . Barreras litológicas y estructuras subterráneas que puedan afectar la trasmisibilidad y gradiente hidráulico.

Características del agua de recarga

Las características físicas y químicas del agua, así como su

cantidad y fuente, son fundamentales para considerar la factibilidad de recarga.

La fuente de agua y las características del acuífero determinan el método de recarga por utilizar.

La calidad del agua afecta también la selección del método. La calidad física se refiere a la cantidad de sólidos suspendidos, temperatura y cantidad de entrada de aire. La calidad química alude a la concentración de sólidos disueltos y gases. La calidad biológica abarca el tipo y concentración de organismos.

5.3 Metodología para recarga

En el diagrama mostrado en la figura 5.9 se presenta la metodología para la recarga de acuíferos.

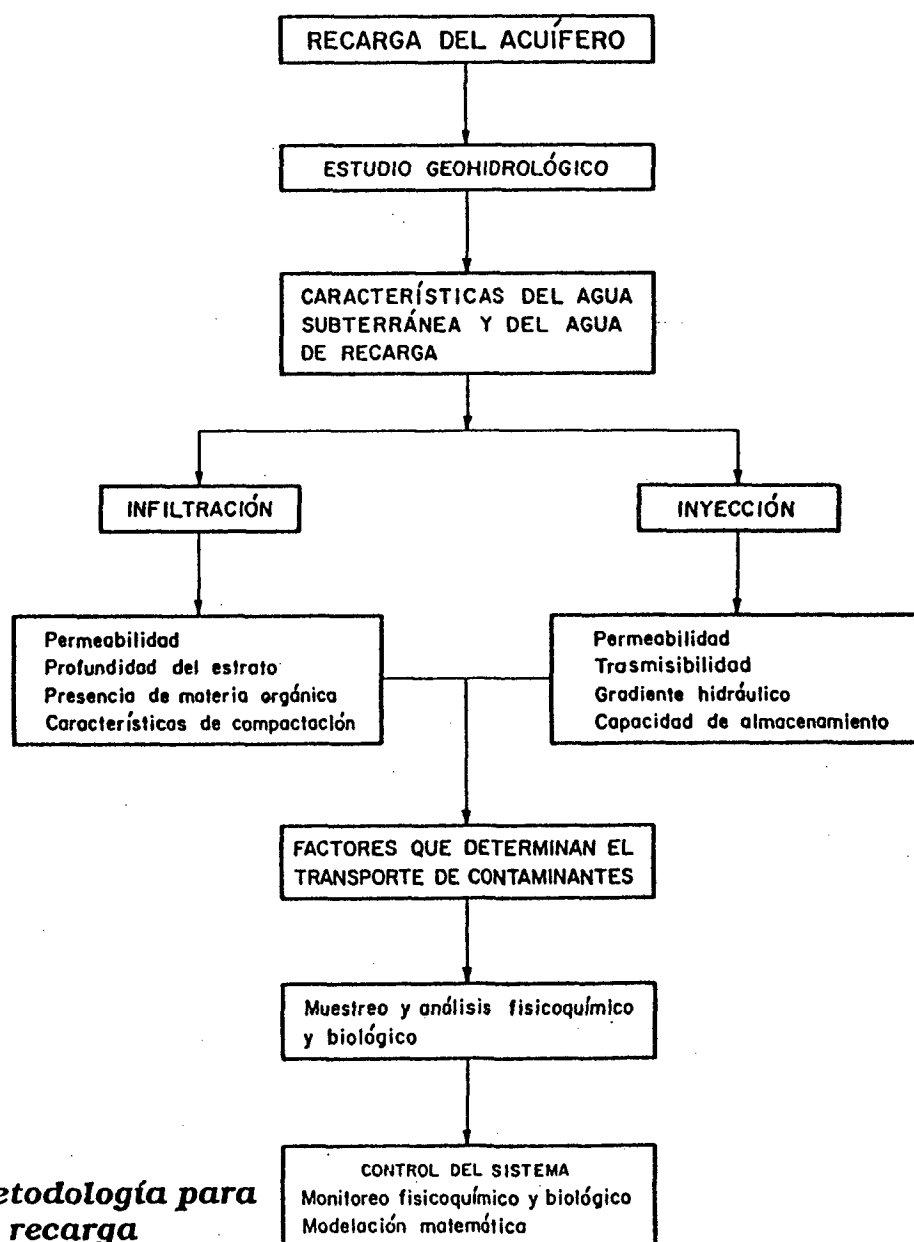


Fig 5.9 Metodología para la recarga

5.4 Aplicaciones de recarga artificial

5.4.1 Recarga artificial en Water Factory 21, California

En 1979, la población de Orange County Water District (OCWD) en California, aproximadamente 1.5 millones, utilizaba 12 por ciento de sus recursos de agua para irrigación y 88 por ciento para consumo municipal e industrial. El agua subterránea es la principal fuente de abastecimiento y la demanda rebasa la producción de la cuenca hidrológica, por lo cual era muy importante atender ese problema. Con tal fin, se desarrolló un sistema integral para suministrar agua y prevenir la intrusión salina en el área de reserva de agua subterránea.

El proyecto, que se denominó Water Factory 21 ("fábrica de agua"), consiste en un sistema de tratamiento biológico y posteriormente uno avanzado, una serie de 23 pozos de inyección, 31 pozos de monitoreo y una batería de siete pozos de extracción.

El proceso biológico empleado es el de lodos activados, con un gasto de 650 l/s cuyo efluente para el sistema de tratamiento avanzado incluye: coagulación-floculación, remoción de amoníaco, recarbonatación, filtración, adsorción con carbón activado, desmineralización y cloración.

Los 23 pozos son ademados y están distribuidos en los cuatro acuíferos sujetos a los efectos de intrusión salina. Los pozos varían en profundidad de 30 a 140 m y cada uno tiene capacidad para inyectar 28 l/s.

Debido a que el agua tratada e inyectada se mezcla con el agua nativa y se utiliza posteriormente en agricultura, industria y usos domésticos, es necesario tener estándares de calidad del agua muy estrictos. El agua residual de Orange County contiene aproximadamente 1000 mg/l de sólidos disueltos totales; por tanto, se requiere disminuir dicha concentración; para ello, se aplica el proceso de ósmosis inversa a la tercera parte del efluente del tratamiento avanzado.

El agua del efluente del tratamiento avanzado que se va a inyectar debe mezclarse previamente con el agua del proceso de ósmosis inversa o con el agua que se extrae del acuífero.

En este proyecto se realizan monitoreos periódicos de los distintos efluentes, así como del agua de los pozos, para controlar la calidad del agua.

5.4.2 Recarga del acuífero en El Paso, Texas

El Paso, Texas, se localiza en una zona árida con un fuerte problema de suministro de agua; debido a lo anterior, se han buscado diversas opciones para lograr un suministro adecuado.

El proyecto de recarga es una de las alternativas y ya se ha iniciado. Consiste en inyectar 450 l/s al acuífero después de un tratamiento avanzado no convencional (fig 5.10).

46

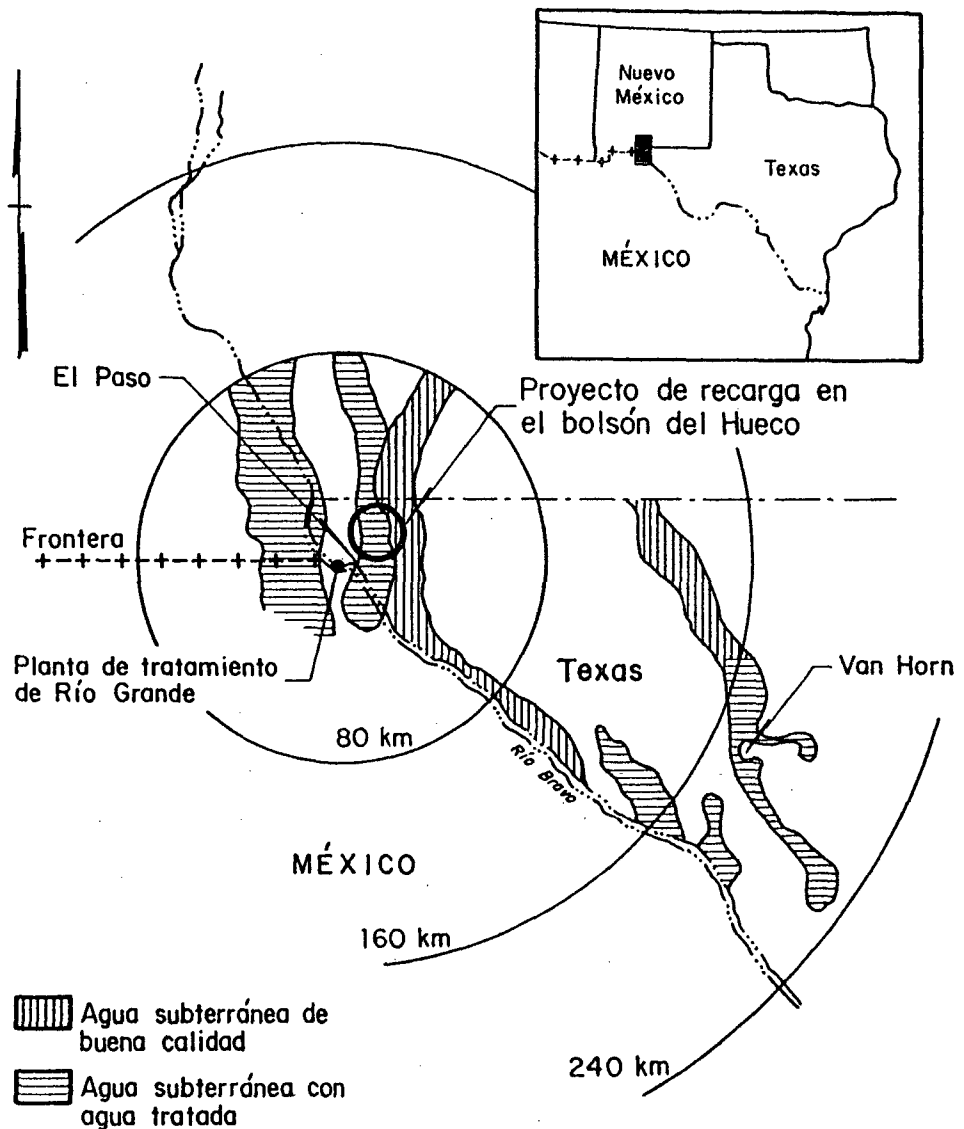


Fig 5.10 Zona de recarga en el bolsón del Huevo

El sistema consta de una planta de tratamiento con los siguientes procesos:

- . Rejillas
- . Desarenador
- . Sedimentador primario
- . Igualación
- . Sistema PACT en dos etapas, que consiste en un reactor de lodos activados al cual se agrega carbón activado en polvo; la concentración de sólidos suspendidos es de aproximadamente 12 000 mg/l en el reactor; después se utiliza un clarificador. En la segunda etapa también se

agrega carbón activado en polvo; posteriormente, se añade metanol, que se usa como fuente de carbono para las bacterias desnitrificadoras, y luego se pasa a un segundo sedimentador

- . Coagulación-floculación
- . Filtración con arena
- . Desinfección de ozono
- . Columna de carbón activado granular
- . Almacenamiento.

Después del tratamiento avanzado, el efluente se inyecta a través de diez pozos. La inyección se realiza en la zona de agua fresca del bolsón del Hueco. El agua que se inyecta permanece alrededor de dos años dentro del acuífero; posteriormente, se extrae mediante pozos de extracción y finalmente se clora.

47

5.4.3 Recarga para reúso en la región del Dan, Israel

El proyecto en el Dan, que es una región árida, consiste en un sistema de tratamiento del agua residual municipal de diversas ciudades, y en la recarga del efluente mediante estanques de infiltración (fig 5.11).

El sistema de tratamiento es un proceso biológico con lagunas de oxidación con recirculación, cuyo efluente va a un tratamiento químico de coagulación-floculación y sedimentación; el efluente pasa a lagunas de pulimento principalmente para liberar el nitrógeno amoniacal y tener una recarbonatación natural.

El efluente tratado llega a un sistema de estanques de infiltración; el agua recargada pasa un tiempo en el acuífero

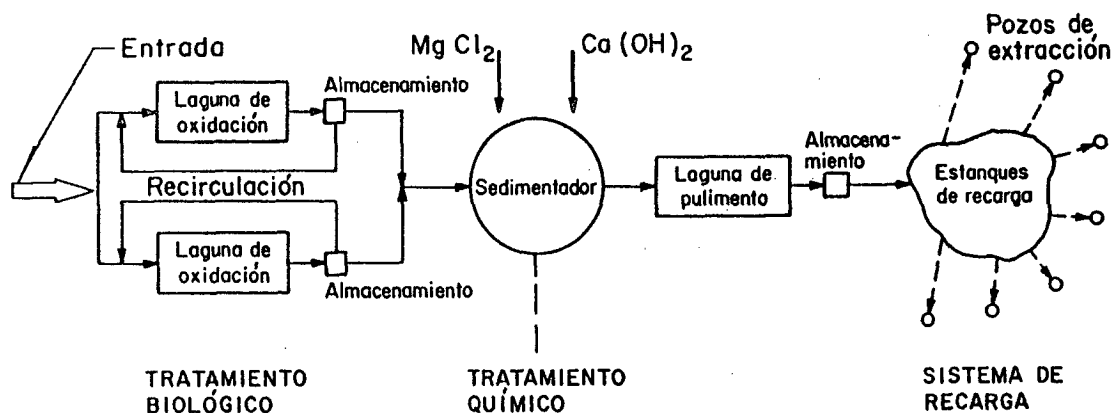


Fig 5.11 Diagrama de flujo del sistema de tratamiento e infiltración en la región del Dan, Israel

y posteriormente se extrae mediante nueve pozos de extracción. El agua se reusa principalmente para irrigación de zonas agrícolas.

5.4.4 Dunas de infiltración en Holanda

El 60 por ciento del agua de suministro potable de los

Países Bajos proviene de los acuíferos y el resto de agua superficial. En las ciudades más densamente pobladas, el agua subterránea es insuficiente y el suministro de agua potable depende en gran parte del agua superficial que va al sistema de infiltración.

El procedimiento consiste en aplicar técnicas de infiltración en sistemas abiertos de lagunas y canales sobre las dunas. Se trata el agua del río con un proceso fisicoquímico que incluye: coagulación, floculación, sedimentación y filtración rápida y cloración durante una época del año. El efluente entra a estanques de infiltración o canales en la zona de dunas y de aquí va hacia las ciudades por redes de distribución y bombeo.

El procedimiento de infiltración se inició desde 1950, aunque en esa época solo se consideraba como un proceso hidrológico sin dar importancia a la calidad del agua; esta última fue controlada cuando se vio la necesidad de eliminar ciertos compuestos del agua contaminada del río.

En la tabla 5.1 se muestra la descripción del sistema para cada zona.

TABLA 5.1 SISTEMA DE INFILTRACIÓN EN LA ZONA DE DUNAS EN HOLANDA

DESCRIPCIÓN	LOCALIZACIÓN		
	La Haya	Amsterdam	Holanda norte
Profundidad de infiltración (m)	1.0	0.8	1.0
Velocidad (cm/h)	0.5	1.0	1.5-2.5
Tiempo de residencia (d)	35-210	55-85	40-100
Sistema	estanque	canal	canal

Se realiza un monitoreo continuo en este tipo de sistemas de infiltración con agua de río que lleva contenido de aguas residuales industriales, pues se ha detectado contaminación de suelo por sustancias como: éteres clorados, clorobencenos y solventes orgánicos halogenados. Se ha iniciado un programa de tratamiento específico para eliminar este tipo de compuestos.

5.4.5 Control del agua de escurrimiento superficial mediante tubos de infiltración en Japón

El agua subterránea suministra 16 por ciento del total de agua potable en Japón. En ciertas áreas muy pobladas, los niveles del agua subterránea han decrecido notablemente por el bombeo excesivo; se presentan también hundimientos de terreno e intrusión salina en las regiones costeras. Por

otro lado, la urbanización excesiva ha provocado un decrecimiento en la infiltración natural; por tanto, hay un exceso de agua de escurrimiento en las zonas urbanas que produce fuertes inundaciones.

A fin de reducir el exceso de agua de escurrimiento y promover la recarga de los acuíferos, se ha aplicado un sistema de infiltración mediante tubos perforados que se colocan en forma horizontal aproximadamente a 1 m de profundidad; arriba del tubo se ubica el material excavado y alrededor del tubo se distribuye un material de alta permeabilidad, por lo general arena gruesa, para facilitar la infiltración. En ocasiones se construyen pequeños canales bajo la tubería para favorecer el escurrimiento (fig 5.12).

Durante dos años de observación del sistema en práctica no se observó taponamiento; el promedio infiltrado en cada zona es de 56 mm por día.

En época de lluvias, la capacidad de infiltración decrece solamente 10 por ciento.

Este sistema se utiliza con tres propósitos: recarga del acuífero, control de agua de escurrimiento superficial en áreas urbanas y almacenamiento de agua.

49

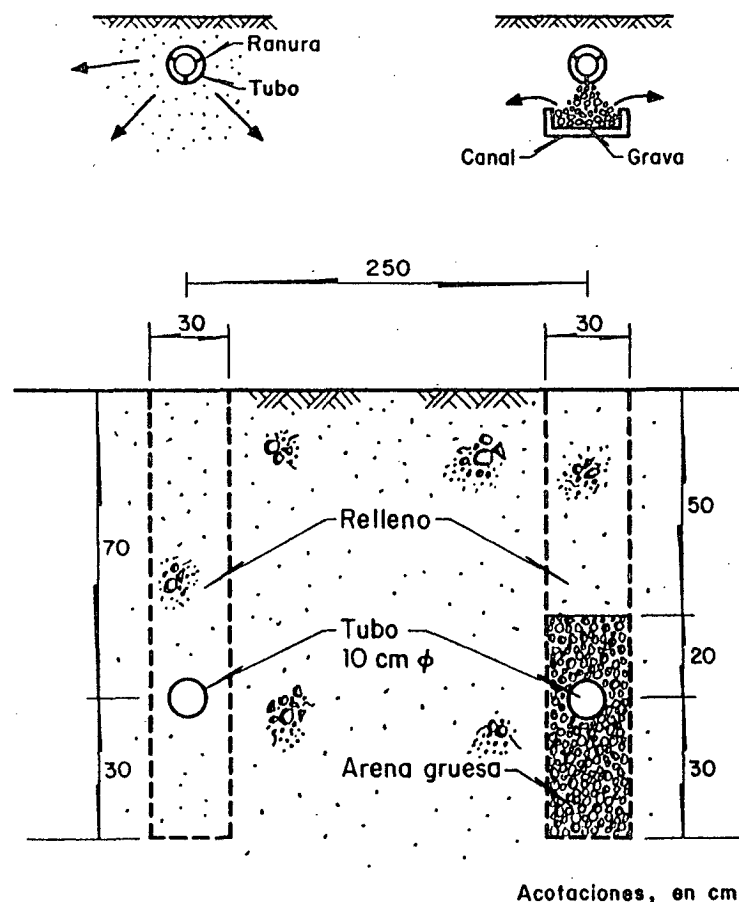


Fig 5.12 Instalación de tubos de infiltración

6. DISCUSIÓN

Dada la problemática del país en cuanto a cantidad y calidad de agua de los acuíferos, se presentan a continuación algunas recomendaciones:

1. La Comisión Nacional del Agua, CNA, ha estado estudiando la hidrogeología de los principales acuíferos del país. Es muy recomendable continuar este estudio en cada estado de la República a fin de poder contar con la información necesaria para elaborar el diagnóstico respectivo.

Sería muy deseable que esta información incluyera las características de la calidad del agua por grupos de contaminantes para disponer de un diagnóstico tanto en cantidad como en calidad.

2. La percepción remota mediante proceso de imágenes de satélite es una técnica que puede ser de gran ayuda en la caracterización de los acuíferos. Esta técnica no determina en sí las características del acuífero, pero señala las zonas de importancia para que se efectúen las mediciones y monitoreos de campo de manera que estos se minimicen, lo cual repercute favorablemente en los costos.

El reúso del agua es una necesidad en un país cuyos cuerpos de agua superficiales son escasos; por tal motivo, se plantean algunas sugerencias:

- a) Desarrollo de sistemas de tratamiento de aguas residuales a nivel avanzado a fin de contar con volúmenes importantes de agua de buena calidad.
- b) Recuperación de zonas mediante el uso de aguas tratadas.

En décadas pasadas, Chalco fue una zona agrícola donde el afloramiento del agua en el terreno se utilizaba para el cultivo por medio de chinampas. Actualmente, es un sitio con graves problemas debido a los asentamientos humanos no planificados. El área de cultivo es prácticamente inexistente; por las características hidrogeológicas de la región, en época de lluvias se acumula el agua donde antes era zona agrícola, lo cual produce fuertes inundaciones en los sitios donde ahora hay viviendas.

Sería muy deseable recuperar esta zona con sistemas de canales interconectados para intentar volver al cultivo de chinampas, en el que se podría utilizar agua tratada. Esta práctica además ayudaría a la recarga del acuífero.

Al igual que este sitio, hay muchos otros cuya recuperación ambiental es urgente.

- c) Reúso para la industria

La instalación de sistemas de tratamiento en las industrias es, además de una ayuda para los sistemas de tratamiento

de agua municipales, una posibilidad para que la propia industria reutilice el agua, con lo cual se obtendría un ahorro de agua potable muy considerable.

d) Aplicación de métodos de recarga artificial con agua residual tratada

Dada la necesidad de recuperar los niveles de gran número de acuíferos, es muy recomendable el estudio hidrogeológico para determinar las mejores opciones de recarga artificial con agua tratada.

El desarrollo de esta metodología requiere que paralelamente se estudien las características del agua del acuífero y se efectúen monitoreos periódicos para prevenir la contaminación del mismo. También es necesario realizar estudios de riesgos de la salud respecto a los diversos compuestos orgánicos sintéticos a fin de señalar los niveles máximos permisibles, tanto en el agua para recarga como en los acuíferos cuyo uso es para abastecimiento de agua potable.

51

e) Aplicación de métodos de recarga con agua de lluvia

En este caso, se requiere caracterizar este tipo de agua pues en sitios como el Distrito Federal la calidad del agua de lluvia no es adecuada para recarga directa del acuífero.

Por otra parte, es necesario construir sistemas de captación para después enviar dicha agua a los sitios de recarga, lo cual resulta muy costoso.

Esta aplicación se considera más conveniente para zonas agrícolas donde la calidad del agua de lluvia sea adecuada para la recarga, y donde existan sistemas de captación como las presas de almacenamiento, cerca de las cuales es posible efectuar un sistema de recarga.

Sin duda las técnicas de recarga son costosas, al igual que los estudios hidrogeológicos; sin embargo, los beneficios que se obtienen pueden constituir una alternativa para solucionar los problemas de abastecimiento de agua en el país.

7. REFERENCIAS

1. Asano, T, *Artificial recharge of groundwater*, Butterworth Publishers, Boston, EUA (1985)
2. Bear, J, *Dynamics of fluids in porous media*, American Elsevier, Nueva York, EUA (1972)
3. Bear, J, *Hydraulics of groundwater*, Mc Graw Hill, Israel (1979)

4. **Chang, A C y Page, A L**, "Soil deposition of trace metals during groundwater recharge using surface spreading", en Asano (Ed), *Artificial recharge of groundwater*, Butterworth Publishers, Boston, EUA (1985)
5. **Departamento del Distrito Federal, DDF**, *El sistema hidráulico del Distrito Federal*, México (1982)
6. **Environmental Protection Agency**, "Water related environmental fate of 129 priority pollutants", *U S Department of Commerce, National Technical Information Service*, informe N° EPA-440/4-79-029a, vol I y II, EUA (1979)
7. **Freeze, R A y Cherry, J A**, *Groundwater*, Prentice-Hall, Nueva Jersey, EUA (1979)
8. **Fried, J J**, *Groundwater pollution: theory, methodology, modelling and practical rules*, Elsevier Scientific Publishing, Nueva York, EUA (1975)
9. **Gillham, R W et al**, "A device for in situ determination of geotechnical transport parameters, 1. Retardation", *Ground Water*, vol 28, N° 5 (sep-oct 1990), 666-672
10. **Greenkorn, R A**, *Flow phenomena in porous media: fundamentals and applications in petroleum, water and food production*, Marcel Decker, Nueva York, EUA (1983)
11. **Hillel, D**, *Soil and water: physical principles and processes*, Academic Press, Nueva York, EUA (1971)
12. **Jacob, C E**, "Flow of groundwater", *Engineering Hydraulics*, John Wiley, EUA (1950)
13. **Jumikis, A R**, *Soil mechanics*, Van Nostrand, Canadá (1968)
14. **Karickhoff, S W, Brown, D S y Scott, T A**, "Sorption of hydrophobic pollutants on natural sediments", *Water Research*, vol 13, EUA (1979), 241-248
15. **Mackay, D M, Roberts, P V y Cherry, J A**, "Transport of organic contaminants in groundwater", *Journal of Environmental Science and Technology*, vol 19, N° 5, EUA (1985), 384-392
16. **Mackay, D M y Vogel, T M**, "Groundwater contamination by organic chemicals:

uncertainties in assessing impact", *School of Public Health, Universidad de California* (Los Ángeles), EUA (1986)

17. Mackay, D M, "Characterization of the distribution and behavior of contaminants in the subsurface", Coloquio patrocinado por *Water Science and Technology Board*, National Academic Press, Washington, EUA (1990)
18. Marshall, T J y Holmes, J W, *Soil physics*, Cambridge University Press, Gran Bretaña (1981)
19. Mc Carty, P L et al, "Trace organic degradation in biofilm process", *Department of Civil Engineering, Universidad de Standford*, Cal, EUA (1982)
20. Meinzer, O E, "Outline of methods for estimating groundwater supplies", *U S Geological Survey Water Supply*, informe 639C, Washington, EUA (1932), 99-144
21. Morrill, L G, Mahilum, B C y Mohiuddin, S H, *Organic compounds in soils: sorption, degradation and persistence*, Ann Arbor Science Publishers, Michigan, EUA (1982)
22. Oaksford, E T, "Artificial recharge: methods, hydraulics and monitoring", en Asano (Ed), *Artificial recharge of groundwater*, Butterworth Publishers, Boston, EUA (1985)
23. Ortega, G A y Farvolden, R W, "Computer analysis of regional groundwater flow and boundary conditions in the Basin of Mexico", *Journal of Hydrology*, vol 110, Nº 3/4, EUA (1989), 107-116
24. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, SARH, "Métodos para el análisis físico y químico de suelos, aguas y plantas", *Subdirección de Agrología*, Nº 10, México, DF (1978)
25. Tabak, H H et al, "Biodegradability studies with organic priority pollutant compounds", *Journal of Water Pollution Control Federation*, vol 53, Nº 10, EUA (1981), 1503-1518
26. Terzaghi, K, *Theoretical soil mechanics*, John Wiley, Nueva York, EUA (1943)

27. **Theis, C V.** "The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage", *Transaction of American Geophysical Union*, vol 2, EUA (1935), 519-524
28. **Todd, D K.** *Ground Water Hydrology*, Toppan Company, Tokio, Japon (1959)
29. **Whiffin, R B y Bahr, J M.** "Assesment of purge well effectiveness for aquifer decontamination", *Procs of the IV National Symposium on Aquifer Restoration and Groundwater Monitoring*, National Water Well Asociation, Worthington, Ohio (1985), 75-81

