

## CAPÍTULO II: FUNDAMENTOS TEÓRICOS

### II.1 Estructura del suelo. Definiciones

#### II.1.1 Las fases del suelo y su porosidad

El suelo está compuesto por partículas inorgánicas de varios tamaños y formas irregulares. El origen de estas partículas se encuentra en la meteorización de las rocas, materiales de erupción y sedimentos de los océanos, lagos mares y ríos. Según la definición dada por la International Society of Soil Science” (ISSS), los suelos se clasifican por el tamaño de las partículas en cinco clases, quedando así definidos en texturas:

<i>Grava</i>	superior a 2.0 mm
<i>Arena gruesa</i>	entre 2.0 y 0.2 mm
<i>Arena fina</i>	entre 0.2 y 0.02 mm
<i>Aluvión</i> (de sedimentos)	entre 0.02 y 0.002 mm
<i>Arcilloso</i>	menor de 0.002 mm

Curvas típicas de distribución por tamaño de partículas se muestran en la Figura 2.1 para suelos arcillosos, cenizas volcánicas, margo-arenoso y arenoso.

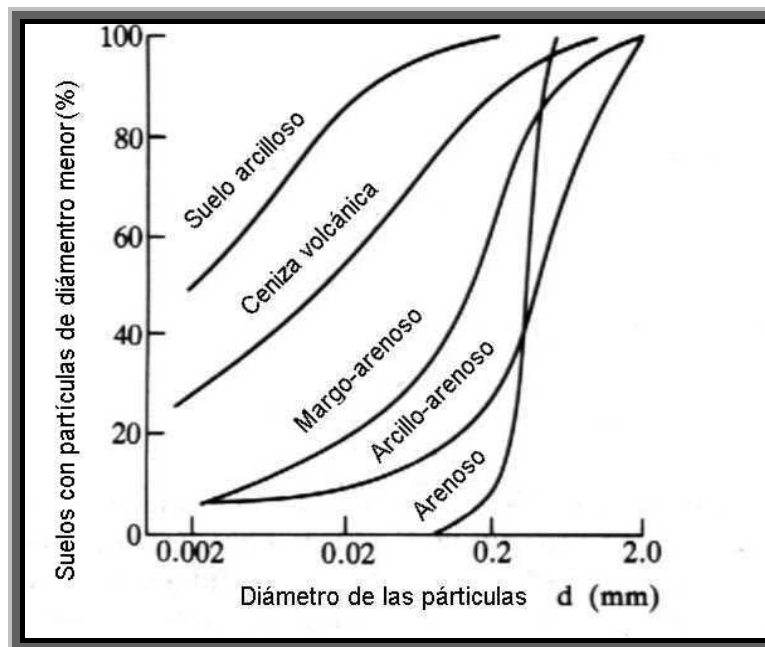


Figura 2.1 Curvas del suelo según dimensiones las partículas.

Las partículas del suelo se componen de minerales primarios tales como el cuarzo, feldespato, piroxenos y derivados, y muchas clases de mica y minerales secundarios de tipo arcilloso. Estos últimos predominan cuando el tamaño de las partículas es inferior a 0.002 mm. La estructura del suelo depende así de la disposición espacial de sus partículas. Estas partículas predominantes en los suelos llamados arcillosos interactúan con las partículas de mayor dimensión pudiendo dar lugar a dos formaciones diferenciadas, en una de ellas las partículas de tamaño menor a 0.002 mm penetran en los espacios existentes entre las partículas de mayor tamaño dando lugar a estructuras densas y suelos pesados, en un segundo caso estas partículas tan pequeñas no penetran sino que se combinan con las grandes formando los llamados agregados dando lugar a suelos más livianos, mejor organizados y con cualidades mejores desde el punto de vista agrícola. Generalmente, materiales viscosos tales como minerales de arcilla, elementos metálicos (Fe y Al) hidratados y muchas clases de materia orgánica como el humus, son absorbidos por la superficie de las partículas de suelo de tamaño grande que, en un proceso de coagulación, forman los agregados. Entre los agregados aparecen grandes poros mientras que en su interior (de los agregados) pueden

existir pequeños poros, Figura 2.2. En algunos casos los suelos tienden a formar estructuras compactas de gran tamaño que incluyen agregados y macroporos.

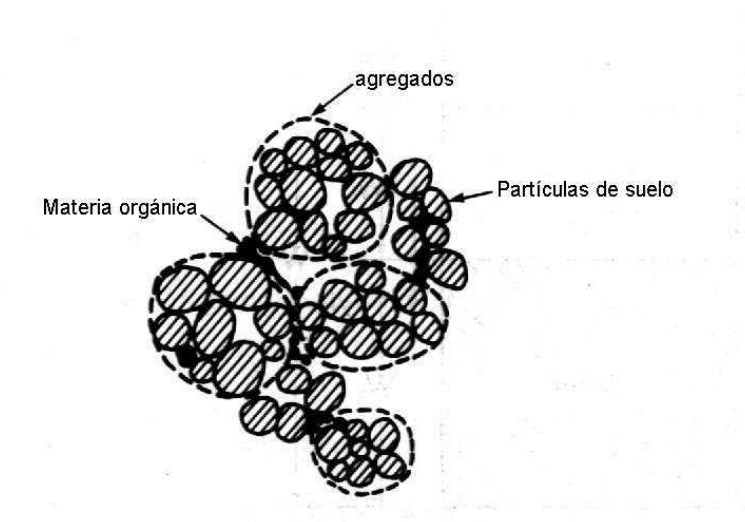


Figura 2.2 Estructura de los agregados del suelo

Las magnitudes relacionadas con la fase sólida del suelo podemos enunciarlas como:

la *densidad real*,  $\rho_s$  ( $\text{Mg m}^{-3}$ ),

$$\rho_s = \frac{W_s}{V_s} \quad \left( \begin{array}{l} W_s \text{ Masa de suelo.} \\ V_s \text{ Volumen de sólidos.} \end{array} \right) \quad (2.1)$$

la *densidad aparente*,  $\rho_d$  ( $\text{Mg m}^{-3}$ ),

$$\rho_d = \frac{W_s}{V} \quad \left( \begin{array}{l} W_s \text{ Masa del suelo.} \\ V \text{ Volumen total.} \end{array} \right) \quad (2.2)$$

y el *contenido volumétrico de suelo sólido*,  $\sigma$  ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ),

$$\sigma = \frac{V_s}{V} \quad \left\{ \begin{array}{l} V_s \text{ Volumen de suelo.} \\ \\ V \text{ Volumen total.} \end{array} \right. \quad (2.3)$$

La densidad de partículas de muchos suelos,  $\rho_s$ , se encuentra normalmente dentro del rango 2.65 y 2.70  $\text{Mg m}^{-3}$ . La densidad del suelo seco arenoso está comprendida entre 1.5 y 1.6  $\text{Mg m}^{-3}$ ; muchos otros suelos tienen un valor ligeramente inferior de esta magnitud. Las margas y cenizas volcánicas, están en el otro extremo con valores particularmente pequeños (del orden de 0.55  $\text{Mg m}^{-3}$ ) de  $\rho_s$ .

Las magnitudes asociadas con la existencia de poros son las siguientes:

*Porosidad*,  $n$  ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ),

$$n = \frac{V_v}{V} \quad \left\{ \begin{array}{l} V_v \text{ Volumen de poros} \\ \\ V \text{ Volumen total.} \end{array} \right. \quad (2.4)$$

*Relación de huecos*,  $e$  ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ),

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad \left\{ \begin{array}{l} V_v \text{ Volumen de poros.} \\ \\ V_s \text{ Volumen de sólidos.} \end{array} \right. \quad (2.5)$$

La porosidad del suelo está generalmente entre  $0.4$  a  $0.6 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  mientras que la de los suelos margosos es del orden de  $0.8 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . La complejidad de la geometría de los poros del suelo tiene un importante papel en la percolación de agua a través del suelo.

Por último se define la *superficie específica*  $A_s$  ( $\text{m}^2 \text{ g}^{-1}$ ), otra magnitud importante en la definición de los suelos, de la forma

$$A_s = \frac{a_s}{W_s} \quad (2.6)$$

$a_s$  Área de la superficie.  
 $W_s$  Peso del suelo.

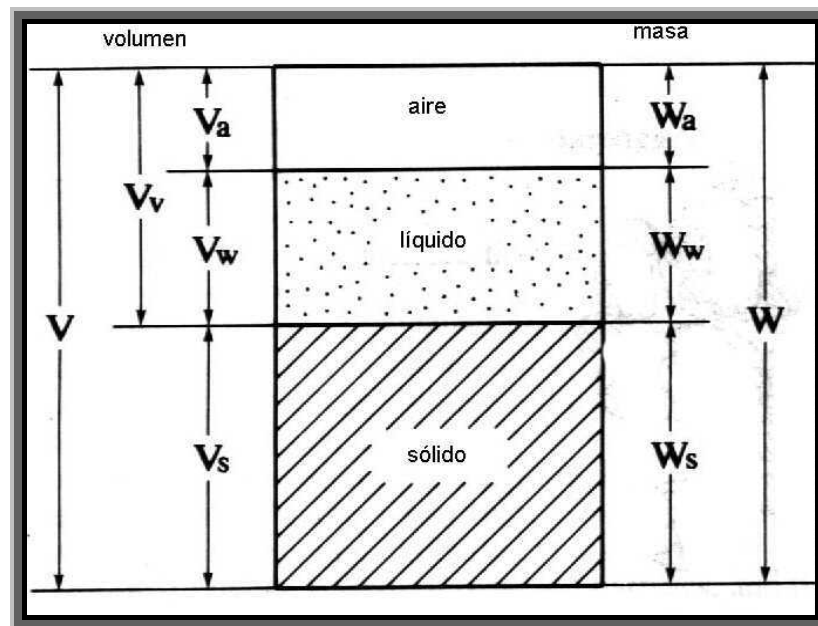


figura 2.3 Fases sólida, líquida y gaseosa del suelo

La superficie específica de los suelos arenosos está en torno a varios  $\text{m}^2 \text{ g}^{-1}$ , la de los suelos arcillosos en torno a  $100 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ , la de los suelos tipo marga  $300 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ , y suelos del tipo bentonita y

montmorillonita (cuya base son silicatos y óxidos de metales alcalinos y alcalinotérreos) tienen superficies específicas de hasta  $810 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ .

### II.1.2. Fase líquida y fase gaseosa en el espacio poroso.

Cuando el espacio poroso del suelo se llena con agua, el suelo decimos está *saturado*; y cuando son fluidos en su fase gaseosa los que llenan parte de los poros, decimos que el suelo esta *no saturado*. Normalmente, en la mayor parte de los suelos, no es verosímil que los poros estén completamente llenos de agua, por lo que los términos saturado y no saturado carecen del rigor suficiente y por lo tanto carecen de mucha utilidad. Para definir con precisión el estado del agua en el suelo será preciso recurrir al concepto de *potencial*.

Las magnitudes asociadas con el contenido de agua en el suelo son:

Contenido volumétrico de agua en el suelo,  $\theta$  ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ ),

$$\theta = \frac{V_w}{V} \quad \left\{ \begin{array}{l} V_w \text{ Volumen de suelo.} \\ V \text{ Volumen total.} \end{array} \right. \quad (2.7)$$

Contenido en peso de agua,  $w$  ( $\text{Kg Kg}^{-1}$ ),

$$w = \frac{W_w}{W_s} \quad \left\{ \begin{array}{l} W_w \text{ Peso del agua.} \\ W_s \text{ Peso del suelo.} \end{array} \right. \quad (2.8)$$

y el grado de saturación,  $S_a$  ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ),

$$S_a = \frac{V_w}{V_v} \quad \left\{ \begin{array}{l} V_w \text{ Volumen de agua.} \\ V_v \text{ Volumen de poros.} \end{array} \right. \quad (2.9)$$

Las propiedades del agua contenida en los suelos difieren de las del agua corriente. De forma que cuando añadimos agua a un suelo no saturado, los materiales absorbidos en las superficies de las partículas del suelo se disuelven en el agua entrante y ésta se comporta realmente como una disolución que contiene indistintamente cationes y aniones y que es afectada por la carga negativa de la superficie de las partículas de mineral arcilloso del suelo debido a la capacidad de cambio catiónico. El resultado de la atracción de cationes y repulsión de aniones por estas cargas da lugar a la aparición de una doble capa eléctrica alrededor de estas partículas. Un estudio exhaustivo de estos fenómenos puede encontrarse en el texto de Iwata et al (1).

## II.2. Retención del agua en los suelos

### II.2.1. Potencial mátrico

El agua residente en la zona intermedia entre la capa freática y la superficie del suelo (*vadose zone*), está retenida en los poros del suelo por interacción entre las partículas del suelo y el agua. Esta interacción reduce el *potencial de energía* del agua en los suelos. La disminución del potencial de energía del agua causada por esta interacción se llama *potencial mátrico* (matric potential)  $\phi_m$  ( $\text{J Kg}^{-1}$ ).  $\phi_m$  es generalmente negativo en la *vadose zone*. El concepto *cabeza mátrica* o *potencial de cabeza* (*matric head*),  $\psi_m$ , se define como:

$$\psi_m = \frac{\phi_m}{g} \quad (2.10)$$

$\phi_m$  Potencial mátrico.  
 $g$  Gravedad. ( $9.8 \text{ m s}^{-2}$ ).

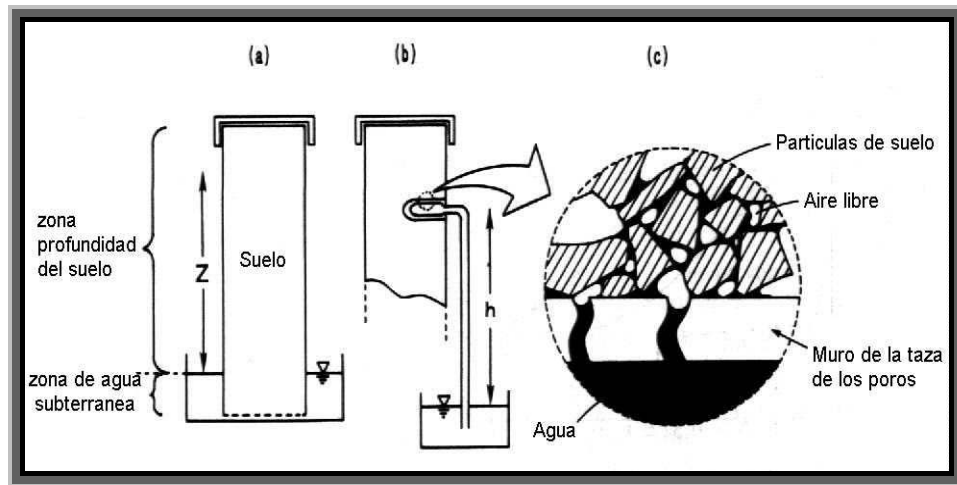


Figura 2.4 Medidas del potencial mátrico (a) método de la columna de suelo (b) tensiómetro (c) matriz del suelo

Por otro lado, la *presión mátrica (matric pressure)* se define por  $\rho_w \phi_m$  (Pa), donde  $\rho_w$  es la densidad del agua ( $\text{kg m}^{-3}$ ). Por último, el concepto de *succión (suction)*,  $h$  (m), dado por la expresión:

$$h = - \psi_m \quad (2.11)$$

se usa ampliamente para designar el valor absoluto de la cabeza mátrica. Debe apreciarse que todos estos conceptos (potencial mátrico, potencial de cabeza, presión mátrica y succión) están relacionados entre sí y sus valores pueden convertirse de uno a otro según convenga.

En la Figura 2.4 se muestran dos métodos para medir el potencial mátrico de agua: el método de la columna de suelo en (a) y el método del tensiómetro en (b). Una columna de suelo se sitúa verticalmente en un baño de agua (a) de forma que el agua en la misma está en equilibrio con el agua del baño. Una cubierta impermeable evita la evaporación de agua desde la parte superior de la columna. La *vadose zone* es la parte de la columna situada por encima del nivel de agua del baño



y la *zona freática* la parte de columna situada por debajo. El potencial de cabeza de agua en la *vadose zone* a una altura  $z$  sobre el nivel de agua vale  $-z$  (siempre que el agua esté completamente en equilibrio entre ambas zonas).

La medida de potencial mátrico por medio del tensiómetro utiliza un bulbo de material poroso que se introduce en el suelo. El agua del interior del bulbo está en equilibrio con el agua libre de un recipiente situado por debajo de él, Figura 2.4 (b). La interfase entre el suelo y el interior del bulbo se muestra en la Figura 2.4 (c). El agua contenida en el suelo (no saturado de agua) en las inmediaciones del bulbo, está en equilibrio con el agua de la pared del bulbo (saturado de agua). En estas condiciones, el potencial mátrico de agua del suelo coincide (en valor absoluto) con la medida de la succión,  $h$ , la distancia vertical entre la superficie libre del líquido del recipiente y la posición del bulbo. El método puede usarse en cualquier posición de la columna de suelo, incluso en suelos sometidos a procesos transitorios de difusión de agua, siempre que un tiempo suficiente permita que el agua alcance el equilibrio en la zona del bulbo.

## II.2.2. La curva característica de la humedad del suelo

La *curva característica de humedad del suelo* viene definida como la relación entre el potencial de cabeza y el volumen de agua contenido en el suelo, (cada suelo posee una curva característica distinta). La Figura 2.5 muestra alguna de estas curvas para distintos tipos de suelos; en ellas se puede apreciar el amplio rango de valores de  $\psi_m$ , lo cual indica una dificultad a considerar en los procesos numéricos de cálculo. Las diferencias entre estas curvas características se deben principalmente a las diferencias en la distribución del tamaño de poros en cada suelo, así como a la textura y a la estructura del mismo. Las curvas, por otro lado son también sensibles a los cambios en la *densidad del suelo seco*,  $\rho_d$ , y a las alteraciones de estructura del suelo, además de alterar sus valores en función del tipo de proceso de secado o mojado (histéresis). Por todo, es conveniente que todas estas condiciones sean añadidas a cada curva, según se requiera, para obtener resultados fiables en su aplicación.

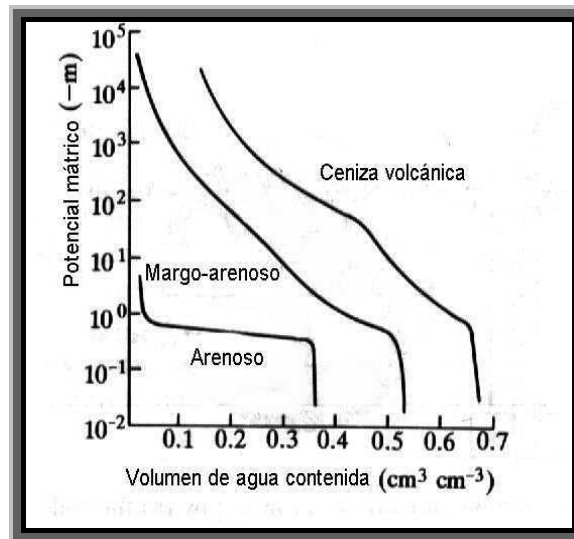


Figura 2.5 Curvas características de humedad de algunos suelos

Las curvas características de humedad de los suelos se aproximan usando varios tipos de funciones matemáticas. La más simple de ellas está dada por la función potencial

$$\psi_m = -a\theta^{-b} \quad (2.12)$$

$a, b$  Parámetros a estimar.  
 $\theta$  Contenido volumétrico.

Otras aproximaciones empleadas son la llamada sigmoideal dada por:

$$\log(-\psi_m) = a + b \ln \left[ \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-c} - 1 \right] \quad (2.13)$$

$a, b$  Parámetros a estimar.  
 $\theta$  Contenido volumétrico.

Por último la función propuesta por Van Genuchten (2) dada por:

$$\Theta = \left[ \frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m \quad (2.14)$$

{

$\alpha, m, n$  *Parámetros a estimar.*

$h$  *Succión*

en la cual el contenido volumétrico de agua se expresa por medio de la relación adimensional (contenido volumétrico adimensional) siguiente:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

{

$\theta$  *Contenido volumétrico.*

$\theta_s$  *Contenido Volumetrico a saturación.*

$\theta_r$  *Valor residual del Contenido volumétrico.*

En la literatura científica (3) pueden encontrarse otras funciones para aproximar las curvas características de la humedad.

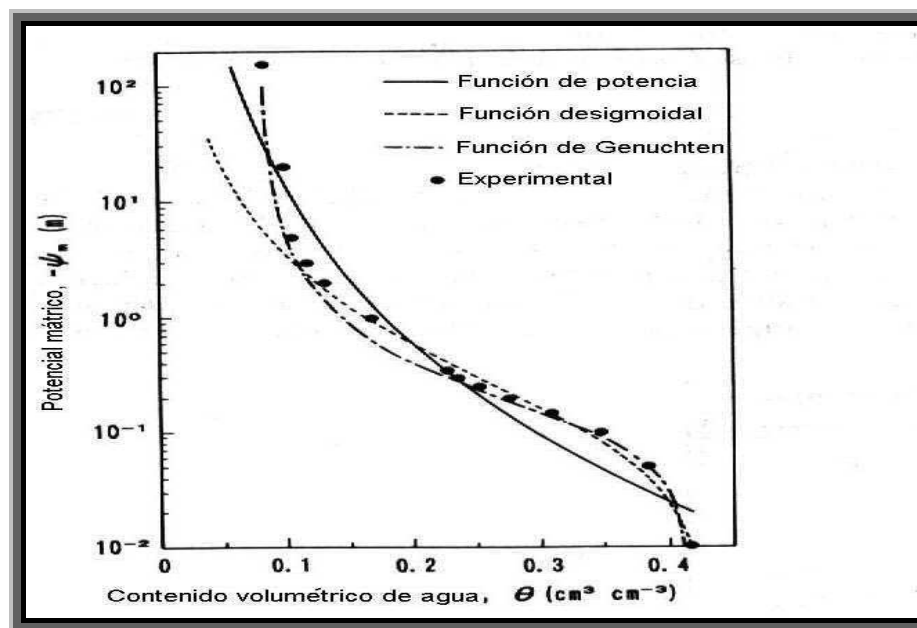


Figura 2.6 Medidas y aproximaciones de las curvas de humedad de un suelo margo-arcilloso

La figura 2.6 muestra un ejemplo de curva característica de la humedad determinada experimentalmente para un suelo margo-arenoso así como las curvas que la aproximan usando las ecuaciones (2.12), (2.13) y (2.14). Los valores de los parámetros de la función potencial, ecuación (2.12) son  $a = 0.0385$ , y  $b = 4.56$ , mientras que los de la *sigmoide* función, ecuación (2.13) son  $a = 1.00$ ,  $b = 0.350$ ,  $c = 3.10$ , y  $\theta_s = 0.42$ . Los valores estimados de ecuación (2.14) son  $\alpha = 0.0872$ ,  $m = 0.433$ ,  $n = 1.77$ , y  $\theta_r = 0.0825$ .

Como se observa en la figura 2.6, la función potencial puede cubrir un amplio rango de la curva característica de humedad de este suelo, pero su concordancia con los valores experimentales es pobre. La función *sigmoide* muestra buena concordancia con los valores experimentales en las cercanías del punto de inflexión pero mala en la zona de bajo contenido de agua. La función de Van Genuchten es muy útil para el rango de humedad comprendido entre  $\theta_r$  y  $\theta_s$ , pero la determinación del valor residual,  $\theta_r$ , no es sencilla.

### II.2.3. Efecto osmótico en la retención de agua

Cuando el agua del suelo contiene solutos, el potencial mátrico no es suficiente para definir el estado del agua en el suelo. El efecto ósmosis se muestra en la figura 2.7. muestra una solución y

agua pura (disolvente) separados por una membrana semipermeable en un contenedor. Ya que las moléculas del agua pueden cruzar la membrana, ésta tiende a pasar desde el lado del disolvente al lado de la disolución. En consecuencia, el volumen de disolución aumentará cuando la presión se mantenga constante y la presión de la disolución aumentará cuando el volumen se mantiene constante. Llamando  $p_1$  y  $p_2$  a las presiones de la disolución y del disolvente, respectivamente, y manteniendo ambos volúmenes constantes, la presión osmótica de la disolución viene dada por

$$\pi = p_1 - p_2 \quad (2.15)$$

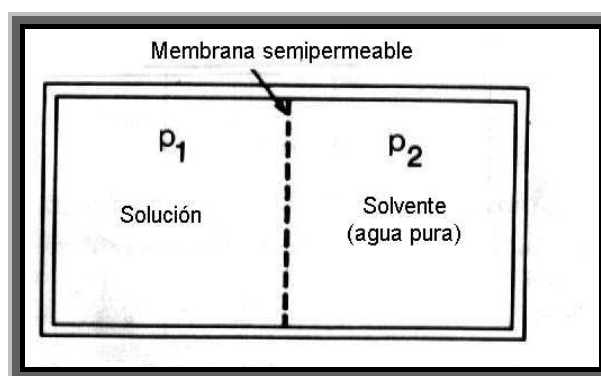


Figura 2.7 Solución y solventes separados por una membrana semipermeable

Es bien conocido que el potencial químico del agua en una disolución es menor que el potencial químico del agua pura debido a la presión osmótica (2). A mayor presión osmótica, el valor del potencial químico del agua de la disolución es menor. De este modo el estado del agua en el suelo se ve afectado por su presión osmótica. La disminución en el potencial químico del agua causado por la presión osmótica del agua en el suelo se llama potencial osmótico,  $\phi_o$  ( $\text{J Kg}^{-1}$ ), y sus valores son negativos. La *cabeza osmótica*,  $\psi_o$  (m), se define como:

$$\psi_o = \frac{\phi_o}{g} \quad \left\{ \begin{array}{l} \phi_o \text{ Potencial osmótico.} \\ g \text{ Gravedad.} \end{array} \right. \quad (2.16)$$

y la presión osmótica  $\pi$  como  $\rho_w \phi_o$  (Pa).

La contribución del potencial osmótico a la retención del agua en los suelos está relacionado con el tamaño de los poros del suelo, las propiedades eléctricas de la superficie de sus partículas sólidas y los tipos de iones contenidos en las soluciones y su concentración. Por ejemplo, cuando el tamaño de los poros del suelo es mayor que el de las moléculas de agua, pero menor que el de las moléculas hidratadas de la solución, el suelo se comporta exactamente como una membrana semipermeable (figura 2.7), y absorberá una gran cantidad de agua para una presión dada, resultando así en un incremento de la retención de agua por el suelo.

Generalmente, los tamaños de los poros de los suelos arenosos son considerablemente mayores que aquellos de las moléculas de soluto hidratadas, mientras que el tamaño de los poros de los suelos arcillosos son, en general, menores. En consecuencia, la retención de agua de un suelo que contiene gran cantidad de arcilla está estrechamente ligada a la presión osmótica. El hinchamiento de suelos arcillosos es causado por la elevada retención de agua debido a la presión osmótica, así como a las fuerzas moleculares entre la arcilla y el agua y a las fuerzas eléctricas de la doble capa alrededor de las partículas de arcilla.

Como los suelos, en general, contienen poros de diferentes tamaño y las soluciones del agua que se encuentra en ellos disuelven varias clases de solutos, la contribución del potencial osmótico a la retención del agua por los suelos debe determinarse individualmente.

#### **II.3.4. Histéresis**

Casi todas las curvas características de humedad de los suelos muestran histéresis debido al efecto llamado de *botella de tinta* (*ink bottle effect*). El modelo más simple de este efecto se muestra en la figura 2.8 en la cual tres tubos delgados cuyas paredes interiores han de estar completamente limpias (dos de los cuales poseen un espacio abultado a la altura de la mitad del tubo) se sumergen en un recipiente con agua. Como se sabe, cuando un tubo delgado vacío se sumerge en un baño, el agua asciende por el tubo por capilaridad hasta equilibrar las fuerzas gravitatorias y las de capilaridad (proceso de mojado), mientras que cuando el mismo tubo lleno de agua se introduce en el baño, el agua desciende hasta alcanzar igualmente el estado de equilibrio (proceso de secado). El

estado de equilibrio de ambos procesos se da a la misma altura si el tubo es recto, figura 2.8 (a), pero no así si el tubo tiene un espacio expandido. En este caso, dicho espacio permanece lleno de agua en el proceso de secado, figura 2.8 (b), y vacío en el proceso de mojado, figura 2.8 (c).

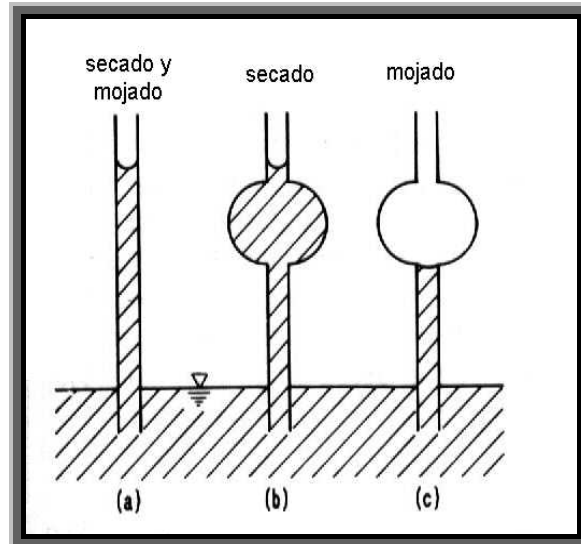


Figura 2.8 Modelo simple del efecto de capilaridad en un tubo

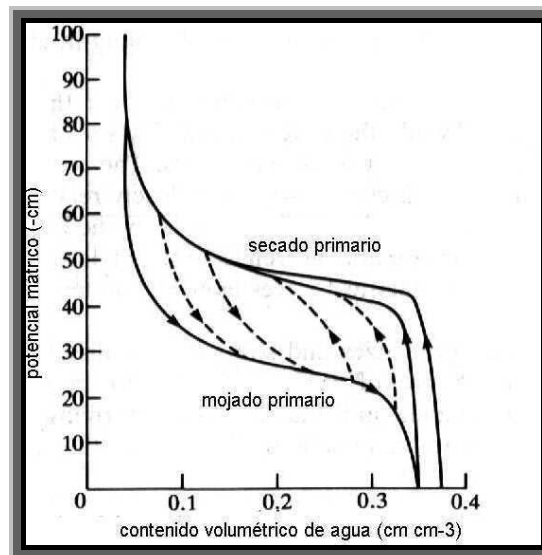


Figura 2.9 Histéresis en las curvas de humedad de los suelos

Dado que el tamaño de los poros del suelo no es uniforme, el efecto *ink bottle* ilustrado anteriormente, se reconoce en la mayor parte de los suelos. En la figura 2.9 se representa una curva (típica) característica del suelo que muestra histéresis. La curva de secado inicial (a la derecha)

parte de la condición de suelo saturado y se desplaza (asciende) hacia la condición de secado. La curva de mojado inicial (curva inferior), debería partir de una condición de secado absoluto pero es suficiente elegir un punto en el que el valor absoluto del gradiente de la cabeza de potencial (o de la succión),  $|\partial\psi_m / \partial\theta|$ , sea suficientemente alto. El resto de las curvas punteadas de la figura 2.9 son procesos de secado y mojado que parten de condiciones iniciales diferentes. Como se observa, el contenido volumétrico de agua para *una misma cabeza de potencial* es mayor en el proceso de secado que en el mojado. Una descripción física detallada del proceso de histéresis puede encontrarse en Iwata (1).

## II.3 Leyes físicas el flujo de agua en suelos

### II.3.1 Ley de Darcy

#### II.3.1.1 Las ecuaciones de Darcy para flujo de agua

El agua líquida en un suelo tiende a desplazarse desde posiciones donde la energía potencial es mayor hasta posiciones donde la energía potencial es más baja. La energía potencial del agua en el suelo se llama *potencial total* y en él se integra el potencial mátrico, el potencial gravitatorio y el potencial osmótico, cada uno de los cuales asociado a sus respectivas y distintas fuerzas impulsoras. Dado que la mayor parte de los suelos contienen en mayor o menor grado componentes de tipo arcilloso, el potencial osmótico (de valor sensible sólo en este tipo de suelos) no puede despreciarse, en general, en los estudios de difusión de agua en suelos. En suelos corrientes moderadamente húmedos se asume que la contribución del potencial osmótico es despreciable y que el potencial total tiene únicamente contribuciones de los potenciales mátrico y gravitatorio. Una detallada influencia del potencial osmótico en la difusión de agua puede encontrarse en Miyazaki (4).



El flujo de agua en suelos puede aproximarse bien por medio de la ecuación de Darcy

$$q = -K \text{grad } H \quad \left\{ \begin{array}{l} q \quad \text{Flujo (m}^3 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}) \\ K \quad \text{Conductividad hidráulica saturada (m/s)} \\ \text{grad } H \quad \text{Gradiente de la cabeza mátrica.} \end{array} \right. \quad (2.17)$$

En suelos saturados  $K$  se define como la conductividad hidráulica saturada (m/s), y en suelos insaturados,  $K$  es la conductividad hidráulica no saturada (m/s). Usando coordenadas rectangulares ( $x, y, z$ ), las componentes de flujo  $q$  en las direcciones  $x, y, z$  vienen dadas por:

$$\left\{ \begin{array}{l} q_x = -K_x \frac{\partial H}{\partial x} \\ q_y = -K_y \frac{\partial H}{\partial y} \\ q_z = -K_z \frac{\partial H}{\partial z} \end{array} \right. \quad \left\{ \begin{array}{l} q_x, q_y, q_z \quad \text{Flujos en cada dirección.} \\ K_x, K_y, K_z \text{ (m/s) Conductividades hidráulicas} \\ \frac{\partial H}{\partial z}, \frac{\partial H}{\partial y}, \frac{\partial H}{\partial x} \quad \text{Derivadas parciales de la cabeza hidráulica} \end{array} \right. \quad (2.18)$$

El origen de coordenadas es arbitrario sin embargo, generalmente, el origen de la coordenada  $z$  se fija bien en la superficie de la tierra, bien en el nivel freático o a la profundidad de la capa impermeable.

La cabeza hidráulica se define en la forma:

$$H = \psi_m + \psi_g \quad \left\{ \begin{array}{l} \psi_m \quad \text{Potencial matricial. (m)} \\ \psi_g \quad \text{Potencial gravitacional. (m)} \end{array} \right. \quad (2.19)$$

Los componentes de flujo  $q$  vienen entonces dados por:

$$q_x = -K_x \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \quad (2.20)$$

$$q_y = -K_y \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \quad (2.21)$$

$$q_z = -K_z \frac{\partial(\psi_m + \psi_g)}{\partial z} \quad (2.22)$$

Cuando el sentido positivo del eje  $z$  se toma verticalmente hacia arriba, figura 2.10(a), la ecuación (2.22) puede escribirse en la forma

$$q_z = -K_z \left( \frac{\partial \psi_m}{\partial z} + 1 \right) \quad (2.23)$$

mientras que cuando el sentido positivo del eje  $z$  se toma verticalmente hacia abajo, figura 2.10(b), la ecuación (2.22) puede escribirse en la forma

$$q_z = -K_z \left( \frac{\partial \psi_m}{\partial z} - 1 \right) \quad (2.24)$$

Cuando la succión  $h$  (m), cuyo signo es siempre positivo, se introduce en estas ecuaciones, la cabeza de potencial  $\psi_m$  se sustituye por  $-h$  (m).

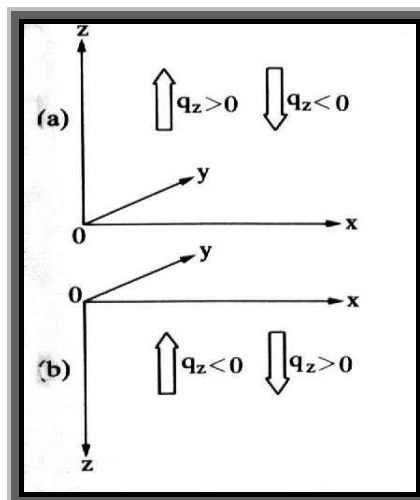


Figura 2.10 (a) Coordenadas positivas del sistema; (b) coordenadas negativas del sistema

La figura 2.10 muestra, por convenio, el criterio de signos para el flujo vertical,  $q$ , para los dos sentidos del eje  $z$  positivo. Ocasionalmente, el eje  $z$  positivo hacia arriba se usa en situaciones en las que es predominante el flujo de agua hacia arriba mientras que el eje  $z$  positivo hacia abajo se adopta en situaciones en las que es predominante el flujo de agua hacia abajo.

Para flujos de agua en pendientes (Miyazaki), el eje  $z$  puede estar inclinado y las ecuaciones que relacionan el flujo de agua con los potenciales contienen el ángulo de inclinación, figura 2.11.

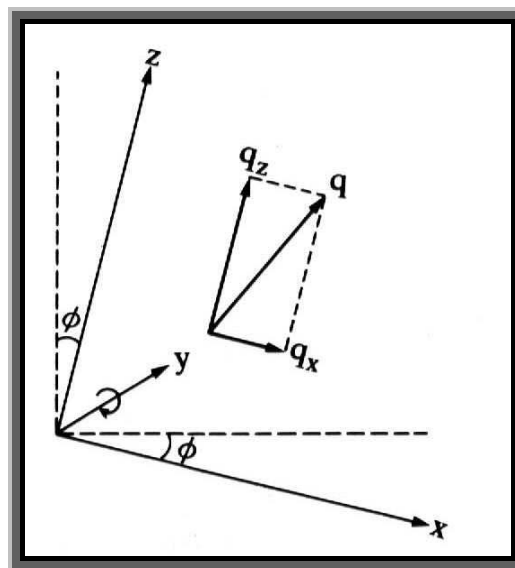


Figura 2.11 Sistema de coordenadas rotacionales del eje  $z$  para  $\phi$ , y componentes del flujo  $q$

### II.3.1.2 Ecuaciones básicas del flujo de agua en suelos

El agua líquida fluye a través de los continuos y tortuosos poros de los suelos. La ley de Darcy es una ley macroscópica que integra los flujos de agua individuales de cada poro, cuya forma microscópica es muy variada. La ecuación básica del flujo de agua en suelos se construye aplicando la ley de Darcy a un cubo infinitesimal de lados  $dx$ ,  $dy$ , y  $dz$ , como se muestra en la figura 2.12, el cual contiene un número suficientemente grande de partículas de suelo como para que sus propiedades puedan ser tomadas como representativas de todo el suelo.

Si designamos por  $d\theta$  el cambio del contenido de agua por unidad de volumen de suelo, el cambio total de agua en el volumen  $dx dy dz$  viene dado por  $d\theta dx dy dz$ . Cuando no existen fuentes ni sumideros en el interior del cubo este cambio se produce como balance de las entradas y salidas de agua en el mencionado cubo. Si llamamos  $(q_x, q_y, y q_z)$  y  $(q_{x+dx}, q_{y+dy}, y q_{z+dz})$ , los flujos de agua en las paredes del cubo, donde:

$$\begin{aligned} q_{x+dx} &= q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} dx \\ q_{y+dy} &= q_y + \frac{\partial q_y}{\partial y} dy \\ q_{z+dz} &= q_z + \frac{\partial q_z}{\partial z} dz \end{aligned} \quad (2.25)$$

el cambio cuantitativo total de agua en el cubo infinitesimal durante un tiempo  $dt$ , puede escribirse, como un balance de agua deducido de la ecuación de continuidad, en la forma:

$$d\theta dx dy dz = \left( -\frac{\partial q_x}{\partial x} dx dy dz - \frac{\partial q_y}{\partial y} dx dy dz - \frac{\partial q_z}{\partial z} dx dy dz \right) dt \quad (2.26)$$

o bien,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\left( \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad (2.27)$$

Aplicando la ley de Darcy y substituyendo las ecuaciones (2.17) y (2.19) en la ecuación (2.27), obtenemos

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad (2.28)$$

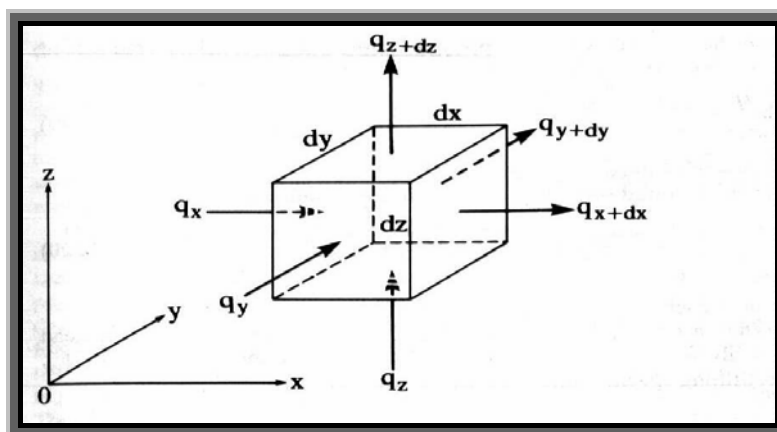


Figura 2.12 Pequeño cubo de suelo

En suelos saturados se asume una *conductividad hidráulica constante*, y la ecuación anterior se transforma en:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = K_x \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} \quad (2.29)$$

Cuando el conjunto del suelo es incompresible y isotrópico, el lado izquierdo de la ecuación (2.29) es cero y  $K_x = K_y = K_z$ , resultando entonces:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0 \quad (2.30)$$

expresión conocida como ecuación de Laplace.

En suelos no saturados, la ecuación (2.16) se transforma en:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_z}{\partial z} \quad (2.31)$$

que es conocida como la ecuación de Richard's.

Por medio de las ecuaciones constitutivas que ligan el contenido volumétrico de agua,  $\theta$ , y la cabeza de potencial,  $\psi_m$ , la ecuación (2.31) pueden transformarse en ecuaciones que contienen únicamente una de las dos variables dependientes,  $\theta$  o  $\psi_m$ . Definiendo la *capacidad específica*,  $C$ , como

$$C = \frac{d\theta}{d\psi_m} \quad (2.32)$$

y sustituyéndola en el lado izquierdo de la ecuación (2.31), ésta se transforma en

$$C \frac{\partial \psi_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_z}{\partial z} \quad (2.33)$$

que es la ecuación de flujo de agua en suelos expresada en función de  $\psi_m$ . Por otro lado, sustituyendo la capacidad específica en el lado derecho de la ecuación (2.31), ésta se transforma en

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D_x \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_y \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D_z \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_z}{\partial z} \quad (2.34)$$

que es la ecuación de flujo de agua en suelos expresada en función de  $\theta$ ,  $D_x$ ,  $D_y$ , y  $D_z$  son las llamadas difusividades de agua ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) definidas por

$$D_x = \frac{K_x}{C} \quad D_y = \frac{K_y}{C} \quad D_z = \frac{K_z}{C} \quad (2.35)$$

Debe observarse que la capacidad específica de agua  $C$ , definida por la ecuación (2.32), es diferente para cada tipo de suelo e incluso, dentro de un mismo suelo, su valor está afectado por los efectos de histéresis de las curvas características de humedad, figura 2.9.

### II.3.1.3 Conductividad hidráulica no saturada

Las conductividades hidráulicas saturada y no saturada están relacionadas con el grado de resistencia de las partículas de suelo a que el agua fluya a través de sus poros. En el valor de esta

resistencia influye por un lado la geometría y distribución de los poros (tamaño, formas, enlaces, tortuosidades, etc) y por otro lado la viscosidad del agua. Además, la conductividad hidráulica no saturada está afectada notablemente por el contenido volumétrico de humedad del suelo.

Existen dos tipos de configuración de agua en suelos no saturados: uno constituye las películas de agua que se forman alrededor de las partículas, incluyendo el agua existente en las zonas de contacto entre partículas, y el otro, el agua parcialmente saturada en los poros pequeños. Ambas configuraciones pueden coexistir. Cuando el contenido volumétrico de agua en el suelo disminuye, tanto el espesor de las películas de agua como el tamaño de los poros llenos de agua disminuyen. Con todo, la disminución del contenido volumétrico lleva consigo una disminución en la sección transversal del flujo, un incremento en la resistencia al paso del flujo y un incremento en la longitud del camino que el mismo ha de recorrer (estos fenómenos no son independientes entre sí, sino conectados íntimamente). Esta es la razón por la que la conductividad hidráulica no saturada decrece muy rápidamente al disminuir el contenido volumétrico de agua en el suelo.

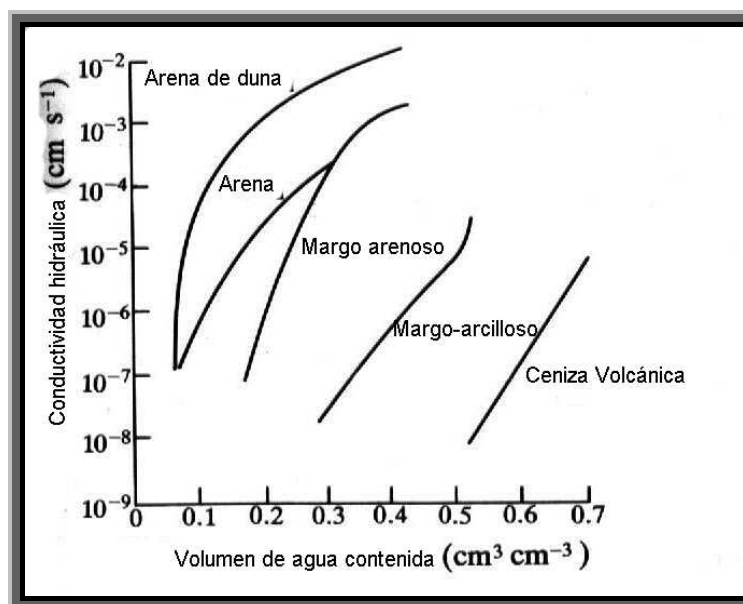


Figura 2.13 Conductividad hidráulica insaturada de algunos suelos

La figura 2.13 muestra los valores de la conductividad hidráulica de algunos suelos, no saturados, en función del contenido volumétrico de agua en los mismos, según Nakato (5). Puede apreciarse el amplio rango de valores de este parámetro del suelo. Tanto la conductividad

hidráulica saturada como la no saturada están enormemente afectada por la configuración del agua en el suelo la cual, a su vez, depende de las alteraciones del suelo, compacidad, etc.

No pocos esfuerzos han sido hechos para predecir la conductividad hidráulica no saturada de diferentes tipos de suelos a partir de sus curvas características de humedad, ya que estas curvas están relacionadas con la estructura de los poros del suelo los cuales, a su vez, determinan las propiedades hidráulicas de éste. Hasta la fecha, sin embargo, no tenemos un modo satisfactorio de predecir la conductividad hidráulica no saturada de un suelo dado para un rango amplio de contenido de agua. De aquí que se recomiende que esta propiedad del suelo sea medida con tanta precisión como sea posible.

La influencia de la histéresis puede despreciarse cuando las conductividades hidráulicas no saturadas se dan en función del contenido de agua, pero no así si esta propiedad se da en función del potencial mátrico.

La preferencia para usar la conductividad hidráulica no saturada frente a la difusividad en el análisis del flujo de agua en los suelos está fundada en la evidencia de que su significado físico es claro. Además, el flujo de agua, tanto en suelos saturados como no saturados, puede tratarse de forma continua usando la conductividad hidráulica no saturada. La dificultad de esta elección está, como hemos apuntado, en su medida y en ese amplio rango de valores frente a la difusividad.

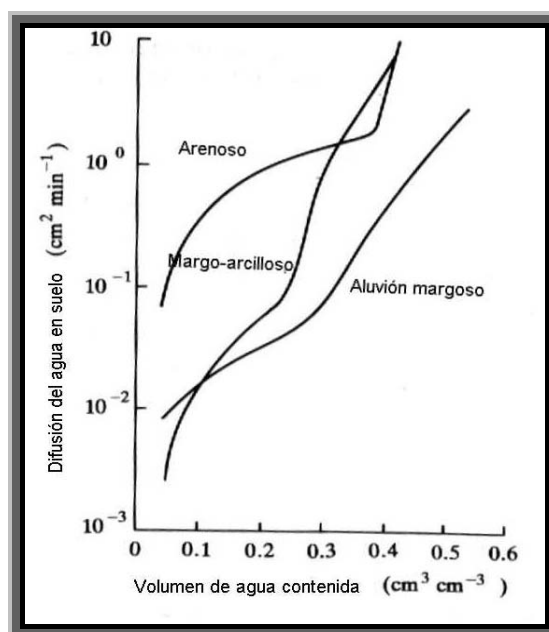


Figura 2.14 Difusión de agua en suelo contra el contenido volumétrico de agua



#### **II.3.1.4 La difusividad del agua en el suelo.**

Se define, de acuerdo con la ecuación (2.35), como el cociente entre la conductividad hidráulica no saturada y la capacidad específica del agua. En la figura 2.14 se muestran ejemplos de los valores de difusividad de algunos suelos típicos. Puede observarse que el rango de valores es relativamente pequeño lo que significa una ventaja al utilizar técnicas numéricas de cálculo. Sin embargo, al trabajar con la ecuación (2.34) es preciso conocer también la conductividad hidráulica. El uso de la capacidad específica, de valores muy pequeños en el rango de contenidos volumétricos de agua altos, representa también otra dificultad cuando se usa el parámetro de difusividad y se trabaja en el mencionado rango.

### **II.3.2 Configuración de la fase gaseosa en suelos no saturados**

#### **II.3.2.1 Aire atrapado y libre en los suelos**

Hay dos tipos de configuración de la fase gaseosa en los suelos: aire libre, en contacto con la atmósfera exterior, y aire atrapado, aislado y rodeado por el agua. El flujo de agua asociado al aire libre y al aire atrapado se llama, en ocasiones, flujo en sistema abierto y flujo en sistema cerrado, respectivamente (2,3).

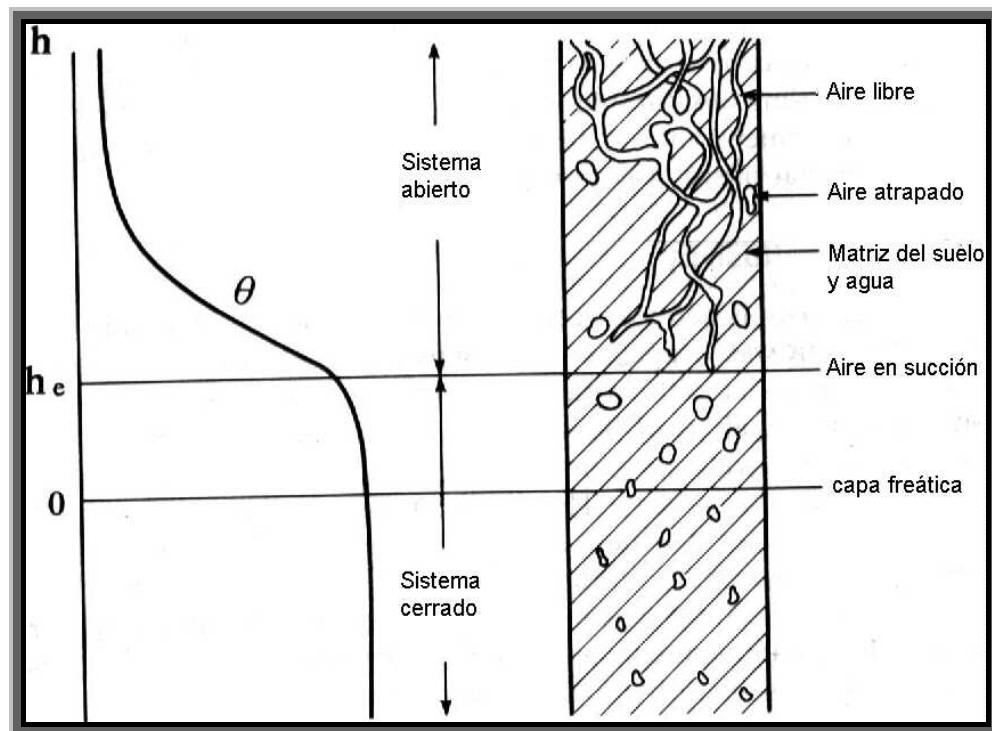


Figura 2.15 Curvas características y configuración de la fase gaseosa

La relación entre la curva característica de humedad del suelo y la configuración de la fase se ilustra en la figura 2.15, donde el conjunto suelo-agua se señala mediante un rayado. Este tipo de curva característica de humedad del suelo, figura 2.15 (a), se obtiene mediante procesos de secado y mojado, cada uno de los cuales proporciona resultados diferentes, generalmente, debido a la histéresis. La succión de entrada de aire,  $h_e$ , (o el potencial de entrada de aire  $\psi_{me}$ ) se define como el mínimo valor de succión que permite al aire libre entrar en los poros del suelo en el proceso de secado. Cuando la succión es menor que este valor ( $h_e$ ), la fase gaseosa puede existir sólo como aire atrapado, y cuando la succión es mayor que  $h_e$ , el aire libre es el predominante en los poros del suelo. Cuando el volumen de aire atrapado es despreciable, el suelo cuya succión es menor que  $h_e$  se considera saturado.

De igual forma, la succión de entrada de agua  $h_w$ , (o el potencial de entrada de agua  $\psi_{mw}$ ) se define como el máximo valor de succión que permite al agua entrar cuando no hay aire libre en los poros del suelo en el proceso de mojado. La succión de entrada de aire es normalmente más alta que la succión de entrada de agua. Estos dos tipos de succión juegan un papel importante en el flujo de agua preferencial.

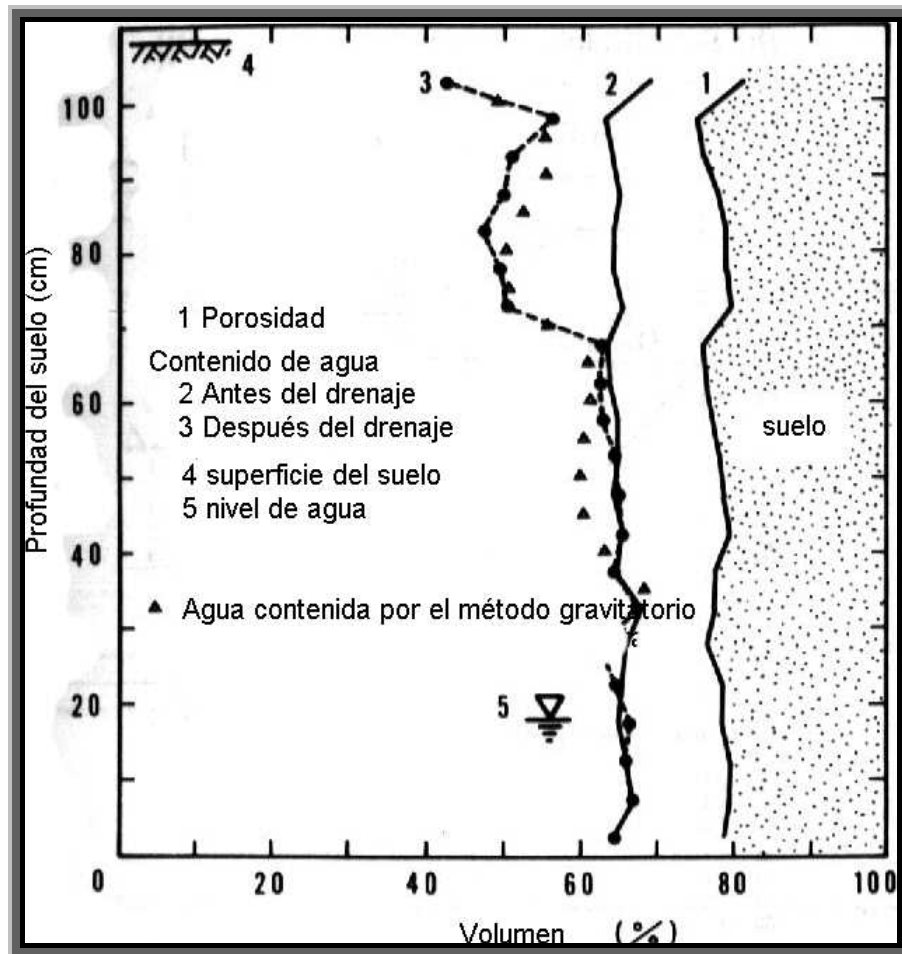


Figura 2.16 Porcentaje de la fases sólida, líquida y gaseosa en distintos perfiles en una ceniza volcánica

La figura 2.16 muestra un ejemplo real de los perfiles (porcentajes) de las fases líquida, sólida y gaseosa en una columna de suelo de ceniza volcánica de 10 cm de anchura y 108 cm de profundidad. La columna de suelo fue muestreada usando el método de rayos gamma dobles (*double-gamma-beam method*), con fuentes de  $^{137}\text{Cs}$  y  $^{241}\text{Am}$ , para la medida del perfil de contenido volumétrico de agua y de la densidad del suelo, simultáneamente, sin alterar la columna. El perfil de la fase líquida antes del drenaje, línea 3 de la figura 2.16, se obtuvo descendiendo el nivel de la capa freática hasta la cota de columna señalada en la figura (cota 5). Puede observarse en esta figura que, aún por debajo de la capa freática, más el 10% de la fase gaseosa permanece en el suelo exclusivamente como aire atrapado. La succión de entrada de aire en este suelo se estimó en 23 cm.

El aire atrapado tiende a ser extraído con el agua por precolación cuando el flujo de ésta es grande, y tiende a ser disuelto en el agua con el tiempo, especialmente cuando el agua está a una presión positiva. De aquí que el aire atrapado por debajo de la capa freática disminuirá con el tiempo. Por otro lado, la actividad microbiana a menudo genera varios tipos de gases en los poros del suelo, lo que resulta en un incremento del aire atrapado. El cambio de temperatura del suelo también altera el contenido de aire atrapado debido a que la solubilidad del mismo en agua depende de la temperatura; cuanto más baja sea ésta, más bajo es el volumen de aire atrapado en los poros.

### II.3.2.2 Sistema cerrado (forzado)

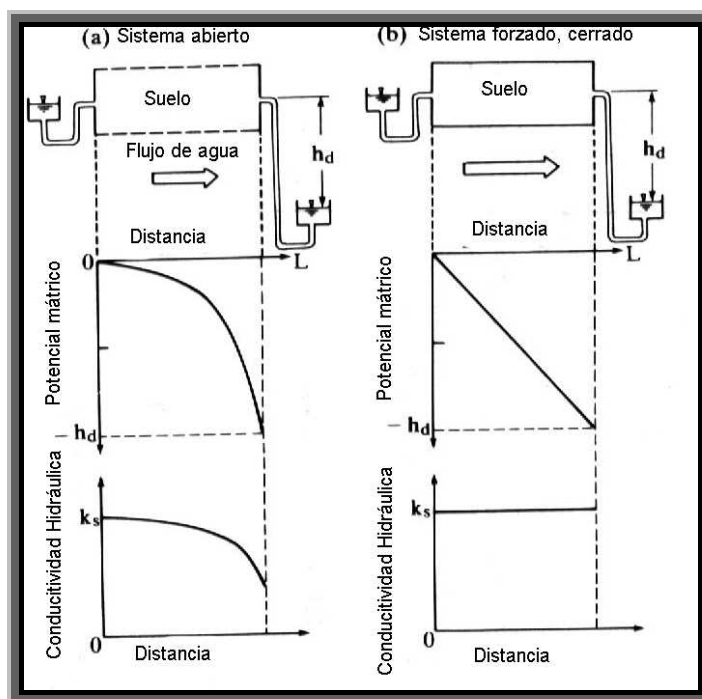


Figura 2.17 Flujo de agua horizontal (a) en sistema abierto (b) en sistema cerrado

Cuando los canales de entrada de aire son interrumpidos por receptáculos cerrados e impermeables, el agua fluye en un sistema cerrado-forzado incluso cuando la succión de agua sea superior al potencial de entrada de aire. Las figuras 2.17 (a) y (b) muestran, respectivamente, el flujo de agua en un sistema abierto y en un sistema cerrado-forzado. El grado de succión de agua en el lado izquierdo de ambas columnas se mantiene a cero y el lado derecho se mantiene a  $h_d$ . También se asume que ambas columnas están inicialmente saturadas y que  $h_d$  excede el potencial de entrada de aire del suelo. En el sistema abierto, el contenido de agua decrecerá progresivamente

hacia el lado derecho de la columna debido al drenaje existente, y la conductividad hidráulica no saturada reducirá sensiblemente su valor también hacia el lado derecho de la columna. En el sistema cerrado-forzado, aún cuando la succión en el lado derecho de la columna exceda el potencial de entrada de aire ningún aire libre penetrará en la tierra debido a su impermeabilidad. Asumiendo que el volumen atrapado de aire es despreciable, la conductividad hidráulica de la columna se mantendrá constante a través del suelo. Por estas razones, en el estado estacionario la distribución del potencial de cabeza en el sistema abierto adoptará la forma de una curva convexa hacia la parte superior mientras que en el sistema cerrado-forzado dicho potencial disminuye linealmente con la distancia hacia la derecha de la columna, figura 2.17. En esta situación, el flujo de agua en un sistema forzado-cerrado es superior al que existe en un sistema abierto.

### II.3.2.3 Flujo de agua en sistemas abiertos

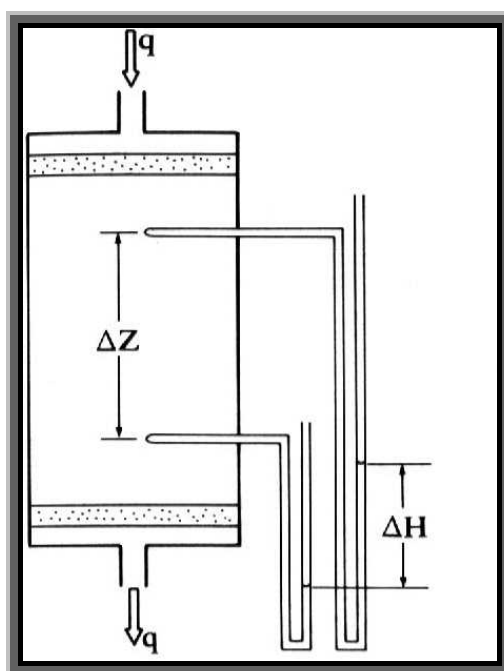


Figura 2.18 Uso de flujo constante en un sistema abierto para el cálculo de la conductividad hidráulica no saturada

Usando un flujo vertical estacionario vertical en un sistema abierto, Srinilta et al. (6) y Nakano e Ichii (7) midieron la conductividad hidráulica no saturada de los suelos,  $K(\psi_m)$  en función de la cabeza de potencial,  $\psi_m$ . Éste es un método de succión, establecido por Richards (8). El

principio de medida usado por Nakano e Ichii se muestra esquemáticamente en la Fig. 2.18, donde una muestra de suelo instalado en un sistema abierto se mantiene confinado entre paredes porosas. Un flujo de agua constante  $q$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) se aplica en la entrada superior efectuándose dos mediciones del potencial de cabeza en puntos verticales separados una distancia  $\Delta z$ , mediante tensiómetros. Aplicando la ley de Darcy para diferentes valores de  $q$  (tomando el eje  $z$  positivo verticalmente hacia abajo), la conductividad hidráulica no saturada,  $K(\psi_m)$ , se obtiene dividiendo  $q$  entre  $-(\Delta H/\Delta z)$ , o bien:

$$k(\psi_m) = \frac{q}{-(\Delta\psi_m / \Delta z) + 1} \quad \left\{ \begin{array}{l} q \text{ Flujo.} \\ \frac{\Delta\psi_m}{\Delta z} \text{ Incremento del potencial matricial en profundidad.} \end{array} \right. \quad (2.36)$$

Los valores de  $K(\psi_m)$  se muestran en la figura 2.13.

Miyazaki (9) midió las conductividades hidráulicas no saturadas de suelos margo-arenosos usando un flujo transitorio horizontal de agua en un sistema abierto. Los potenciales de cabeza a lo largo de la columna de suelo se midieron mediante tensiómetros instalados a intervalos regulares como se muestra en la figura 2.19. La cabeza de potencial inicial se mantuvo a cero y en un momento dado el potencial de cabeza a la salida se redujo a  $-z_l$  (cm) descendiendo la toma conectada a dicha salida, figura 2.19. Los cambios en la cabeza de potencial fueron medidos a intervalos fijos de tiempo,  $t_i$  (min). Usando la curva característica de humedad del suelo, los valores de la cabeza de potencial fueron convertidos en contenido volumétrico de agua.

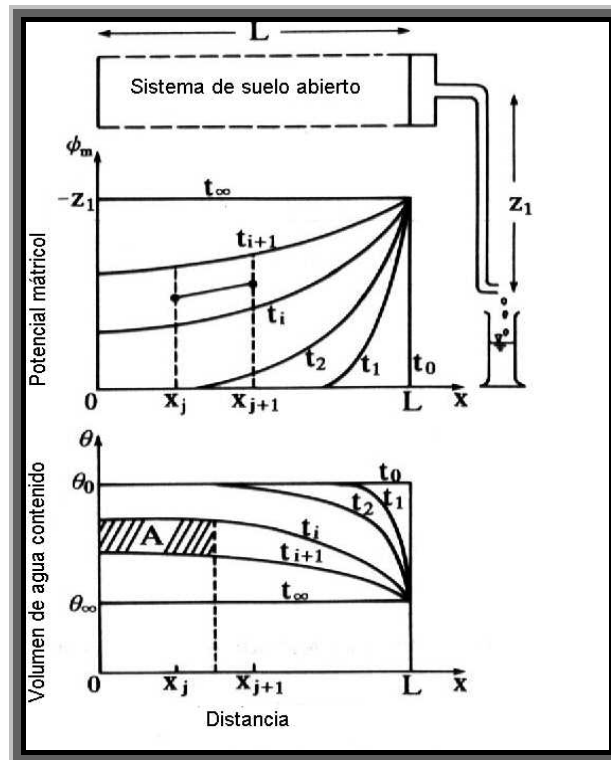


Figura 2.19 Uso de flujo transitorio en sistema abierto para el cálculo de la conductividad hidráulica no saturada

La ecuación para el flujo de agua horizontal es

$$q = -K(\psi_m) \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \quad (2.37)$$

y la ecuación de continuidad del flujo

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial x} \quad (2.38)$$

Sustituyendo la ecuación (2.37) en la ecuación (2.38) e integrándola de 0 a x, se obtiene:

$$K(\psi_m) = \left( \frac{\partial}{\partial t} \int_0^x \theta dx \right) \left( \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right)^{-1} \quad (2.39)$$

Tomando para el tiempo y la posición los valores discretos  $t=t_i (i=0,1,2,\dots)$  y  $x=x_j (j=1,2,\dots,n)$ , respectivamente, figura 2.19, el valor del miembro derecho de la ecuación (2.39)

se estima aproximadamente. El valor del primer término entre paréntesis de la parte derecha de la ecuación (2.39) se aproxima mediante

$$\frac{A}{t_{i+1} - t_i} \quad (2.40)$$

donde A denota el cambio de volumen del agua por unidad de sección contenida dentro del rango  $x=0$  a  $x=(x_j+x_{j+1})/2$  entre  $t=t_i$  y  $t=t_{i+1}$ . El valor del segundo término entre paréntesis del miembro de la derecha de la ecuación (2.39) es aproximadamente calculado por:

$$\left( \frac{x_{j+1} - x_j}{\mu_{mj+1} - \psi_{mj}} \right)_{(t_i+t_{i+1})/2} \quad (2.41)$$

donde  $(t_i+t_{i+1})/2$  significa que el término  $(\psi_{mj+1}-\psi_{mj})$  se promedió entre  $t = t_i$  y  $t = t_{i+1}$ , como se indica en la figura 2.19. El resultado obtenido,  $K(\psi_m)$ , por estas aproximaciones se muestra en la figura 2.13. El procedimiento descrito se recomienda para suelos relativamente gruesos o sueltos.

#### II.3.2.4 Significado de la configuración de la fase gaseosa

Tanto si la fase gaseosa en el suelo es libre a la atmósfera como si está atrapada, ésta influye en la reducción y oxidación de los subsuelos, en la desnitrificación y en las actividades relacionadas con los microorganismos. Un interesante ejemplo fue estudiado por Tokunaga y Sasaki (10) usando un sistema cerrado-forzado en un arrozal de prueba que había sido contaminado con cadmio. Es bien conocido que el cadmio no es activo y, en consecuencia, no se absorbe por las raíces de las plantas en ambientes de reducción. De aquí si el agua está continuamente encharcada en el arrozal y, subsiguientemente, el subsuelo se mantiene bajo condiciones reductoras, se bloquea cualquier influencia de contaminación de cadmio. Como el suelo investigado por Tokunaga y Sasaki era muy permeable y era difícil mantener la inundación, aplastaron y compactaron el subsuelo para convertirlo en un sistema cerrado-forzado. Una vez se consiguió, mantuvieron la superficie del suelo en condiciones reducidas e impidieron la contaminación de cadmio en el arrozal.



Además, en el suelo debe existir un porcentaje de poros adecuado para que la planta realice la respiración y pueda llevar a cabo sus funciones vitales, ya que de no existir ese espacio poroso (fase gaseosa) se produciría la asfixia radicular y la muerte de la planta.

## **II.4 Infiltración de agua en el suelo**

### **II.4.1 Propiedades físicas de la infiltración**

#### **II.4.1.1 Infiltración en suelos secos**

La infiltración se define como la penetración del agua en los poros del suelo. Si esparcimos arena seca sobre un plato de cristal y dejamos caer gotas de agua sobre una zona de la arena mediante una jeringuilla, éstas son absorbidas rápidamente por la arena. La figura 2.20 muestra un momento de frente húmedo nítido, definido por la interfase entre zona ya humedecida (parte oscura a la izquierda de la figura) y la zona seca (parte clara, derecha), que contiene granos de diámetro medio aproximado 1 mm. El frente húmedo se mueve desde la parte izquierda a la derecha. Microscópicamente, sin embargo, el agua no tiene un movimiento suave y uniforme sino que se desplaza por sucesivas fluctuaciones debidas a la pérdida de equilibrio entre las fuerzas de interacción entre el agua, el cristal y la arena. Puede observarse en la figura cómo una partícula pasa a formar parte de la zona húmeda en un determinado instante. Así, la curvatura del frente húmedo está cambiando constantemente y la película de agua del frente se mueve más lateral que frontalmente con desplazamientos rápidos debidos a las diferencias de presión locales. Podríamos decir que existen dos direcciones en el movimiento del flujo de agua, una macroscópica en la dirección de avance del frente y otra microscópica perpendicular a la dirección de avance del frente.

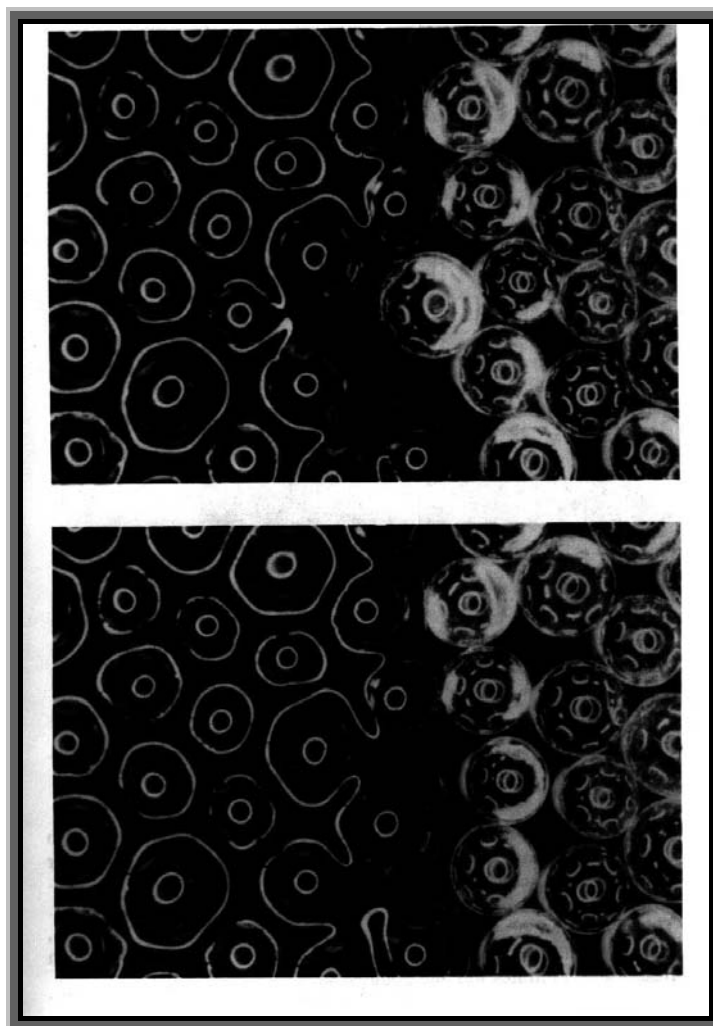


Figura 2.20 Configuración del frente húmedo

En definitiva, aunque el movimiento del agua en la infiltración es muy dispar desde el punto de vista microscópico, aparece como si fuera un movimiento suave observado desde muy lejos del frente húmedo. Las teorías sobre infiltración se han desarrollado principalmente para el movimiento macroscópico del agua y en menor grado, para estudiar el comportamiento microscópico del frente húmedo.

#### II.4.1.2 Infiltración en suelo húmedos

Cuando los suelos están húmedos, es interesante predecir cuál será el comportamiento del agua que contienen ante la afluencia de más agua y si permanecerá en la superficie de las partículas

de suelo y en sus puntos de contacto o será expulsada de esas posiciones por el agua nueva. Este es un tema de gran importancia tanto en situaciones en las que el agua nueva está contaminada y el agua del suelo no lo está, como en situaciones contrarias.

En Miyazaki (4) puede verse un interesante experimento de infiltración horizontal para estudiar este fenómeno. El resultado del mismo es que en suelos húmedos, el agua nueva infiltrada expulsa (como si fuera un pistón) el agua existente en el suelo en la dirección del flujo; este fenómeno se da en menor grado en suelos muy arcillosos o con muchos agregados.

#### II.4.1.3 Factores que influyen en la infiltración

La infiltración de agua ocurre bien por inundación de la superficie del suelo, bien por el agua procedente de la lluvia o de elementos mecánicos de irrigación (aspersores), goteros, cañones etc. Cuando el caudal de lluvia o riego es pequeño el agua infiltrada penetra en el suelo sin inundar la superficie del terreno, de este modo no se producirá escorrentía y solamente existirán una pequeñas pérdidas debidas a la evapotranspiración.

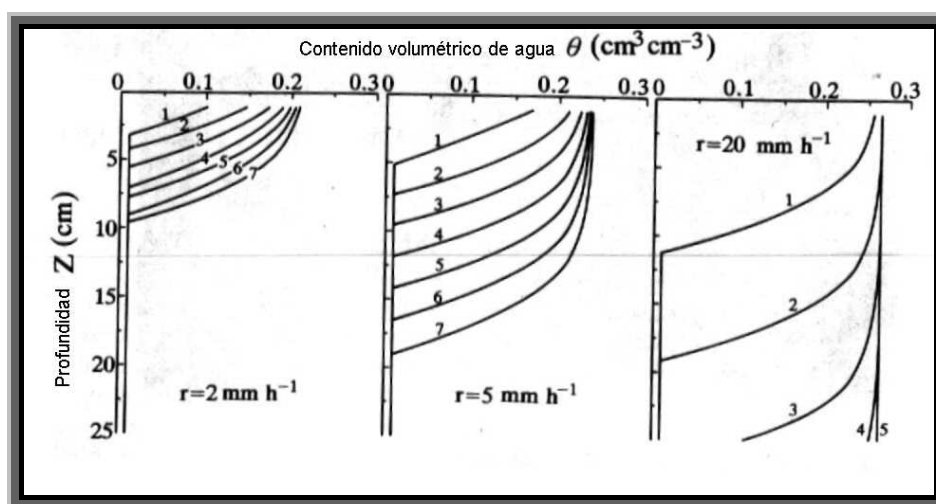


Figura 2.21 Contenido de agua durante la simulación en los distintos perfiles

La Figura 2.21 muestra ejemplos de perfiles del contenido de agua simulados por infiltración de lluvia en un suelo margo-arcilloso de porosidad  $0.42 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  y conductividad hidráulica saturada  $2.8\text{E-}3 \text{ cm s}^{-1}$ . Las intensidades de lluvia son  $2, 5 \text{ y } 20 \text{ mm h}^{-1}$ . Aún cuando la

intensidad de lluvia tiene su valor más alto, figura 2.21(c), la superficie del suelo no está saturada y el contenido de agua se aproxima gradualmente al valor  $0.26 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ . Cuando la intensidad de lluvia es de  $5 \text{ mm h}^{-1}$ , el contenido de agua se aproxima gradualmente al valor de  $0.23 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ . Se supone que la superficie del suelo se satura cuando su contenido de agua alcanza el valor de  $101 \text{ mm h}^{-1}$ , equivalente a la conductividad hidráulica saturada de este suelo. Cuando la intensidad de lluvia es mucho mayor que este valor, el agua se encharca sobre la superficie del terreno. De acuerdo con esto, las infiltraciones se clasifican en función del grado de infiltración en infiltraciones de agua inundada (infiltración por encharcamiento), infiltraciones de agua por aspersion e infiltraciones de agua en riego por goteo.

En la infiltración de encharcamiento, la condición de frontera de contenido de agua en la superficie del terreno viene dada por:

$$\theta = \theta_s \quad z = 0, \quad t > 0 \quad \left[ \begin{array}{l} \theta_s \text{ Contenido volumétrico de agua en S sat.} \end{array} \right. \quad (2.43)$$

Por otro lado, la condición de frontera en la superficie del terreno para infiltración de aspersion (o lluvia débil) se escribe en la forma:

$$q_0 = r(t) \quad z = 0, \quad t > 0 \quad \left[ \begin{array}{l} q_0 = r(t) \text{ es el flujo de entrada en la superficie.} \\ r(t) \text{ es la cantidad de lluvia en el tiempo o intensidad.} \end{array} \right. \quad (2.44)$$

$q_0 = r(t)$  puede ser constante o función del tiempo. Esta última condición se llama condición de flujo límite o condición de segunda clase. Bajo la misma, el contenido volumétrico de agua en la superficie se determina a partir de la intensidad de agua de lluvia o de aspersion, de forma que la conductividad hidráulica no saturada  $K(\theta)$  se iguala a  $r(t)$ . En la figura 2.21 se muestran ejemplos en los que los contenidos volumétricos de agua en la superficie de la tierra se controlan por las condiciones de flujo en esa superficie frontera. Entre los factores que afectan la infiltración están: el contenido volumétrico inicial del suelo, propiedades físicas de éste asociadas con la contracción y

expansión del mismo al aumentar su grado de humedad, heterogeneidad del suelo, temperatura, contenido de gases, concentración de solutos, etc.

## II.4.2 Capacidad de Infiltración

La velocidad de infiltración se define como el flujo de agua que cruza la superficie del suelo. La máxima velocidad de infiltración para un suelo dado, que coincide con la velocidad de infiltración del suelo inundado, como se muestra esquemáticamente en la figura 2.22, se llama *capacidad de infiltración* y se designa por  $f_c$ . La capacidad de infiltración del suelo seco es mayor que la del suelo húmedo. Al principio de la infiltración, como el frente húmedo se encuentra cerca de la superficie del terreno el elevado gradiente de la cabeza de potencial en el frente húmedo da lugar a una elevada capacidad de infiltración. Pero ésta decrece con el tiempo debido al avance del frente húmedo hacia zonas profundas. Eventualmente, la capacidad de infiltración se aproxima asintóticamente a su valor final.

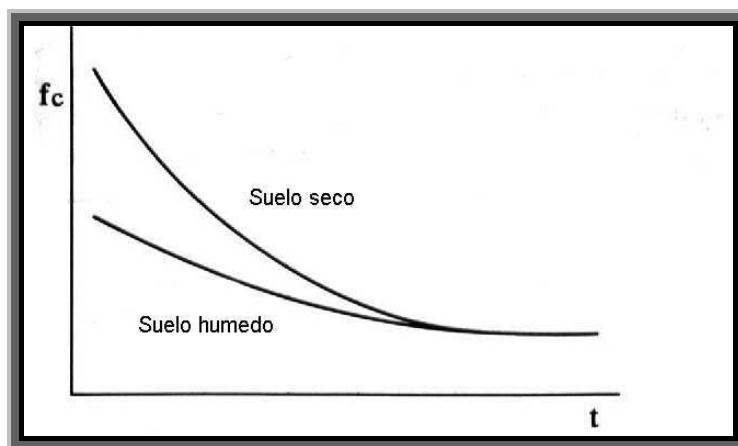


Figura 2.22 Capacidad de infiltración en suelo seco y suelo húmedo

Es razonable suponer que la velocidad de infiltración final de un suelo inundado es al menos igual a la conductividad hidráulica saturada del mismo, ya que no debe existir gradiente de cabeza de potencial en la superficie del terreno en el estado final de infiltración con lo que al final, como hemos apuntado, la velocidad debe ser igual a la conductividad hidráulica saturada. Este no es el

caso, sin embargo, incluso bajo condiciones experimentales ideales, que dan como resultado velocidades finales de infiltración de valor mitad o dos tercios del valor de la conductividad hidráulica saturada del suelo uniforme. Una de las razones más verosímiles de esta discrepancia es que el volumen de aire atrapado puede ser muy diferente en suelos aparentemente saturados que en suelos reales saturados. Los suelos saturados por inundación desde la superficie dejan mucho aire atrapado, mientras que los suelos saturados para la medida de la conductividad hidráulica saturada tienen el aporte de agua en el fondo y ésta asciende hacia arriba de forma que el aire atrapado es mínimo.

Como resultado el volumen de aire atrapado por inundación de agua obstaculiza el flujo de agua e impide que su valor final llegue a coincidir con el de la conductividad hidráulica saturada.

#### **II.4.3 Velocidad de infiltración en el campo**

Cuando la intensidad de lluvia o de regadío es menor que el valor de la conductividad hidráulica saturada del suelo, la velocidad de infiltración se determinara teóricamente por la intensidad de lluvia o de riego (que es la condición de contorno). Miyazaki (11) investigó las relaciones cuantitativas entre las velocidades de infiltración de agua de riego, las velocidades finales de infiltración del suelo inundado y la conductividad hidráulica saturada, por medio de lisímetros en pendiente llenos de arena o de ceniza volcánica, descubiertos y cubiertos de hierba. La figura 2.23 muestra los equipos usados en los experimentos. La intensidad de lluvia artificial fue proporcionada por simuladores móviles formados por mangueras de 4 m, con un total de 10000 agujeros, ubicadas por encima de los lisímetros. Las mediciones de agua infiltrada y de agua de escorrentía se hicieron periódicamente.

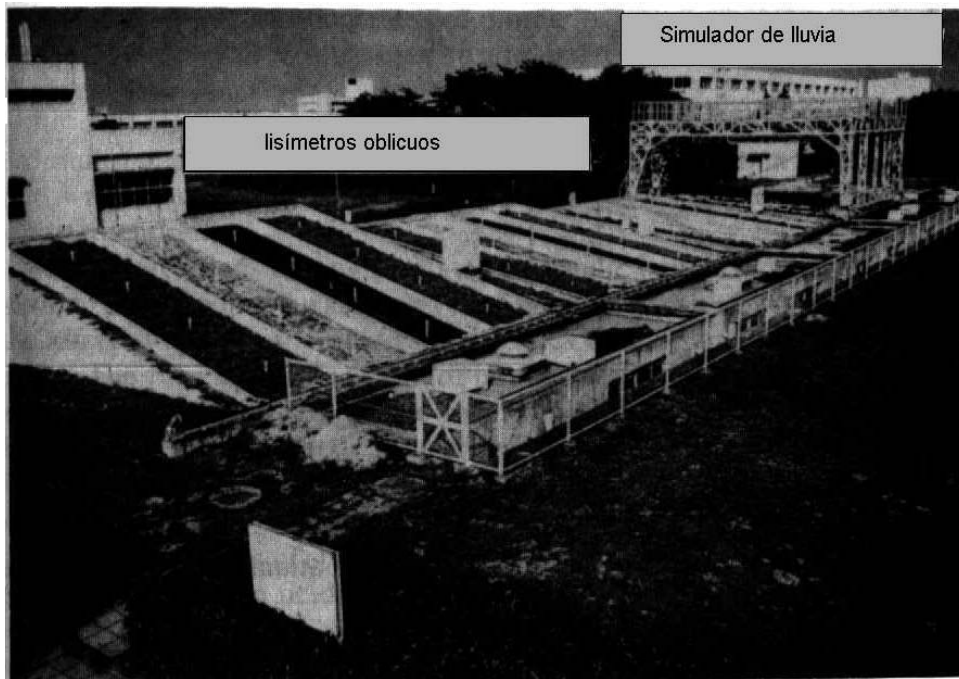


Figura 2.23 Equipo de lisímetros de simulación de lluvia

Las velocidades de infiltración finales (del agua inundada) se midieron en dos posiciones separadas en cada lisímetro usando una columna cilíndrica de 30 cm de diámetro interior. Las conductividades hidráulicas saturadas se calcularon tomando la media de cuatro muestras de suelo en cada lisímetro.

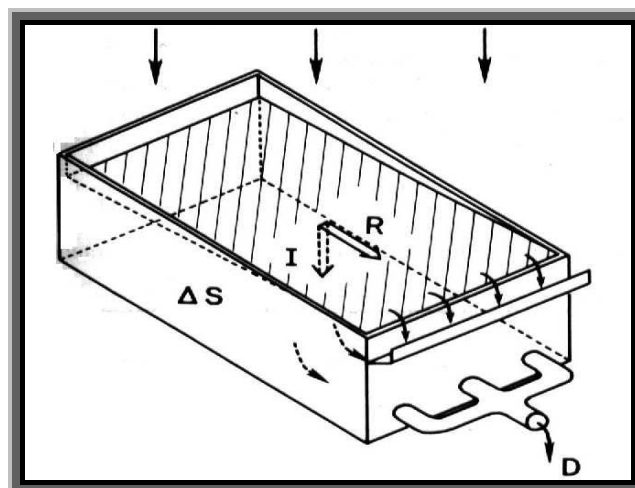


Figura 2.24 Balance de agua calculado por lisímetros

La figura 2.24 muestra esquemáticamente, el balance de agua en uno de los lisímetros;  $r$  es la intensidad de lluvia,  $R$  el flujo de escorrentía,  $I$  la velocidad de infiltración,  $D$  la velocidad de drenaje y  $\Delta S$  el agua almacenada en el lisímetro. El balance de agua depende del tiempo, tal como se muestra en la figura 2.25.

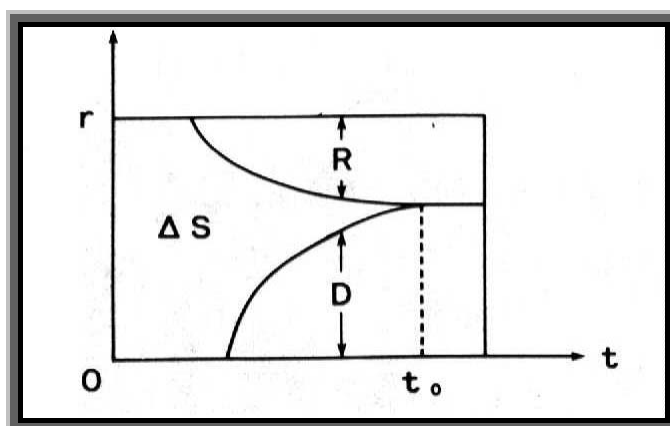


Figura 2.25 Cambio en el balance de agua

Cuando acaba el almacenamiento de agua en el suelo, instante  $t_0$ , la velocidad de drenaje se hace igual a la velocidad de infiltración. Las ecuaciones de balance de agua en esta situación vienen dadas por

$$I = \begin{cases} r - R = D + \Delta S & \text{para } 0 < t < t_0 \\ r - R = D & \text{para } t_0 < t \end{cases} \quad (2.45)$$

La tabla 2.1 muestra los valores medidos de las velocidades finales de infiltración para las condiciones de agua encharcada y de agua por aspersión, y las conductividades hidráulicas saturadas de arena y ceniza volcánica. La intensidad de riego por aspersión se fijó en  $40 \text{ mm h}^{-1}$  y las superficies del suelo se dejaron al descubierto o cubiertas con gramíneas. Los resultados de la tabla pueden resumirse en:



Condiciones de la superficie del suelo	Suelo	Porcentaje final de infiltración		Conductividad hidráulica saturada ( $\text{mm h}^{-1}$ )
		Media de agua ( $\text{mm h}^{-1}$ )	Agua de lluvia ( $\text{mm h}^{-1}$ )	
Desnudo	Arena	43	21	194
	Ceniza volcánica	858	29	192
Gramíneas	Arena	87	38	124
	Ceniza volcánica	1175	40	142

Tabla 2.1 Comparación del porcentaje de infiltración con la conductividad hidráulica saturada en suelos

- 1.- Las velocidades finales de infiltración bajo condiciones de riego son muchos menores que bajo condiciones de agua inundada y que las conductividades hidráulicas de saturación de los suelos. Esta característica se atribuye al comportamiento de la corteza superficial formada por el impacto de las gotas de agua, que provocan una cierta impermeabilidad al flujo del agua.
- 2.- Las velocidades finales de infiltración bajo condiciones de agua encharcada en suelos de cenizas volcánicas son muy elevadas. Esta circunstancia se atribuye a los macroporos.
- 3.- Aunque la intensidad del agua de lluvia ( $40 \text{ mm h}^{-1}$ ) sea menor que la conductividad hidráulica saturada,  $k_s$ , del suelo, la velocidad final de infiltración bajo esta condición tiene valores comprendidos entre  $1/4$  y  $1/10$  de  $k_s$ . Valores inferiores a los mencionados en apartados anteriores.
- 4.- Las relaciones entre conductividades hidráulicas saturadas, velocidades de infiltración con agua encharcada y velocidades de infiltración con agua por aspersión, están afectadas por las propiedades físicas del suelo y su uso.
- 5.- Las velocidades finales de infiltración con agua encharcada en suelos cubiertos con gramíneas fueron mayores que las medidas en suelos desnudos, mientras que las conductividades

hidráulicas saturadas de suelos cubiertos con gramíneas son más pequeñas que las de suelos desnudos. Presumiblemente, el tamaño de los macroporos y la heterogeneidad de los suelos están relacionados con estas diferencias.

Todos estos aspectos (tabla 2.1) constituyen un reto para la investigación y mejor comprensión de las propiedades de los suelos de la superficie terrestre. El texto de Miyazaki (4), contiene un estudio más detallado de la influencia de la corteza, los macroporos y la heterogeneidad del suelo en las características mencionadas en la tabla anterior.

#### II.4.4 Formulación matemática de la infiltración

**II.4.4.1 Ecuaciones empíricas** La formulación matemática de la infiltración puede enfocarse bajo una formulación empírica o bajo un modelo basado en el comportamiento físico. Los métodos empíricos tratan de encontrar los parámetros de ajuste de la curva de infiltración, figura 2.22. Las formulaciones más empleadas corresponden a la ecuación de Kostiakov.

$$I = Bt^{-n} \quad \left\{ \begin{array}{l} B, n \text{ Parámetros según tipo de suelo y cond. iniciales} \\ t \text{ Tiempo.} \end{array} \right. \quad (2.46)$$

la ecuación de Horton

$$i = i_c + (i_0 + i_c)e^{-Kt} \quad \left\{ \begin{array}{l} i_c \text{ Velocidad final de infiltración.} \\ i_0 \text{ Velocidad inicial de infiltración.} \\ k \text{ Parámetro según tipo de suelo.} \\ t \text{ Tiempo.} \end{array} \right. \quad (2.47)$$

y la ecuación de Holtan

$$i = i_c + a(M - I)^n \quad \left\{ \begin{array}{l} a \quad \text{Parámetro según tipo de suelo.} \\ M, n \quad \text{Parámetros según tipo de suelo.} \\ I \quad \text{Infiltración acumulada.} \end{array} \right. \quad (2.48)$$

#### II.4.4.2 Ecuación de Green-Ampt

Es la primera ecuación de infiltración basada en un modelo físico. La hipótesis utilizada es la de considerar un perfil de humedad que tiene la forma de pistón, lo que da lugar a un perfil de cabeza de presión quebrado como se muestra en la figura 2.19. La forma real del perfil de humedad también se representa en la figura (curva suave). En el modelo de Green-Ampt (12), la infiltración viene dada por:

$$i = K_s \frac{H_0 - H_f + L_f}{L_f} \quad \left\{ \begin{array}{l} K_s \quad \text{Conduc. hidráulica saturada.} \\ H_0 \quad \text{Cabeza de presión.} \\ L_f \quad \text{Dist. superficie suelo al frente húmedo.} \end{array} \right. \quad (2.49)$$

El aumento del contenido volumétrico del agua  $\Delta\theta$  en la zona húmeda se define por  $\theta_s - \theta_0$ , donde  $\theta_s$  es el contenido volumétrico de agua en la zona húmeda y  $\theta_0$  el contenido volumétrico inicial. El valor de  $\Delta\theta$  se relaciona con la velocidad de infiltración de la forma

$$i = \frac{dI}{dt} = \Delta\theta \frac{dL_f}{dt} \quad (2.50)$$

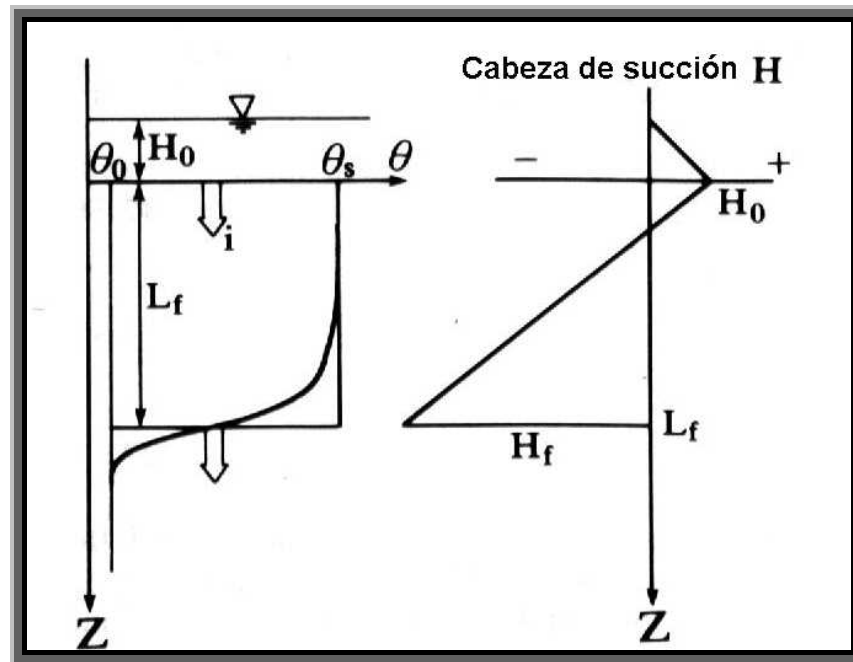


figura 2.26 Curvas de suelo y presión para la cabeza de succión según el modelo de Green-Ampt

Sustituyendo la ecuación (2.49) en la (2.50) se obtiene

$$\frac{K_s}{\Delta\theta} dt = \frac{L_f}{H_0 - H_f + L_f} dL_f \quad (2.51)$$

Integrando ahora la ecuación (2.51)

$$\int_0^t \frac{K_s}{\Delta\theta} dt = \int_0^{L_f} \frac{L_f}{H_0 + H_f + L_f} dL_f \quad (2.52)$$

resulta

$$\frac{K_s}{\Delta\theta} t = L_f - (H_0 - H_f) \ln \left( 1 + \frac{L_f}{H_0 - H_f} \right) \quad (2.53)$$

La sustitución de la ecuación (2.53) en la definición de infiltración acumulada

$$I = L_f \Delta\theta \quad (2.54)$$

Se obtiene la ecuación de Green-Ampt:

$$I = K_s t + A \ln \left( 1 + \frac{I}{A} \right) \quad (2.55)$$

donde  $A = \Delta\theta(H_0 - H_f)$ . La fiabilidad de esta ecuación esta asociada con el significado físico de  $H_f$ , la cabeza de succión efectiva para el frente húmedo supuesto. La falta de consistencia de esta definición resta fiabilidad teórica a este modelo.

Se han enfocado varias investigaciones para estudiar el significado físico de  $H_f$ . Bomwer (13) propuso el concepto de cabeza de succión critica, con el que estimó el valor de  $H_f$ , y Mein y Larson (14) desarrollaron este mismo concepto con mayor profundidad. Neuman (15) aportó una explicación característica al significado de  $H_f$ , aplicó la ecuación de Darcy en una dimensión usando la cabeza de succión  $H_p$  en la forma

$$q = -K \left( \frac{\partial H_p}{\partial z} - 1 \right) \quad (2.56)$$

{

$K$  Conductividad hidráulica no saturada.

$H_p$  Potencial de succión.

Integrando la ecuación (2.56) desde la superficie hasta el frente húmedo

$$q \int_0^{L_f} dz = - \int_{H_0}^{H_i} K dH_p + \int_0^{L_f} K dz \quad (2.57)$$

{

$H_0$  Cabeza de succión en superficie.

$H_i$  Cabeza de succión inicial.

$K$  Conductividad hidráulica.

Cuando se asume un perfil de humedad en forma de pistón durante la infiltración, el flujo  $q$  coincide con la velocidad de infiltración y las conductividades hidráulicas saturada,  $K_s$ , y no saturada,  $K$ , son iguales. Así se cumple

$$i = q = \frac{1}{L_f} \left( - \int_{H_0}^{H_i} K dH_p + K_s L_f \right) \quad (2.58)$$

La integración de  $K$  desde  $H_0$  a  $H_i$  se divide en dos partes:

$$\int_{H_0}^{H_i} K dH_p = \int_{H_0}^0 K dH_p + \int_0^{H_i} K dH_p \quad (2.58)$$

donde el valor de  $H_0$  es positivo y el de  $H_i$  es negativo. La primera integral de la derecha de la ecuación (2.59) vale  $-K_s H_0$  porque el valor que  $K$  puede tomar es igual al de  $K_s$  bajo una cabeza de solución positiva. De esta forma, la velocidad de infiltración viene dada por:

$$i = K_s \frac{H_0 - \int_0^{H_i} (K / K_s) dH_p + L_f}{L_f} \quad (2.60)$$

Comparando cada término de la ecuación (2.60) con la ecuación de Green-Ampt (2.49) tenemos:

$$H_f = \int_0^{H_i} \frac{K}{K_s} dH_p \quad (2.61)$$

que es la definición, sobre una base física, de la cabeza de succión efectiva  $H_f$  en el frente húmedo.

La ecuación de Green-Ampt, (publicada por primera vez en 1911), fue deducida para un modelo demasiado simple del perfil de humedad, el de un perfil en la forma de pistón. Sin embargo, esta ecuación se usada en la actualidad porque su habilidad para predecir la velocidad de infiltración no es menor que la de otros modelos más recientes y porque la simplicidad de la forma supuesta para el perfil de humedad tiene el favor de gran parte de la comunidad de ingenieros y científicos que trabajan en este campo. En Iwata et al (2) pueden encontrarse aplicaciones detalladas del modelo de Green-Ampt.

### II.4.4.3 El método de Philip

La ecuación del flujo unidimensional en suelos horizontales es

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_1} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x_1} \right) \quad (2.62)$$

para flujos verticales descendentes,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_2} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x_2} \right) - \frac{\partial K}{\partial x_2} \quad (2.63)$$

y para flujos verticales ascendentes,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_3} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x_3} \right) + \frac{\partial K}{\partial x_3} \quad (2.64)$$

$x_1, x_2, x_3$  *Distancia horizontal y vertical posit. neg.*  
 $t$  *Tiempo.*  
 $D, K$  *Difusividad, Conductividad hidráulica.*

Soluciones aproximadas de estas ecuaciones para suelos seminfinitos y condiciones iniciales y de contorno de la forma

$$\begin{aligned}
 & \theta_i \quad t = 0 \quad 0 \leq x_n \\
 \theta = & \theta_i \quad t > 0 \quad x_n = +\infty \\
 & \theta_0 \quad t > 0 \quad x_n = 0
 \end{aligned}
 \tag{2.65}$$

$\theta_i$  contenido volumétrico inicial de agua  
 $\theta_0$  contenido volumétrico de agua en la superficie.

para  $n=1, 2$ , ó  $3$  se encuentran en Philip (16, 17). El mismo autor desarrolló soluciones para estas ecuaciones con condiciones diferentes a las mencionadas. A continuación, vamos a intentar desarrollar los conceptos envueltos en esta solución de la forma más clara posible.

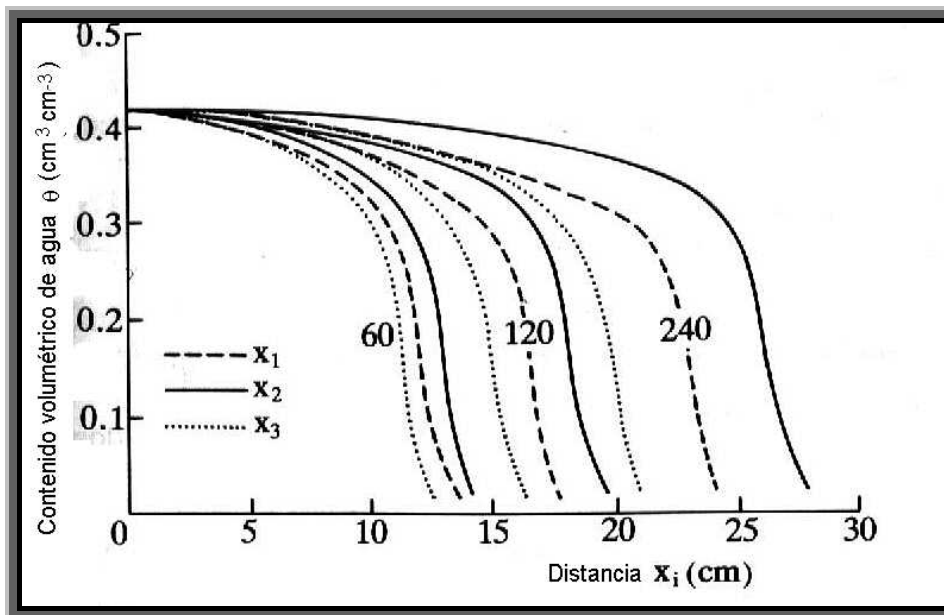


Figura 2.27 Curvas para flujos descendentes y ascendentes

Miyazaki et al (18) determinaron experimentalmente los perfiles de humedad en flujos de infiltración horizontales, verticales ascendentes y verticales descendentes. La figura 2.27 muestra los perfiles obtenidos en los tiempos 60, 120, y 240 min, tras el inicio de la infiltración en un suelo margo-arcilloso secado con aire. El valor de contorno de la cabeza de potencial, a la entrada de agua



de cada columna de sólido se mantuvo en el valor de -5 cm. Las distancias  $x_1(\theta)$  de infiltración horizontal,  $x_2(\theta)$  de infiltración vertical descendente y  $x_3(\theta)$  de infiltración medidas desde la sección de entrada se obtuvieron por medio de un equipo de rayos gamma.

Puede deducirse de la figura 2.27 que, en el caso de infiltración horizontal, la distancia  $x_1(\theta)$  correspondiente a un contenido de humedad dado es proporcional a la raíz cuadrada del tiempo:

$$x_1(\theta) = \phi(\theta)t^{1/2} \quad (2.66)$$

donde  $\phi(\theta)$  depende sólo de  $\theta$ . Las discrepancias entre  $x_1(\theta)$  y  $x_2(\theta)$  y entre  $x_1(\theta)$  y  $x_3(\theta)$  se atribuyen a los efectos de la gravedad. Observando la figura 2.20 puede verse que estas discrepancias crecen con el tiempo. En primera aproximación puede asumirse que:

$$\begin{aligned} \chi_2(\theta) - \chi_1(\theta) &= \chi^t \\ \chi_1(\theta) - \chi_3(\theta) &= \chi^t \end{aligned} \quad (2.67)$$

donde  $\chi$  es una función de  $\theta$ . Philip (16) demostró que el error asociado a esta aproximación es proporcional a  $t^{3/2}$ . Tomando la aproximación propuesta por el mismo autor

$$\begin{aligned} \chi_2(\theta) - \chi_1(\theta) &= \chi^t + \psi t^{3/2} \\ \chi_1(\theta) - \chi_3(\theta) &= \chi^t - \psi t^{3/2} \end{aligned} \quad (2.68)$$

con  $\psi$  función de  $\theta$ , el error es proporcionales a  $t^2$ . La aproximación finalmente propuesta por el autor, tras estudiar sucesivamente los errores de cada una fue

$$\begin{aligned} \chi_2(\theta) &= \phi t^{1/2} + \chi t + \psi t^{3/2} + \omega t^2 + \dots \\ \chi_3(\theta) &= \phi t^{1/2} - \chi t + \psi t^{3/2} - \omega t^2 + \dots \end{aligned} \quad (2.69)$$

Estas series, conocidas como solución de Philip, constituyen las soluciones aproximadas a la ecuaciones no lineales en derivadas parciales (2.63) y (2.64), respectivamente.

Integrando de  $x_2(\theta)$  se obtiene la infiltración acumulada para el caso de infiltración vertical descendente,

$$I = \int_{\theta_i}^{\theta_0} x_2(\theta) d\theta \quad (2.70)$$

de la que puede obtenerse la infiltración instantánea derivando,

$$i = dI / dt \quad (2.71)$$

sustituyendo la aproximación de la ecuación (2.70), en la ecuación (2.71) y derivando con respecto al tiempo, la velocidad de infiltración se transforma en:

$$i = \frac{t^{-1/2}}{2} S + i_c \quad (2.72)$$

donde  $S$  es la sortividad.

$$S = \int_{\theta_i}^{\theta_0} \phi d\theta \quad (2.73)$$

y  $i_c$  vale

$$i_c = \int_{\theta_i}^{\theta_0} x d\theta + \frac{3t^{1/2}}{2} \int_{\theta_i}^{\theta_0} \psi d\theta + \dots \quad (2.74)$$

La ecuación (2.71) es la velocidad de infiltración de Philip. Ejemplos de los valores de  $\phi$ ,  $\chi$ , y  $\psi$  de suelos arenosos (Handford), calculados a partir de la figura 2.27 se muestran en la figura 2.28.

Integrando  $x_1(\theta)$  y  $x_3(\theta)$  desde  $\theta_i$  a  $\theta_0$ , respectivamente, de la misma forma que para la ecuación (2.70), pueden calcularse las infiltraciones acumuladas y las velocidades de infiltración

para flujos horizontales y flujos verticales ascendentes. Aunque la aplicación del método de Philip se limita a condiciones iniciales y de contorno determinadas y suelos uniformes, proporciona soluciones analíticas para la infiltración realmente útiles.

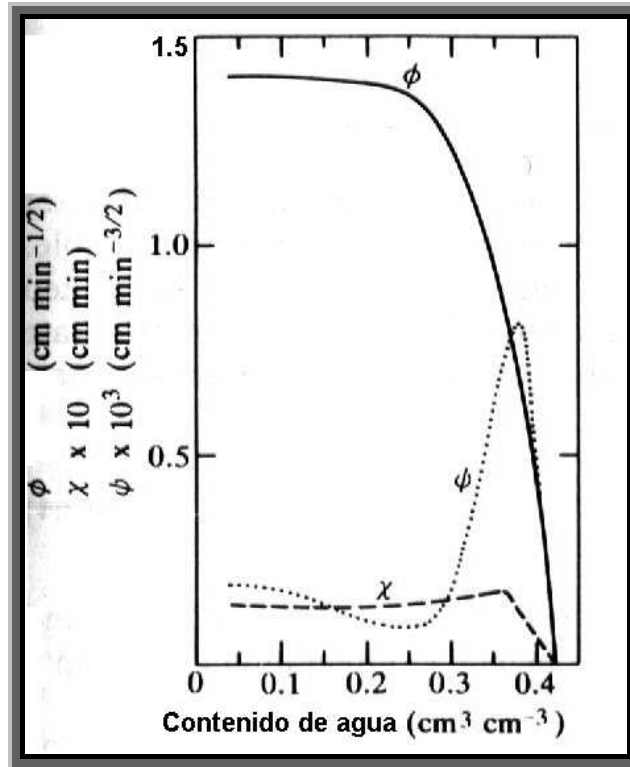


Fig.2.28 Valores de  $\phi$ ,  $\chi$  y  $\psi$  valores margo arcillosos del suelo de handford calculados a partir de la figura 2.27

## II.5 Flujo estacionario de agua en suelos

### II.5.1 Flujo estacionario en suelos

El flujo de agua estacionario se define como el estado en el que el agua se mueve continuamente sin almacenamiento ni consumo (debido a la existencia de arbolado) en el suelo. En general, los flujos saturados en la capa freática y en la *vadose zone* cuya succión es menor que el potencial de entrada de aire, pueden tratarse como flujos estacionarios siempre que las condiciones

de contorno no tengan fluctuaciones apreciables. Flujos continuos verticales descendentes bajo condición de superficie encharcada y flujos laterales en el nivel freático son también flujos estacionarios típicos.

Un flujo considerado como estacionario en suelos no saturados puede generarse solamente a nivel de laboratorio, donde las condiciones de contorno pueden ser controladas. Los flujos de agua en suelos no saturados pueden considerarse casi siempre transitorios en el terreno natural debido a los cambios de las condiciones de contorno, los cambios en el agua almacenada en los poros del suelo, y al consumo de agua en el suelo debido a las raíces del arbolado existente. La superficie de la tierra, sujeta a fluctuaciones meteorológicas, tiene una condición de contorno variable para el caso de flujos en suelos no saturados.

### II.5.2 Flujo estacionario ascendente

Gardner (19), dio algunas soluciones estacionarias para el flujo en suelos no saturados con aplicaciones al estudio de la evaporación de la capa freática, figura 2.29, donde se produce un flujo de agua ascendente y estacionario,  $q$ , desde dicho nivel. Se asume constante la velocidad de evaporación en la superficie de la tierra,  $E$ . La ley de Darcy para este tipo de flujo viene dada por:

$$q = -K \left( \frac{d\psi_m}{dz} + 1 \right) \quad (2.75)$$

donde  $q$  es igual a  $E$  y el potencial de cabeza,  $\psi_m$ , depende sólo de la posición,  $z$ . La integración de esta ecuación, desde 0 hasta  $z$ , da

$$z = - \int_0^{\psi_m} \frac{d\psi_m}{1 + q/K} \quad (2.76)$$

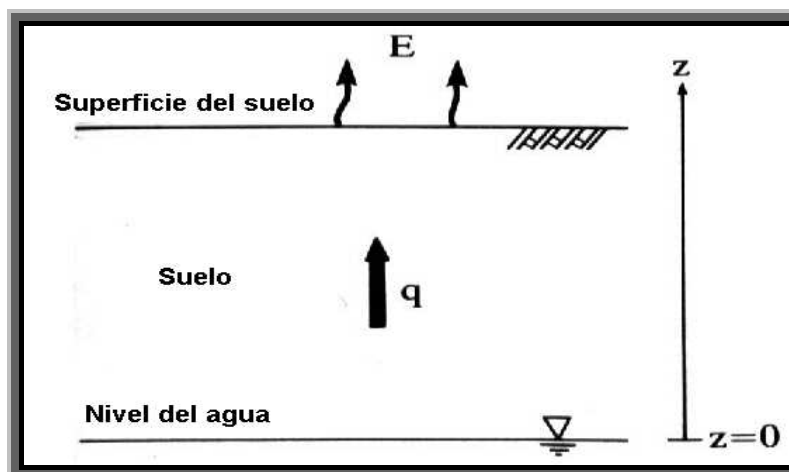


figura 2.29 Flujo ascendente durante la evaporación de la superficie del suelo

Garner (19) resolvió la ecuación (2.76) usando la función

$$K = \frac{a}{(-\psi_m)^n + b} \quad (2.77)$$

en la cual  $n$  toma los valores 1, 3/2, 2, 3 y 4 utilizando otra función,

$$K = a \exp(c\psi_m) \quad (2.78)$$

donde  $a$ ,  $b$ , y  $c$  son parámetros empíricos.

Como ejemplo, tomemos  $n = 2$  en la ecuación (2.76), entonces el denominador de la ecuación (2.76) viene dado por

$$1 + q / K = \beta + \alpha\psi_m^2 \quad (2.79)$$

donde

$$\alpha = q/a \quad \text{y} \quad \beta = 1 + \alpha b$$

y la solución es

$$z = -(\alpha\beta)^{-1/2} \arctg \left[ \left( \frac{\alpha}{\beta} \right)^{1/2} \psi_m \right] \quad (2.80)$$

El valor  $n$  en la ecuación (2.77) es distinto para cada suelo. Sin demasiada aproximación, podemos decir que  $n$  es alrededor de 2 para suelos arcillosos, alrededor de 3 para suelos margosos, y se incrementa con el tamaño de las partículas del suelo.

Las soluciones para la ecuación de flujo estacionario (2.76) en un suelo arcilloso y en suelo margoso calculadas por Hasegawa (20) se muestran figura 2.23, donde para la conductividad hidráulica no saturada ( $\text{cm s}^{-1}$ ) del suelo arcilloso se tomó:

$$K = \frac{1.8 * 10^{-4}}{(-\psi_m)^2 + 1.8} \quad (2.81)$$

y para el suelo margoso,

$$K = \frac{7}{(-\psi_m)^3 + 2300} \quad (2.82)$$

La figura 2.30 muestra las soluciones para el suelo margoso con velocidades de evaporación de 3, 6, 10  $\text{mm día}^{-1}$ , y para suelos arcillosos cuando éstas son de 1, 3, y 6  $\text{mm día}^{-1}$ . Por ejemplo, para generar una evaporación constante de 3  $\text{mm día}^{-1}$  la profundidad del nivel freático debe ser inferior a 150 cm en un suelo margoso y a 15 cm en uno arcilloso. Dentro de estos rangos, el potencial de cabeza a cualquier profundidad medida desde el nivel freático a la superficie del suelo viene dada por la solución de la ecuación (2.80) en condiciones estacionarias. Si se excede de este valor, el flujo de evaporación se considerará no estacionario.

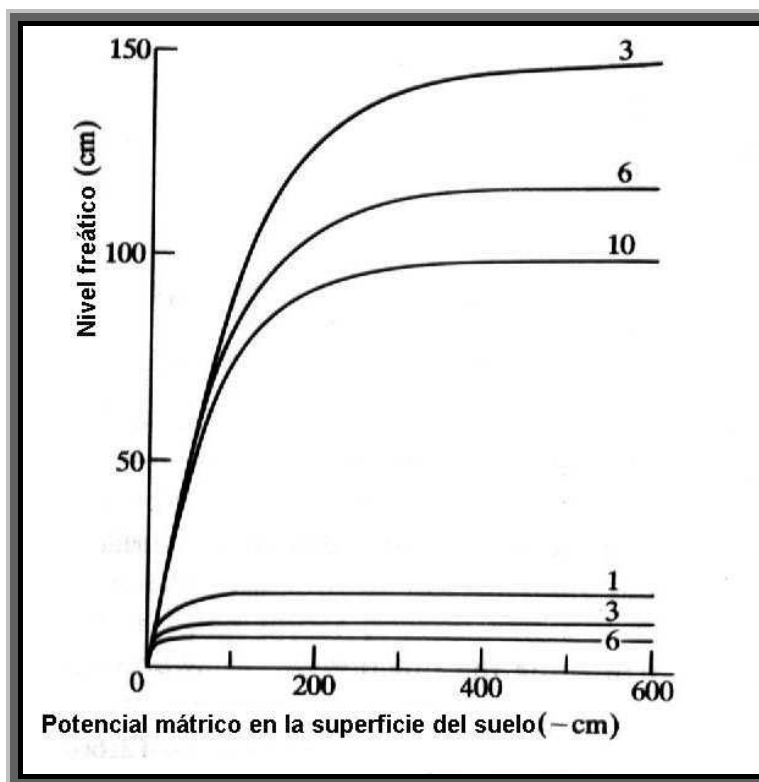


Figura 2.30 Solución de la ecuación 2.76 para flujo ascendente en un suelo margoso (3 curvas superiores) y en un suelo arcilloso (3 curvas inferiores)

La integración de la ecuación (2.79) puede ser calculada también desde un valor arbitrario de  $z$  a otro, también arbitrario. Willis (21) estudió las situaciones de evaporación en suelos formados por capas mediante esta técnica.

### II.5.3 Flujos estacionarios descendentes

El flujo de agua estacionario descendente se describe también mediante la ley de Darcy, ecuación (2.78), tomando la coordenada positiva de  $z$  hacia arriba y  $q$  negativo. Raats (22) discutió la integración de la ecuación (2.80) para los flujos estacionarios descendentes. Srinilta et al (6), por otro lado, analizaron el flujo estacionario descendente en suelos de 2 estratos, integrando la ecuación (2.79) en cada estrato. Warrick y Yeh (23) y Warrick (24) revisaron todas las aproximaciones numéricas relacionadas con el método de integración.

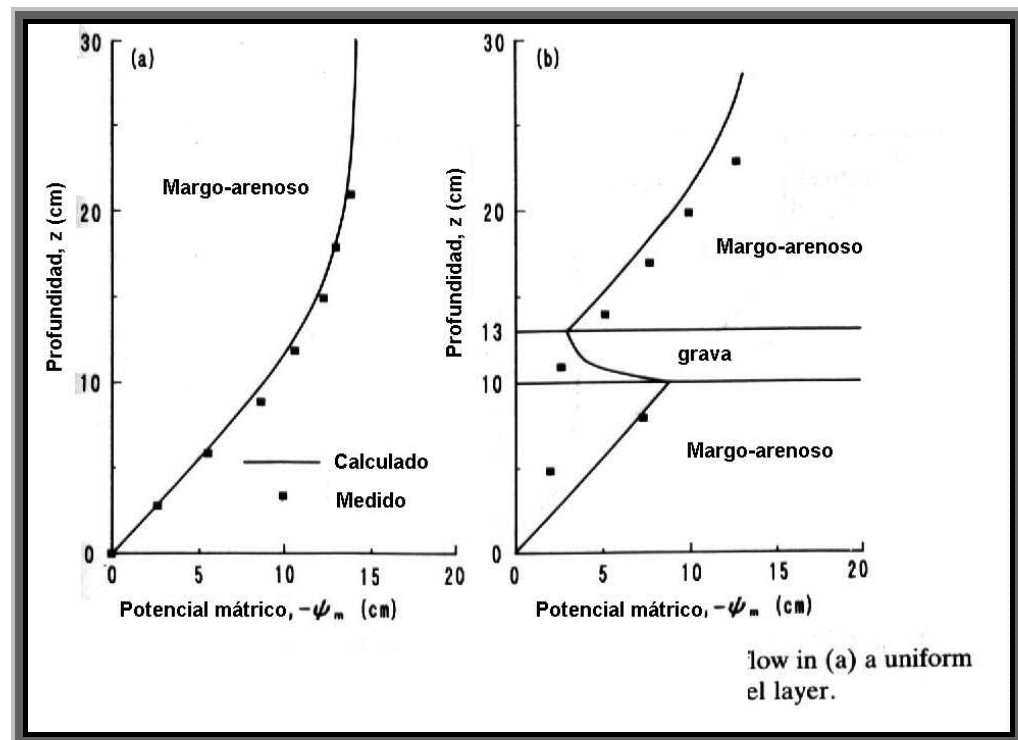


Figura 2.31 Solución de la ecuación 2.76 para flujos descendentes en (a) un suelo uniforme margo arenoso y (b) en un suelo estratificado en capas de marga y grava

La figura 2.31 es la solución del flujo estacionario descendente en un suelo de arena margosa uniforme (a) y en un suelo estratificado formado por arena margosa separada por una capa de grava, figura 2.31 (b). Las soluciones concuerdan bien con los valores experimentales correspondientes según se muestra en la figura. Los perfiles del potencial de cabeza pueden transformarse en perfiles de contenido de agua por medio de las curvas características de humedad. Los resultados se muestran en la figura 2.32.



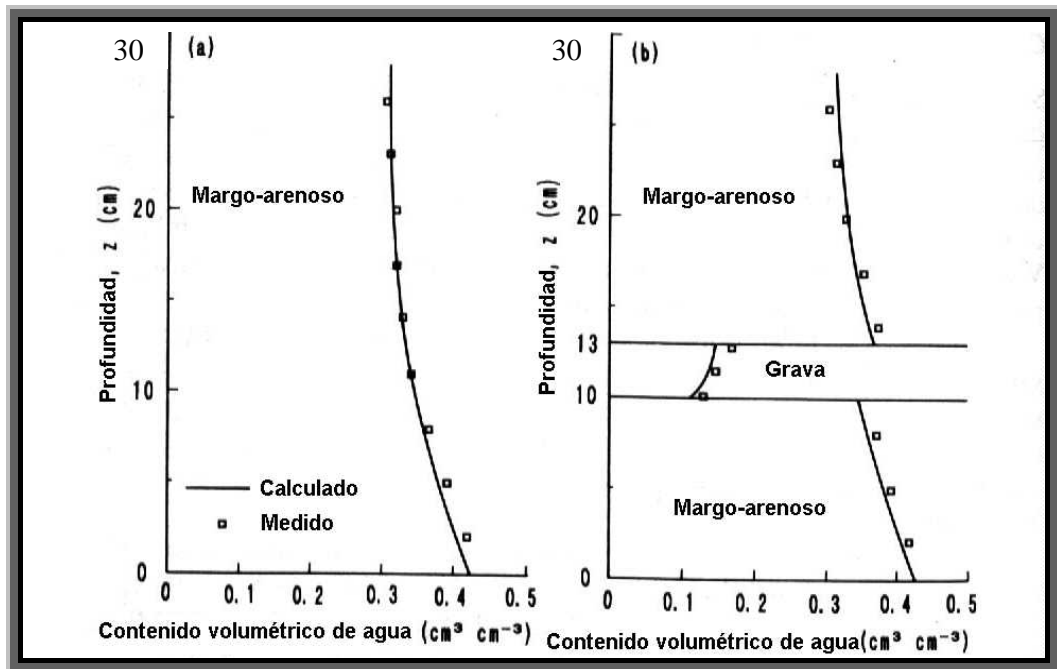


Figura 2.32 (a y b) Humedad de los perfiles convertidos desde la figura 2.31

En un suelo uniforme profundo o en un subsuelo grueso de un suelo estratificado, la parte superior de los perfiles del potencial de cabeza en el subsuelo se aproximan a líneas rectas prácticamente verticales bajo condiciones de flujo estacionario descendente. Cuanto más grande sea el flujo descendente más grande es la zona vertical del perfil mencionado como se muestra esquemáticamente en la figura 2.33. Esta es la razón por la que, a menudo, se reconocen estos perfiles en subsuelos de relleno donde el agua inundada percola hacia abajo a través de una relativamente impermeable capa superior.

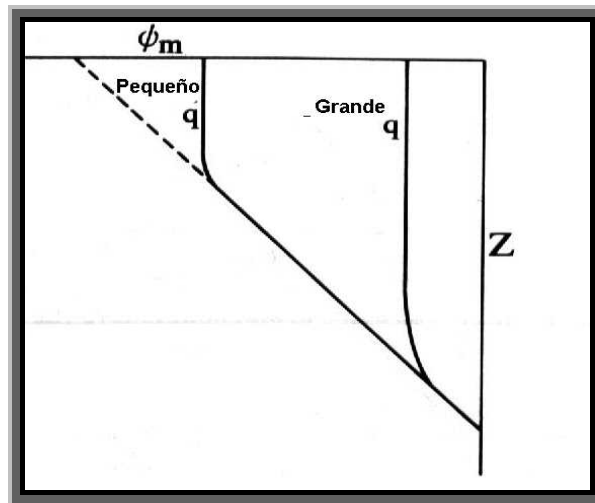


Figura 2.33 Cabeza de succión según profundidad del suelo con un pequeño flujo descendente y con un gran flujo descendente