

DETERMINACION DE CARACTERISTICAS HIDRODINAMICAS DEL SUELO :

CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA

ESPACIO POROSO DRENABLE

ESPESOR DE LA REGION DE FLUJO

Dr. Luis Salgado S.

Ing Agrónomo, Ph.D.

Facultad de Ingeniería Agrícola

Universidad de Concepción

I. INTRODUCCION.

Desde el punto de vista del drenaje, las características hidrodinámicas más relevantes de un suelo y que tienen que ver directamente con el cálculo del espaciamiento entre drenes subsuperficiales son:

- a) la conductividad hidráulica (K);*
- b) el espacio poroso drenable (μ);*
- c) el espesor de la región de flujo (D).*

En un suelo isotrópico y homogéneo, estas características son constantes en cualquier sentido de un eje de coordenadas cartesianas. No obstante, la mayoría de los suelos son generalmente de tipo anisotrópico y heterogéneo, razón por la cual es posible que cada uno de estos factores varíe considerablemente tanto espacial como temporalmente. Por la misma

razón, no es prudente hablar de “constantes” del suelo. Generalmente, los valores que se obtienen experimentalmente son meras aproximaciones a la realidad.

Antes del diseño de un sistema de drenes subsuperficiales es fundamental proceder a la determinación de estas características hidrodinámicas del suelo. En este capítulo se revisan solamente algunos de los métodos más usuales que se señalan en la literatura especializada. Es necesario recordar que, sin embargo, lo importante no es sólo aplicar bien un procedimiento sino aplicar aquél que efectivamente es el más apropiado para las condiciones imperantes. La elección del procedimiento adecuado así como la rigurosidad en su ejecución y la experiencia que tenga el operador, serán determinantes en la obtención del valor más representativo y confiable para el diseño.

II. CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA.

El diseño y funcionamiento de un sistema de drenes subsuperficiales depende en gran medida de la conductividad hidráulica o conductividad saturada del suelo (K). Todas las ecuaciones para determinar espaciamiento entre drenes consideran este parámetro. Consecuentemente, para diseñar o evaluar un sistema de drenaje es necesario determinar el valor de la conductividad tan preciso como sea posible.

La importancia que tiene este valor en el cálculo del espaciamiento es posible demostrarlo a partir de cualquiera de las ecuaciones indicadas en el capítulo correspondiente a diseño de drenaje subsuperficial. Así por ejemplo, un error en el cien por ciento de la conductividad provoca un error del orden del 40% en el espaciamiento. Considerando las variaciones que presenta un suelo, diferencias puntuales del cien por ciento entre uno y otro no son del todo extrañas cuando se hacen determinaciones en terreno.

Como ya se ha dicho, la conductividad hidráulica de un suelo varía tanto espacial como temporalmente. Esto significa que para realizar un adecuado diseño de un sistema de drenaje es necesario encontrar un valor representativo del suelo. Para encontrar dicho valor la persona que realice las determinaciones deberá tener conocimiento acerca de las relaciones teóricas entre el sistema de drenaje que enfrenta y las condiciones de drenaje imperantes en el área en estudio. Esto significa que el investigador deberá tener un conocimiento previo acerca de la efectividad del drenaje y otras relaciones tales como: a) la profundidad a que se ubicarán los drenes y la conductividad hidráulica a esa profundidad; b) la profundidad de la región de flujo y el tipo de acuífero; c) la variación de la conductividad hidráulica con la profundidad y d) la anisotropía del suelo. En otras palabras, previo a la determinación de la conductividad hidráulica será necesario tener un acabado conocimiento del suelo.

2.1. Factores que afectan la conductividad hidráulica.

La conductividad hidráulica varía espacialmente debido a: a) la interacción del fluido con el medio poroso (por la características mineralógicas de las partículas y el agua que percola a través del suelo); b) el bloqueo de los poros (debido al aire atrapado y la destrucción de los agregados); c) los microorganismos (su multiplicación y la consiguiente descomposición de la materia orgánica puede obstruir los poros); d) las grietas y cavidades (resultante de la actividad de las lombrices y descomposición de las raíces) y e) la heterogeneidad del medio poroso (variaciones en las características físicas de distintos estratos conduce a diferencias entre la conductividad hidráulica horizontal y vertical).

Desde el punto de vista de su variación en el tiempo ésta se debe a que los factores que actúan son dinámicos lo cual, sumado a la intervención humana, somete al suelo a continuos cambios que de una u otra forma afectan la conductividad. La figura 1. muestra la variación de la conductividad hidráulica debido a una saturación prolongada. Dicha variación depende de varios procesos simultáneos, aunque la diferencia en las tres fases en que se ha dividido la curva, se explica por la predominancia de cada factor. De acuerdo a la figura, la disminución de la conductividad durante la fase 1 se debe al efecto de la mojadura de las

partículas y lixiviación de los electrolitos. En la fase 2 se produce un aumento relativamente brusco de la conductividad debido a la disolución del aire atrapado y eliminación del mismo con el agua. Finalmente, en la fase 3, se produce una disminución gradual de la conductividad debido a la actividad microbiana y posterior sellado de los poros.

De acuerdo a lo anterior, suelos que han estado regados por un considerable período de tiempo se encuentran en la situación descrita en la fase 3, con un prolongado efecto de la acción microbiana, lo que probablemente producirá una disminución de la conductividad con el tiempo, que de no corregirse mediante un sistema de drenaje seguirá disminuyendo aún más, con el consiguiente deterioro de la estructura del suelo.

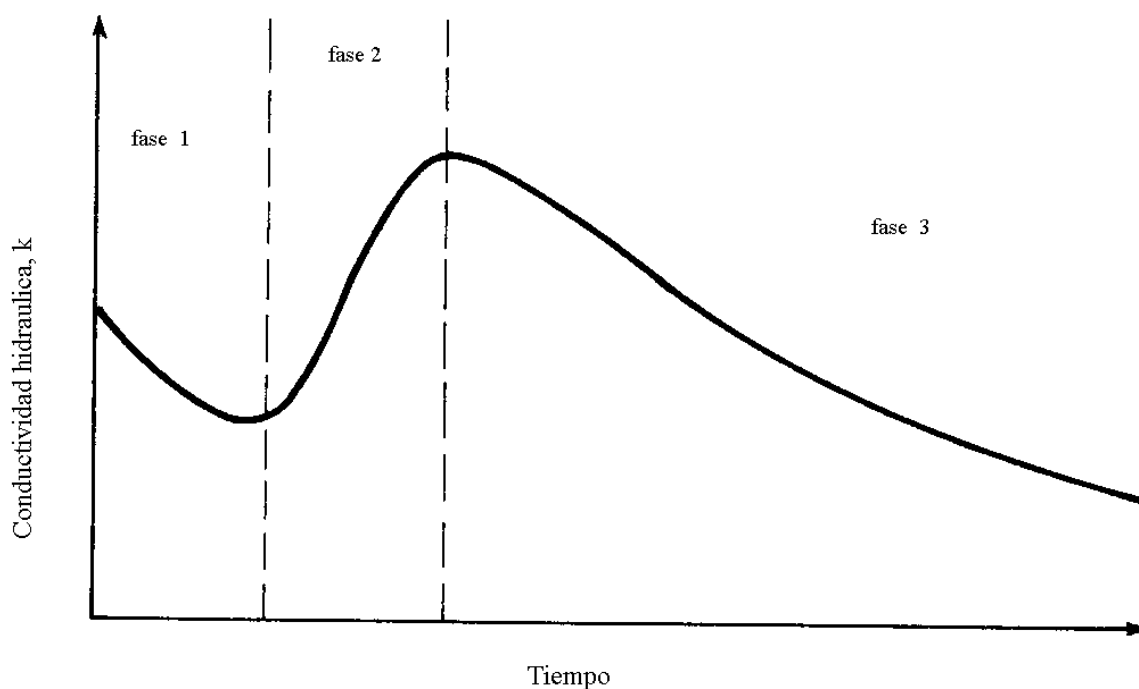


Figura 1. Variación de la conductividad hidráulica en el tiempo (Reeve, 1957).

Dos características del suelo que inciden poderosamente sobre la conductividad hidráulica son la textura y la estructura. En la tabla siguiente se ilustra claramente este efecto.

TABLA 1. VALORES DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SEGÚN TEXTURA. (GRASSI, 1981).

<i>Textura</i>	<i>K m/día</i>
<i>Arena gruesa con grava</i>	<i>10-50</i>
<i>Franco arenosa fina; arena fina</i>	<i>1-5</i>
<i>Franco; franco arcillosa bien estructurada</i>	<i>1-3</i>
<i>Franco arenosa muy fina</i>	<i>0.5-2</i>
<i>Arcilla con grietas</i>	<i>0.5-2</i>
<i>Arena muy fina</i>	<i>0.2-0.5</i>
<i>Franco arcillosa, arcillosa mal estructurada</i>	<i>0.002-0.2</i>
<i>Arcilla compactada</i>	<i><0.002</i>

Como puede apreciarse, las variaciones de la conductividad hidráulica dentro de una misma clase textural son considerablemente altas y además están afectadas por la estructura predominante. Esto ilustra con claridad la necesidad de obtener un valor representativo de la conductividad para hacer un diseño de drenaje adecuado. En general, es posible sostener que la conductividad de un suelo arenoso es función de su textura (granulometría), en cambio, la conductividad de un suelo arcilloso depende fundamentalmente de su estructura (ordenamiento espacial de las partículas).

2.2. Determinación de la conductividad hidráulica.

Existe una serie de técnicas destinadas a la obtención de un valor puntual de la conductividad hidráulica. Como una forma de clasificación, estos métodos pueden ordenarse de la siguiente forma:

a) Métodos de laboratorio.

a.1. Permeámetro de altura constante

a.2. Permeámetro de altura variable

b) Métodos de terreno.

b.1. Con nivel freático presente

- *Método del pozo*
- *Método del piezómetro*
- *Método del doble pozo*
- *Método de la prueba de bombeo*
- *Método de drenes paralelos*

b.2. Sin nivel freático presente

- *Método del pozo invertido*
- *Método del cilindro de infiltración*
- *Método del doble tubo*

c) Métodos de correlaciones.

c.1. A partir de la curva de retención de humedad del suelo

c.2. A partir de la curva de distribución del tamaño de partículas

c.3. A partir de la clase textural

Tanto los métodos de laboratorio como los de terreno están basados en imponer ciertas condiciones al flujo de agua en una muestra de suelo o en el suelo mismo, y la aplicación de una fórmula basada en la ley de Darcy sujeta a ciertas condiciones de borde.

Los métodos de laboratorio se aplican sobre muestras de suelo obtenidas mediante cilindros. Aunque estos métodos son relativamente laboriosos aún se usan en atención a su rapidez y bajo costo y porque ayudan a eliminar problemas de incertidumbre que relacionan las propiedades del suelo con la conductividad. Además, tienen la ventaja que es posible obtener la conductividad horizontal y vertical del suelo de cada estrata identificada en el estudio agrológico. Sin embargo, estos métodos son poco recomendables ya que, debido al tamaño de la muestra, es posible esperar gran variabilidad y escasa representatividad. Además, y puesto que la muestra proviene de un lugar puntual, está afectada a errores de procedimiento durante su extracción y posterior manipulación en el laboratorio.

En contraste con los métodos anteriores, en los métodos de terreno el valor de la conductividad hidráulica se obtiene construyendo un hoyo en el suelo y midiendo en su interior la disminución del nivel del agua (métodos sin nivel freático presente) o el ascenso del nivel del agua (métodos con nivel freático presente).

En cuanto a los métodos de correlación, éstos están basados en relaciones predeterminadas entre una propiedad específica del suelo (ej. textura, curva de retención de humedad o distribución del tamaño de partículas) y la conductividad. Su aplicación es fácil y rápida y no requiere de un trabajo de terreno o laboratorio. Un valor obtenido en esta forma puede no ser representativo del suelo que se desea drenar debido a las restricciones de cada método, por lo tanto no son recomendables con fines de diseño.

En Chile, en las bases técnicas que rigen la presentación del proyecto a los concursos que convoca la Comisión Nacional de Riego (CNR) bajo el amparo de la Ley 18.450 y sus modificaciones posteriores, se señala que con fines de diseño sólo deben emplearse métodos de terreno (con o sin nivel freático presente). No obstante lo anterior, en este manual se presentan tanto algunos métodos de laboratorio como de terreno por estimarse que es aconsejable tener un conocimiento adecuado de las técnicas más comúnmente usadas.

Permeámetro de altura constante.

Tal como se indica en la figura 2., un permeámetro de altura constante es un instrumento muy simple compuesto por un cilindro que contiene la muestra de suelo (preferentemente no disturbada) y sobre éste otro cilindro del mismo diámetro sobre el cual se mantiene una altura de agua constante. En la base del cilindro que contiene la muestra se coloca una gasa o malla muy fina de alambre o plástico para impedir que el suelo colapse. Todo el aparato así armado se instala sobre un embudo, el cual permite que el agua que pase a través de la muestra sea colectada y medida en una probeta. Una vez saturada la muestra y estabilizado el nivel de agua sobre la misma, se colecta el volumen de agua que percola, expresándose en unidades de caudal.

Para el cálculo de la conductividad hidráulica se utiliza la ecuación de Darcy que bajo las condiciones de flujo imperantes en el sistema resulta ser:

$$K = \frac{Q * L}{A * H} \quad \text{Ec.1.}$$

donde:

K = conductividad hidráulica (L/T)

Q = caudal (L³/T)

L = largo de la muestra de suelo (L)

A = área del cilindro (L²)

H = $L + h$ = carga de agua (L)

h = altura de agua sobre la muestra (L)

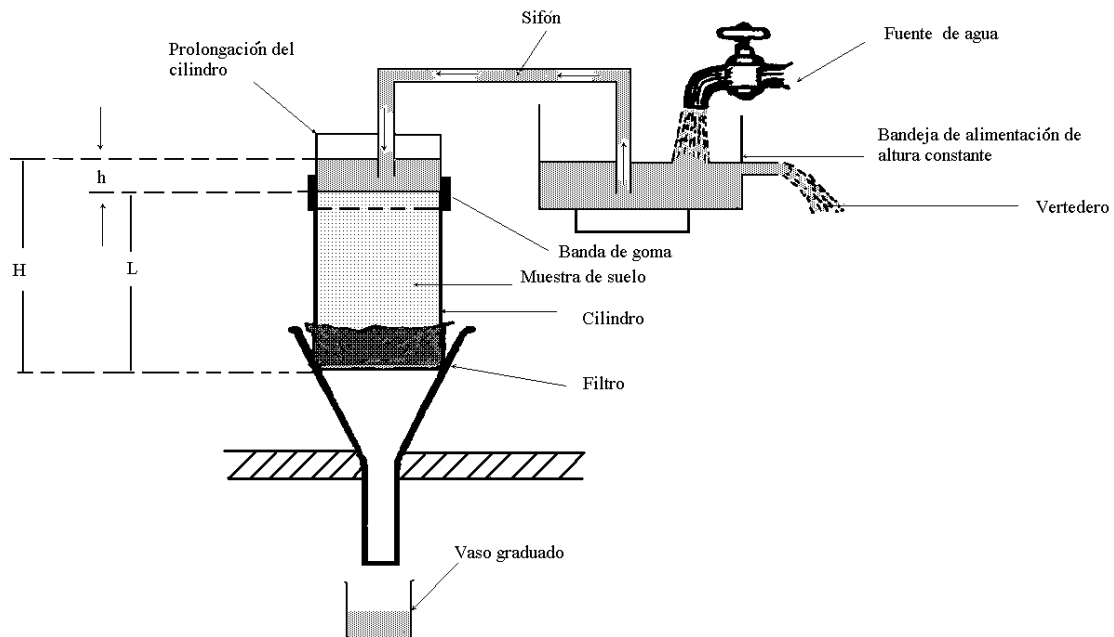


Figura 2. Permeámetro de altura constante para determinar la conductividad hidráulica de un suelo.

Con el propósito de obtener una muestra de suelo en su condición más natural posible (muestra no disturbada), es conveniente que ésta se obtenga con el mismo cilindro con que posteriormente será procesada en laboratorio. Es conveniente, por lo tanto, que el cilindro en cuestión sea de un diámetro no superior a 7.5 cm, un largo no superior a 10 cm y provisto de un bisel (filo) en el borde inferior. Dicho cilindro se inserta en el suelo (vertical u horizontalmente) a la profundidad deseada mediante presión o golpes suaves cuidando no destruir la estructura natural del suelo.

Una vez obtenida la muestra ésta se limpia con un cuchillo para ajustarla al nivel superior e inferior del cilindro, cuidando no sellar los poros del suelo. Para evitar la deshidratación de la muestra y facilitar su traslado hacia el laboratorio, es conveniente sellar ambos extremos con un plástico.

De la ecuación 1. se desprende que el cálculo de la conductividad es independiente del largo y del área de la muestra y consecuentemente del cilindro que la contiene. Esto es importante, por cuanto ello significa que tanto los cilindros que contienen el suelo como aquéllos que contiene el agua pueden fabricarse fácilmente a partir de cañerías de fierro o cobre, sin importar sus dimensiones.

Permeámetro de altura variable.

Un permeámetro de altura variable es un instrumento tan simple como el de altura constante. Como su nombre lo indica, en este caso el procedimiento consiste en hacer variar una columna de agua desde un nivel inicial (H_i) a uno final (H_f). Para lograr tal propósito, el tubo que se ubica sobre el que contiene la muestra se recomienda sea lo suficientemente largo (15-20 cm) de modo de hacer las lecturas con relativa facilidad (figura 3.). Para el correcto funcionamiento de este instrumento se requiere tomar las mismas precauciones indicadas anteriormente en cuanto a la toma de la muestra, montaje y operación del instrumento.

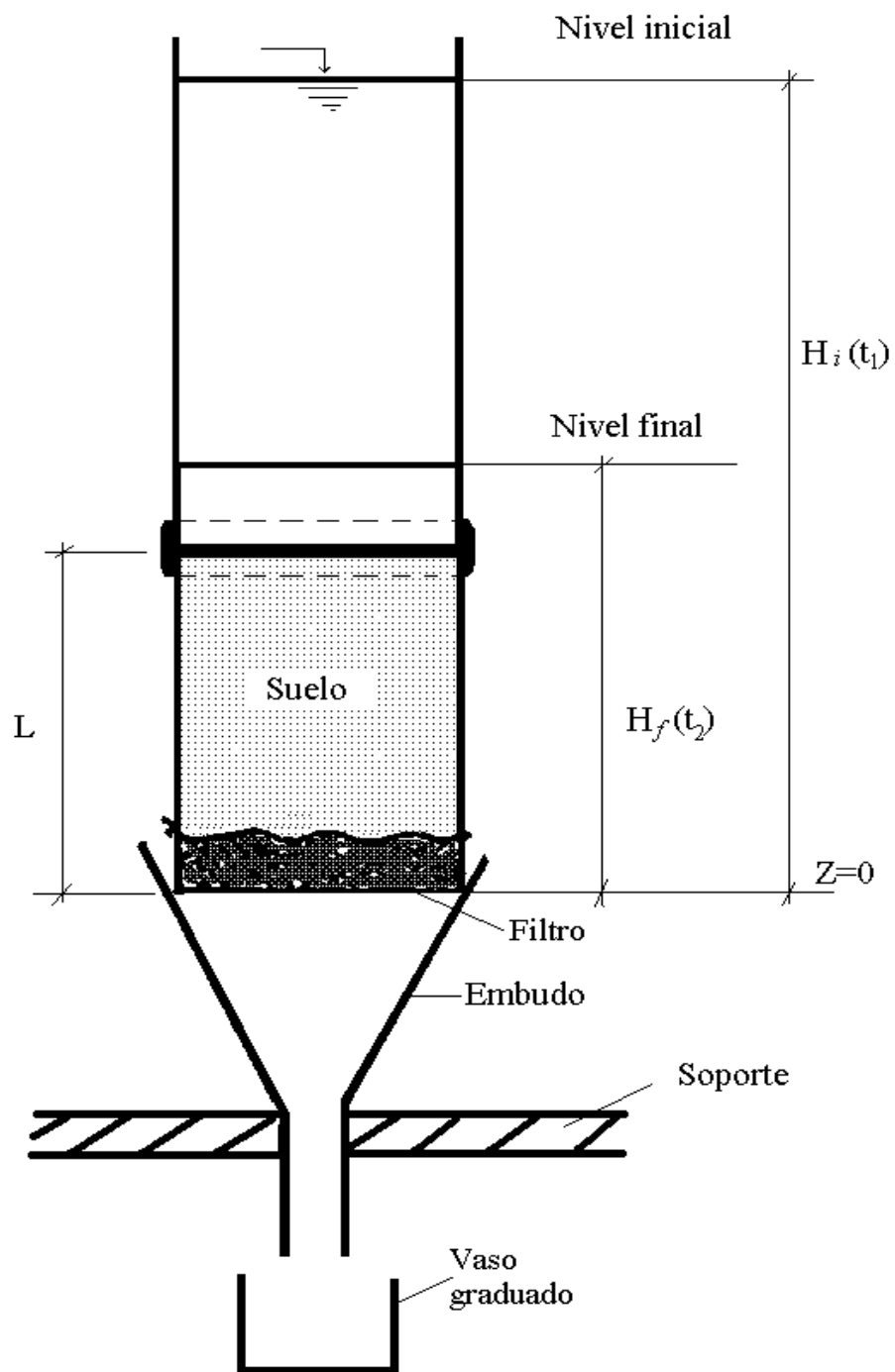


Figura 3. Esquema de un permeametro de altura variable.

Bajo las condiciones de flujo indicados en la figura 3, es posible demostrar que la conductividad hidráulica queda determinada por la siguiente expresión:

$$K = 2.3 \frac{L}{\Delta t} \log \frac{H_i}{H_f} \quad \text{Ec.2.}$$

donde:

K = conductividad hidráulica (L/T)

L = largo de la muestra (L)

Δt = intervalo de tiempo desde H_i a H_f (T)

H_i = altura inicial del agua (L)

H_f = altura final del agua (L)

Método del pozo.

Este método consiste en perforar un pozo en el suelo, mediante un barreno, hasta la profundidad deseada bajo el nivel freático. Cuando el agua en el pozo alcanza su nivel de equilibrio con aquélla presente en el suelo, parte de ella es removida mediante una bomba de tipo manual. Al producirse una diferencia de carga entre el nivel del agua dentro del pozo y la del suelo, esta comienza a fluir hacia el interior del pozo y se mide la velocidad con la cual ella asciende. Luego de obtener un conjunto de datos de incrementos de altura del agua versus tiempo, la conductividad hidráulica se calcula a partir de alguna ecuación que relacione la velocidad de ascenso del agua, las condiciones de flujo y la geometría del pozo (Salgado, 1971). Bajo las condiciones descritas, este método mide la conductividad hidráulica promedio en un radio de 40 a 50 cm en torno al pozo y hasta 20 cm bajo el fondo del mismo (Figura 4.).

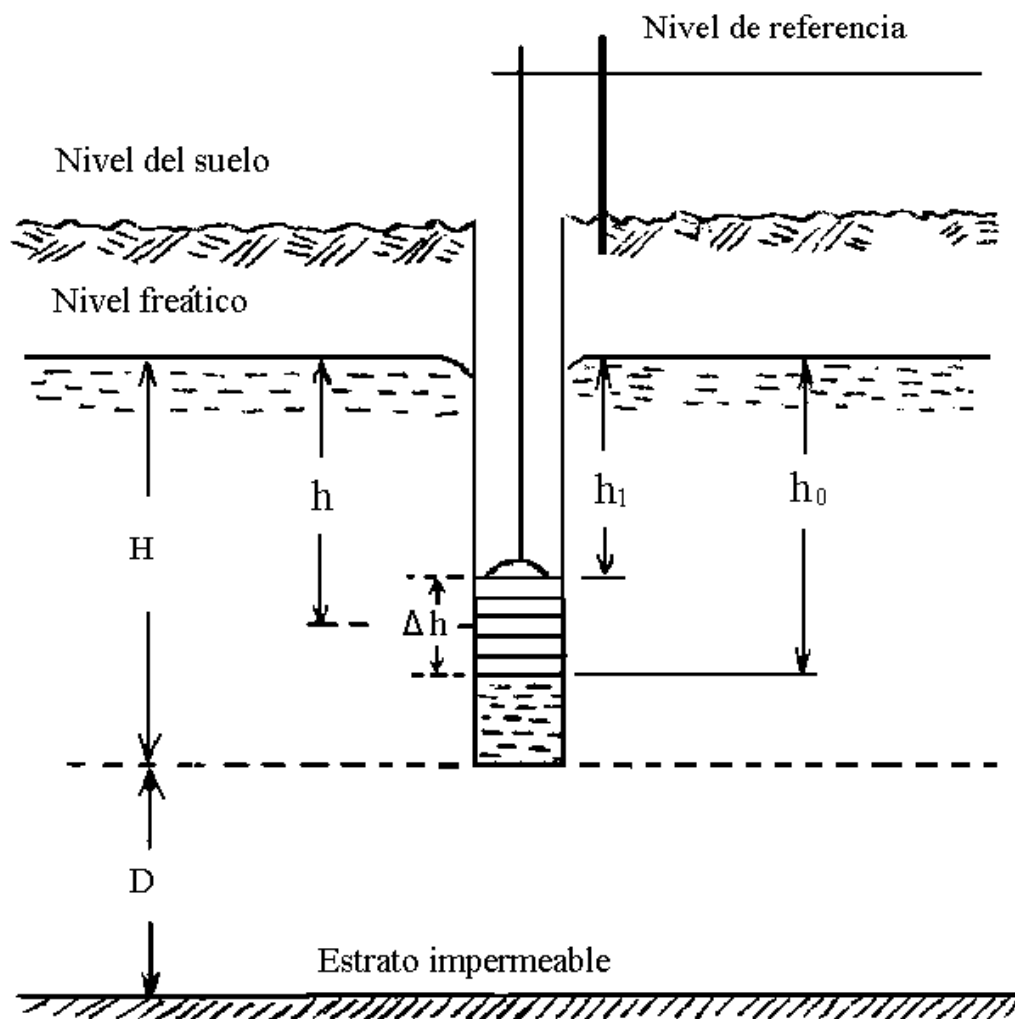


Figura 4. Diagrama del método del pozo según Hooghoudt y Ernst.

Numerosos investigadores han intentado describir numéricamente las condiciones en las cuales se produce el flujo al interior del pozo. Según Hooghoudt (Grassi, 1981) el flujo al interior del pozo es horizontal a través de las paredes del pozo y vertical a través del fondo del mismo. Asumiendo que durante el período que tiene lugar la determinación en terreno, no se produce abatimiento del nivel freático en las inmediaciones del pozo, este autor obtuvo las siguientes expresiones para el cálculo de la conductividad hidráulica.

a) Si $D \neq 0$, entonces:

$$K = \frac{2.3 r S}{(2H + r) \Delta t} \log \frac{h_0}{h_1} \quad \text{Ec. 3.}$$

b) Si $D = 0$, entonces:

$$K = \frac{2.3 r S}{2H \Delta t} \log \frac{h_0}{h_1} \quad \text{Ec. 4.}$$

donde:

D = profundidad al estrato impermeable desde el fondo del pozo (cm)

r = radio del pozo (cm)

H = distancia desde el nivel freático al fondo del pozo (cm)

h_0 = distancia desde el nivel freático al nivel del agua en el pozo al tiempo t_0 (cm)

h_1 = distancia desde el nivel freático al nivel del agua en el pozo al tiempo t_1 (cm)

Δt = intervalo de tiempo entre t_0 y t_1 (seg)

S = factor de geometría del pozo (adimensional)

Empíricamente, a través de modelos eléctricos, se ha obtenido que el factor S es igual a:

$$S = \frac{r * H}{0.19}$$

Ernst (Van Beers, 1970) desarrolló una fórmula para determinar la conductividad hidráulica del suelo independientemente de la velocidad de ascenso de agua dentro del pozo. Dicha ecuación se puede expresar en forma simple como:

$$K = C \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad \text{Ec. 5.}$$

donde:

K = conductividad hidráulica (m/día)

C = coeficiente geométrico

Δh = intervalo de distancia entre h_0 y h_1 (cm)

Δt = intervalo de tiempo entre t_0 y t_1 (seg)

El factor geométrico C depende de la profundidad al estrato impermeable (D) y la profundidad media del agua dentro del pozo (\bar{h}). Esta dado por las siguientes expresiones:

Cuando $D > 0.5 H$

$$C = \frac{4.000 r / \bar{h}}{(20 + H/r)(2 - \bar{h}/H)} \quad \text{Ec. 6.}$$

Cuando $D = 0$

$$C = \frac{3.600 r / \bar{h}}{(10 + H/r)(2 - \bar{h}/H)} \quad \text{Ec.7.}$$

donde:

D = profundidad al estrato impermeable desde el fondo del pozo (cm)

H = distancia desde el nivel freático al fondo del pozo (cm), siempre que: $20 < H < 200$

r = radio del pozo (cm). Se recomienda que: $3 < r < 7$

\bar{h} = profundidad media del agua en el pozo bajo el nivel freático (cm), tal que

$$\bar{h} = 0.5 (h_0 - h_1)$$

h_0 = profundidad inicial del agua en el pozo desde el nivel freático (cm)

h_1 = profundidad final del agua en el pozo desde el nivel freático (cm)

Cuando $0 < D < 0.5 H$ el valor de la conductividad hidráulica puede obtenerse a partir de la media aritmética o geométrica de los valores obtenidos con las ecuaciones 6 y 7.

La figura 5. muestra el equipamiento requerido para realizar la determinación en terreno. Esta compuesto por barreno, bomba manual, soporte, huincha y flotador. En condiciones de suelo muy inestable puede ser necesario el uso de un filtro metálico para evitar que el pozo colapse. En este caso será necesario construir el pozo a través del interior del filtro.

Luego de construido el pozo se requiere que el agua alcance su nivel de equilibrio. Las medidas deben comenzar tan pronto se extraiga el agua desde el pozo, hacerse a intervalos regulares de tiempo y deben prolongarse por un tiempo no superior al requerido para que el 25% del volumen de agua extraída haya reingresado al pozo a través de las filtraciones. Si no se respeta esta condición, es posible que en el suelo adyacente se produzca un considerable abatimiento del nivel freático, haciendo variar las condiciones de flujo bajo las cuales fueron derivadas las ecuaciones y por lo tanto no son válidas.

Luego que se han hecho las mediciones respectivas será necesario revisar su consistencia y confiabilidad. Para tal efecto será necesario realizar todo el proceso de nuevo, hacer nuevas mediciones en el mismo pozo, eliminar aquellos datos que merezcan dudas y finalmente utilizar sólo aquéllos con los cuales se obtiene máxima consistencia.



Figura 5. Equipamiento para determinar la conductividad hidráulica mediante el método *del pozo*.

Método del doble pozo.

Quando se trata de un suelo heterogéneo, compuesto de dos horizontes que tengan una apreciable diferencia en su textura (Figura 6.), Ernst propuso obtener las conductividad de cada estrato utilizando las siguientes expresiones:

$$\frac{\Delta h^1}{\Delta t^1} = \frac{K_1}{C_1} + \frac{K_2}{C_2}$$

luego:

$$K_2 = \frac{C_1 \Delta h^1 / \Delta t^1 - K_1}{(C_1 / C_2) - 1} \quad \text{Ec.8.}$$

Los valores C_1 y C_2 se obtienen a partir de la ecuación 6. o 7. usando H_1 y h_1 y H_2 y h_2 , respectivamente. El valor de K_1 se obtiene como si se trataran de un suelo homogéneo, constituido por una sola estrata, reemplazando los valores respectivos en la ecuación 5.

Método del Piezómetro.

Con frecuencia es deseable obtener la conductividad hidráulica de cada una de las estratas de que está constituido el suelo. Esto es particularmente importante cuando se estudia el diseño de un sistema de drenaje de un suelo de origen aluvial, estratificado, donde las características físicas de cada estrata influyen directamente en la profundidad a la cual serán instalados los drenes. Si el suelo en cuestión consta únicamente de dos estratas (Figura 6.) se puede usar el procedimiento propuesto por Ernst (Ec. 8.). Si éste no es el caso y el suelo consta de tres o más estratas, se recomienda el uso del método del piezómetro.

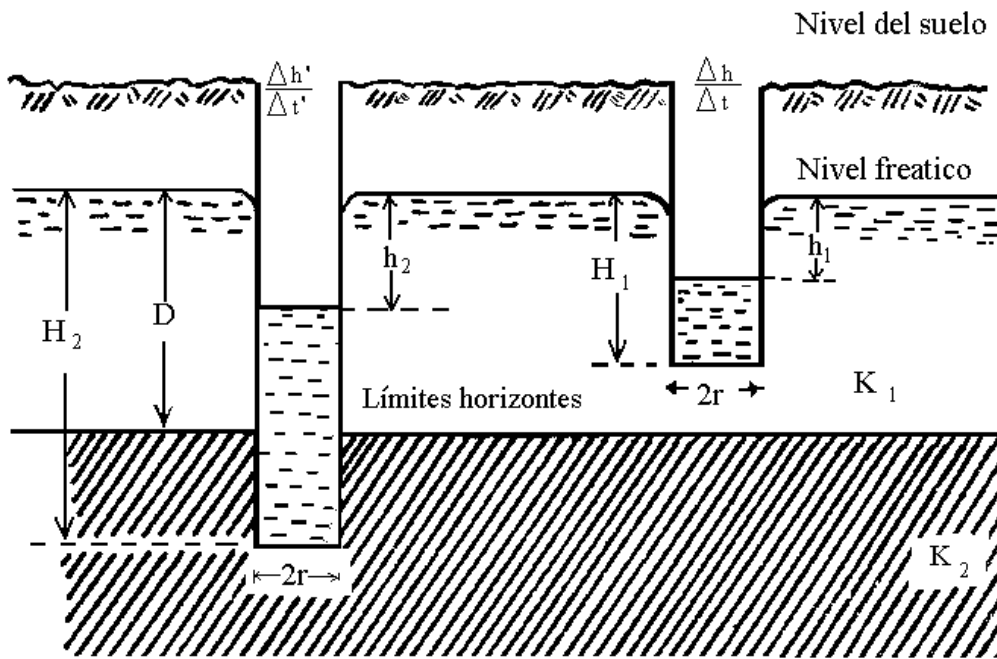


Figura 6. Diagrama del método de Ernst para un suelo de dos estratas.

Este método consiste en forzar a que el agua entre al pozo sólo a través de una cavidad ubicada a la profundidad deseada. Para tal efecto es necesario instalar, hasta más abajo del nivel del agua, un tubo metálico o plástico, biselado (con filo) en su extremo inferior, que impida que el agua entre al pozo, excepto por la cavidad construida para tal efecto (Figura 7). Para instalar el tubo es necesario extraer el suelo a través del interior del mismo el cual se va bajando por simple presión a medida que se profundiza el pozo. Una vez que el tubo se encuentra a la profundidad deseada, se continúa perforando cuidadosamente por el interior hasta formar una cavidad bajo el extremo inferior del mismo. Una alternativa diferente es perforar hasta el fondo del tubo y luego levantarlo para formar la cavidad.

Una vez construida la cavidad se extrae todo el resto de suelo que pudiera haber en su interior, se deja que el nivel freático alcance su punto de equilibrio, se registran los datos respectivos, se extrae el agua desde su interior y se mide su ascenso en forma similar a la descrita para el método del pozo.

Kirkham (Salgado, 1971) determinó las siguientes expresiones que permiten el cálculo de la conductividad hidráulica.

$$K = \frac{2.3 \pi^2}{A * \Delta t} \log \frac{h_o}{h_1} \quad \text{Ec.9.}$$

o bien

$$K = \frac{\pi^2}{A * \Delta t} \frac{\Delta h}{\bar{h}} \quad \text{Ec.10.}$$

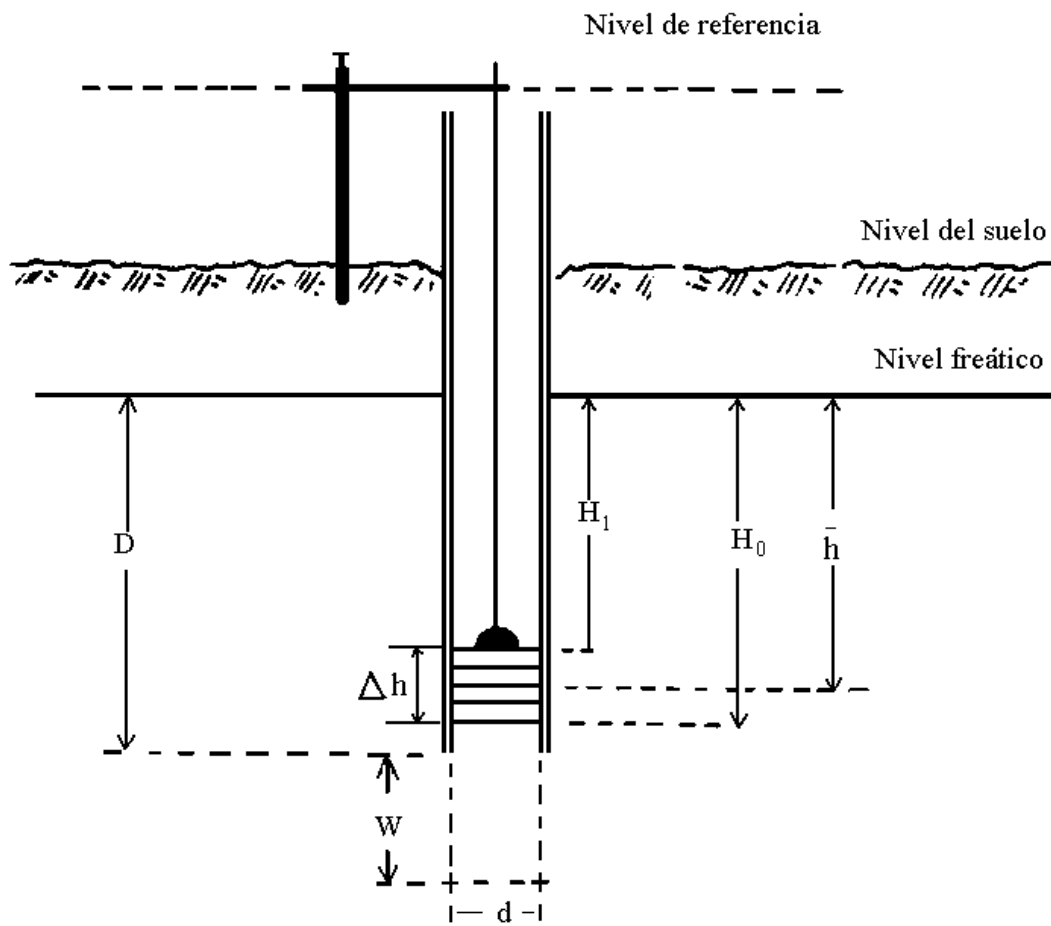


Figura 7. Diagrama del método del piezómetro.

donde:

K = conductividad hidráulica (cm/seg)

r = radio del tubo (cm)

h_o = profundidad inicial del agua en el pozo desde el nivel freático (cm)

h_1 = profundidad final del agua en el pozo desde el nivel freático (cm)

Δh = intervalo de distancia entre h_o y h_1

A = factor geométrico del pozo (Figura 8.)

\bar{h} = profundidad media = $(h_o - h_1)/2$ (cm)

Δt = intervalo de tiempo entre t_o y t_1 (seg)

El error que se comete al usar la ecuación 10. es pequeño si la relación $\Delta h/h_1$ es pequeña, pero aumenta al aumentar dicha relación. Dicho error es inferior al 4% para relaciones $\Delta h/h_1$ menores a 0.5 e inferior al 10% para relaciones entre 0.5 y 0.7 (Richards, 1954).

Método del pozo invertido.

Como se señaló anteriormente, este método, conocido en la literatura francesa con el nombre de método Porchet, ha sido diseñado para obtener la conductividad hidráulica de un suelo donde no existe un nivel freático presente. Su principio está basado en la infiltración de agua en el suelo. Al usar un cilindro para infiltrar continuamente agua a un suelo no saturado, se encontrará que luego de un cierto tiempo el suelo alrededor y debajo del cilindro alcanza saturación y que el frente húmedo, es una línea relativamente nítida entre el suelo húmedo y el suelo seco (Figura 9.).

Consideremos un punto justo encima del frente húmedo a una distancia Z bajo la superficie del suelo. El potencial matricial (h_m) en dicho punto es bajo. La carga hidráulica en la superficie del suelo será $Z + h$ (h = altura del agua en el cilindro). La diferencia de carga entre el punto Z y la superficie del suelo será por lo tanto:

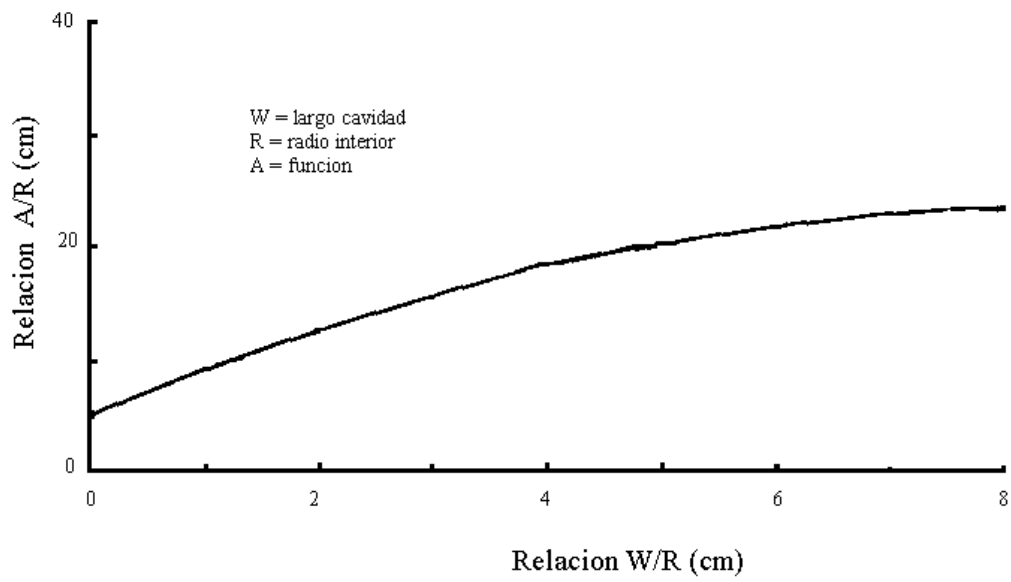


Figura 8. Factor geométrico A de la ecuación de Kirkham.

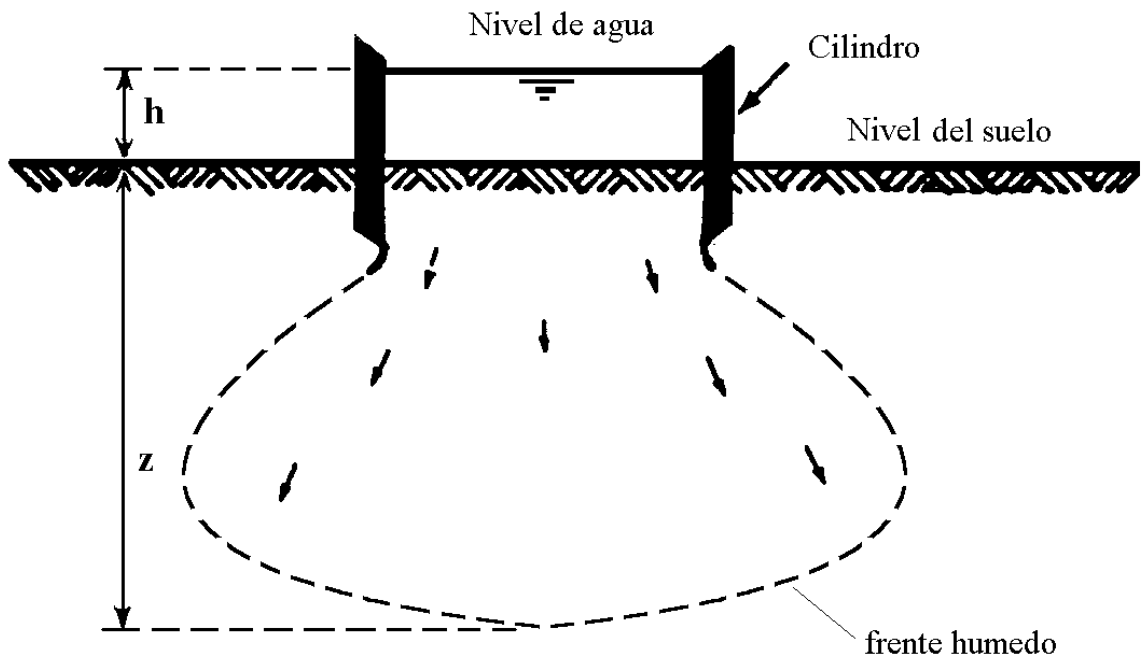


Figura 9. Proceso de infiltración bajo un cilindro.

$$\Delta h = Z + h + \frac{hm}{Z}$$

y el gradiente hidráulico (i), será:

$$i = \frac{\Delta h}{Z} = \frac{Z + h + \frac{hm}{Z}}{Z}$$

Si Z es suficientemente grande y en atención a que generalmente h y h_m son pequeños, el gradiente tiende a la unidad ($i \Rightarrow 1$). Bajo tales condiciones y aplicando Darcy, resulta que cuando el suelo se encuentra prácticamente saturado, la velocidad de flujo del agua es igual a la conductividad hidráulica ($V = K$).

El método del pozo invertido se basa en el principio descrito anteriormente. Si mediante un barreno se construye un pozo y éste se llena con agua hasta que el suelo alrededor y debajo esté prácticamente saturado, la velocidad de infiltración será casi constante (Figura 10). Bajo tales condiciones la infiltración total (Q) será igual a la velocidad por el área de infiltración ($V * A$) y como que hemos dicho que $V = K$, entonces:

$$Q = K * A \qquad \text{Ec. N}^\circ 11$$

Como en tales circunstancias el agua se infiltra tanto a través de las paredes como del fondo del pozo, el área total de infiltración será:

$$A = 2\pi r h + \pi r^2$$

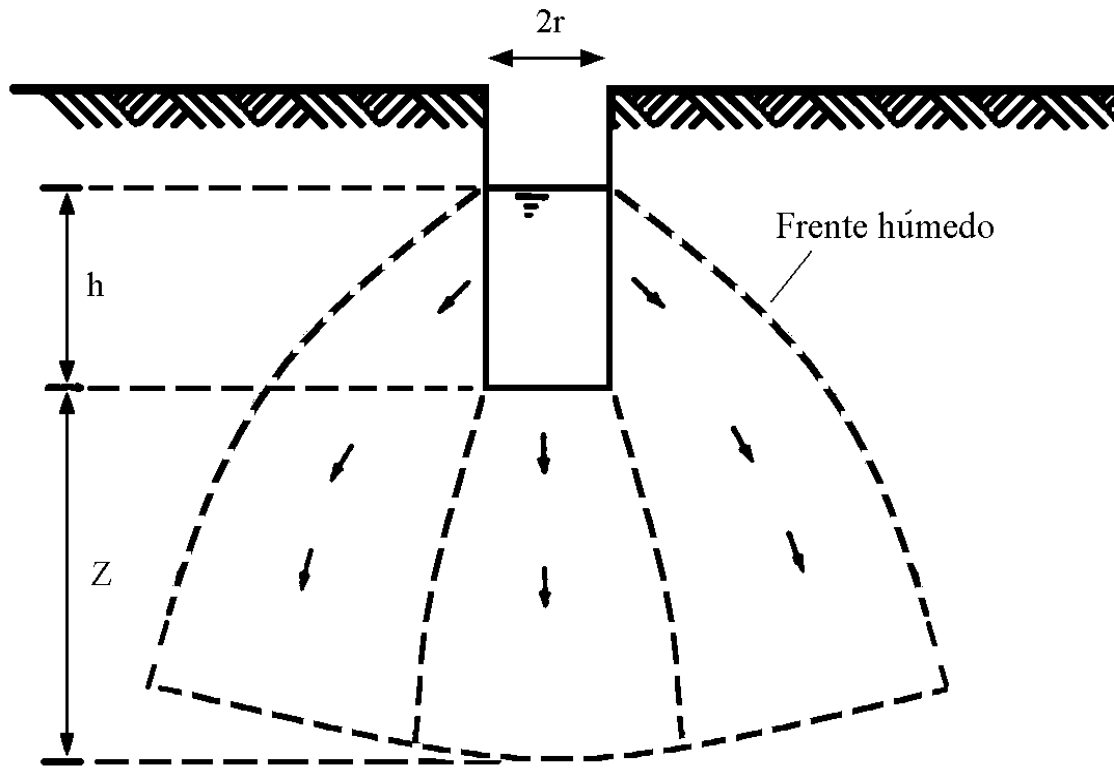


Figura 10. Infiltración de agua en un pozo.

donde:

r = radio del pozo

h = altura de agua dentro del pozo

A = área total de infiltración

Reemplazando en la ecuación 11, resulta:

$$Q = 2\pi Kr(h + r/2)$$

Puesto que también el caudal de infiltración (Q) se puede expresar como:

$$Q = -\pi r^2 \frac{d_h}{d_t}$$

Reemplazando el valor de Q resulta:

$$-\pi r^2 \frac{d_h}{d_t} = 2\pi K r \left(h + \frac{r}{2} \right)$$

Integrando la expresión anterior entre los límites $h_o - h_t$ y $t_o - t_t$, resulta finalmente que:

$$K = 1.15 r \frac{\log(h_o + r/2) - \log(h_t + r/2)}{t_t - t_o} \quad \text{Ec. 12.}$$

donde:

K = conductividad hidráulica (cm/seg)

h_o = altura de agua en el pozo al tiempo t_o

h_t = altura de agua en el pozo al tiempo t_t

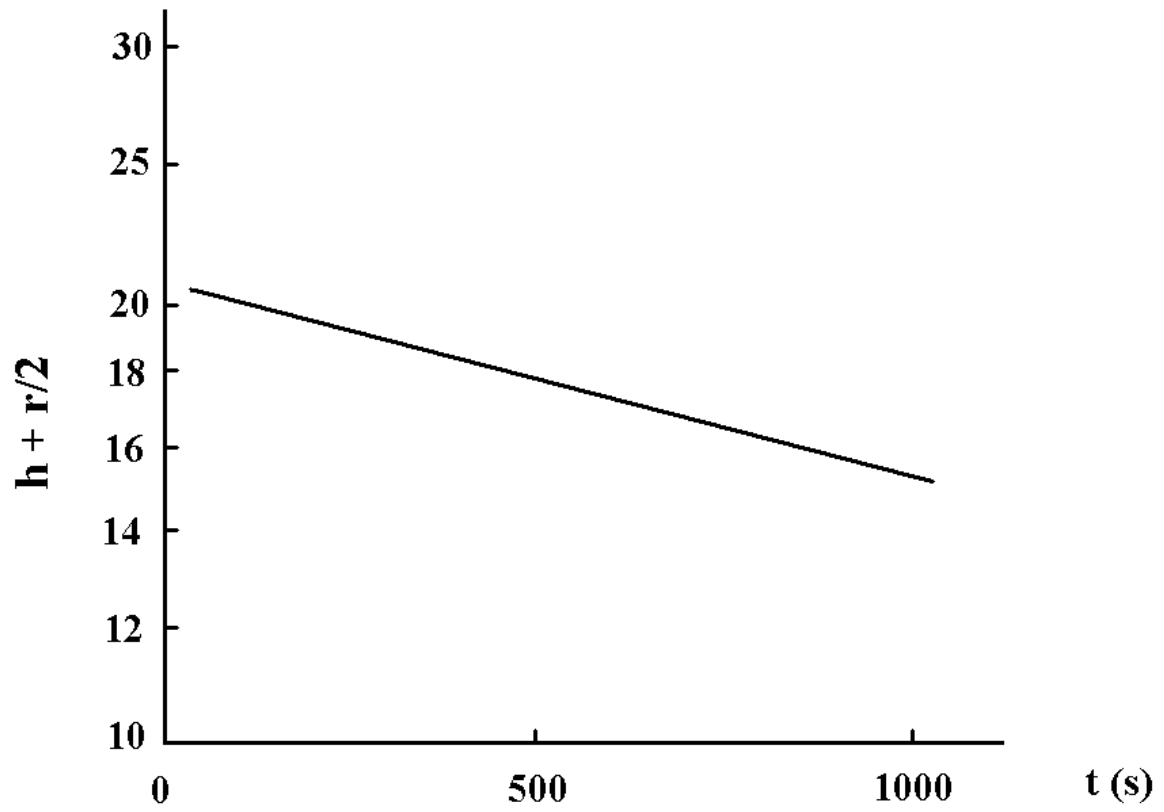


Figura 11. Datos de terreno en una prueba de pozo invertido.

Al graficar en un papel semilogarítmico los valores de $h_t - r/2$ versus t (Figura 11.), resulta una línea recta donde:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\log (h_o + r/2) - \log (h_t + r/2)}{t_t - t_o} \quad \text{Ec. 13.}$$

y por tanto:

$$K = 1.15 r \operatorname{tg} \alpha \quad \text{Ec. 14.}$$

Es importante construir el gráfico ilustrado en la figura 11 ya que si los valores resultantes de una prueba de terreno no se ajustan a una línea recta significa que el suelo no ha alcanzado aún la plena saturación y por lo tanto se requiere seguir agregando agua al pozo hasta lograr dicha condición.

Método de la prueba de bombeo.

Dado el origen aluvial de la mayoría de los suelos del Valle Central de Chile, no es inusual que se necesite conocer la conductividad hidráulica de una estrata constituida por una gran cantidad de piedras y gravas con una matriz arenosa o arcillosa. Bajo tales condiciones, normalmente no es posible utilizar un barreno para proceder según la teoría del pozo. En tales circunstancias se sugiere realizar una **prueba de bombeo** que consiste en (Figura 12.):

- Confeccionar un pozo de diámetro conocido de una profundidad superior a la del nivel freático.
- Bombear agua a caudal constante hasta alcanzar la condición de equilibrio
- Calcular la conductividad hidráulica según la siguiente expresión, la cual es válida sólo en caso que el pozo penetre menos del 20% del espesor del acuífero:

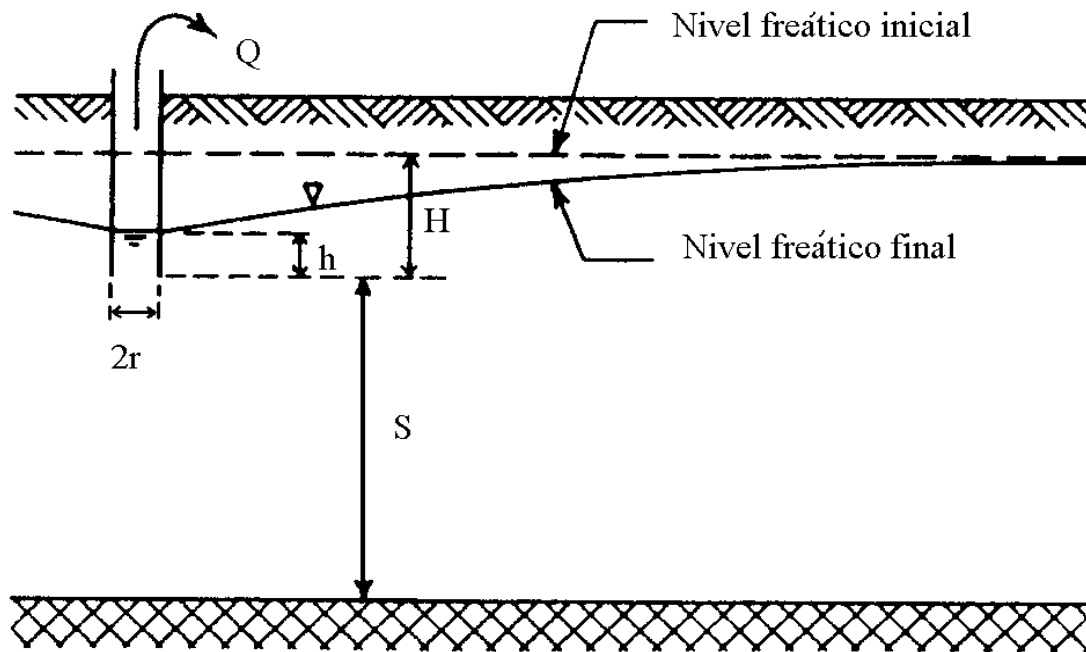


Figura 12. Diagrama indicando las variables de la prueba de bombeo.

$$K = \frac{Q}{C * \Delta H * r} \quad \text{Ec. 15.}$$

donde:

- K = Conductividad hidráulica (m/día)
 Q = Caudal de bombeo constante (m³/día)
 r = Radio del pozo (m)
 C = $f(h,r)$ = factor geométrico adimensional (Figura 13.)

$$\Delta H = \frac{H^2 - h^2}{H} \text{ (m)}$$

- H = Distancia desde el fondo del pozo al nivel freático en su condición inicial (m)
 h = Distancia del fondo del pozo al nivel de agua dentro del mismo luego de alcanzar la
condición de equilibrio (m)

Es necesario tener presente que en este procedimiento el valor de C es válido sólo para $H < 0.25S$, donde S representa la distancia desde el fondo del pozo hasta el estrato impermeable. El valor así obtenido representa un promedio dentro de la región del flujo.

2.3. Cantidad y profundidad de las determinaciones.

Cualquiera sea la metodología que se aplique lo que se obtiene es un valor puntual de la conductividad hidráulica. Sin embargo, con fines de drenaje lo que realmente interesa es tener un valor espacial de la conductividad. Consecuentemente, el asunto no consiste tanto en la precisión con que se haga una determinación en particular, sino en lograr que los valores obtenidos sean representativos de las condiciones reales del suelo. Por lo tanto, será conveniente tener en consideración lo siguiente:

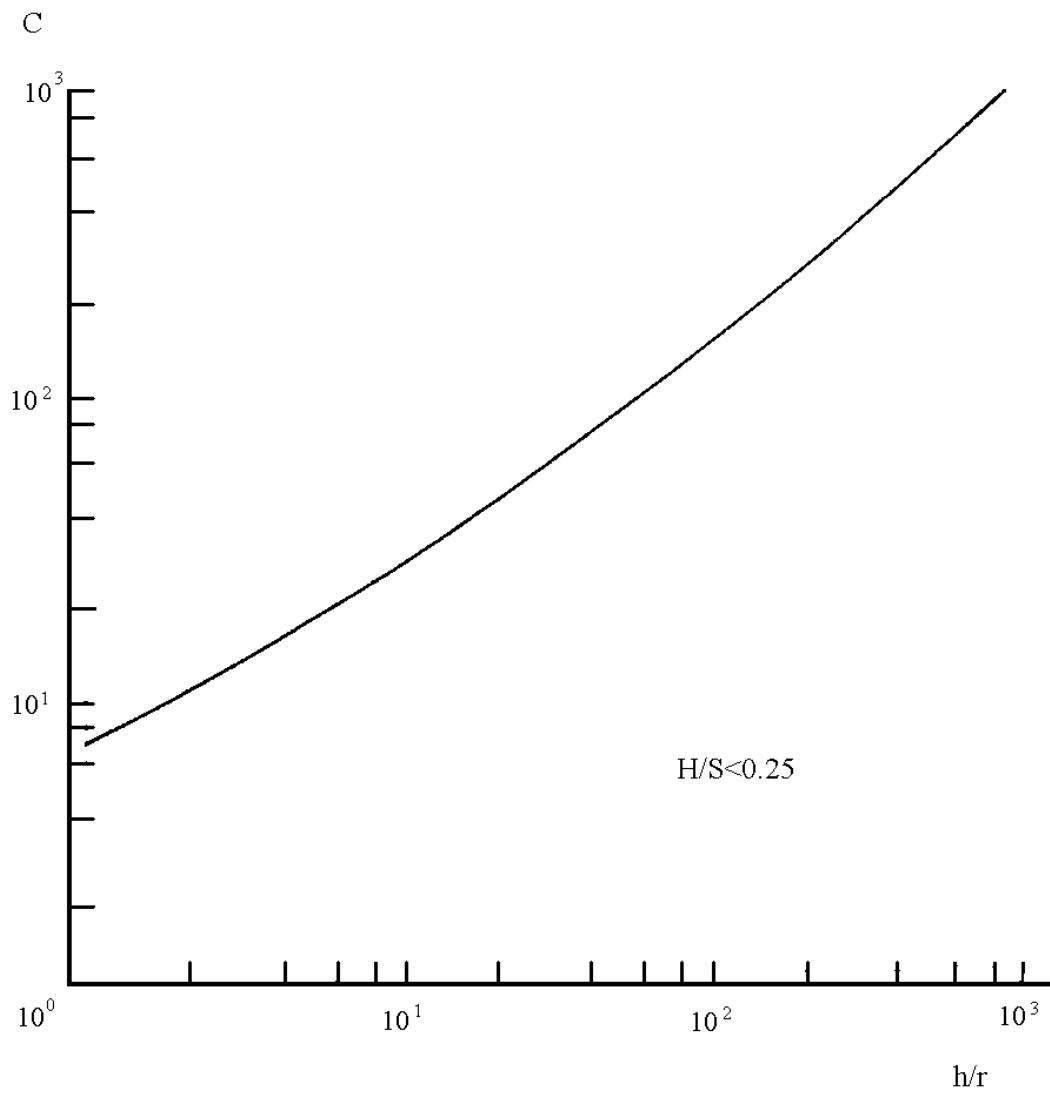


Figura 13. Factor (C) para el cálculo de la conductividad según prueba de bombeo. (Kessler, J. and Oosterban, R.J., 1974).

1. *La determinación de la conductividad hidráulica debe estar íntimamente relacionada con el estudio de suelos realizado, con el propósito de: a) seleccionar adecuadamente el método a utilizar, y b) definir la profundidad hasta la cual deben realizarse la determinaciones.*
2. *Puesto que con fines de drenaje no tiene sentido conocer la conductividad hidráulica de una fase, de una unidad de manejo ni mucho menos de una serie de suelos, es indispensable realizar un gran número de determinaciones y con éstos desarrollar un plano de **rangos de conductividad** para finalmente elegir un valor representativo dentro de dicho rango y proceder al cálculo del espaciamiento, el cual es válido sólo dentro del área que comprende ese rango.*

La literatura indica diversos criterios para estimar el número mínimo de determinaciones que debieran realizarse, cantidad que está condicionada por las características del suelo y el espaciamiento esperado. La tabla 2. señala un criterio ampliamente utilizado en el cual los valores recomendados expresan el número máximo de hectáreas representadas por cada punto de determinación.

TABLA 2. DENSIDAD DE DETERMINACIONES DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EN RELACIÓN A LA VARIABILIDAD DEL SUELO Y ESPACIAMIENTO ESPERADO (FAO, 1980).

<i>Condición de Suelo</i>	<i>Espaciamiento posible (m)</i>		
	<i>< 30 m</i>	<i>30-75 m</i>	<i>> 75 m</i>
<i>Heterogéneo</i>	<i>< 5</i>	<i>5-10</i>	<i>10-15</i>
	<i>5-10</i>	<i>10-25</i>	<i>20-40</i>
<i>Homogéneo</i>	<i>10-25</i>	<i>25-50</i>	<i>40-75</i>

En Chile, en las Bases Técnicas de los concursos de la Ley 18.450 se tiende a exigir un elevado número de determinaciones en superficies inferiores a 100 hectáreas. Esto, en atención a que la mayor cantidad de proyectos que se realizan abarcan efectivamente pequeñas superficies. La tabla 3. resume dicho criterio.

TABLA 3. FACTOR PARA DETERMINAR EL NÚMERO DE MEDICIONES DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA POR CADA TRAMO DE SUPERFICIE.

<i>Superficie (ha)</i>	<i>Factor</i>
≤ 20	1,0
25-50	0,5
51-100	0,2
> 100	0,1

La aplicación de la tabla 3. exige que la superficie total a drenar sea subdividida en cada uno de los rangos indicados y éstos multiplicados por el respectivo factor. Así, en una superficie menor de 20 ha., debe realizarse una determinación por hectárea; si la superficie es de 50 ha. deberán realizarse 35 determinaciones ($20 * 1 + 30 * 0,5 = 35$) y si la superficie es de 100 ha. deberán realizarse 45 determinaciones ($20 * 1 + 30 * 0,5 + 50 * 0,2 = 45$).

En cuanto a la profundidad a la cual deben hacerse las mediciones, aquélla está determinada por el tipo de suelo existente. Generalmente se acepta que si el suelo es homogéneo, las determinaciones debieran hacerse hasta una profundidad equivalente a 1/8 del espaciamiento previsto. Si el suelo es heterogéneo las determinaciones debieran hacerse hasta una profundidad equivalente a 1/20 del espaciamiento previsto. En ambos casos, obviamente, el límite inferior es el estrato impermeable. Otro criterio recomienda que la profundidad hasta la cual deban realizarse las determinaciones sea en función de las características del suelo y el espaciamiento esperado. La tabla siguiente resume dicho criterio.

TABLA 4. DETERMINACIONES DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA DE UN SUELO (FAO, 1980).

Características del suelo	Profundidad de la investigación		
	Todos los sitios	20% de los sitios	10% de los sitios
<i>Profundo</i>	0,1 L	0,2 L	-
^(*) $K_v < K_h$	0,05 L	0,1 L	-
$K_v \ll K_h$	0,05 L	-	0,1 L
<i>Sustrato poco permeable</i>	0,05 L	-	0,1 L

^(*) K_v = conductividad hidráulica vertical.

K_h = conductividad hidráulica horizontal.

Independientemente del criterio seleccionado, es fundamental tomar en consideración que las determinaciones deben realizarse en la región donde ocurrirá el flujo.

III. POROSIDAD DRENABLE.

3.1. Definiciones.

El espacio poroso drenable (μ) es el volumen de agua que pierde un acuífero no confinado (freático) desde un volumen de suelo que tiene una unidad de área por una unidad de disminución (abatimiento) del nivel freático (Figura 14.). También puede definirse como la relación entre el cambio en el contenido de humedad en el perfil de suelo por encima del nivel freático, a la correspondiente elevación o caída del nivel freático, en ausencia de evaporación.

En atención a que en un acuífero freático la compresibilidad es despreciable, este concepto es equivalente al de rendimiento específico, espacio poroso drenable o porosidad efectiva. Es una cantidad adimensional normalmente expresada como porcentaje y sus valores fluctúan entre menos de un 5 por ciento en suelos arcillosos hasta más de 35 por ciento en suelos arenosos gruesos (Tabla 5).

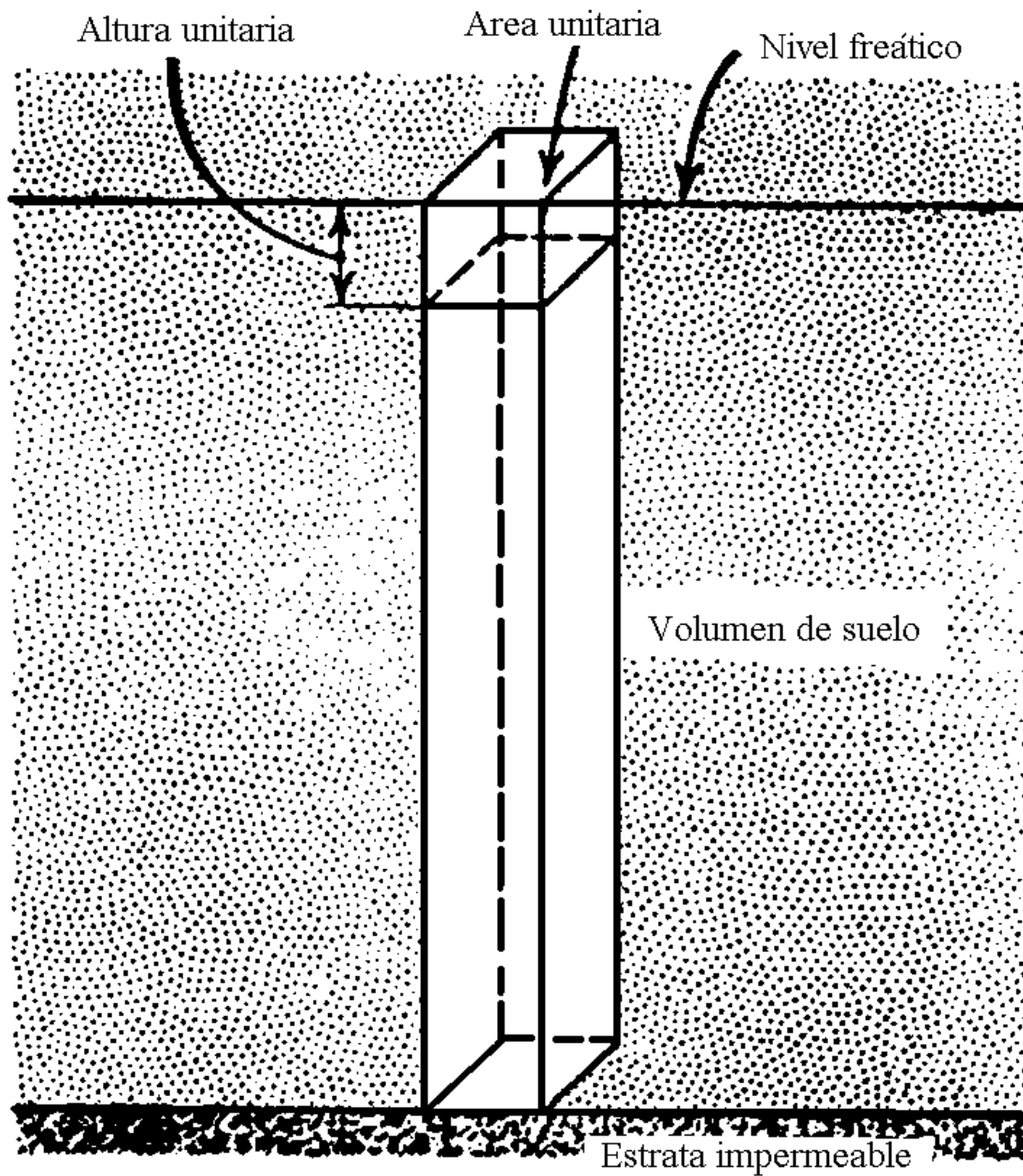


Figura 14. Diagrama que explica el concepto de espacio poroso drenable o rendimiento específico en un acuífero freático.

TABLA 5. FACTORES DE LA POROSIDAD DRENABLE EN RELACIÓN CON LA TEXTURA Y LA ESTRUCTURA DEL SUELO (FAO, 1980).

<i>Textura</i>	<i>Estructura</i>	<i>Porosidad drenable (%)</i>
<i>Arcillosa Franco-arcillosa densa</i>	<i>Columnar, aglomerada muy fina</i>	<i>1-2</i>
<i>Arcillosa Franco-arcillosa Arcillo-limosa Franco arcillo-arenosa</i>	<i>Prismática muy fina o fina en bloque angulares o laminar</i>	<i>1-3</i>
<i>Arcillosa Arcillo-limosa Franco-arcillo-limosa Franco-arcillosa Franco-limosa Limosa Franco-arcillo-arenosa</i>	<i>Prismática fina y mediana en bloques angulares y laminar</i>	<i>3-8</i>
<i>Franco-arcillosa poco densa Limosa Franco-limosa Franco-arenosa muy fina Franca</i>	<i>Prismática mediana y en bloques subangulares</i>	<i>6-12</i>
<i>Franco-arenosa fina Franco-arenosa</i>	<i>En bloques subangulares gruesos y granular, migajón fina</i>	<i>12-18</i>
<i>Arenosa-franca Arenosa-fina</i>	<i>Migajón mediana de grano suelto</i>	<i>15-22</i>
<i>Arenosa-media</i>	<i>De grano suelto</i>	<i>22-26</i>
<i>Arenosa-gruesa Grava</i>	<i>De grano suelto</i>	<i>26-35</i>

De lo anterior se desprende que los poros finos de un suelo no contribuyen al espacio poroso drenable debido a que las fuerzas con que el agua es retenida son mayores que el peso de la misma. Consecuentemente, desde los poros pequeños no hay drenaje de agua por efecto de la gravedad. Esto explica, en parte, por qué en suelos arcillosos se requiere un menor espaciamiento que en suelos arenosos y por qué los suelos arcillosos retienen mayor cantidad de agua que los arenosos.

Si en un suelo cualquiera, que tiene un nivel freático a una determinada profundidad (NF inicial) se lleva éste a una nueva posición, más profunda (N.F. final), se produce una

pérdida de agua desde el perfil del suelo equivalente al área sombreada de la figura 15. Por lo tanto, el espacio poroso drenable estará determinado por:

$$\mu = \frac{\text{cambio en el contenido de humedad del suelo}}{\text{cambio en la profundidad del nivel freático}} \quad \text{Ec. 16.}$$

De la ecuación anterior es posible concluir que el espacio poroso drenable no es una constante para todo el perfil del suelo y depende de la profundidad del nivel freático. Esto hace que su determinación sea relativamente complicada.

3.2. Determinación de la porosidad drenable.

Existen diversos métodos para determinar la porosidad drenable. Las Bases Técnicas de los Concursos de la Ley 18.450 señalan que este valor puede obtenerse por una simple correlación con la conductividad hidráulica mediante la expresión desarrollada por Van Beers (Martínez, 1982).

$$\mu = \sqrt{K} \quad \text{Ec. 17.}$$

donde:

μ = porosidad drenable (%)

K = conductividad hidráulica (cm/día)

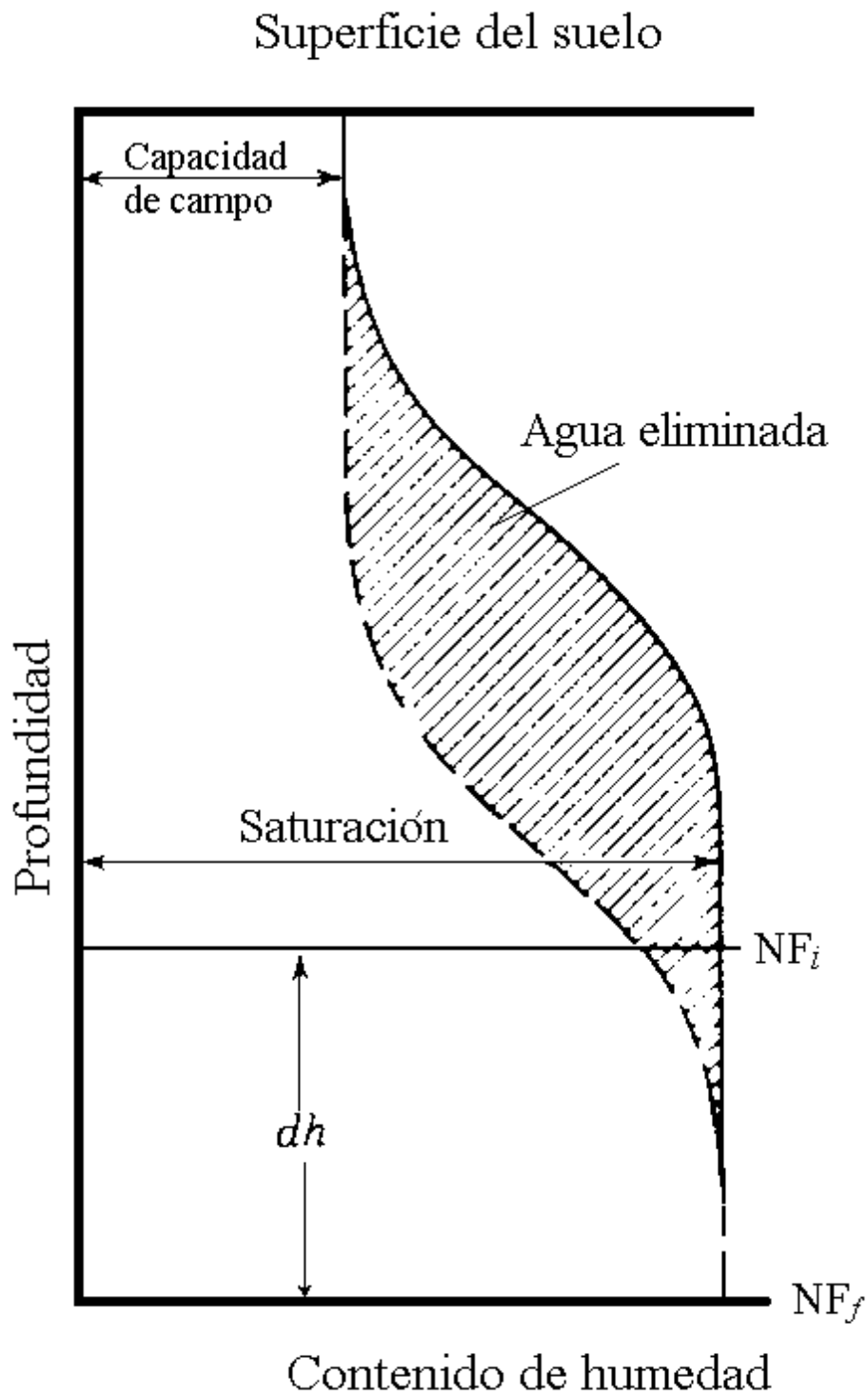


Figura 15. Diagrama que describe el concepto de porosidad drenable.

Los valores así obtenidos se relacionan razonablemente bien con aquellos otros propuestos por Grassi (1981) y el Water and Power Service de Estados Unidos (FAO, 1980) que se indican en las figuras 16 y 17, respectivamente. Por tratarse todas ellas de relaciones empíricas, a continuación se indican dos procedimientos para calcular la porosidad drenable a partir de datos obtenidos en laboratorio.

Método del contenido de humedad.

Si el contenido de humedad volumétrico de un suelo (θ_v) se define como la relación entre el volumen de agua y el volumen unitario de suelo, la porosidad drenable resulta ser:

$$\mu = \theta_v(\varphi_h = 0) - \theta_v(\varphi_h = x) \quad \text{Ec. 18.}$$

En otras palabras, la porosidad drenable resulta del cambio en el contenido de humedad volumétrico del suelo cuando la tensión aumenta desde cero ($\varphi_h = 0$) a un valor menor que cero determinada por la disminución del nivel freático desde su posición original ($Z = 0$) a una posición inferior.

Ejemplo 1.

En una muestra de suelo se tiene que:

$$\begin{aligned} A \quad \varphi_h &= 0 \Rightarrow \theta_v = 49\% \\ \varphi_h &= 100 \text{ cm} \Rightarrow \theta_v = 42\% \end{aligned}$$

luego:

$$\mu = 49 - 42 = 7\%$$

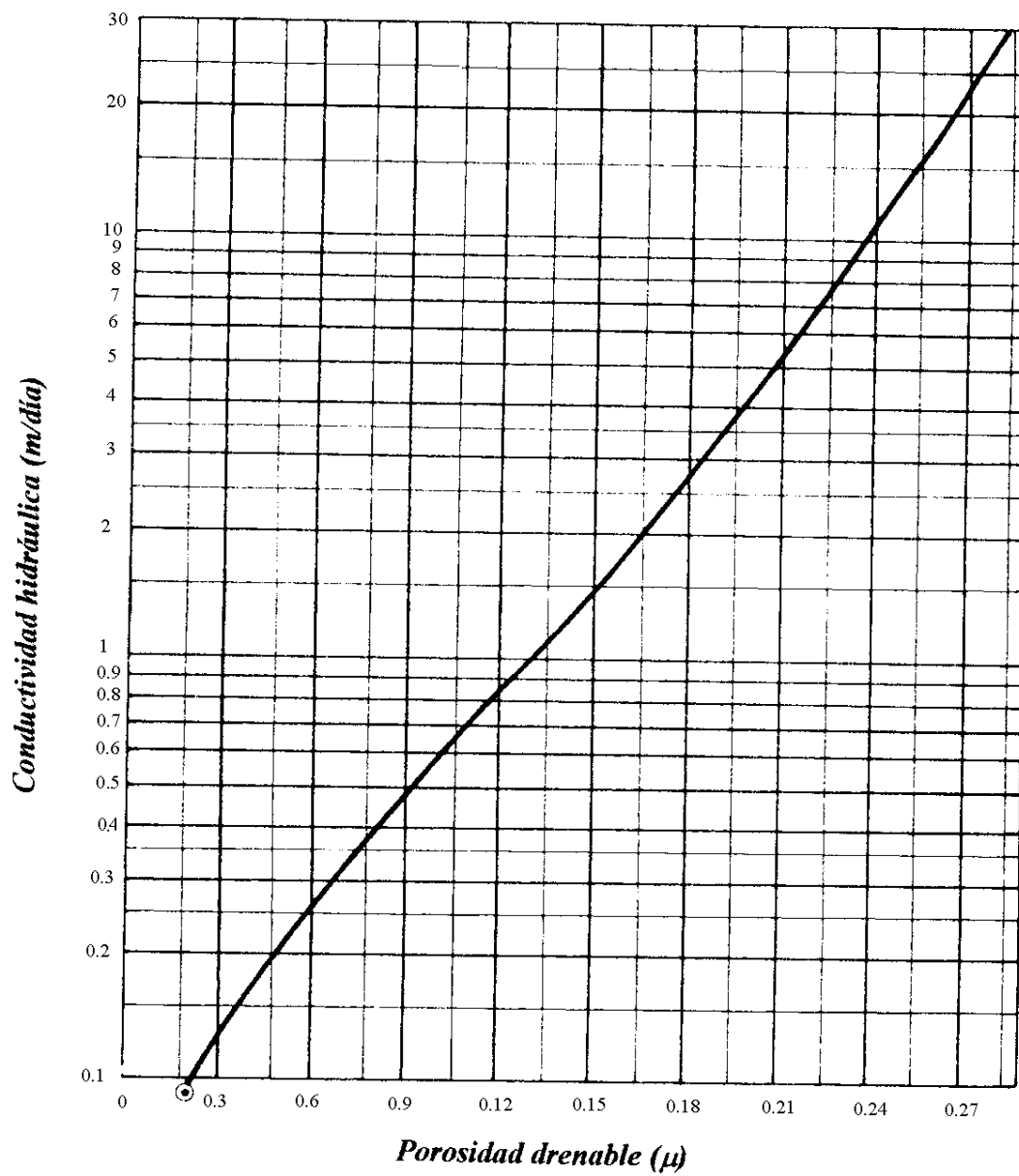


Figura 16. Porosidad drenable como función de la conductividad hidráulica.

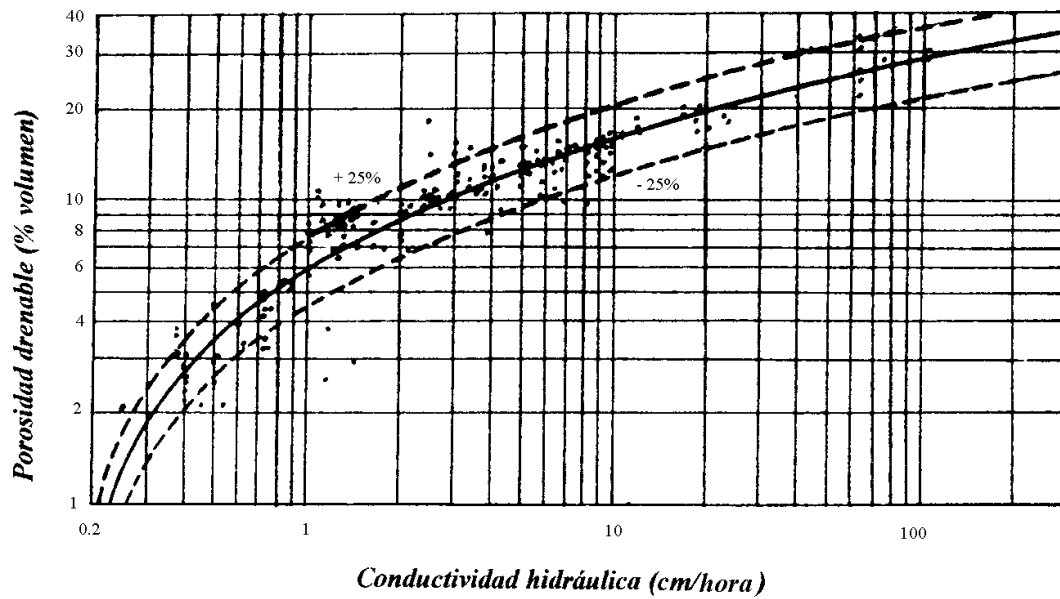


Figura 17. Relación general entre porosidad drenable (μ) y la conductividad hidráulica (K) (Grassi, 1981).

Método de la curva de retención de humedad.

Como se ha señalado anteriormente, al bajar el nivel freático desde una posición inicial (previo al drenaje) hasta una posición final (después de instalados los drenes), el suelo pierde agua desde la zona saturada. Bajo tales condiciones, la porosidad drenable queda determinada por la ecuación 16. Si la disminución del nivel freático no es superior a los 150-200 cm, es posible aplicar dicha relación y el procedimiento a seguir es el siguiente:

Supongamos que el nivel freático inicial de un suelo se encuentra en equilibrio y a 50 cm bajo la superficie. Bajo tales condiciones se tiene que la carga por presión es igual a la profundidad en cada punto ($h_1 = -z$). Si el nivel freático se baja a 1.2 m de profundidad la carga por presión seguirá siendo proporcional a la profundidad, es decir ($h_2 = -z$). Estas dos curvas se muestran en la figura 18a. Si se grafican los datos de retención de humedad del suelo obtenidos en laboratorio, obtenemos las curvas $\theta_1(Z)$ y $\theta_2(Z)$ que se indican en la figura 18b. Por lo tanto y según la ecuación 16,

$$\mu = \frac{\text{área ABCD}}{\text{distancia AD}} \text{ (mm)}$$

Si el suelo es homogéneo, es posible demostrar que:

$$\mu = \frac{BE + CE}{2}$$

Esta última expresión señala que la porosidad drenable es igual al promedio del contenido de humedad en volumen en la superficie del suelo, entre ambas situaciones.

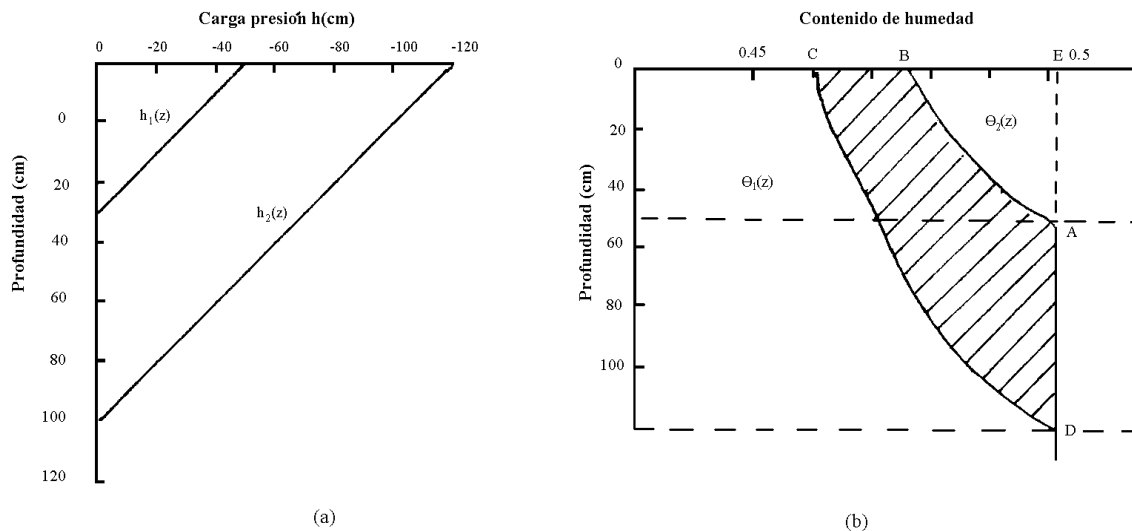


Figura 18. *Distribución de presiones y contenidos de humedad de un suelo con el nivel freático a dos profundidades.*

Ejemplo 2.

La tabla 6. muestra un ejemplo de cálculo de la porosidad drenable para un suelo franco arcillo limoso, cuando el nivel freático se baja de 0.50 a 1.2 m de profundidad. Como se desprende de la tabla, el método descrito requiere que se disponga de datos de contenido de humedad volumétrico del suelo a tensiones inferiores de 1/3 de atmósfera (300 cm).

Para no tener que recurrir a tales determinaciones específicas de laboratorio, se recomienda graficar los datos de la curva de retención del suelo (ϕ_m v/s θ_v) en un papel log-log. Bajo tales condiciones es posible esperar que los puntos se distribuyan en torno a una recta por lo cual es fácil extrapolar la función al rango 0-300 cm. Una vez ajustada la recta, se obtiene los valores de contenido de humedad (θ_v) para las tensiones (ϕ) o profundidades requeridas.

TABLA 6. EJEMPLO DE CÁLCULO DEL ESPACIO POROSO DRENABLE (μ) DE UN SUELO ARCILLO LIMOSO, CUANDO EL NIVEL FREÁTICO BAJA DE 50 CM A 120 CM DESDE LA SUPERFICIE DEL SUELO.

Profundidad bajo superficie	Altitud sobre N.F ₁	θ_1	Altura sobre N.F ₂	θ_2	$\Delta\theta$	$\bar{\Delta\theta}$	$\Delta\theta*100$
0	50	0,476	120	0,459	0,017	0,0175	1,75
10	40	0,479	110	0,461	0,018	0,0190	1,90
20	30	0,483	100	0,463	0,020	0,0205	2,05
30	20	0,487	90	0,466	0,021	0,0225	2,25
40	10	0,492	80	0,468	0,024	0,0305	3,05
50	0	0,507	70	0,470	0,307	0,0355	3,55
60		0,507	60	0,473	0,034	0,0325	3,25
70		0,507	50	0,476	0,031	0,0295	2,95
80		0,507	40	0,479	0,028	0,0260	2,60
90		0,507	30	0,483	0,024	0,0220	2,20
100		0,507	20	0,487	0,020	0,0175	1,75
110		0,507	10	0,492	0,015	0,0075	0,75
120		0,507	0	0,507	0,000	-	-
Total					0,289		28,05
Area ABCD				28.05			
$\mu = \frac{\text{Area ABCD}}{AD} = \frac{28.05}{700} = 0.04 = 4\%$							
<i>O bien :</i>							
$\mu = \frac{BE + CE}{2} = \frac{(0.507 - 0.476) + (0.507 - 0.459)}{2} = 0.04$							

IV. REGION DE FLUJO.

La región de flujo es la zona saturada del suelo en la cual ocurre el flujo. Consecuentemente, es conveniente diferenciar entre la situación sin drenes y con drenes.

En una condición sin drenes (sin proyecto) la región de flujo está limitada en su parte superior por la posición del nivel freático (donde el agua se encuentra a una presión igual a la presión atmosférica) y en su parte inferior por el estrato impermeable causante de la presencia de esta situación de saturación.

En una condición con drenes (con proyecto) a su vez podemos distinguir dos situaciones. Bajo una condición de régimen permanente el límite superior de la región de flujo será la posición del nivel freático en el punto medio entre dos drenes laterales (Figura 19). Bajo una condición de régimen impermanente el límite superior será el punto medio entre el nivel freático inicial y final entre dos períodos de recarga (Figura 20). En ambos casos el límite inferior es el estrato impermeable.

La identificación de esta región de flujo es fundamental para decidir a qué profundidad deben realizarse las determinaciones de conductividad hidráulica y porosidad drenable. Es decir, si la región de flujo está entre 1.5 m y 4.0 m de profundidad, la conductividad hidráulica debe determinarse en aquellas estratas que se encuentran comprendidas en dicha profundidad. En el capítulo “DISEÑO DE DRENAJE SUBSUPERFICIAL”, donde se explica detalladamente el uso de las ecuaciones para el cálculo del espaciamiento, se hace mención nuevamente en la importancia de este concepto.

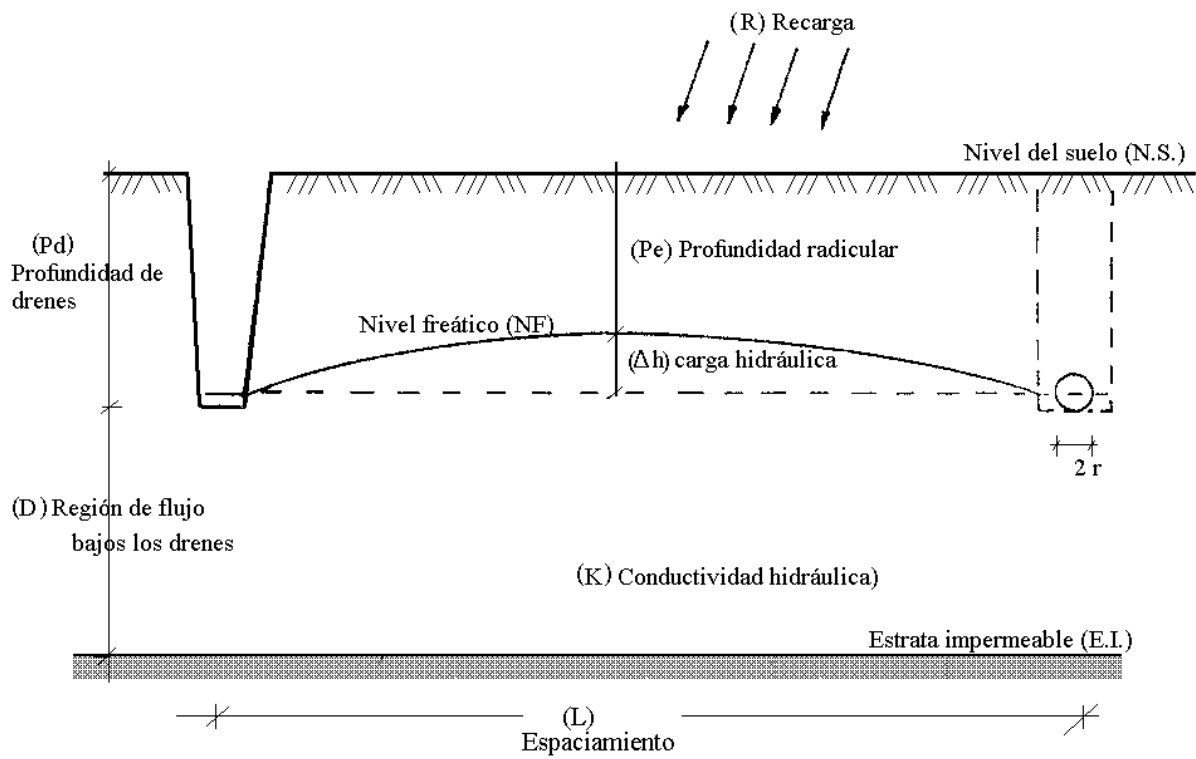


Figura 19. Diagrama generalizado para una condición de régimen permanente.

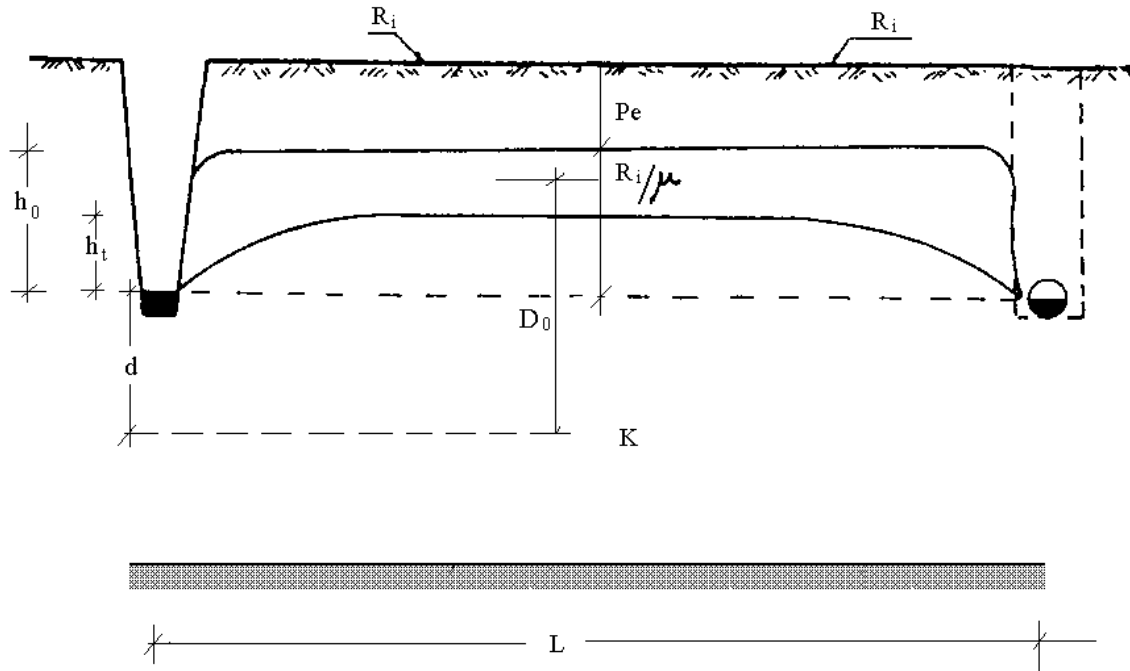


Figura 20. Régimen impermanente. Drenes ubicados por encima del estrato impermeable.

(R_i = recarga instantánea; μ = porosidad drenable; D_0 = región de flujo; d = estrato equivalente; h_0 = carga hidráulica inicial; h_t = carga hidráulica final; K = conductividad hidráulica; P_e = profundidad efectiva; L = espaciamiento entre drenes).

V. CITAS BIBLIOGRAFICAS.

FAO, 1980. Drainage design factors. Irrigation and Drainage Paper 38.

Grassi, C.J. 1981. Manual de drenaje agrícola. CIDIAT, Venezuela. Serie Riego y Drenaje RD-10.

Kessler, J. and R.J. Oosterbaan. 1974. Determining hidraulic conductivity of soils. In. ILRI (ed). Drainage principles and applications. Publication 16. Chapter 24.

Martínez, J. 1982. Drenaje de tierras en zonas regables. Escuela de Hidrología y Recursos Hidráulicos. España, Madrid. Apuntes mecanografiados.

Reeve, R.C. and J.N. Luthin. 1957. Methods of measuring soil permeability. In. Luthin, J.N. (ed). Drainage of agricultural lands. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin. Volume 7.

Richards, L.A. 1954. Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. Washington D.C., Departamento de Agricultura de Estados Unidos de América. Manual de Agricultura N° 60.

Salgado, L. 1971. Determinación de la conductividad hidráulica del suelo. Universidad de Concepción, Escuela de Agronomía. Boletín Técnico N° 6.

Van Beers, W.F.J. 1963. The auger hole method. A field measurement of the hydraulic conductivity of soil below the water table. International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI), The Netherland. Bulletin 1.