

Métodos para determinar la conductividad hidráulica saturada y no saturada de los suelos

Methods for determining saturated and unsaturated hydraulic conductivity of the soils

Donald Gabriels¹, Deyanira Lobo L.² y Mansonia Pulido M.²

¹ Universidad de Gante, Bélgica. ² Universidad Central de Venezuela.
donald.gabriels@ugent.be , lobod@agr.ucv.ve , pulidom@agr.ucv.ve

RESUMEN

La conductividad hidráulica saturada es una propiedad clave en la descripción de los procesos de infiltración y redistribución de agua en el suelo. Esta puede ser determinada en el laboratorio y en el campo. En el laboratorio la determinación de la conductividad hidráulica se realiza en muestras cilíndricas no disturbadas, mediante el uso de un permeámetro de carga constante o con un permeámetro de carga variable. Debido a las limitaciones para obtener muestras no disturbadas representativas, además del relativo pequeño tamaño de las mismas, así como la variabilidad de las mediciones, es preferible realizar mediciones de campo. En el campo, hay dos condiciones para realizar las mediciones: por debajo del nivel freático (condiciones saturadas), y condiciones no saturadas. En el presente trabajo se describen los métodos y equipos más comúnmente usados para determinar esta propiedad del suelo. Los métodos descritos incluyen: el método del pozo, el piezómetro, el infiltrómetro de doble anillo, el método del pozo invertido, el permeámetro de Guelph, el infiltrómetro de tensión y el infiltrómetro de disco.

Palabras clave: permeabilidad, flujo saturado, flujo no saturado, permeámetro, infiltrómetro

ABSTRACT

The saturated hydraulic conductivity is a key soil property that controls the infiltration and redistribution processes of water in the soil. It can be determined either at the laboratory or on field conditions. At the laboratory the hydraulic conductivity can be determined on undisturbed core samples, using a constant head permeameter or with a falling head permeameter. However, it is preferable to carry out field measurements due to the difficulties to obtain representative undisturbed samples, the relative small size of the core samples, and the variability of the laboratory determinations. On the field, the measurements can be carried out either below the groundwater table (saturated conditions), or above the groundwater level (unsaturated conditions). The most common methods and equipments used for measuring the soil hydraulic conductivity are described in this work, including: the constant head permeameter, the falling head permeameter, the auger-hole method, the piezometer method, the double ring infiltrometer method, the Guelph permeameter, the tension infiltrometer, and the disc infiltrometer.

Key words: permeability, saturated flow, unsaturated flow, permeameter, infiltrometer.

INTRODUCCIÓN

La evaluación de las propiedades hidráulicas del suelo, es importante para el entendimiento de la dinámica de los procesos de movimiento de agua y de solutos en el mismo. Asimismo, es de gran utilidad en el estudio de riego y drenaje, procesos erosivos y de contaminación del suelo. La habilidad de los suelos para retener y transmitir agua está determinada por sus propiedades hidráulicas, que dependen de la geometría del espacio poroso (Pla, 1995).

El movimiento de agua en los suelos ocurre tanto en sentido vertical como horizontal, dependiendo de las condiciones de humedad. En condiciones saturadas, las cuales se presentan por debajo del nivel freático, el movimiento es predominantemente horizontal y en menor proporción en sentido vertical. En condiciones de no saturación, cuando los poros grandes están llenos de aire, el flujo es preferentemente vertical. El flujo de agua en forma de vapor ocurre cuando se desarrollan diferencias de presión de vapor en suelos relativamente secos (Jury et al., 1991).

La conductividad hidráulica (K) es la propiedad del suelo que describe la facilidad con la cual los poros del suelo permiten el flujo de agua. Cuando el suelo se satura, todos los poros pueden dirigir el agua y la conductividad está en su máxima expresión y es representada como K_s , mientras que en condiciones insaturadas o no saturadas es representada como $K(q)$. En cualquier caso, depende del tamaño,

número, orientación, distribución y continuidad de los poros especialmente los de retención, el tamaño de las partículas, tipo de fluido, cantidad relativa de fluido presente en la matriz del suelo (Reichardt y Timm, 2004). Es por ello que existe una relación cuantitativa entre la conductividad hidráulica y volumen de agua en un suelo que cuente con un alto porcentaje de partículas grandes (arenas), las cuales permitan el paso del agua rápidamente, y suelos que presentan un alto porcentaje de partículas pequeñas (arcillas) las cuales hacen que el paso del agua sea más lento (Rowell, 1994).

En el presente trabajo se presentan los métodos más usados para determinar la conductividad hidráulica saturada, tanto en condiciones de laboratorio como en campo.

Flujo de agua en los suelos

El flujo del agua en el suelo ocurre en respuesta a las diferencias del potencial total de agua (Ψ). En el sistema suelo – planta – atmósfera es necesario considerar la presencia de membranas ‘semi-permeables’, las cuales son estructuras presentes en las células de las plantas que permiten el paso de agua, pero no de solutos. Cuando no hay membranas, los solutos se mueven junto con el agua por lo que las diferencias de potencial osmótico son despreciables. En estas condiciones se define el potencial hidráulico (H) sin la consideración del potencial osmótico (Reichardt y Timm, 2004).

$$\Psi = H = \Psi_s + \Psi_m + \Psi_z$$

Donde:

Ψ_s : potencial de presión de sumersión

Ψ_m : potencial de presión mátrico o matricial

Ψ_z : potencial gravitacional

Como Ψ_s y Ψ_m se refieren a presiones, y su definición es excluyente, se pueden agrupar en un solo componente:

$$h = \Psi_s + \Psi_m$$

El componente gravitacional puede ser expresado en términos de altura o profundidad, y si se toma como referencia la superficie del suelo, se toma como profundidad (z); quedando el potencial hidráulico formulado de la siguiente manera:

$$H = h + z$$

Flujo saturado a través del suelo

El flujo saturado toma lugar cuando los poros están llenos de agua. El principal parámetro para predecir el flujo saturado es la conductividad hidráulica saturada (K_s).

La conductividad hidráulica saturada (K_s), es la cantidad de agua por unidad de tiempo que fluye o pasa a través de una columna de suelo saturado. Se calcula con la ecuación de Darcy, la cual establece que la cantidad de agua que pasa a través de una unidad de área transversal del suelo en una unidad de tiempo es proporcional al gradiente de carga hidráulica (Kutílek y Nielsen, 1994):

$$\frac{Q}{At} = V = K \frac{\Delta H}{\Delta Z}$$

Donde:

Q = Volumen Total

A = Área Seccional

t = Tiempo

V = Velocidad

DH/DZ = Gradiente de carga hidráulica

K = Constante, Conductividad Hidráulica

Los valores de K_s están afectados por la textura y la estructura del suelo. Siendo la textura del suelo relativamente fácil de medir y es poco variable en el tiempo y espacio, y la estructura lo opuesto.

Otros factores que influyen en la K_s son: el aire atrapado, comúnmente relacionado al rápido humedecimiento del suelo, puede disminuir el movimiento del agua reduciendo la K .

Flujo preferencial, en el campo el agua puede fluir rápidamente a través de canales creados en el perfil por el paso del agua de lluvia, por las grietas en suelos expansibles, por galerías de lombrices de tierra, por canales de raíces viejas, etc.

Flujo no saturado a través del suelo

En suelos no saturados el movimiento del agua ocurre en ambientes más complicados que en flujo saturado de agua. Cuando los macroporos están llenos de aire, quedan solo los poros finos para que el agua se mueva; en estas condiciones las fuerzas que rigen el flujo de agua tienen diferencias en potencial de agua, siendo la diferencia en potencial mátrico la principal fuerza de movimiento. En régimen no saturado, dado que el transporte de agua se ve influenciado por la pérdida de continuidad de poros con agua, la K deja de ser constante en régimen no saturado, pasa a depender de potencial mátrico. De acuerdo a la ley de Poiseuille, el caudal que fluye es proporcional a la cuarta potencia del radio, por lo que los poros de mayor tamaño llenos de agua son los que más contribución tienen al flujo. Al ser estos los que primero se vacían al pasar de flujo saturado a no saturado, la K disminuirá muy de prisa con el contenido de agua (Kutilek y Nielsen, 1994).

Ley de Poiseuille

$$Q = - \frac{\pi r^4}{8 \eta} \nabla P$$

$$\nabla P = \frac{\rho_w g \Delta H}{L}$$

Donde:

Q = descarga ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)

r = radio del tubo (m)

η = viscosidad dinámica ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$)

ΔH = presión sobre la longitud del tubo (m)

L = longitud del tubo (m)

g = aceleración de gravedad (m s^{-2})

ρ_w = densidad del agua (kg m^{-3})

∇P = diferencia de presión entre los puntos considerados

MÉTODOS PARA DETERMINAR LA CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA DE LOS SUELOS

Para una predicción del movimiento de agua en el suelo se requiere una medición cuidadosa de los parámetros hidráulicos del suelo. Para ello se han desarrollado una serie de métodos de laboratorio y campo; sin embargo, hay que considerar que estos métodos presentan problemas con la variabilidad espacial, la exactitud de los procedimientos y la escala de medición. Suelen presentarse grandes dificultades para aplicar resultados obtenidos en mediciones realizadas en pequeñas muestras en el laboratorio a escala de campo.

a. Métodos de laboratorio

Los métodos de laboratorio para medir la conductividad hidráulica han estado disponible desde los primeros experimentos de Henri Darcy en 1856 (Stephens, 1996), los cuales generalmente utilizan muestras cilíndricas no alterados o cilindros de suelo empaçados. Para medir la conductividad hidráulica en el laboratorio se utilizan aparatos llamados permeámetros tanto de carga constante como de carga variable (Reynolds et al., 2002).

Carga constante de agua

Consiste en utilizar los cilindros de suelo tomados en campo, a los cuales previamente en el laboratorio se les coloca en el extremo inferior una cubierta de tela atada con una banda de goma y en el extremo superior una extensión de metal, fijándola herméticamente con un trozo de goma. Los cilindros así preparados se saturan por capilaridad en una bandeja y posteriormente se colocan en el permeámetro sobre los que se mantiene una carga constante de agua, midiéndose el volumen de agua percolada a través de ellos en un tiempo determinado. Se espera hasta recoger cerca de 100cc anotando el volumen exacto y el tiempo requerido para ello (Figura 1).

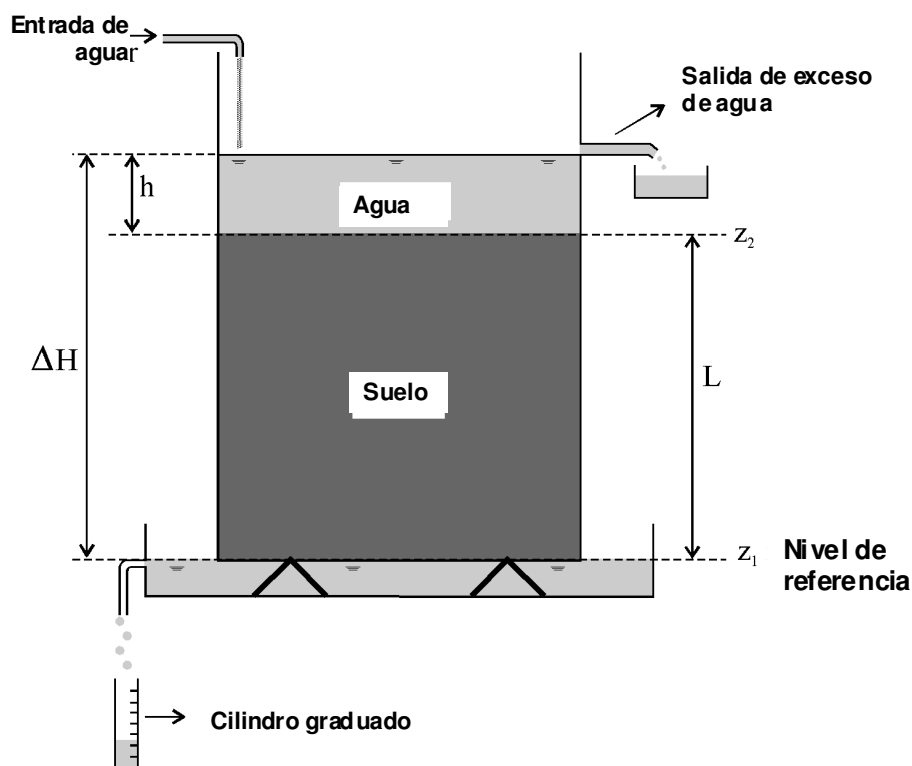


Figura 1. Permeámetro de carga constante (Hartmann, 2000)

Para calcular la conductividad hidráulica saturada se puede utilizar la siguiente expresión:

$$K_s = \frac{V}{A \Delta t \left[\frac{(h+L)}{L} \right]}$$

Donde:

K_s = conductividad hidráulica saturada (cm h^{-1})

h = carga de agua que se mantiene constante por encima del nivel superior del cilindro de suelo (cm)

L = altura del cilindro de suelo (cm)

Δt = tiempo transcurrido desde que comenzó a recogerse el agua percolada hasta la medición final del volumen (V) de estas (horas).

V = volumen de agua recogido en el cilindro graduado (cc)

A = área de la sección circular horizontal del cilindro (cm^2)

Carga variable de agua

El permeámetro de carga variable es similar al de carga constante, excepto que en lugar de mantener una carga constante de agua sobre la superficie de la muestra de suelo no se agrega más agua y al cambiar el nivel de la carga de agua se observa como percola el agua a través de la muestra.

Los cilindros de suelo previamente preparados se humedecen desde la parte inferior hasta alcanzar la saturación. Se toman dos lecturas sucesivas en un mismo descenso del nivel del agua en la bureta para iguales intervalos de tiempo, luego se aplica agua con la bureta y se anota el tiempo y el nivel del agua sobre en punto de salida después de percolar (h_0), cuando se observe un descenso en el nivel de 40-50cm o a las 24h debe anotarse el nivel del agua sobre el punto de desagüe (h). Se toma el volumen percolado y el tiempo transcurrido. Cada pequeño descenso en la altura de la columna de agua por unidad de tiempo representa un flujo de la misma cantidad de agua por unidad de área por unidad de tiempo a través de la columna (Figura 2).

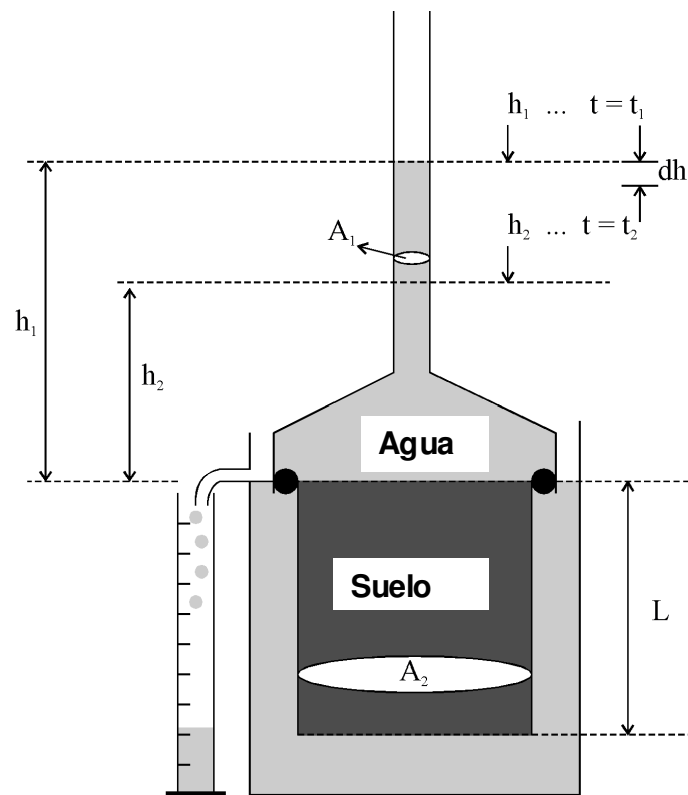


Figura 2. Permeámetro de carga variable (Hartmann, 2000)

La conductividad hidráulica saturada con carga variable puede ser calculada usando la siguiente expresión:

$$K_s = \frac{A_1}{A_2} \frac{L}{(t_2 - t_1)} \ln \left(\frac{h_1}{h_2} \right)$$

Donde:

K_s = conductividad hidráulica ($L T^{-2}$)

L = longitud de la columna de suelo (L)

A_1 = área de la sección transversal del tubo por encima del suelo (L^2)

A_2 = área de la sección transversal del suelo (L^2)

t = intervalo de tiempo (T)

h_0 = nivel inicial del agua sobre el punto de salida del agua percolada (cm)

h = nivel final desagua sobre el punto de salida del agua percolada (cm)

De acuerdo a Klute y Dirksen (1986) el método de carga constante es más exacto en el rango de conductividad hidráulica entre 10^{-3} a 10^{-7} cm s^{-1} , mientras que el permeámetro de carga constante es mejor para suelos con conductividad hidráulica en el rango desde mayor de 1 cm s^{-1} a $10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$

Como referencia se presentan valores de conductividad hidráulica saturada (Cuadro 1) para diferentes texturas (Clapp y Homberger, 1978)

Cuadro 1. Valores de conductividad hidráulica saturada para diferentes texturas de suelos

Textura	K_s (m d⁻¹)	K_s (cm h⁻¹)
Arenosa	15	62.5
Areno franca	13.5	56.3
Franco arenosa	3.0	12.5
Franco limosa	0.6	2.5
Franca	0.6	2.5
Franco arcillo arenosa	0.54	2.3
Franco arcillo limosa	0.15	0.6
Franco arcillosa	0.21	0.9
Arcilla arenoso	0.19	0.8
Arcillo limosa	0.09	0.4
Arcillosa	0.11	0.5

La determinación de la conductividad hidráulica saturada mediante muestras cilíndricas tiene algunas ventajas, ya que la misma muestra puede ser usada para medir otras propiedades físicas, tales como: retención de humedad, conductividad hidráulica no saturada, densidad aparente, porosidad total y distribución de tamaños de poros, y otros índices (Stephens, 1996) .

Métodos de Campo

Los métodos de campo permiten medir la conductividad hidráulica de un suelo en forma directa, mediante experiencias que contemplan la excavación de pozos superficiales, en los cuales se efectúan pruebas de agotamiento y recuperación, el uso de pruebas de infiltración, o a través de medidas de velocidad. En algunos casos es posible obtener una medida de la conductividad hidráulica del suelo, mientras que en otros se obtiene la tasa de infiltración básica, la que se relaciona directamente con la conductividad hidráulica.

La conductividad hidráulica puede medirse en la zona saturada y en la zona no saturada (Reynolds et al., 2002)

Zona saturada

a. Método del pozo

Consiste en realizar un agujero cilíndrico en el suelo, de 10 a 20cm de diámetro ($2r$), hasta alcanzar la mesa de agua permitiendo que el agua retorne a su nivel de equilibrio. El nivel de agua en el agujero se baja entonces sacando el agua mediante bombeo y se mide la tasa de ascenso del agua dentro del agujero hasta alcanzar el nivel de equilibrio (Figura 3).

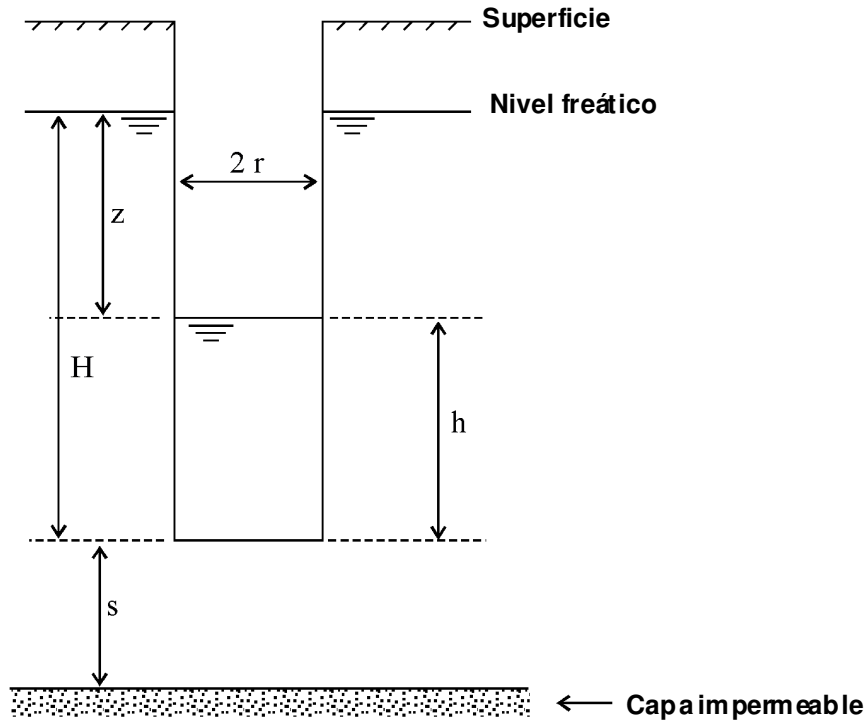


Figura 3. Método del pozo (Hartmann, 2000; Van Beers, 1958, Reynolds et al., 2002)

La conductividad hidráulica puede ser calculada usando la fórmula:

$$K_s = C \frac{\Delta z}{\Delta t}$$

$$C = C(r/H, s/H, z/H)$$

Donde:

K_s = conductividad hidráulica ($L t^{-1}$)

Z = altura del agua en el hueco por debajo de la mesa de agua en tiempo t (L)

Dz/Dt = tasa de ascenso del agua en el hueco ($L t^{-1}$)

C = factor de geometría que depende del radio r del agujero o pozo, la profundidad de la capa impermeable o infinitamente permeable por debajo del fondo del agujero (s), y la profundidad (z), todos medidos en relación a la profundidad (H) del agua en el pozo en equilibrio con el nivel freático ($H/r, s/H, z/H$)

H = Profundidad del pozo por debajo del nivel freático en equilibrio (L)

Fórmulas alternativas:

$$K = 4,63 / (20 + H/r) (2 - z/H) * (r/z) (\Delta z / \Delta t) \text{ si } s > 0,5H$$

$$K = 4,17 / (10 + H/r) (2 - z/H) * (r/z) (\Delta z / \Delta t) \text{ si } s = 0$$

b. Método de piezómetro

Consiste en introducir el piezómetro hasta debajo de la mesa de agua, con o sin una cavidad al fondo como ilustrado en figura 4. Como en el método del pozo, después que el nivel de agua alcanza el equilibrio con la mesa de agua, este se baja bombeando el agua y se observa la tasa para alcanzar nuevamente el equilibrio.

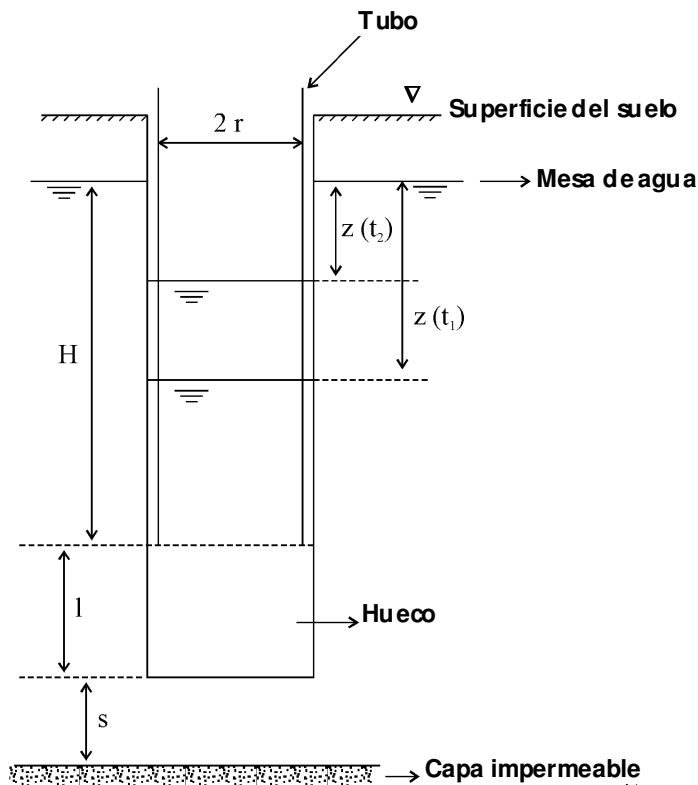


Figura 4. Método del piezómetro (Hartmann, 2000; Bouwer, 1978)

La conductividad hidráulica viene dada por:

$$K_s = \frac{\pi r^2}{C (t_2 - t_1)} \ln \frac{z_{(t_1)}}{z_{(t_2)}}$$

Donde:

K_s = Conductividad hidráulica saturada ($L t^{-1}$)

r = radio del pozo (L)

$z_{(t_1)}, z_{(t_2)}$ = altura de la mesa de agua en el pozo por debajo del nivel de equilibrio en el tiempo t_1 y t_2 respectivamente (L)

$t_2 - t_1$ = Intervalo de tiempo (t)

C = factor de forma (función de H, r)

Existen diferentes propuestas para estimar el factor de forma 'C'. Youngs et al., (1995) proponen la siguiente ecuación de Reynolds y Elrick (1990) para suelos con texturas entre arenosas y arcillosas, con valores de $H/2r > \sim 1,0$.

$$C = 0.316 \frac{H}{2r} + 0.184$$

donde H es la longitud del piezómetro.

En estudios experimentales, Brand y Premchitt (1980) encontraron que el valor del factor de forma puede ser ajustado adecuadamente para el rango de H/2r entre 2 y 15, utilizando la expresión:

$$C = \frac{2,4\pi H}{\ln \left[1,2 \left(\frac{H}{2r} \right) + \sqrt{1 + \left(1,2 \frac{H}{2r} \right)^2} \right]}$$

Zona no saturada

a. Infiltrómetro de doble anillo

Consiste de dos cilindros separados, usados para determinar la tasa de infiltración, la infiltración acumulada y la conductividad hidráulica saturada (Bouwer, 1986; Reynolds et al., 2002) (Figura 5). Es un método sencillo que puede ser usado para evaluar estos valores en los diferentes horizontes del suelo.

Los dos cilindros concéntricos son instalados con el propósito de reducir el flujo lateral en el cilindro interno. La tasa de infiltración en el cilindro interno se asume que sea una indicación del flujo vertical. Consiste en enterrar parcialmente un anillo de diámetro en el suelo y colocar una lamina de agua de inundación constante o variable dentro de él. Se mide cuanta agua penetra en el suelo por unidad de área y tiempo.

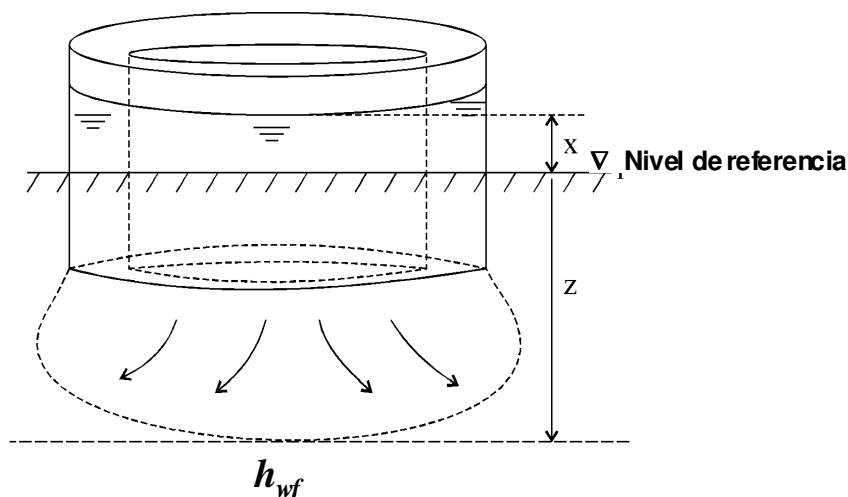


Figura 5. Infiltrómetro de doble anillo (Hartmann, 2000)

La tasa de infiltración final constante puede ser dada usando la ley de Darcy:

$$q = K_T \frac{h_{wf} + z + x}{z}$$

Donde:

q = tasa de infiltración ($L T^{-1}$)

K_T = conductividad hidráulica de la zona de transmisión ($L T^{-1}$)

h_{wf} = valor absoluto de la carga de presión en el frente de humedecimiento (al fondo de la zona de transmisión) (L)

z = espesor de la zona de transmisión zone (L)

x = carga de agua en el anillo interior del infiltómetro (L)

La influencia de h_{wf} y x versus z disminuye cuando z y el contenido de humedad aumentan. Como el gradiente de potencial hidráulico en un suelo homogéneo saturado alcanza la unidad con el tiempo, consecuentemente la tasa de infiltración adquiere un valor constante, así la ecuación sería:

$$q \approx K_T$$

En cuanto a texturas no demasiado gruesas, la conductividad hidráulica de la zona de la transmisión es más o menos igual a la de la zona saturada.

$$q \approx K_T \approx K_s$$

Durante la medición es necesario tener cuidado de que la carga de agua en el interior y fuera del cilindro o anillo sea igual; de lo contrario puede ocurrir flujo lateral entre los dos anillos. Ambos anillos deben enterrarse hasta una profundidad de al menos 10 cm para reducir el flujo lateral a un mínimo. Normalmente toma largo tiempo antes de que la tasa de infiltración se haga constante. El resultado, aunque no siempre exacto, da una aproximación buena de la situación del campo.

b. Permeámetro de Guelph

El permeámetro Guelph se utiliza para la medida en el campo en zona insaturada de la conductividad hidráulica saturada de campo (K_{fs}). Aunque con el permeámetro Guelph se puede medir la infiltración acumulada y la tasa de infiltración, usualmente se puede determinar *in situ* la conductividad hidráulica saturada. La K_s medida es llamada comúnmente 'conductividad hidráulica saturada en campo' " K_{fs} ". Esto es en reconocimiento del hecho que normalmente las burbujas de aire son atrapadas en el medio poroso cuando el suelo se satura por la infiltración de agua, particularmente cuando la infiltración ocurre en condiciones anegadas, por lo tanto el contenido de agua del medio poroso a 'saturación de campo' es más bajo que a saturación completa o verdadera saturación (Reynolds y Elrick 1985, 1987). Dependiendo de la cantidad de aire atrapado, K_{fs} puede ser una o dos veces más bajo que la verdadera conductividad hidráulica saturada K_s .

Es un permeámetro de pozo de carga constante que hace uso del principio Mariotte. Con este aparato se mide la penetración a velocidad constante de agua en el suelo no saturado desde un pozo cilíndrico, en el cual se mantiene una carga constante de agua (Reynolds y Elrick 1985, 1987). En el suelo se forma un bulbo con dimensiones que depende de tipo de suelo, radio del pozo y de la carga de agua en el pozo (Figura 6)

Este método se sustenta en los análisis efectuados por Richards, que ha encontrado una solución efectiva de cálculo de la conductividad hidráulica saturada (K_{fs}), considerando el flujo tridimensional del agua en el suelo, a partir de un hoyo en donde se mantiene una carga hidráulica (h) constante (Reynolds et al., 2002)

Mientras el agua fluye a través del suelo, la columna de agua en los reservorios del permeámetro desciende, manteniendo estable la altura de h . Esta velocidad de descenso es registrada por medio de una escala graduada a 0,1 cm, en intervalos constantes de tiempo, permitiendo las lecturas correctas aún a muy bajos caudales. Cuando las velocidades de descenso se estabilizan obteniendo 3 ó 4 valores iguales o con diferencias menores al 5% se termina la medición. Con el valor de velocidad de descenso estable obtenido se procede al cálculo de la K_{fs} (Cerana et al, 2005)

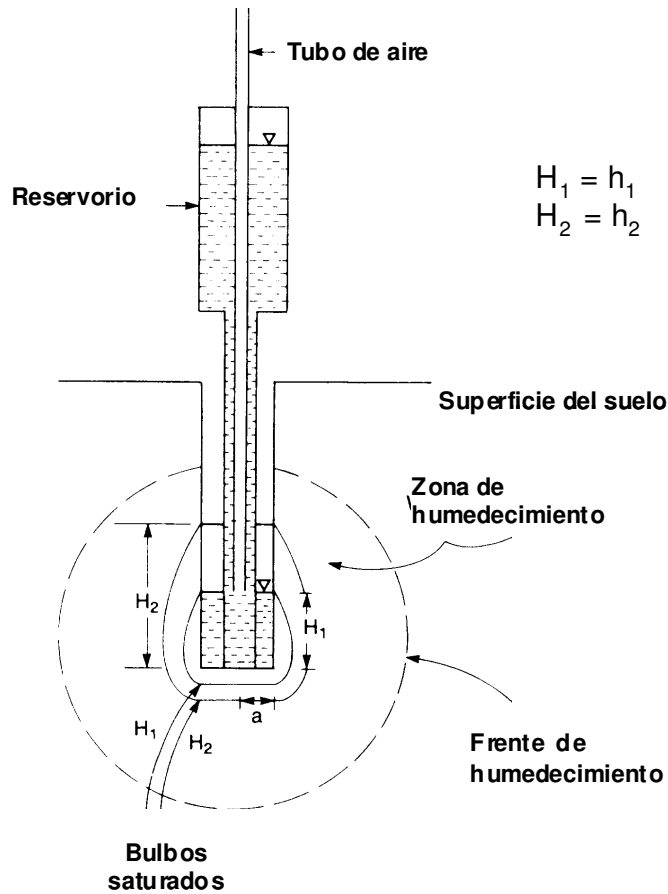


Figura 6. Permeámetro Guelph (Elrick y Reynolds, 1992)

La conductividad hidráulica saturada (K_{fs}) puede calcularse resolviendo la ecuación de Richards:

$$K_{fs} = \frac{CAq}{2\pi h^2 + C\pi a^2 + \left(2\pi \frac{h}{a^*}\right)}$$

Donde:

C = factor de forma adimensional obtenido de h/a

A = área de la sección transversal del reservorio del permeámetro (m^2)

q = estado estable de la caída del nivel de agua en el reservorio del permeámetro ($m s^{-1}$)

h = profundidad de agua en el pozo (controlada por la altura del tubo de aire) (m)

a = radio del pozo (m).

a^* = parámetro de textura/estructura (m^{-1})

El parámetro textura/estructura (a^*) puede ser obtenido del cuadro 2; mientras que el factor de forma (C) se puede conseguir en la figura 7.

Cuando se mide el flujo estable para dos potenciales de agua diferentes (cargas) aplicadas secuencialmente a la superficie de infiltración, la conductividad hidráulica saturada de campo puede estimarse mediante la siguiente expresión:

$$K_{fs} = G_2 \cdot Q_2 - G_1 \cdot Q_1$$

Donde:

$$G_2 = \frac{h_1 C_2}{\pi \left[2 h_1 h_2 (h_2 - h_1) + a^2 (h_1 C_2 - h_2 C_1) \right]}$$

$$G_1 = G_2 \frac{h_2 C_1}{h_1 C_2}$$

Siendo Q la descarga (m³ s⁻¹) cuando el flujo es estable

$$Q_1 = A q_1$$

$$Q_2 = A q_2$$

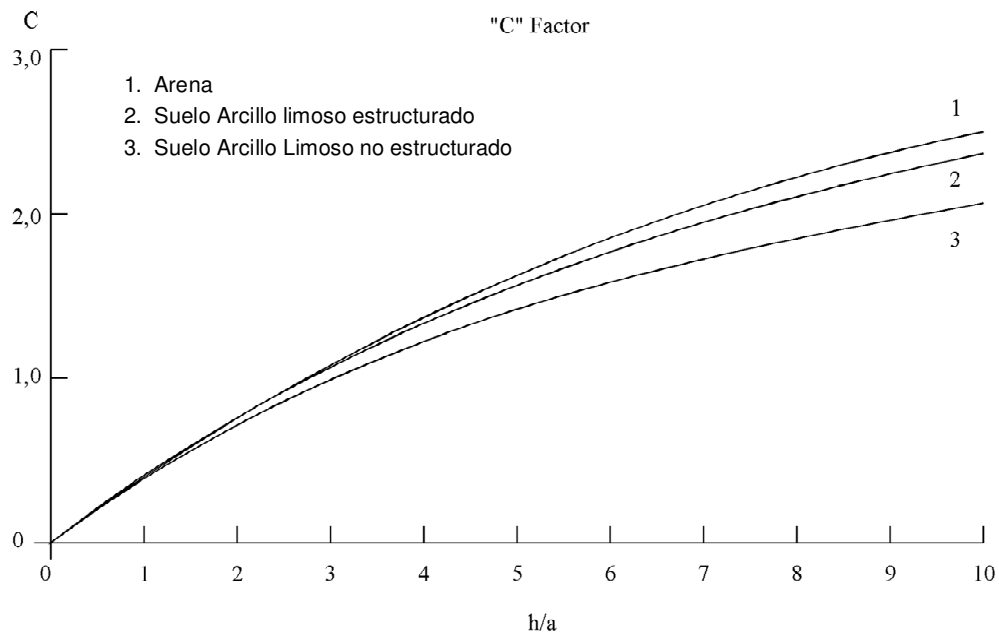


Figura 7. Escala del factor C en función de h/a (Reynolds y Elrick, 1987)

Cuadro 2. Categorías de medios porosos usados para la estimación de a^*

Categoría del medio poroso	Valor de a^* (m^{-1})
- Materiales compactados, materiales arcillosos o limosos poco estructurados, tales como sedimentos marinos o lacustrinos, materiales de relleno, etc.	1
- Suelos que tienen textura fina y sin estructura	4
- La mayor parte de los suelos estructurados desde arcillas, pasando por francos; además incluyendo arenas finas y gruesas desestructurados. Categoría más frecuentemente aplicada a suelos agrícolas.	12
- Suelos pedregosos y arenas gruesas, pueden además incluir algunos suelos con buena estructura con grandes grietas y macroporos	36

Fuente: Elrick et al, 1989

c. Infiltrómetro de disco e Infiltrómetro de tensión

Los infiltrómetros de tensión de disco o de presión siguen el diseño básico de Perroux y White (1988). Están contruidos en metacrilato y dispone de una base circular de radio 'r' que está cubierta en su parte inferior por una malla permeable de nylon. En la parte superior del disco, que sirve de base, se roscan un cilindro y un Mariotte. El primero es el recipiente de alimentación del agua que se infiltra en el suelo y lleva una escala graduada que permite leer la cantidad de agua infiltrada (cm) en función del tiempo. El Mariotte consta también de un cilindro con agua que se comunica con el exterior a través de un tubo móvil llamado tubo de burbujas, el cual dispone de una entrada de aire que se usa para fijar el potencial de agua, para lo cual, basta con ajustar la altura (h_1) del tubo de burbujas que se sumerge en el agua que contiene el Mariotte, leyendo esta longitud en una escala graduada. El potencial real del agua (h_0), medido en cm de columna de agua, corresponderá a la suma algebraica de la altura H_1 y la altura H_2 . Esta última es la distancia existente entre la membrana de nylon y el tubo horizontal del capilar. Por tanto, $H_0 = H_2 - H_1$, y para todo $H_1 > H_2$, h_0 será negativo (tensión). Las tasas de infiltración leídas en la escala son luego convertidas en tasa de infiltración con referencia al área de la base del infiltrómetro pues es el área real de infiltración (Figura 8).

La conductividad hidráulica en campo puede estimarse mediante la siguiente expresión (Reynolds y Elrick, 1990):

$$K_{fs} = \alpha * GAR_1 / [a(\alpha * H_1 + 1) + G\alpha * \pi a^2]$$

Donde:

a^* (L^{-1}): parámetro de textura – estructura (Cuadro 2)

A (L^2): área de la sección transversal del reservorio del infiltrómetro.

R_1 ($L T^{-1}$): tasa casi estable de caída del nivel del agua en el reservorio

a (L): radio interno del anillo

H_1 (L): carga de agua estable sobre la superficie de infiltración

G (adimensional): factor de forma

$$G = 0,316 \left(\frac{d}{a} \right) + 0,184$$

Donde:

d (L): profundidad de inserción del anillo dentro del suelo

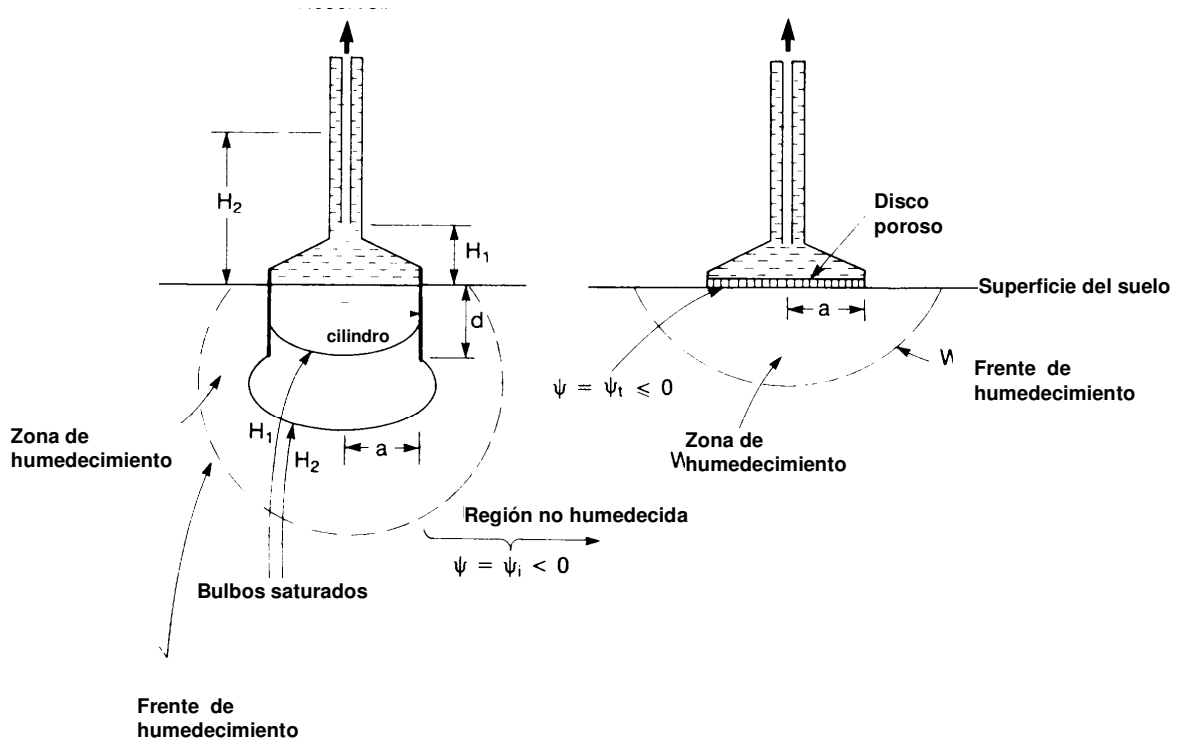


Figura 8. Infiltrómetro de disco e Infiltrómetro de tensión (Elrick y Reynolds, 1992)

Método del pozo (invertido) (por encima del nivel freático)

En un pozo abierto por encima del nivel freático se vierte agua hasta cierto nivel y se mide la velocidad de descenso de dicho nivel (Figura 9). Constituye un método rápido y fácil de implementar.

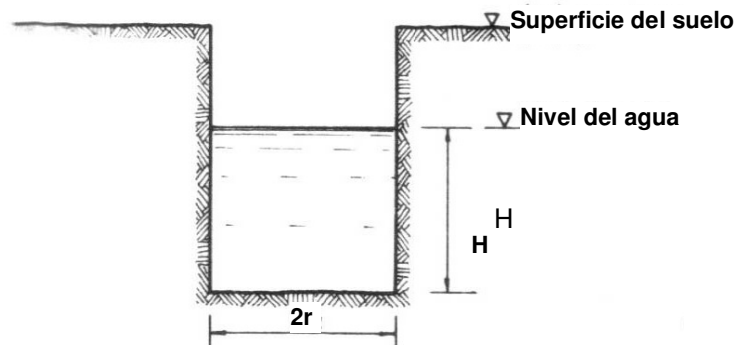


Figura 9. Pozo invertido (barreno invertido) (Hartmann, 2000; Bouwer, 1978)

La conductividad hidráulica se puede calcular mediante la expresión:

$$K = \frac{r \ln[(1 + 2H_0/r)/(1 + 2H/r)]}{2(t - t_0)}$$

Donde:

H_0 y H = las profundidades del nivel de agua en el pozo al inicio (t_0) y después de un tiempo t

r = radio del pozo

CONCLUSIONES

La selección del método e instrumento para medir la conductividad hidráulica va a depender del propósito de la medición. Uno de los parámetros con mayor variabilidad es la conductividad hidráulica, especialmente cuando la medición se realiza en muestras pequeñas como las muestras cilíndricas no alteradas, las cuales representan el método más tradicional y barato. Debido a la mayor variabilidad se prefiere hacer las determinaciones directamente en el campo, utilizando métodos como: pozo, pozo o barreno invertido.

La utilización del infiltrómetro de tensión ha ganado popularidad para mediciones de la conductividad hidráulica saturada o cerca de saturación debido a que su uso es rápido, fácil y disturba poco la superficie del suelo; sin embargo, presenta algunas limitaciones asociadas a la base teórica para el cálculo y a la necesidad de garantizar un estrecho contacto entre el infiltrómetro y el suelo. El Infiltrómetro de doble anillo y el permeámetro Guelph también han sido ampliamente utilizados con resultados satisfactorios.

La literatura revisada en la cual se investiga sobre el uso de los diferentes métodos y la comparación de los resultados de las mediciones no pone de manifiesto ventajas o desventajas sistemáticas de uno de los métodos sobre el otro.

LITERATURA CITADA

- Bouwer, H.**, 1978. Groundwater Hydrology. New York, Mc.Graw-Hill Book Company, 480 p.
- Bouwer, H.**, 1986. Intake rate: Cylinder infiltrometer. En: Klute, A. (Ed.), Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods. American Society of Agronomy, Monograph No 9, Madison, p 825-844.
- Brand E.W.; J. Premchitt.** 1980. Shape factors of cylindrical piezometers. *Geotechnique*, 40(4):369-384.
- Cerana J.A.; P.G. Fontanini, O. Duarte, S. Rivarola, E. Díaz, Benavidez, R.** 2005. Permeabilidad saturada en Vertisoles. Uso del Permeámetro Guelph. En: *Evaluación de Parámetros y Procesos Hidrológicos en el Suelo. Documentos Técnicos en Hidrología del PHI*. UNESCO (París). Lobo D., Gabriels D., Soto G. (Ed), Número de serie 71:17-22.
- Clapp R.B.; Homberger G.M.**, 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Res.* 14: 601.
- Elrick, D.E.; Reynolds, W.D.; Tan, K.S.** 1989. Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. *Ground Water Monit. Rev.* 9: 184-193.
- Elrick, D.E.; Reynolds, W.D.** 1992. Infiltration from constant head well permeameters and infiltrometers. En: G.C.Topp, W.D.Reynolds and R.E. Green, (Eds.) *Advances in measurement of soil physical properties: bringing theory into practice*. SSSA Spec. Publ. 30. Soil Science Society of America, Madison, WI. p 1-24,
- Hartmann, R.** 2000. Soil Physics. Lecture notes, Dept of Soil Management and Soil Care, Ghent University, Belgium.

- Jury W.A.; W.R. Gardner; W.H. Gardner.** 1991. Soil Physics. (5° ed.) John Wiley & Sons, INC. USA. 328p.
- Klute A.; Dirksen C..** 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. En: *Methods of Soil Analysis, Part 1, 2nd ed.* Klute A. Ed. Agron. Monogr. 9. ASA, CSSA and SSSA, Madison, WI. 687p.
- Kutílek M.; D.R. Nielsen.** 1994. Soil Hydrology. Catena Verlag. p. 87-120.
- Pla, I.** 1995. Evaluación y diagnóstico de propiedades físicas del suelo en relación a la labranza. En: Memorias de II Reunión Bienal de la Red Latinoamericana de Labranza Conservacionista. Guanare - Acarigua. 1993. pp. 42-51.
- Perroux, K.; White, I.** 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Science Society of America Journal*, 52:1205-1215
- Reichardt, K.; C.L. Timm** 2004. Solo, planta e atmosfera. Conceitos, Processos e Aplicações. Editora Manole. SP (Brasil). 478p.
- Reynolds, W.D.; D.E. Elrick.** 1985. Measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the conductivity-pressure head relationship using the "Guelph permeameter". Proc. National Water Well Association Conference on Characterization and Monitoring of the Vadose (Unsaturated) Zone, Denver, CO.
- Reynolds, W.D.; D.E. Elrick,** 1987. A laboratory and numerical assessment of the Guelph permeameter method. *Soil Sci.* 144: 282-299
- Reynolds, W.D.; D.E. Elrick.** 1990. Ponded infiltration from a single ring: I. Analysis of steady flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54: 1233-1241.
- Reynolds, W.D.; D.E. Elrick; E.G. Youngs; A. Amoozegar; H.W.G. Booltink; J. Bouma.** 2002. Saturated and field-saturated water flow parameters. In: *Methods of Soil Analysis, Part 4—Physical Methods*, Dane, J.H. & Topp, G.C. (Eds). Soil Science Society of America. Madison, USA. p. 797-878.
- Rowell, D. L.** 1994. Soil Science: Methods and application. Department of Soil Science. University of Reading. Edit. Longman Scientific & Technical. UK. p. 60-107.
- Stephens D.B.** 1996. Vadose zone hydrology. Lewis Publisher. USA. 347p.
- Van Beers, W.F.J.** 1958. The auger-hole method. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Bull 1. H. Veenman & Zonen, Wageningen, The Netherlands, 32 p.
- Youngs E.G.; P.B. Leeds-Harrison; D.E. Elrick.** 1995. The hydraulic conductivity of low permeability wet soil used as landfill lining and capping material: analysis of pressure infiltrometer measurements. *Soil Technology*, 8:153-160.