

ESTIMACION DE PROPIEDADES HIDRÁULICAS DE SUELOS POR MEDICIONES A CAMPO Y EL USO DE MODELOS DE FLUJO ESTACIONARIO Y TRANSITORIO

ROBERTO R FILGUEIRA¹; CG SORACCO; GO SARLI & LL FOURNIER

Área Física Aplicada, Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad Nacional de La Plata, Calles 60 y 119, Casilla de Correo 31, 1900 La Plata. Tel (0221) 423 6758, Fax (0221) 425 2346, E-mail: fisica@agro.unlp.edu.ar

¹Investigador Científico del CONICET

Recibido: 00/00/00

Aceptado: 00/00/00

RESUMEN

El manejo del suelo influencia las propiedades físicas del mismo, con marcado énfasis en las hidráulicas. La medición de estas últimas se ha vuelto uno de los temas predilectos de investigación en la Física de Suelos. El infiltrómetro de disco a tensión se ha convertido en un valioso instrumento para la medición *in-situ* de propiedades hidráulicas del suelo. La mayoría de los métodos de análisis de la información obtenida con este instrumento, se basa en la obtención de la tasa de flujo estacionario para tiempos largos, aunque actualmente se encuentran disponibles también expresiones analíticas aproximadas para el flujo transitorio desde un infiltrómetro de disco en tres dimensiones y no confinado. En este trabajo se realizaron mediciones con este instrumento en un suelo franco arcilloso con diferente historia de uso. A partir de los datos obtenidos se estimaron la conductividad hidráulica saturada y la sortividad, mediante modelos que utilizan la aproximación de flujo estacionario y de flujo transitorio.

A partir del modelo del flujo estacionario, los resultados obtenidos de sortividad (S_0) variaron entre 26,8 y 58,5 mm h^{-1/2} y los de conductividad hidráulica saturada (K_0) entre 41,7 y 78,2 mm h⁻¹, para los sitios de labranza convencional y pastura, mientras que S_0 varió entre 23,9 y 51,2 mm h^{-1/2} y K_0 entre 19,0 y 45,7 mm h⁻¹ para el sitio compactado. Los valores medios de sortividad no difirieron estadísticamente entre los tratamientos, mientras que para la conductividad hidráulica saturada no hubo diferencia estadística entre la medias en labranza convencional y pastura, pero ambas fueron significativamente diferentes a la media del sitio compactado.

A partir del modelo de flujo transitorio los valores de S_0 variaron entre 10,9 y 36,6 mm h^{-1/2} y los de K_0 entre 58,6 y 189,3 mm h⁻¹ para labranza convencional y pastura, y entre 15,8 y 33,9 mm h^{-1/2} para S_0 y entre 13,6 y 71,5 mm h⁻¹ para K_0 del sitio compactado. No se encontraron diferencias significativas entre las medias de todos los sitios para S_0 , mientras que para K_0 no se encontró diferencia entre las medias de los sitios de labranza convencional y pastura, pero ambos fueron diferentes estadísticamente a la K_0 media del sitio compactado.

Palabras clave. Conductividad hidráulica, sortividad, flujo estacionario, flujo transitorio.

ESTIMATION OF SOIL HYDRAULIC PROPERTIES BY FIELD MEASUREMENT AND USE OF STEADY- AND TRANSIENT-FLOW MODELS

ABSTRACT

Soil management influences physical properties of the soil, mainly hydraulic functions. Their measurement have been one of the research preferences in Soil Physics. Tension disc infiltrometer has become a valuable instrument for the *in situ* measurement of soil surface hydraulic properties. Methods of analysis of the information obtained with this instrument have generally relied on the restrictive assumptions of steady-state infiltration at large times, but today approximate analytical expressions for three-dimension unsteady, unconfined flow out of a disc infiltrometer, are also available.

In our study field tension infiltrometer measurements were run on a clay loam soil with different agricultural practices to determine sorptivity and saturated hydraulic conductivity, using steady- and unsteady-state water flow models.

From steady state flow model, results obtained for sorptivity (S_0) ranged from 26.8 to 58.5 mm h^{-1/2} and saturated hydraulic conductivity (K_0) ranged from 41.7 to 78.2 mm h⁻¹, for conventional tillage and prairie site, meanwhile S_0 ranged from 23.9 to 51.2 mm h^{-1/2} and K_0 between 19.0 and 45.7 mm h⁻¹ for the compacted site. Mean values of sorptivity were not statistically different between sites, meanwhile saturated hydraulic conductivity means were not different for conventional tillage and prairie sites, but both means were different from the compacted site mean.

From unsteady state flow model sorptivity values ranged from 10.9 to 36.6 mm h^{-1/2} and K_0 values ranged between 58.6 and 189.3 mm h⁻¹ for conventional tillage management and natural prairie sites. For the compacted site S_0 values ranged from 15.8 to 33.9 mm h^{-1/2} and for K_0 values from 13.6 to 71.5 mm h⁻¹. Mean values of sorptivity were not statistically different between sites, meanwhile saturated hydraulic conductivity means were not different for conventional tillage and prairie sites, but both means were different from the compacted site mean.

Key words. Sorptivity, hydraulic conductivity, steady flow model, transient flow model.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de los mecanismos de movimiento del agua en los horizontes superficiales del suelo ocupa un lugar preponderante en muchas áreas de investigación, como ser la agronomía, la ingeniería civil, la hidrología y las ciencias ambientales.

Existen dos grupos de técnicas para evaluar el movimiento del agua en el suelo; uno es el de los simuladores de lluvia y el otro el de los infiltrómetros (Filgueira & Micucci, 2004). En este segundo grupo se han utilizado los anillos cilíndricos simples y múltiples concéntricos, y los infiltrómetros de varios tipos (White *et al.*, 1992; Angulo Jaramillo *et al.*, 2000).

En un taller realizado en La Plata, Argentina, en 2003, se discutió la posibilidad de lograr una estandarización de la medida de infiltración (Filgueira & Micucci 2004), llegándose a la conclusión de que resulta muy difícil lograr una técnica que sea lo suficientemente confiable y reproducible para utilizar en todos los suelos.

Con otro enfoque del problema, Rawls *et al.*, (1998) usaron datos de textura, densidad aparente y la pendiente de la curva de retención hídrica para predecir conductividad hidráulica saturada (K_0).

De un conjunto inicial de 1.508 medidas de datos de suelos de EE.UU. tomadas de la bibliografía, descartaron 555 datos que presentaban diferentes particularidades no deseadas por los autores. Con los datos restantes parametrizaron una ecuación que permite, a partir de la porosidad efectiva, predecir la conductividad hidráulica saturada (K_0), de manera que no fuera necesario el trabajo experimental para estimar este parámetro. Se aclara que en todo caso se utilizan datos de la matriz del suelo, lo que hace que la representatividad en el campo de los valores de K_0 obtenidos sea limitada.

La demanda de una metodología confiable y rápida para estimar variables hidráulicas a partir de la infiltración del agua en el suelo sigue siendo importante.

En este sentido en los últimos 15 años se ha trabajado mucho para encontrar un método rápido, sencillo y preciso que permitiera estimar dos variables hidráulicas; la conductividad hidráulica saturada (K_0) (mm h^{-1}) y la sortividad (S_0) ($\text{mm h}^{-1/2}$).

Una respuesta aceptable para muchos investigadores ha sido el uso del infiltrómetro de disco a tensión descrito por Perroux & White (1988), que ha sido utilizado cada vez con más frecuencia para la determinación *in situ* de estas variables (Thony *et al.*, 1991; Logsdon & Jaynes, 1993; Cook & Broeren, 1994; Smettem *et al.*, 1994; Jarvis & Messing, 1995). Este instrumento presenta una serie de ventajas; (i) es fácilmente transportable; (ii) usa volúmenes de agua relativamente pequeños; (iii) al permitir

realizar mediciones *in situ* se pueden obtener valores representativos del campo sin los problemas aparejados de la toma y transporte de muestras; (iv) por sus características de diseño permite realizar mediciones discriminando parcialmente el tamaño de poros que se desea excluir; (v) se ha citado que debido a tratar el flujo en 3 dimensiones alcanza el estado estacionario con mayor rapidez y (vi) su reducido costo (Angulo Jaramillo *et al.*, 2000; Vandervaere *et al.*, 2000 a).

Los modelos teóricos existentes para elaborar los datos experimentales obtenidos son de dos tipos. Uno de ellos se basa en el análisis del flujo de agua considerado en su estado estacionario (Hussen & Warrick, 1993; Logsdon & Jaynes, 1993; Cook & Broeren, 1994; Aoki & Sereno, 2004 a,b), y el otro se basa en el flujo en el estado transitorio (Turner & Parlange, 1974; Warrick & Lomen, 1976; Warrick, 1992; Haverkamp *et al.*, 1994; Smettem *et al.*, 1994; Zhang, 1997; Vandervaere *et al.*, 2000a,b).

A modo de ejemplo, puede citarse a Logsdon & Jaynes (1993) que, comparando cuatro métodos diferentes, obtienen resultados muy disímiles, de una gran variabilidad en los valores de K_0 y S_0 . En casos extremos, utilizando uno de los métodos más aceptados (White & Sully, 1987) obtienen, de 34 determinaciones, que sólo 20 pueden utilizarse para el cálculo de K_0 y S_0 . Se mencionan como motivos del pobre ajuste, o no adecuación de los modelos, a que hay casos donde los valores de K_0 son negativos y, en otros, que no es posible lograr buenas determinaciones de S_0 , necesarias en el modelo matemático usado.

Resultados similares fueron publicados recientemente por Aoki & Sereno (2004 a) donde utilizando dos métodos de obtención de K_0 (White & Sully, 1987; Ankeny *et al.*, 1991) obtienen valores diferentes para cada uno de los métodos (con un factor 2 aproximadamente).

Las hipótesis que se plantearon en este estudio fueron dos; primera, que los modelos de flujo estacionario y de flujo transitorio conducen a resultados de parámetros hidráulicos coherentes y; segunda, que los distintos manejos del suelo afectan las propiedades hidráulicas del mismo.

Los objetivos fueron:

a. medir la infiltración de agua a campo en un suelo con tres situaciones de manejo con el infiltrómetro de disco,

b. a partir de los mismos datos experimentales estudiar el comportamiento de dos modelos teóricos diferentes, suponiendo flujo estacionario o transitorio, para estimar la sortividad y la conductividad hidráulica saturada.

MATERIALES Y MÉTODOS

Teoría

Infiltración del agua en el suelo

El fenómeno de infiltración del agua en el suelo consiste en la entrada de agua desde la superficie al interior del mismo. Esta entrada está gobernada por condicionantes de diferente naturaleza, como ser el grado de compactación, la distribución del tamaño de poros, y la clase textural de los suelos, entre otros.

Existen muchos modelos para describir la infiltración; entre los más usados se encuentra el de Philip (1957):

$$I = S\sqrt{t} + At \tag{1}$$

donde I (mm) es la infiltración acumulada, S (mm h^{-1/2}) es la Sortividad capilar, y A (mm h⁻¹) es un factor que se encuentra relacionado con la conductividad hidráulica saturada. En este modelo se evidencia que la infiltración acumulada es dependiente de la conductividad hidráulica saturada y de la sortividad.

Conductividad hidráulica

La conductividad hidráulica expresa la capacidad de un medio poroso para transmitir agua. Esta constituye un concepto más general que la permeabilidad, de la que se diferencia porque depende no sólo de las características del espacio poroso, sino también de la condición misma del agua. Por tanto, la conductividad hidráulica del suelo depende principalmente de su estructura, del contenido de humedad del suelo y de la temperatura del agua.

La conductividad disminuye cuando también lo hace el contenido de humedad, ya que la sección útil de los poros (agua en estado líquido) se ve reducida y la tortuosidad aumenta. Por otra parte, por ser los poros mayores los primeros en vaciarse, las moléculas de agua quedan más próximas a las superficies de las paredes de los poros y con ello se produce un incremento de la resistencia viscosa a la filtración. Por estas razones la conductividad hidráulica se considera como una función del contenido de agua del suelo (Klute & Dirksen, 1986), y dos medios con la misma porosidad pueden mostrar distinta conductividad hidráulica.

Sortividad

Es un concepto introducido por Philip (1957) que refleja la capacidad de un medio poroso para absorber o desorber líquidos por capilaridad. El flujo de agua a partir de una superficie circular que se encuentra a un potencial hídrico h_o , en un suelo que está inicialmente a un potencial h_n , puede ser dominado inicialmente por la capilaridad (Philip, 1986):

$$\lim_{t \rightarrow 0} \left[\frac{Q(t)}{\pi r_d^2} \right] = \frac{1}{2} S_0 t^{-1/2} \tag{2}$$

donde $Q(t)$ es el caudal a partir del disco (mm³ s⁻¹); t es el tiempo (s); r_d es el radio del disco (mm); y S_0 es la sortividad que presenta el suelo al potencial hídrico del disco (mm s^{-1/2}). La integración de la ecuación anterior con respecto al tiempo, resulta:

$$I = S_0 t^{1/2} \tag{3}$$

donde I (mm) es la infiltración acumulada.

La sortividad es comúnmente estimada suponiendo que al principio de la infiltración los efectos de la gravedad y de la capilaridad lateral son pequeños y se pueden ignorar.

Flujo en estado estacionario

La ecuación de Wooding (Wooding, 1968), eje de la mayoría de los análisis para interpretar los valores de la tasa de infiltración estacionaria ($q_{0\infty}$) (mm s⁻¹) desde un disco es:

$$q_{0\infty} = K_0 + \frac{4\phi_0}{\pi} \frac{1}{r_d} \tag{4}$$

donde K_0 , (mm s⁻¹) es la conductividad hidráulica saturada al potencial h_o , (mm) es el radio del disco y ϕ_0 , (mm² s⁻¹) es el potencial de flujo mátrico definido como:

$$\phi_0 = \int_{h_n}^{h_o} K(h) dh \quad h_n \leq h_o \tag{5}$$

En esta ecuación h representa el potencial hídrico, K_0 es la conductividad hidráulica a la carga impuesta h_o , de forma que $K_0 = K(h_o)$. El subfijo 0 se refiere a la condición impuesta desde el disco y el sufijo n a la condición antecedente del suelo, antes que el proceso de infiltración ocurra.

Como ya mencionáramos, el flujo es entonces controlado por dos propiedades del suelo, la conductividad hidráulica K_0 la cual representa el efecto de la gravedad, y la sortividad $S_0 = S(h_o)$ la que representa, en un sentido amplio, la capilaridad del mismo. La ecuación (4) puede ser resuelta mediante el uso de múltiples radios para un mismo valor de h_o (Smetten & Clothier, 1989); o de múltiples cargas hidráulicas para un mismo radio (Ankeny *et al.*, 1991). Otra manera de solucionar la ecuación (4) es asumiendo como verdadera la siguiente suposición (Smetten & Clothier, 1989):

$$\phi_0 = \frac{b S_0^2}{(\theta_0 - \theta_n)} \tag{6}$$

donde b es un parámetro de forma que está en el intervalo (1/2, $\pi/4$), tomándose habitualmente como 0,55; y θ_0 y θ_n son contenidos de agua volumétricos. Como ya mencionáramos, se puede estimar S_0 considerando que la ec. (3) es válida para los estados iniciales de infiltración. Entonces, es posible determinar el valor de S_0 mediante la obtención de la pendiente de la recta que surge de graficar I vs $t^{1/2}$ para los primeros tiempos del proceso de infiltración. Una vez obtenido el valor de S_0 , midiendo además los contenidos de humedad volumétrica inicial y final, y recurriendo a las ecuaciones (4) y (6) es posible obtener el valor de K_0 :

$$K_0 = q_{0\infty} - \frac{4b}{\pi r_d (\theta_0 - \theta_n)} S_0^2 \tag{7}$$

Para que este método posea validez debe cumplirse que el miembro sustractivo de la ecuación (7) sea sustancialmente menor que $q_{0\infty}$. Eso puede verificarse utilizando la siguiente ecuación:

$$\Delta = \frac{4b}{\pi r_d (\theta_0 - \theta_n)} \frac{S_0^2}{q_{0\infty}} \quad 100 \tag{8}$$

Análisis del flujo transitorio

Aunque los métodos basados en la ecuación de Wooding han sido estudiados, usados y comparados en una cantidad de trabajos, otros investigadores orientaron su análisis al estudio del flujo transitorio desde un infiltrómetro de disco (Turner & Parlange, 1974; Warrick & Lomen, 1976; Warrick, 1992; Haverkamp *et al.*, 1994; Smettem *et al.*, 1994; Zhang, 1997; Vandervaere *et al.*, 2000 a,b).

Las ventajas de trabajar sobre el modelo de flujo transitorio son:

(i) El supuesto de homogeneidad del suelo como sistema, con un contenido uniforme de agua, se vuelve más realista con una reducción del volumen de suelo muestreado en un experimento de corta duración; (ii) la variación vertical de las propiedades hidráulicas puede ser determinada con alta resolución llevando a cabo experimentos de corta duración; (iii) experimentos cortos permiten la realización de un número mayor de repeticiones en el campo, lo cual lo vuelve particularmente interesante para el estudio de la variabilidad espacial; (iv) el régimen transitorio de infiltración contiene más información, la cual no es analizada cuando se usa el régimen estacionario.

Los trabajos realizados tienen en común la siguiente expresión para la infiltración acumulada en el flujo transitorio (Warrick, 1992; Haverkamp, *et al.*, 1994; Zhang, 1997; Vandervaere *et al.*, 2000a):

$$I(t) = C_1 \sqrt{t} + C_2 t \quad (9)$$

donde C_1 y C_2 son constantes, y t es el tiempo. Sobre la base de la ecuación (9) Haverkamp *et al.*, (1994) establecieron una ecuación de infiltración con base física para infiltrómetros de disco válida para el período inicial de la infiltración:

$$I(t) = S_0 \sqrt{t} + \left[\frac{2-\beta}{3} K_0 + \frac{\gamma S_0^2}{r_d (\theta_0 - \theta_n)} \right] t \quad (10)$$

donde β es una constante comprendida entre 0 y 1 (Haverkamp *et al.*, 1994). La ec. (10) tiene la misma forma general que la ec. (1) propuesta por Philip (1957). Obsérvese que la ecuación (10) es una forma ampliada de la ecuación (9), donde:

$$C_1 = S_0 \quad (11)$$

$$C_2 = \frac{2-\beta}{3} K_0 + \frac{\gamma S_0^2}{r_d (\theta_0 - \theta_n)} \quad (12)$$

donde γ es una constante teórica. A través de comparaciones con resultados experimentales, Smettem *et al.*, (1994) mostraron que un valor apropiado para γ era 0,55.

Aunque existe un consenso generalizado en la aceptación de estas ecuaciones, hay diferencias en lo que hace a la obtención de los valores de C_1 y C_2 , de forma que la utilización de la ecuación (9) se reduce al método de obtención de los coeficientes C_1 y C_2 .

Debido a problemas matemáticos de ajuste de la función representada por la ec. (9) a los datos experimentales, Smiles y Knight (1976) propusieron linealizar la misma. La idea consistió en dividir

ambos miembros de la ecuación (9) por \sqrt{t} , la que finalmente toma la forma:

$$\frac{I(t)}{\sqrt{t}} = C_1 + C_2 \sqrt{t} \quad (13)$$

Si se grafica $\frac{I(t)}{\sqrt{t}}$ vs \sqrt{t} se obtiene una recta que posee C_1 como ordenada al origen y C_2 como la pendiente. Así, con un simple ajuste lineal, pueden obtenerse los valores de estas constantes. Este procedimiento permite también verificar la calidad de los datos experimentales que se obtuvieron.

Una vez hallados C_1 y C_2 la conductividad hidráulica se calcula así:

$$K_0 = \frac{3}{(2-\beta)} \left[C_2 - \frac{\gamma C_1^2}{r_d (\theta_0 - \theta_n)} \right] \quad (14)$$

Parte experimental

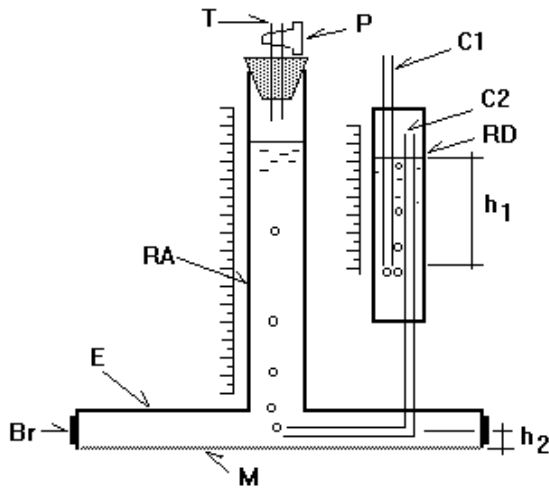
Las determinaciones se realizaron en un lote de unas 4 ha, sobre un suelo Franco arcilloso con problemas marcados de alcalinidad. El predio pertenece a la Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales de la UNLP, ubicado en el partido de Berisso, provincia de Buenos Aires. El trabajo se realizó como contribución a un proyecto cuya finalidad última era dar recomendaciones de manejo a las personas que utilizaban el lote como huerta comunitaria para trabajadores desocupados.

Se fijaron tres sitios de medición, los cuáles se encontraban en una zona de muy baja pendiente. Se buscó en estos sitios situaciones contrastantes de manejo, sobre todo en aspectos que repercutieran en contrastes en las propiedades hidráulicas del suelo.

Los tres situaciones escogidas para su estudio fueron: en primer lugar un lote destinado al cultivo de especies hortícolas, que fuera recientemente removido (Sitio I), el segundo fue un sitio con pastura de gramíneas (*Agropyrum* sp, *Distichlis* sp. y *Cynodon* sp.) con 8 años de antigüedad (Sitio II), la que se encontraba con muy buena cobertura y en activo crecimiento y, por último, el tercer sitio era una zona que había sufrido pisoteo de animales con una intensidad importante, y que en el momento de la medición se encontraba con una buena cobertura de gramíneas (*Cynodon* sp.) (Sitio III).

En cada uno de los sitios se determinó, del horizonte superficial, densidad aparente (Dap), densidad del material sólido (Ds) y textura. Para estimar la Dap se utilizó el método del cilindro (Blake & Hartge, 1986 a) para lo cual se extrajeron seis muestras de cada sitio y los resultados se utilizaron para la obtención de las variables porosidad total (Ptot=1-Dap/Ds) e índice de poros (Ipor= V_{por}/V_{sol}), donde V_{por} y V_{sol} son los volúmenes de poros y del material sólido del suelo, respectivamente. La Ds se obtuvo por picnometría en alcohol (Blake & Hartge, 1986 b).

Las medidas de infiltración se hicieron en el horizonte superficial de cada sitio con infiltrómetros de disco (Perroux & White, 1988). El instrumento posee un disco de 120 mm de diámetro (Figura 1). En todos los casos se necesitaron alrededor de dos horas para alcanzar el estado estacionario. Para la determinación $q_{0\infty}$, necesario para calcular K_0 y S_{0p} se realizaron tres mediciones por cada sitio, colocando los infiltrómetros en los vértices de un hipotético triángulo de 1,5 m de lado. En todos los casos se utilizó el instrumento sin succión en el recipiente de burbujeo (sin po-



- RA: depósito de alimentación
- RD: recipiente de burbujeo
- M: malla de poliéster de poro micrométrico
- C1: tubo móvil para ajustar el potencial
- C2: capilar de aireación
- T: tubo de llenado
- P: tapón o robinete
- Br: banda para sujetar la malla

Figura 1. Esquema del infiltrómetro de disco a tensión. El diámetro del disco usado fue de 120 mm.
 Figure 1. Schematic diagram of the tension disc infiltrometer. The diameter of the disc was 120 mm.

tencial negativo), de forma que la totalidad de los poros participaran del flujo. Se realizaron 3 determinaciones en los sitios I y II, y 6 en el sitio III.

A partir de la información obtenida, la determinación de K_0 y S_0 se hizo de dos formas. La primera fue mediante el modelo estacionario, donde S_0 se estimó utilizando los datos resultantes de los primeros instantes de infiltración, a partir de la pendiente de la recta que resultó de graficar I vs $t^{1/2}$ (ec. (3)). Una vez estimada S_0 se utilizó la ec. (7) para encontrar K_0 . Se consideró que el estado estacionario había sido alcanzado cuando no se registró cambio en los valores de la tasa de infiltración en un período de media hora; en general esta condición fue alcanzada después de 1,5 a 2 horas de iniciado el experimento. La segunda fue procesando los datos de manera que se pudiera utilizar la ec. (13). En una representación $I/t^{1/2}$ versus $t^{1/2}$, del ajuste por mínimos cuadrados se pudieron obtener C_1 y C_2 . Se usó la ec. (14) para deter-

minar K_0 . Este modelo es válido para todo el proceso de infiltración.

Para el análisis estadístico se utilizó el programa Statgraphics plus 4.0. Se realizó un ANOVA y el test de Tukey para la comparación entre las medias ($p=0,05$).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Tabla 1 se pueden ver los resultados obtenidos de las mediciones de los parámetros físicos. Se obtuvieron, consecuentemente con la historia de uso de los lotes, densidades aparentes estadísticamente diferentes, en-

Tabla 1. Caracterización física de los sitios.
 Table 1. Physical characterization of the sites.

Sitios de ensayo	Sitio I (Labrado)	Sitio II (Pastura)	Sitio III (Compactado)	Sitio IV (Compactado)
Dap (Mg m ⁻³)	0,77 a	1,15 b	1,43 c	1,28 d
Ptot (%)*	70,2 a	55,8 b	45,0 c	50,8 d
Ipor (%)*	237,1 a	127,0 b	82,2 c	103,1 d

*Estos valores fueron calculados a partir de la densidad aparente y la densidad real. Letras diferentes en cada fila indican diferencias significativas (P=0,05)

tre $0,77 \text{ Mg m}^{-3}$ y $1,43 \text{ Mg m}^{-3}$, siendo la más alta la correspondiente al Sitio III, una zona que era transitada por vacunos en su camino a un corral de encierre de un tambor, ahora en desuso. La más baja fue la correspondiente al Sitio I (suelo recién removido). A partir de estos valores se pudieron determinar las porosidades totales de los sitios y los índices de poros, que resultaron también estadísticamente diferentes. La densidad del material sólido determinada varió entre $2,58$ y $2,60 \text{ Mg m}^{-3}$.

En las Figuras 2, 4 y 6 se muestran los comportamientos típicos de la infiltración acumulada versus el tiempo para cada uno de los sitios estudiados. Como ya mencionáramos, en el modelo de flujo estacionario se calculó primero $q_{0\infty}$ a partir de la pendiente de esta curva en los últimos tiempos del experimento. Este tiempo fue generalmente del orden de 90 a 180 minutos. La sortividad se estimó directamente de la pendiente de la recta obtenida por ajuste de los datos experimentales de la infiltración acumulada versus la raíz cuadrada del tiempo, en los primeros instantes, por el método de mínimos cuadrados.

En las Figuras 3, 5 y 7 se muestran representaciones típicas de I/\sqrt{t} versus \sqrt{t} (ec. (13)) para los sitios estudiados. De la ordenada al origen y de la pendiente de la recta obtenida por ajuste de los datos por mínimos cuadrados, se determinaron los parámetros C_1 y C_2 , en el modelo de flujo transitorio. La conductividad hidráulica se determinó mediante la ec. (14).

En la Tabla 2 se resumen los resultados de los parámetros hidráulicos determinados en este trabajo, utilizando

do los dos modelos teóricos.

Se realizó, en primer término, un análisis de la varianza con todos los datos de K_0 , para más de un factor, con el objeto de evaluar posibles interacciones. La primera conclusión fue que no hubo interacción entre el método de análisis de los datos para la obtención de K_0 y los sitios. El test de Tukey no encontró diferencia significativa entre las medias de K_0 estimadas, en todos los sitios, por los métodos de flujo estacionario ($49,2 \pm 19,3 \text{ mm h}^{-1}$) o flujo transitorio ($79,7 \pm 57,8 \text{ mm h}^{-1}$) para $p=0,05$. En cambio, sí se encontraron diferencias significativas entre las medias en los tratamientos; de suelo compactado, por un lado, y de suelo labrado o de pastura por el otro.

En estado estacionario los valores medios de K_0 fueron $65,8 \pm 12,6$ para los datos de pastura y labranza reunidos (no presentaron diferencias significativas entre ellos), y $33,3 \pm 10,2 \text{ mm h}^{-1}$ para los datos de los sitios compactados. Estos valores fueron estadísticamente diferentes ($p=0,05$) de los de pastura y labranza reunidos. En el estado transitorio los resultados para la misma variable y los mismos sitios fueron: $123,0 \pm 47,8 \text{ mm h}^{-1}$ para datos de pastura y labranza reunidos (no presentaron diferencias significativas entre ellos), y $36,1 \pm 22,8 \text{ mm h}^{-1}$ para los sitios compactados. Sus valores también fueron estadísticamente distintos ($p=0,05$).

Para el modelo del flujo estacionario sería esperable que la variable experimental $q_{0\infty}$ presentara valores similares a K_0 para tiempos largos. Los valores medios de $q_{0\infty}$ y K_0 en el modelo estacionario resultaron $53,45 \pm 17,29 \text{ mm}$

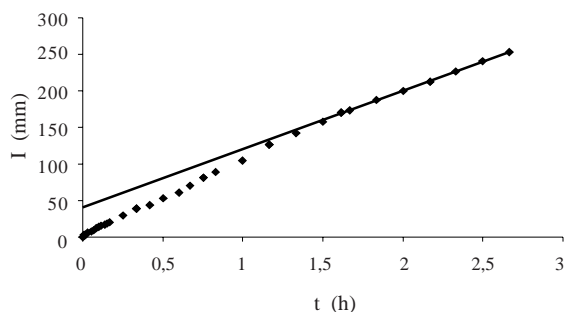


Figura 2. Relación entre los datos de infiltración obtenidos con un infiltrómetro de disco y el tiempo, para un suelo labrado, en la forma I versus t . La línea recta representa el ajuste por regresión de los datos experimentales para la estimación de $q_{0\infty}$.

Figure 2. Relationship between infiltration data obtained with a disc infiltrometer and time for a prairie soil, in a representation I versus t . The straight line represents the fitting of experimental data in order to obtain $q_{0\infty}$.

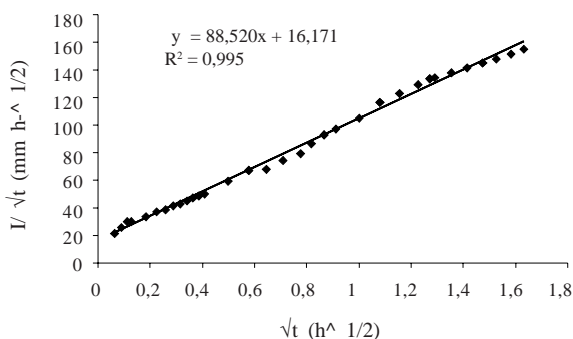


Figura 3. Relación entre los datos de infiltración obtenidos con un infiltrómetro de disco y el tiempo, para un suelo labrado recientemente, en la forma I/\sqrt{t} versus \sqrt{t} .

Figure 3. Relationship between infiltration data obtained with a disc infiltrometer and time for a recent tilled soil, in a representation I/\sqrt{t} versus \sqrt{t} .

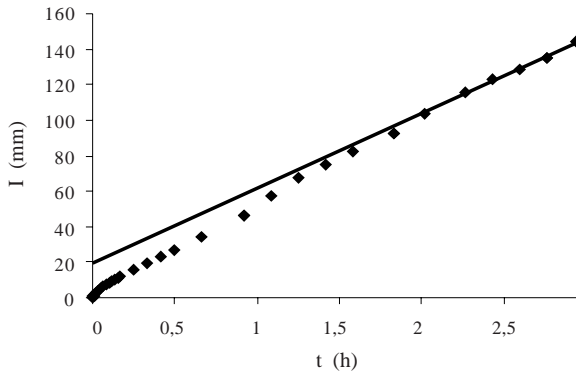


Figura 4. Relación entre los datos de infiltración obtenidos con un infiltrómetro de disco y el tiempo, para un suelo con pastura, en la forma I versus t. La línea recta representa el ajuste por regresión de los datos experimentales para la estimación de q_{0so} .

Figure 4. Relationship between infiltration data obtained with a disc infiltrometer and time for a prairie soil, in a representation I versus t. The straight line represents the fitting of experimental data in order to obtain q_{0so} .

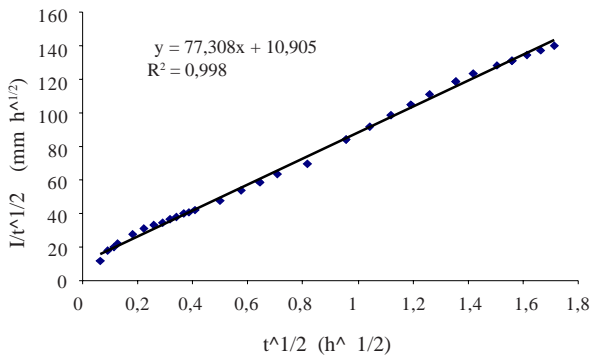


Figura 5. Relación entre los datos de infiltración obtenidos con un infiltrómetro de disco y el tiempo, para un suelo con pastura, en la forma I/\sqrt{t} versus \sqrt{t} .

Figure 5. Relationship between infiltration data obtained with a disc infiltrometer and time for a prairie soil, in a representation I/\sqrt{t} versus \sqrt{t} .

h^{-1} y $49,18 \pm 19,87 \text{ mm h}^{-1}$, respectivamente, que no resultaron estadísticamente diferentes. Sin embargo, la tendencia de $q_{0so} > K_0$ es coherente con lo esperable de este modelo.

Las diferencias cuantificadas entre las columnas 2 y 4 (Tabla 2), para los sitios de suelo labrado y de pastura,

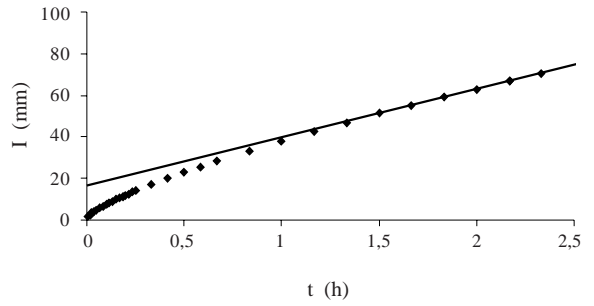


Figura 6. Relación entre los datos de infiltración obtenidos con un infiltrómetro de disco y el tiempo, para un suelo compactado, en la forma I versus t. La línea recta representa el ajuste por regresión de los datos experimentales para la estimación de q_{0so} .

Figure 6. Relationship between infiltration data obtained with a disc infiltrometer and time for a compacted soil, in a representation I versus t. The straight line represents the fitting of experimental data in order to obtain q_{0so} .

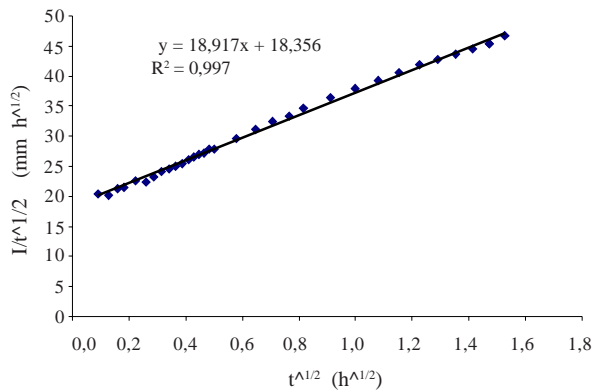


Figura 7. Relación entre los datos de infiltración obtenidos con un infiltrómetro de disco y el tiempo, para un suelo compactado, en la forma I/\sqrt{t} versus \sqrt{t} .

Figure 7. Relationship between infiltration data obtained with the disc infiltrometer and time for a compacted soil, in a representation I/\sqrt{t} versus \sqrt{t} .

fueron inferiores al 7 %, mientras que para el sitio de suelo compactado alcanzó valores extremos del 221 %, planteando dudas respecto a la aplicabilidad del modelo en este caso. Los valores de K_0 determinados con este método variaron entre $78,2$ y $18,9 \text{ mm h}^{-1}$ para el mismo suelo con distintos tratamientos.

En los sitios que sufrieron compactación, la densidad aparente (Tabla 1) fue significativamente mayor que en los sitios con pastura y labranza, por lo que la distribución de poros sería diferente. La disminución de los flujos estacionarios, $q_{0\infty}$, en los sitios compactados, sugieren que los poros que participaban en la conducción del agua eran más pequeños, y que, probablemente, hubo menor conectividad en el sistema poroso. No se encontraron valores negativos de K_0 como en los casos reportados por Logsdon & Jaynes (1993).

Como ya adelantáramos, de acuerdo a una restricción en la validez impuesta al modelo de flujo estacionario, el coeficiente Δ [ec. (8)] debería ser pequeño para que la aproximación pudiera utilizarse (White & Sully, 1987). En nuestro trabajo los valores de este coeficiente se mantuvieron bajos (menores al 5%) para los casos de sitios labrados y con pastura, pero trepó hasta el 50% en los sitios donde el suelo estaba compactado. Desde el punto de vista físico-matemático, las diferencias de comportamiento estuvieron gobernadas por los valores ($q_0 - q_n$) en el denominador de la ec. (7), y fueron determinantes

para el cálculo de K_0 . La desaparición de poros de mayor tamaño debido al proceso de compactación ha tenido una gran influencia en la capacidad de almacenamiento del agua, con una consecuente menor diferencia del contenido de humedad, con respecto a los casos de los sitios de suelo con pastura y suelo labrado.

Para el ajuste de los datos con el modelo de flujo transitorio en tres dimensiones, axisimétrico, no sería necesario alargar tanto el tiempo del experimento, desde el punto de vista formal. En este caso la validez de la ec. (13), que define una recta en una representación de I/\sqrt{t} versus \sqrt{t} , se extendería desde los primeros instantes del experimento hasta largo tiempo. Como ya dijimos, de la recta mencionada se pueden extraer C_1 y C_2 , lo que permite determinar S_0 y K_0 sin ulteriores suposiciones.

Los resultados obtenidos con este modelo están en la quinta y sexta columna de la Tabla 2. Los valores de K_0 determinados con este método variaron entre 189,3 y 13,6 mm h⁻¹ para el mismo suelo con distintos tratamientos. Como se infiere de la desviación estándar de K_0 para cada tratamiento, hay una mayor dispersión en los resul-

Tabla 2. Resultados de sortividades y conductividades hidráulicas saturadas, obtenidas procesando los datos experimentales con dos modelos de flujo: uno estacionario y otro transitorio.

Table 2. Results of sorptivity and saturated hydraulic conductivity, obtained from experimental data using two models: steady and unsteady flux.

	Experimental	Estado estacionario		Estado transitorio	
	$q_{0\infty}$ (mm h ⁻¹)	S_0 (mm h ^{-1/2})	K_0 (mm h ⁻¹)	S_0 (mm h ^{-1/2})	K_0 (mm h ⁻¹)
Labrado 1	70,2	41,2	69,2	24,6	58,6
Labrado 2	79,6	42,3	78,2	16,2	189,3
Labrado 3	69,2	58,5	66,8	27,1	118,9
Valor medio	73,0	47,3	71,4	22,6	122,3
Desv. Estándar	5,7	9,7	6,0	5,7	65,4
Pastura 1	70,7	36,0	69,9	10,9	165,5
Pastura 2	42,2	26,8	41,7	11,0	90,9
Pastura 3	66,2	49,5	63,3	36,6	115,6
Valor medio	59,7	37,4	58,3	19,5	124,0
Desv. Estándar	15,3	11,5	14,7	14,8	38,0
Compactado 1	38,1	51,2	19,0	33,9	13,6
Compactado 2	53,1	27,6	36,5	23,9	19,9
Compactado 3	42,5	30,6	36,5	23,3	19,4
Compactado 4	42,5	29,2	39,1	21,4	52,7
Compactado 5	46,3	29,1	45,7	15,8	71,5
Compactado 6	23,3	23,9	22,9	18,4	39,8
Valor medio	40,9	31,9	33,3	22,8	36,1
Desv. Estándar	9,9	9,7	10,2	6,2	22,8

tados de este parámetro en comparación con aquellos determinados por el método del flujo estacionario. Los valores medios de K_0 por ambos modelos (ver columnas 4 y 6 de la Tabla 2), para los tres tratamientos, fueron estadísticamente iguales ($p=0,05$). Lo mismo ocurre cuando se comparan los valores medios de $q_{0\infty}$ con los de K_0 ($p=0,05$) determinados por este modelo. Estos resultados plantearían una incongruencia física, ya que la media de K_0 para dos de los tratamientos (labrado y pastura), obtenidos por el modelo del flujo en estado transitorio serían mayores que las medias de $q_{0\infty}$. Esta tendencia es más clara cuando se observa que, para nueve de los doce sitios estudiados, los valores de K_0 obtenidos con el modelo transitorio fueron mayores que $q_{0\infty}$.

Los valores medios de S_0 (Tabla 2) estimados mediante la aproximación del flujo estacionario variaron entre 23,9 y 58,5 $\text{mm h}^{-1/2}$, mientras que para el modelo del flujo en estado transitorio oscilaron entre 10,9 y 36,6 $\text{mm h}^{-1/2}$. Las medias obtenidas mediante los modelos teóricos para cada tratamiento resultaron estadísticamente diferentes ($p=0,05$) y los valores derivados del modelo transitorio, se mantuvieron siempre menores que los obtenidos por el modelo del flujo estacionario. La comparación entre los valores de sortividad por tratamientos no arrojó diferencias significativas entre los tratamientos ($p=0,05$). La determinación de S_0 con el modelo de flujo transitorio dio los siguientes valores: $21,0 \pm 10,2 \text{ mm h}^{-1/2}$ para la media de los sitios de pasturas y labrados (en conjunto) y $22,8 \pm 6,2 \text{ mm h}^{-1/2}$ para la media de los sitios compactados, sin diferencia estadística significativa.

En general, la sortividad mostró ser una variable cuyos valores no tuvieron un comportamiento definido.

En la Figura 8 se puede ver cómo el comportamiento de la K_0 , obtenida por el modelo estacionario, presenta

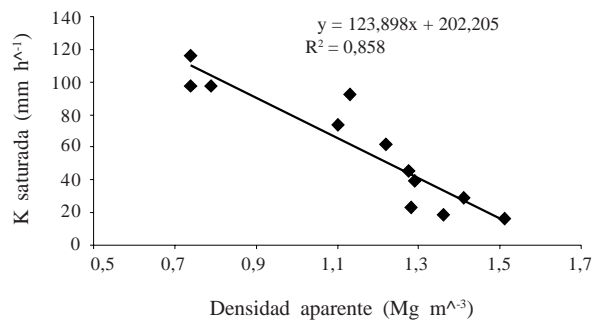


Figura 8. Dependencia de la conductividad hidráulica saturada con la densidad aparente del suelo.

Figure 8. Dependence of saturated hydraulic conductivity versus bulk density of the soil.

una buena asociación con los valores de D_{ap} seca ($R^2 = 0,86$). Esto indicaría que el comportamiento de K_0 es muy dependiente del volumen de poros y, en nuestro caso, explicaría en gran medida la forma en que se conduce el agua hacia el interior del perfil.

CONCLUSIONES

Los dos modelos utilizados para calcular K_0 mostraron diferencias en esta variable para los distintos tipos de manejo del suelo, evidenciando que el movimiento del agua en el suelo es altamente dependiente, para un mismo suelo, de las diferentes situaciones de manejo.

Para la mitad de los sitios estudiados el comportamiento del método del flujo estacionario fue aceptable, sin encontrar grandes diferencias entre q_{08} y K_0 , tal como es exigido por los límites de aplicabilidad del modelo. Para la otra mitad, en los sitios sometidos a compactación, las diferencias entre estas variables fueron grandes, motivado por una importante desaparición de macroporos.

En el caso del modelo de flujo transitorio, los resultados de K_0 mostraron diferencias entre tratamientos, lo cual se consideró razonable. Sin embargo, los valores numéricos de esta variable resultaron en muchos casos muy altos, sin sentido físico-matemático. Estas diferencias, entre lo esperable y lo que el modelo ofrece, indican que no es conveniente su uso, y que aun queda mucho por hacer en el tema de modelización para extraer información confiable de los datos experimentales obtenidos con el infiltrómetro de disco.

El infiltrómetro de disco mostró que es capaz de detectar diferencias en los valores del flujo estacionario en sitios con pasturas y suelo labrado, respecto de sitios compactados, pero mostró un comportamiento errático cuando el suelo tenía alta densidad aparente.

El comportamiento de K_0 estimado con la información obtenida de un infiltrómetro de disco, con el modelo estacionario, se encuentra correlacionado negativamente con los valores de densidad aparente seca.

BIBLIOGRAFÍA

Angulo-Jaramillo, R; JP Vandervaere; S Roulier; JL Thony; JP Gaudet & M Vauclin. 2000. Field measurement of soil hydraulic properties by disc and ring infiltrometers, a review and recent developments. *Soil Till. Res.* 55:1-29.

- Aoki, AM & R Sereno. 2004 a. Comparación de dos metodologías de cálculo de propiedades hidráulicas de un suelo, a partir de datos medidos con infiltrómetro de disco a tensión. En *Metodologías Físicas para la Investigación del Suelo: Penetrometría e Infiltrometría*. Ed. RR Filgueira & FG Micucci. Editorial de Universidad de La Plata. Pp. 145-158.
- Aoki, AM & R Sereno. 2004 b. Modificaciones de la conductividad hidráulica y porosidad del suelo, estimadas mediante infiltrómetro de disco a tensión. En: *Metodologías Físicas para la Investigación del Suelo: Penetrometría e Infiltrometría*. Ed. RR Filgueira & FG Micucci. Editorial de Universidad de La Plata. Pp. 159-180.
- Ankeny, MD; M Ahmed; TC Kaspar & R. Horton. 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Am. J.*, 55:467-470.
- Blake, GR & KH Hartge. 1986 a. Bulk density. *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. Agronomy Monograph N° 9. Second Edition. Pp. 363-376.
- Blake, GR & KH Hartge. 1986 b. Particle density. *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. Agronomy Monograph N° 9. Second Edition. pp. 377-382.
- Clothier, BE & I White. 1981. Measurement of sorptivity and soil diffusivity in the field. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 117: 311-314.
- Cook, FJ & A Broeren. 1994. Six methods for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disc permeameters. *Soil Sci.* 157: 2-11.
- Filgueira, RR & FG Micucci. 2004. *Metodologías físicas para la investigación del suelo: penetrometría e infiltrometría* (Ed). Editorial de la Universidad de La Plata, La Plata. 180 pp.
- Gee, GW & JW Bauder. 1986. Particle size analysis. *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. Agronomy Monograph N° 9. Second Edition. Pp 383-409.
- Haverkamp, R; PJ Ross; KRJ Smetten & JY Parlange. 1994. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. Part 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.* 30: 2931-2935.
- Hussen, AA & AW Warrick. 1993. Alternative analysis of hydraulic data from the disc infiltrometers. *Water Resour. Res.* 29: 4103-4108.
- Jarvis, NJ & I Messing. 1995. Near-Saturated Hydraulic Conductivity in Soils of Contrasting Texture Measured by Tension Infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 27-34.
- Klute, A & C Dirksen. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: *Methods of soil analysis, Part 1, Physical and mineralogical methods, 2nd edition*. Ed. Klute A. SSSA Publication N° 9. Soil Science Society of America, Madison, WI, USA. Pp.687-733.
- Logsdon, SD & DB Jaynes. 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57, 1426-1431.
- Perroux, KM & I White. 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 1205-1215.
- Philip, JR. 1957. The Theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.* 84:257-264.
- Philip, JR. 1986. Linearized unsteady multidimensional infiltration. *Water Resour. Res.* 22: 171-1727.
- Rawls, WJ; D. Gimenez & R. Grossman. 1998. Use of soil texture, bulk density, and slope of the water retention curve to predict saturated hydraulic conductivity. *Trans. ASAE* 41: 983-988.
- Smetten, KRJ & BE Clothier. 1989. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. *J. Soil Sci.* 40:563-568.
- Smetten, KRJ; JY Parlange; PJ Ross & R Haverkamp. 1994. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. Part 1. A capillary-based theory. *Water Resour. Res.* 30: 2925-2929.
- Smiles, DE & JH Knight. 1976. A note on the use of the Philip infiltration equation. *Aust. J. Soil. Res.* 14: 103-108.
- Thony, JL; G Vachaud; BE Clothier & R Angulo-Jaramillo. 1991. Field measurements of the hydraulic properties of soil. *Soil Technol.* 4, 111-123.
- Turner, NC & JY Parlange. 1974. Lateral movement at the periphery of a one-dimensional flow of water. *Soil Sci.* 118: 70-77.
- Vandervaere, JP; M Vauclin & DE Elrick. 2000 a. Transient Flow from Tension Infiltrometers: I. The two-parameter equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64:1263-1272.
- Vandervaere, JP; M Vauclin & DE Elrick. 2000 b. Transient Flow from Tension Infiltrometers: II. Four Methods to Determine Sorptivity and Conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64:1272-1284.
- Warrick, AW & DO Lomen. 1976. Time-dependent linearized infiltration. Part III. Strip and disc sources. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40: 639-643.
- Warrick, AW. 1992. Models for disc permeameters. *Water Resour. Res.* 28: 1319-1327.
- White, I & MJ Sully. 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.* 23: 1514-1522.
- White, I; MJ Sully & KM Perroux. 1992. Measurement of surface –soil hydraulic properties: Disk permeameters, tension infiltrometers and other techniques. In: Topp GC; Reynolds WD; Green RE (Ed). *Advances in measurement of soil physical properties: bringing theory into practice*. SSSA Special Publication Nr 30. SSSA, Inc, Madison, Wisconsin. Pp. 69-103.
- Wooding, RA. 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.* 4:1259-1273.