

MÉTODO DE LABORATORIO PARA CUANTIFICAR LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA DE FLUJO PREFERENCIAL DEL SUELO

B. Latorre y D. Moret-Fernández

Departamento de suelo y agua. Estación Experimental de Aula Dei, CSIC., Avda. Montañana 1.005, 50059 Zaragoza, España.
e-mail: david@cead.csic.es

RESUMEN. Este trabajo presenta un método para estimar la conductividad hidráulica de flujo preferencial del suelo, K_{PF} , según $K_{PF} = K_T - K_s$, donde K_T es la conductividad hidráulica total medida con el método de presión constante y K_s la de la matriz del suelo, optimizada a partir del tramo transitorio de la curva de infiltración ascendente. Se presenta un análisis para detectar y eliminar un primer salto en la curva de infiltración provocado por la sobrepresión al colocar el cilindro de suelo sobre el sorptivímetro. El método se validó en columna de 5 cm de suelo atravesado longitudinalmente por un tubo cerrado/abierto de 1.5 mm y 2.5 mm de diámetro, respectivamente. Los resultados muestran: (i) la eliminación del primer salto de la curva permite reducir el error de optimización y obtener estimaciones más realistas de los parámetros hidráulicos, y (ii) la diferencia entre K_T y K_s permite cuantificar K_{PF} .

ABSTRACT. This work presents a method to estimate the preferential flow hydraulic conductivity of the soil, K_{PF} , according to $K_{PF} = K_T - K_s$, where K_T is the total hydraulic conductivity measured with the constant pressure method and K_s is the soil matrix hydraulic conductivity, optimized from the transient upward infiltration curve. An analysis is presented to detect and remove a first jump of the infiltration curve caused by overpressures when placing the soil cylinder on the sorptivimeter. The method was validated in a 5cm high soil column crossed longitudinally by a closed / open tube of 1.5 mm and 2.5 mm in diameter, respectively. The results show: (i) the suppression of the first jump of the infiltration curve allows reducing the optimization error and obtaining more realistic estimates of the hydraulic parameters, and (ii) the difference between K_T and K_s allows to quantify K_{PF} .

1.- Introducción

Los suelos inalterados presentan, por lo general, una gran heterogeneidad debido a la presencia de grietas y macroporos que separan agregados, pudiéndose definir en el suelo dos zonas con diferentes propiedades hidráulicas: la matriz del suelo, que alberga los poros más pequeños, y una región de flujo rápido que alberga los poros más grandes. Estas dos regiones presentan funciones de retención de agua y conductividad hidráulica diferentes. La conductividad hidráulica total corresponde a la suma de las contribuciones de la matriz y las regiones de flujo rápido (Lassabatere et al., 2019). La conductividad hidráulica total, K_T , también llamada conductividad hidráulica de Darcy, se puede estimar con el método de carga constante, en el que se

aplica un flujo de agua a través de una columna cilíndrica de suelo bajo una diferencia de presión constante. (Head, 1982). La conductividad hidráulica de la matriz que aloja los poros más pequeños, K_s , puede estimarse, por ejemplo, con el método de Latorre y Moret-Fernández (2019) y Moret-Fernández et al. (2020), donde los parámetros K_s , α y n del modelo de van Genuchten (1980) se estiman simultáneamente a partir del análisis inverso de una curva de infiltración ascendente medida en una columna de suelo de 5 cm de altura. Si bien el método permite estimar cuatro de los cinco parámetros de van Genuchten (1980) y puede aplicarse a cualquier tipo de textura de suelo y cilindros inalterados de 5 cm de altura, se desconoce la posible influencia de las sobrepresiones que, debido a la colocación del cilindro de suelo sobre el sorptivímetro, se producen al inicio de la curva de infiltración, y cómo pueden afectar al análisis inverso.

El flujo preferencial, PF, se refiere al fenómeno en el que el agua y el soluto se mueven a lo largo de ciertas vías sin pasar por la fracción porosa de la matriz del suelo (Hendrick y Flury, 2001). Por ejemplo, las plantas pueden generar canales preferenciales por el crecimiento y la descomposición de las propias raíces (Clothier et al., 2008). Existen múltiples procedimientos para caracterizar el flujo preferencial del agua del suelo: inspección visual del perfil del suelo, impregnación del suelo con resina, trazadores o pigmentos que atraviesan una columna de suelo (Kung, 1990; Flury y Wai, 2003), resonancia magnética e imágenes con rayos X a través de análisis tomográficos (Luo et al., 2008), o métodos basados en la técnica de infiltrometría de disco. Esta última técnica, que consiste en combinar experimentos de infiltración en condiciones de sobresaturación (técnica de Beerkan) y tensión negativa (infiltrómetro de tensión), permite cuantificar los flujos hidráulicos con y sin la activación de la red de macroporos (Angulo-Jaramillo et al., 2019). Aunque este método in situ resulta relativamente barato, portátil y no destructivo, la larga duración de los experimentos puede limitar su aplicación en estudios de campo a gran escala.

Este trabajo presenta un nuevo método de laboratorio para cuantificar la conductividad hidráulica del flujo preferencial de agua del suelo, K_{PF} , utilizando para ello una infiltración ascendente seguida de un paso de sobrepresión. K_{PF} se calcula como la diferencia entre la K_T , determinada aplicando el método de presión constante sobre el paso de sobrepresión y K_s estimada a partir de la zona transitoria de la curva de infiltración ascendente utilizando el método de Latorre y Moret-Fernández (2019)-Moret-Fernández et al. (2020). Previo a la aplicación del método, se desarrolló un nuevo procedimiento para detectar y eliminar el efecto de

posibles sobrepresiones producidas en la curva de infiltración, que consiste en buscar el mejor ajuste entre la curva de infiltración experimental tras eliminar sucesivos tiempos iniciales y la correspondiente curva sintética simulada con la función polinómica de 3 términos (Rahmati et al., 2019) derivada de la ecuación de Haverkamp et al. (1994) y adaptada a una infiltración ascendente (Moret-Fernández y Latorre, 2017; Moret-Fernández et al., 2017). Los valores de K optimizados con y sin eliminar los tiempos iniciales de infiltración se compararon con los valores de K_T . Para ello se utilizaron curvas de infiltración medidas en columnas de 5 cm de altura empaquetadas con suelo franco arcilloso tamizado a 2 mm atravesado longitudinalmente por tubos de 1,5 y 2,5 mm de diámetro interno. Finalmente, se estimaron los valores de K_{PF} como la diferencia entre la K_T con y sin tubo abierto y la correspondiente K_s .

2.- Material y métodos

2.1. Curva de infiltración ascendente y propiedades hidráulicas del suelo

La curva unidimensional de infiltración acumulada ascendente, $I(t)$, medida en una columna de suelo de longitud infinita con contenido homogéneo de agua inicial y condiciones finales saturadas puede simularse con la ecuación cuasi analítica de Haverkamp et al. (1994), QEI, según (Moret-Fernández y Latorre, 2017),

$$\frac{2(1-\beta)\Delta K^2}{S^2} t = \frac{2(\Delta K)(I_{1D}+K_i t)}{S^2} - \ln \left[\frac{1}{\beta} \exp \left(\frac{2\beta(\Delta K)(I_{1D}+K_i t)}{S^2} \right) + 1 - \frac{1}{\beta} \right] \quad (1)$$

donde t (T) es el tiempo; S ($LT^{-0.5}$) es la sorptividad; θ_s y θ_i ($L^3 L^{-3}$) son el contenido volumétrico de agua saturada e inicial del suelo, respectivamente; $\Delta K = K_s - K_i$, donde K_s y K_i (LT^{-1}) son las conductividades hidráulicas correspondientes a θ_s y θ_i , respectivamente; y β es una constante. La única diferencia entre la Ec. (1) y la de Haverkamp et al. (1994) para infiltración descendente es un cambio de signo en los términos que contienen las conductividades hidráulicas (Moret-Fernández y Latorre, 2017). Moret-Fernández y Latorre (2017) y Moret-Fernández et al. (2017) ya demostraron que el modelo de Haverkamp et al. (1994) adaptado a procesos de infiltración ascendente permitía simular de forma precisa la curva de infiltración ascendente. a tiempos medios.

Basándonos en el trabajo de Rahmati et al. (2019) para infiltraciones descendentes 1D, y considerando despreciable el valor de la conductividad hidráulica inicial, es decir, $\Delta K \approx K_s$, la aplicación de la serie de Taylor sobre QEI hasta el tercer orden en potencias de $t^{0.5}$ resulta en

$$I_{1D_3T} = S t^{\frac{1}{2}} + \left(-K_s \frac{2-\beta}{3} \right) t + \frac{K_s^2}{9S} (\beta^2 - \beta + 1) t^{\frac{3}{2}} \quad (2)$$

o lo que es lo mismo

$$I_{1D_3T} = c_1 t^{\frac{1}{2}} + c_2 t + c_3 t^{\frac{3}{2}} \quad (3)$$

Las propiedades hidráulicas del suelo se pueden definir también con las funciones de van Genuchten (1980)

$$\Theta(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m \quad (3)$$

$$K(\Theta) = K_s \Theta^{0.5} [1 - (1 - \Theta^{-m})^m]^2 \quad (4)$$

donde Θ es la saturación efectiva [-], h es la tensión del suelo [L], θ_r es el contenido de agua residual [$L^3 L^{-3}$], α [L^{-1}] y n [-] son parámetros del modelo de curva de retención, $m=1-1/n$, y K_s es la conductividad hidráulica saturada [LT^{-1}].

2.2. Análisis inverso de la curva de infiltración ascendente

Según Moret-Fernández et al. (2020), θ_s , α , n y K_s de la matriz del suelo pueden estimarse a partir del análisis inverso de una curva de infiltración ascendente transitoria cuando la tensión inicial del suelo, h_i , está ubicada en la región $d\theta/dh \approx 0$, o zona de θ_r . Tomando θ_r como dato medible, se define la función objetivo Q_1 (α , n , K_s) que representa la diferencia entre la curva de infiltración ascendente experimental y la simulada con HYDRUS-1D (Moret-Fernández et al., 2020) como

$$Q_1 = \sqrt{\frac{\sum_1^N (I_e(t_i) - I_s(t_i))^2}{N}} \quad (5)$$

donde N es el número de valores de I , e $I_e(t_i)$ e $I_s(t_i)$ son medidas específicas a tiempo t_i . Q_1 (α , n , K_s) se minimiza para una secuencia de valores de θ_s dentro del intervalo [θ_{se} , $\theta_{se} + 5\%$], donde θ_{se} es el contenido de agua saturada experimental calculado a partir del agua total infiltrada (Moret-Fernández et al., 2020). Para la optimización, se empleó un método de pasos adaptativos aleatorios modificado (ASSRS) (Schumer y Steiglitz, 1968; Latorre y Moret-Fernández et al., 2019), siendo el valor máximo de tensión $-9 \cdot 10^9$ cm, que es la tensión máxima permitida por HYDRUS-1D.

En condiciones de suelo saturado y flujo estacionario, la conductividad hidráulica, K_T , que integra la porosidad total del suelo, se calculó mediante la ley de Darcy (Lichtner et al., 1996) según

$$K_T = q \frac{dz}{dH} \quad (6)$$

donde q es la densidad de flujo de agua [LT^{-1}], z es una coordenada vertical (L) positiva hacia arriba y $H = h + z$ es la altura total.

Teniendo en cuenta que la conductividad hidráulica para la porosidad total se define como la suma del flujo de la matriz que alberga los poros más pequeños y las regiones de flujo rápido (Lassabatere et al., 2019), la conductividad hidráulica del flujo preferencial, K_{PF} , puede definirse como

$$K_{PF} = K_T - K_s \quad (7)$$

2.3. Análisis de los tiempos iniciales de infiltración

Teniendo en cuenta el funcionamiento del sistema transductor de presión-tubo de Mariotte empleado por Moret-Fernández y Latorre (2017), se desarrolló un método para detectar y eliminar saltos iniciales de infiltración debido a posibles sobrepresiones producidas tras colocar el cilindro sobre el sorptivímetro. Este procedimiento, que se basa en el desarrollado por Latorre et al. (2015) para la eliminación del efecto de la capa de arena utilizada en la técnica de la infiltrometría de disco, consistió en buscar el mejor ajuste entre la curva de infiltración experimental dentro de los primeros 100 s, I , y la simulada con la Ec.(3), I_i , tras eliminar sucesivos tiempos de infiltración hasta un máximo de 3s. Antes de ser analizada, cada curva fue desplazada en tiempo y volumen hasta su origen. El ajuste entre curvas experimentales y simuladas se realizó utilizando un método de mínimos cuadrados no lineal (ponderado) que incorpora el algoritmo de ajuste tipo Levenberg-Marquardt aplicado al modelo no lineal (Moret-Fernández et al., 2020). Para tal fin se utilizó el software R versión 3.5.0 (R Core Team, 2021).

Para cada tiempo inicial se definió la función objetivo, Q_2 ,

$$Q_2 = \sqrt{\frac{\sum \Delta t_i (I_i - I)^2}{\sum \Delta t_i - 1}} \quad (8)$$

que representada respecto al tiempo, permitió determinar el tiempo inicial óptimo de la curva, calculado este último con un método de tangentes.

2.4. Sorptivímetro

Las curvas de infiltración ascendente se midieron con un sorptivímetro (Moret-Fernández y Latorre, 2017), que consiste en una base perforada y saturada de 5 cm de diámetro interno (d.i.) que aloja un cilindro de acero inoxidable de 5 cm de diámetro interno x 5 cm de alto. La base saturada está conectada a un depósito de agua de Mariotte (30 cm de alto, 1,9 cm-d.i.). El nivel del agua dentro del depósito se mide con un transductor de presión diferencial de ± 35 cm (Microswitch; Honeywell International Inc.) que está conectado a un datalogger (CR1000; Campbell Scientist, Inc., Logan, UT, EE. UU.). El intervalo de medida de infiltración fue de 1 s. Las pérdidas de agua por evaporación se minimizaron cubriendo el cilindro de suelo con una tapa de plástico.

2.5. Experimentos de laboratorio

Se realizó un primer experimento de laboratorio para estudiar la influencia de la posible sobrepresión inicial sobre la curva de infiltración. Este consistió en registrar el cambio de presión medido con el transductor de presión cuando un cilindro de 5 cm de diámetro lleno de arena y cerrado por la base por un film plástico es colocado sobre la base saturada del sorptivímetro.

Se realizó un segundo experimento, que consistió en comparar la K_T medida en columnas de suelo que contienen un canal preferencial artificial abierto/cerrado con la K_s ,

optimizada con y sin eliminar los tiempos iniciales de infiltración. Para tal fin, se empleó un suelo franco arcilloso (20, 50, 30 y 2,0% de arena, limo, arcilla y carbono orgánico, respectivamente) secado al aire (HR <15%) y tamizado a 2 mm. El suelo se dispuso de manera homogénea en un cilindro de acero inoxidable de 5 cm de altura y diámetro, el cual fue longitudinalmente atravesado por un tubo de 1,5 mm-d.i. El extremo superior del tubo podía estar indistintamente abierto o cerrado. El suelo se pesó inicialmente para determinar el contenido de agua gravimétrica residual. Antes de iniciar las medidas, se niveló la base del sorptivímetro con respecto a la altura de entrada de aire en el depósito de Mariotte, lo cual confirió presión cero en la base del cilindro. La primera fase de las medidas de infiltración se inició cuando el cilindro con suelo y tubería cerrada se colocó sobre el sorptivímetro, y finalizaron cuando el frente de humectación alcanzó la superficie del suelo y se estabilizó la curva de infiltración. En este momento, se introdujo un paso de sobrepresión de 10 min de duración que consistió en elevar el depósito de Mariotte 2 cm con respecto a la superficie del suelo. A continuación, se abrió el extremo superior de la tubería durante varios minutos, lo que permitió activar el canal preferencial. Estos tres pasos secuenciales permitieron estimar K_s y la conductividad hidráulica total con tubería cerrada, $K_{T,c}$, y abierta, $K_{T,o}$. $K_{T,c}$ y $K_{T,o}$ se calcularon a partir de las correspondientes secciones de flujo estacionario según Ec. (6), y K_s y respectivos parámetros de la curva de retención de agua se optimizaron a partir del análisis inverso de la curva de infiltración ascendente (Latorre y Moret-Fernández, 2019; Moret-Fernández et al., 2020) utilizando tanto la curva de infiltración original, I_o , como la misma curva tras eliminar los primeros intervalos de tiempo, I_r . Finalmente, se calculó K_{PF} según Ec.(14).

Una vez finalizado el proceso de infiltración, se pesó el cilindro de suelo, se secó a 105 °C durante 24 h y se volvió a pesar. La densidad aparente del suelo (ρ_b) se calculó como el cociente entre el peso seco del suelo y el volumen correspondiente. El contenido de agua volumétrica saturada y residual medida gravimétricamente, $\theta_{s,w}$ y θ_r , se calculó como el producto entre ρ_b y el contenido gravimétrico de agua saturada y residual, respectivamente (Latorre y Moret-Fernández et al., 2019). Este mismo experimento se repitió utilizando una tubería de 2,5 mm de diámetro interno y una columna sin conducto preferencial.

3.- Resultados y discusión

El aumento de presión al colocar el cilindro con base cerrada sobre el sorptivímetro (Fig. 1) indica que el simple hecho de depositar el cilindro sobre el sorptivímetro genera un aumento de altura del nivel de agua dentro del tubo de Mariotte, que puede llegar a modificar los tiempos iniciales de la curva de infiltración acumulada, y por lo tanto alterar el análisis inverso de la curva de infiltración ascendente. Si bien este problema

podría resolverse con métodos alternativos de medida de nivel agua, consideramos que es más efectivo trabajar sobre un método (ver apartado 2.4) que permita detectar y eliminar este salto inicial.

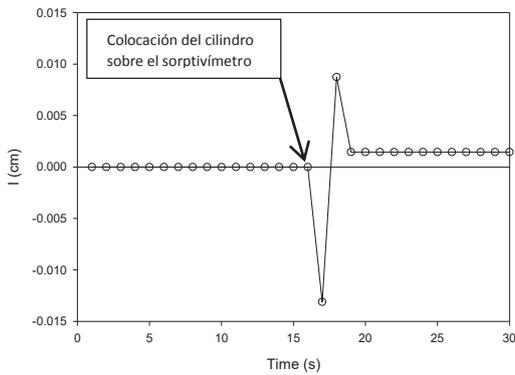


Fig. 1. Evolución temporal de la infiltración tras colocar un cilindro con base cerrada sobre el sorptivímetro.

La Fig. 2 muestra la curva de infiltración medida en la columna de suelo durante el proceso de ascensión capilar seguida por el paso de sobrepresión con tubería cerrada y abierta, respectivamente. Una vez estabilizada la curva de infiltración, se observan dos líneas rectas con pendientes crecientes, correspondientes al caudal de agua con tubería cerrada y abierta, respectivamente.

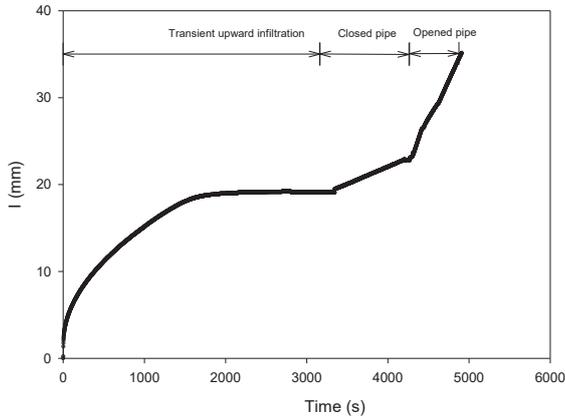


Fig. 2. Curva de infiltración acumulada ascendente seguida de un paso de sobrepresión medida en un suelo franco arcilloso tamizado a 2 mm contenido en un cilindro de acero inoxidable de 5 cm de altura y diámetro atravesado longitudinalmente por una tubería de 1,5 mm de diámetro interno.

Este incremento de pendiente queda reflejado en los valores de las conductividades hidráulicas totales K_T , donde K_{T_o} es casi un orden de magnitud mayor a K_{T_c} (Tabla 1). Como era de esperar, K_{T_o} aumentó al aumentar el diámetro de la tubería. La K_{T_c} medida en las columnas con y sin canales preferentes estuvieron dentro del mismo orden de magnitud. Al analizar en detalle los primeros instantes de infiltración de la Fig. 2, se observó un importante salto en el primer segundo de infiltración (Fig. 3a) que debe atribuirse a la sobrepresión provocada al colocar el cilindro del suelo sobre el sorptivímetro (Fig. 1).

Tabla 1. Densidad aparente del suelo, ρ_b , y conductividad hidráulica total con tubo cerrado, K_{T_c} y abierto, K_{T_o} , medida sobre el suelo franco arcilloso tamizado de 2 mm sin tubo y con tubo de 1,5 y 2,5 mm de diámetro interno, d.i.

d.i.	K_{T_c}	K_{T_o}	ρ_b
mm		cm s ⁻¹	g cm ⁻³
-	$1,78 \times 10^{-4}$	-	1,43
1,5	$6,55 \times 10^{-4}$	$4,04 \times 10^{-3}$	1,24
2,5	$2,12 \times 10^{-4}$	$1,49 \times 10^{-2}$	1,38

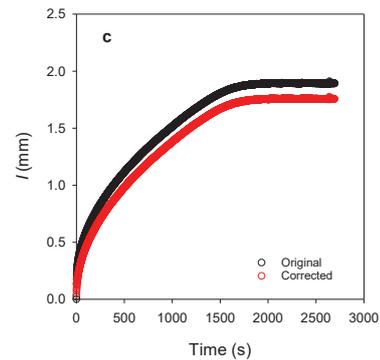
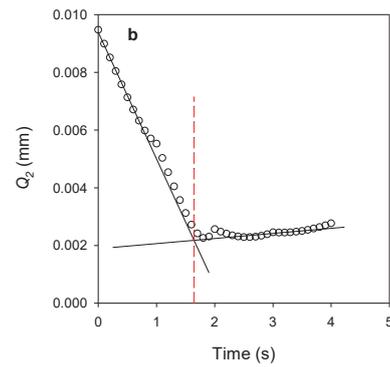
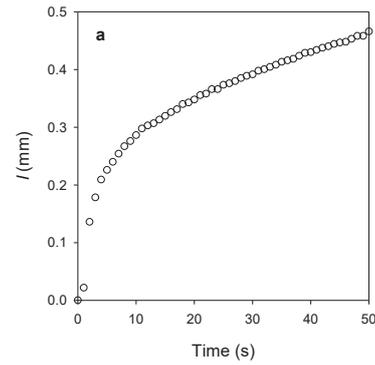


Fig. 3. (a) Primeros instantes de la curva de infiltración, (b) evolución temporal de la función objetivo Q_2 y (c) curvas de infiltración original y corregida tras eliminar el primer salto medida en un suelo franco arcilloso tamizado a 2 mm y contenido en un cilindro de acero inoxidable de 5 cm de altura y diámetro.

Tras aplicar el método de eliminación de los primeros instantes de infiltración, los resultados muestran que este salto puede detectarse y eliminarse al comparar la curva de infiltración experimental, dentro de los primeros 100 s, con la optimizada utilizando la Ec. (4) tras de eliminar sucesivos tiempos iniciales. Los resultados muestran que Q_2 disminuye durante en el primer segundo hasta un valor mínimo, a partir del cual se estabiliza o comienza a crecer (Fig. 3b). El valor más alto de Q_2 observado a tiempo 0 indica que la ecuación 3T no pudo ajustarse satisfactoriamente a la curva experimental. Los resultados muestran también cómo el método de la tangente permite determinar el lapso de tiempo inicial a eliminar. Dado que el modelo 3T es válido para largos tiempos de infiltración (Rahmati et al., 2019), el tiempo de infiltración seleccionado de 100 s está dentro de los límites del modelo. La eliminación de los primeros instantes de infiltración, genera, por consiguiente, una disminución del agua total infiltrada (Fig. 3c).

La comparativa entre Q_I para un rango de θ_s , y las correspondientes relaciones entre Q_I y K_s , α y n calculadas a partir del análisis inverso de las curvas I_o e I_r medidas en la columna de suelo atravesada por un tubo de 1,5 mm de diámetro, muestran que la supresión de los primeros instantes de infiltración reduce significativamente el valor de Q_I (Fig. 4 y Tabla 2), lo cual, a su vez afecta a la estimación de los parámetros hidráulicos restantes. Por ejemplo, el análisis inverso sobre I_r tendió a reducir los valores de K_s , α y θ_s y aumentar el valor de n . Así pues, mientras las K_s y n optimizados con I_o presentan en los tres suelos una gran variabilidad (Tabla 2), los correspondientes valores obtenidos con I_r fueron más estables y cercanos a los descritos para suelos con esta textura (Carsel y Parrish, 1988). Por otro lado, dado que K_{T_c} representa la conductividad hidráulica total del suelo, el análisis inverso sobre I_o resultó, en algunos casos, en un inconsistente $K_{T_c} \ll K_s$. Este problema, sin embargo, desaparece con el uso de I_r , donde K_{T_c} fue en todos los casos mayor que K_s . Finalmente, la similitud entre K_{T_c} y K_s optimizados con I_r (Tabla 3) indica que el salto provocado por la sobrepresión debe ser detectado y en su caso, eliminado. Dado que las correcciones de la curva de infiltración permiten mejores ajustes y estimaciones de propiedades hidráulicas más realistas, a partir de ahora, K_{PF} (Ec. 7) se calculará utilizando la K_s optimizada con I_r .

A excepción de la columna de suelo con tubería cerrada de 2,5 mm-d.i., donde K_{PF} tuvo un valor negativo pero muy cercano a cero, la K_{PF} en los experimentos restantes fue siempre > 0 , y su valor con tubería abierta aumentó al aumentar el diámetro de la tubería (Tabla 2). Si bien K_{PF} permitió cuantificar la existencia de fenómenos de flujo preferencial, este parámetro no permite cuantificar la importancia de dicho flujo preferencial. Para ello, proponemos definir el orden de magnitud de K_{PF} utilizando el índice adimensional

$$i_{PF} = \frac{K_{T_c} - K_s}{K_s} \quad (9)$$

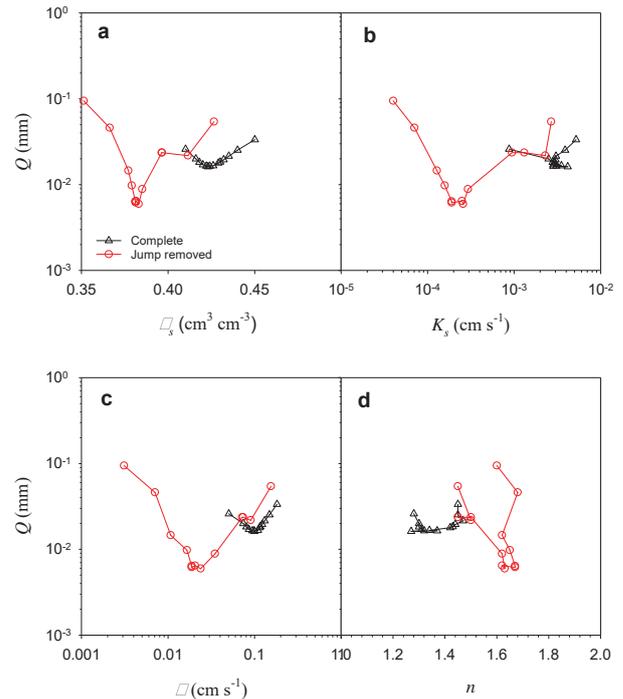


Fig. 4. Convergencia de la función objetivo, Q_I , para (a) un rango de θ_s , y las correspondientes relaciones entre Q_I y (b), K_s , (c), α y (d) n optimizado utilizando la curva de infiltración original (Δ) y corregida (\circ) tras eliminar el primer salto, medido en un suelo franco arcilloso tamizado a 2 mm y contenido en un cilindro de acero inoxidable de 5 cm de altura y diámetro.

Así pues, cuanto más cerca a cero esté el i_{PF} , menos significativo será el efecto del flujo preferencial. En este trabajo, consideramos un fenómeno de flujo preferencial despreciable, moderado, o importante cuando $i_{PF} < 1$, $1 < i_{PF} < 5$, e $i_{PF} > 5$, respectivamente. En el caso de las columnas de laboratorio con tuberías abiertas, el valor de i_{PF} aumentó con el diámetro de tubería (Tabla 2). Por otro lado, el valor de i_{PF} próximo a cero obtenido en las columnas de suelo atravesadas por la tubería cerrada de 2,5 mm-d.i., indica que el valor de K_{PF} es despreciable (Tabla 2). En este caso, el resultado de $K_{T_c} < K_s$ podría atribuirse a errores experimentales leves o posibles fenómenos de colapso del suelo durante el proceso de sobrepresión.

4.- Conclusiones

Este trabajo presenta un método para estimar la conductividad hidráulica de flujo preferencial, K_{PF} , de muestras de suelo a partir del análisis inverso de una única curva de infiltración ascendente seguida por un tramo de sobrepresión. K_{PF} , se calcula como la diferencia entre la conductividad hidráulica total, K_T , medida con el método de carga constante, y la conductividad hidráulica de la matriz del suelo, K_s , calculada esta última a partir del análisis inverso de una curva de infiltración ascendente.

Tabla 2. Función objetivo, índice Q_I , parámetros α , n , contenido volumétrico saturado de agua, θ_s , y conductividad hidráulica, K_s , estimados a partir del análisis inverso de la curva de infiltración original, I_o , y la correspondiente curva tras de eliminar el primer salto, I_r , conductividad hidráulica de flujo preferencial y el correspondiente índice i_{PF} calculado con tuberías abiertas, $K_{PF,o}$, y cerradas, $K_{PF,c}$, respectivamente, medidos en el suelo franco arcilloso tamizado a 2 mm atravesado longitudinalmente por un tubo de 1,5, o 2,5 mm de diámetro interno, d.i.

Tubo d.i.	Curva	Q_I	θ_s	K_s	α	n	$K_{PF,c}$	$K_{PF,o}$	$i_{PF,c}$	$i_{PF,o}$
mm		cm	cm ³ cm ⁻³	cm s ⁻¹	cm ⁻¹	-	cm s ⁻¹	-	-	-
-	I_o	6,82 10 ⁻³	0,41	9,95 10 ⁻⁵	0,014	1,79	-	-	-	-
	I_r	6,68 10 ⁻³	0,41	1,28 10 ⁻⁴	0,013	1,55	5,00 10 ⁻⁵	-	0,28	-
1,5	I_o	1,62 10 ⁻²	0,42	4,15 10 ⁻³	0,099	1,27	-	-	-	-
	I_r	5,96 10 ⁻³	0,38	2,57 10 ⁻⁴	0,024	1,63	3,98 10 ⁻⁴	3,78 10 ⁻³	1,45	14,7
2,5	I_o	1,21 10 ⁻²	0,42	3,96 10 ⁻⁴	0,052	1,80	-	-	-	-
	I_r	1,00 10 ⁻²	0,40	2,40 10 ⁻⁴	0,026	1,50	-2,80 10 ⁻⁵	1,46 10 ⁻²	-0,13	57,7

Para lograr este objetivo se propuso un nuevo procedimiento para detectar y eliminar el salto inicial de la curva de infiltración, provocado por la sobrepresión generada tras colocar el cilindro de suelo en el sorptímetro. Esta corrección, que permitió estimaciones más precisas de las propiedades hidráulicas de la matriz del suelo, fue validada en columnas de un suelo franco arcilloso tamizado a 2 mm, compactado, y atravesado longitudinalmente por un tubo cerrado/abierto de 1,5 mm o 2,5 mm diámetro interno. El método mejorado permitió estimaciones satisfactorias de K_{PF} . En conclusión, presentamos un método mejorado de infiltración ascendente que además de estimar cuatro de los cinco parámetros de van Genuchten (1980), permite también estimar la conductividad hidráulica del flujo preferencial del agua del suelo.

Agradecimientos. Esta investigación fue financiada por el proyecto MITECO PROPAST (CGL2016-80783-R) y ASBIO (PGC2018-094332-B-100). Los autores agradecen al Área de Informática Científica de la SGA1 (CSIC) su apoyo técnico en el análisis numérico.

5.- Bibliografía

Angulo-Jaramillo, R., V. Bagarello, S. Di Prima, A. Gosset, M. Iovino, y L. Lassabatere. 2019. Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters (BEST) across soils and scales. *J. Hydrol.* 576, 239–261.

Carsel R.F., y R.S. Parrish. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24, 755–769.

Clothier, B.E., S.R. Green, y M. Deurer. 2008. Preferential flow and transport in soil: progress and prognosis. *Eur. J. Soil Sci.* 59, 2–13.

Flury, M., y N.N. Wai. 2003. Dyes as tracers for vadose zone hydrology. *Rev. Geophysics* 41, 1002.

Haverkamp, R., P.J. Ross, K.R.J. Smettem, y J.Y. Parlange 1994. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. Part 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.* 2931–2935.

Head, K.H. 1982, Manual of soil laboratory testing, Vol 2, Pentech Press, ISBN 0-7273-1305-3.

Hendrickx, J.M.H., y M. Flury, M. 2001. Uniform and preferential flow

mechanisms in the vadose zone. In: Conceptual Models of Flow and Transport in the Fractured Vadose Zone, pp. 149–187. National Research Council, National Academy Press, Washington, DC.

Kung, K.J.S., 1990. Preferential flow in a sandy vadose zone: 1. Field observation. *Geoderma* 46, 51–58.

Latorre, B., y D. Moret-Fernández. 2019. Simultaneous estimation of the soil hydraulic conductivity and the vanGenuchten water retention parameters from an upward infiltration experiment. *J. Hydrol.* 572, 461–469.

Latorre, B., C. Peña, L. Lassabatere, R. Angulo-Jaramillo, y D. Moret-Fernández., 2015. Estimate of soil hydraulic properties from disc infiltrometer three-dimensional infiltration curve. Numerical analysis and field application. *J. Hydrol.* 57, 1–12.

Lassabatere, L., S. Di Prima, S. Bouarafa, M. Iovino, V. Bagarello, y V., R. Angulo-Jaramillo. 2019. BEST-2K method for characterizing dual-permeability unsaturated soils with ponded and tension infiltrometers. *Vadose Zone J.* 18. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.06.0124>.

Lichtner, P.C., C.I. Steefel, y E.H. Oelkers. 1996. Reactive transport in porous Media. *Mineralogical Soc. Am.*, p. 5.

Luo, L., H. Lin, y P. Halleck 2008. Quantifying Soil Structure and Preferential Flow in Intact Soil Using X-ray Computed Tomography. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72, 1058-1069.

Moret-Fernández, D., y B. Latorre. 2017. Estimate of the soil water retention curve from the sorptivity and β parameter calculated from an upward infiltration experiment. *J. Hydrol.* 544, 352–362.

Moret-Fernández, D., B., Latorre, y M. Angulo-Martínez. 2017. Comparison of different methods to estimate the soil sorptivity from an upward infiltration curve. *Catena* 155, 86–92.

Moret-Fernández, D., B. Latorre, M.V. López, Y. Pueyo, J. Tormo, y J.M. Nicolau. 2020. Hydraulic properties characterization of undisturbed cores under different soil managements. *Catena*. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104816>.

R Core Team. 2021. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>

Rahmati, M., B. Latorre, L. Lassabatere, R. Angulo-Jaramillo, y D. Moret-Fernández. 2019. The relevance of Philip theory to Haverkamp quasi-exact implicit analytical formulation and its uses to predict soil hydraulic properties. *J. Hydrol.* 570, 816–826.

Schumer, M.A. y K. Steiglitz. 1968. Adaptive step size random search. *IEEE Trans. Automatic Control.* 13, 270–276.

van Genuchten, M.T. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.