

CARACTERIZACIÓN DE LOS PARÁMETROS DE TRANSMISIÓN DEL AGUA EN UN  
SUELO ARENOSO CON UN INFILTRÓMETRO DE SUCCIÓN

F.J. MORAL<sup>(1)</sup>, J.V. GIRÁLDEZ<sup>(1,2)</sup> y A. LAGUNA<sup>(3)</sup>

Dpto. de Agronomía, Univ. Córdoba.<sup>(1)</sup>  
Dpto. de Suelos y Riegos, CIFA, Córdoba.<sup>(2)</sup>  
Dpto. de Física Aplicada, Univ. Córdoba.<sup>(3)</sup>

RESUMEN

Entre los métodos propuestos para determinar los parámetros de transmisión del agua en el suelo, conductividad hidráulica saturada y sorptividad, el infiltrómetro de succión es uno de los más convenientes por su facilidad de operación. Su interpretación, sin embargo, es más complicada, sugiriéndose varios modelos para ello. En este trabajo se muestra que el modelo de Horton de cuatro parámetros, indicado por *Warrick* (1992), describe adecuadamente los resultados obtenidos en ensayos de campo sobre un suelo arenoso, discutiéndose sus implicaciones en condiciones similares.

ABSTRACT

To estimate soil water transmission parameters, saturated hydraulic conductivity and sorptivity, suction infiltrometer is one of the most convenient method because it is easy to operate. However, it is more difficult to get the information in a suitable way, suggesting several models to do it. In this work we demonstrate how the four-parameter Horton model (*Warrick*, 1992) des-

cribe adequately all results obtained in field trials on a sandy soil, discussing the implications in similar conditions.

PALABRAS CLAVE

Infiltrómetro de succión, conductividad hidráulica saturada, sorptividad, difusividad.

1. INTRODUCCIÓN

La medida de la conductividad hidráulica saturada y la sorptividad, parámetros de transmisión del agua en el suelo, es una tarea fundamental para la determinación del movimiento del agua a través de un perfil concreto. La utilización del infiltrómetro de succión puede considerarse como una de las formas más apropiadas de estimar estos parámetros, por su fácil operación en lo que a trabajo de campo se refiere (Clothier y White, 1981; White y Sully, 1987; Smettem y Clothier, 1989; Reynolds y Elrick, 1991).

El caudal de salida de agua,  $Q$  ( $L^3T^{-1}$ ), de un infiltrómetro de succión que mantiene un potencial constante se puede expresar, para intervalos temporales pequeños y en el caso unidimensional, en ausencia de gravedad (Marshall y Holmes, 1979, cap. 5.1), como:

$$\frac{Q}{\pi \cdot r_o^2} \approx 0.5 S t^{-0.5} \tag{1}$$

siendo  $r_o$  el radio del disco del infiltrómetro (L),  $S$  la sorptividad ( $LT^{-1/2}$ ) y  $t$  el tiempo (T). La sorptividad depende del contenido de humedad inicial y final, además de la difusividad,  $D=K dh/d\theta$ , donde  $K$  es la conductividad hidráulica ( $LT^{-1}$ ),  $h$  es el potencial hidráulico (L) y  $\theta$  el contenido de humedad. Integrand en (1) con respecto al tiempo se obtiene la infiltración acumulada,  $I$  (L),

$$I = S t^{-0.5} \tag{2}$$

que permite estimar  $S$  como la pendiente de la infiltración acumulada frente a la raíz cuadrada del tiempo.

Para tiempos mayores, se puede aplicar la ecuación de Wooding (1968) para relacionar el caudal en régimen permanente,  $Q_{ss}$ , con la conductividad hidráulica  $K_{hum}$ , correspondiente al potencial matricial en la superficie del suelo,  $h_{hum}$ , y humedad  $\theta_{hum}$ :

$$Q_{ss} \approx \pi r_o^2 K_{hum} \left( 1 + \frac{4\lambda_c}{\pi r_o} \right) \tag{3}$$

siendo  $\lambda_c$  la longitud capilar macroscópica (White y Sully, 1987), expresada por:

$$\lambda_c = (K_{\text{hum}} - K_{\text{sec}})^{-1} \int_{h_{\text{sec}}}^{h_{\text{hum}}} K(h) dh \quad (4)$$

con  $K_{\text{sec}}$  como la conductividad hidráulica para el contenido de humedad inicial,  $\theta_{\text{sec}}$  correspondiente al potencial matricial  $h_{\text{sec}}$ . La solución de Wooding se basa en una función exponencial para la conductividad hidráulica propuesta por *Gardner* (1958):

$$K(h) = K_s \exp(\alpha h) \quad (5)$$

*White y Sully* (1987) propusieron otra ecuación para  $\lambda_c$  en función de la sorptividad y la conductividad hidráulica:

$$\lambda_c = \frac{bS^2}{(\theta_{\text{hum}} - \theta_{\text{sec}})(K_{\text{hum}} - K_{\text{sec}})} \quad (6)$$

$b$  es una constante aproximadamente igual a 0.55. Siendo  $K_{\text{hum}}$  mucho más grande que  $K_{\text{sec}}$ , con las ecuaciones (3) y (6) se obtiene:

$$\frac{Q_{ss}}{\pi r_o^2} = K_{\text{hum}} + \frac{2.2S^2}{\pi r_o (\theta_{\text{hum}} - \theta_{\text{sec}})} \quad (7)$$

De la expresión anterior se puede obtener la conductividad hidráulica,  $K_{\text{hum}}$ , en función del caudal.

Por la forma de (3) o (7), la estimación de  $K_{\text{hum}}$  requiere al menos dos valores de  $Q_{ss}$  para diferentes radios  $r_o$  (*Scotter et al.*, 1982; *Smettem y Clothier*, 1989). Si se dispone de tres o más infiltrómetros con distintos radios o si se utilizan varios potenciales,  $K_{\text{hum}}$  y  $\lambda_c$  pueden ser evaluados mediante un ajuste no lineal (*Reynolds y Elrick*, 1991). Más recientemente, varios investigadores (*Warrick*, 1992; *Warrick et al.*, 1992; *Pullan*, 1992; *Hussen y Warrick*, 1993) han introducido una serie de modelos para describir la infiltración desde permeámetros de succión, que facilitan su uso reduciendo el número de medidas.

En este trabajo se procederá al análisis y comparación de una serie de modelos algebraicos alternativos para uso en un suelo arenoso.

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

### 2.1. Descripción del suelo

El suelo analizado está en el Parque Natural del Entorno de Doñana, en la zona de El Abalarío, y es clasificado como xeropsamment típico en el sistema de taxonomía. Se trata de una gran extensión arenosa próxima a la costa,

fijada con vegetación mezcla de pinos, eucaliptos y numerosos arbustos. En él se distingue una capa superficial muy fina, entre 0 y 1 cm aproximadamente, formando una especie de costra superficial, y un horizonte arenoso más o menos homogéneo en profundidad de más de 3 m de espesor. El contenido medio en materia orgánica en la zona más superficial es del 1%, disminuyendo en profundidad hasta alcanzar un 0.3% a los 30 cm. El contenido de arcilla es inferior al 4.3% y el de arena está en torno al 92%.

Una característica de este suelo es su notable grado de hidrofobia superficial, extendiéndose desde casi la superficie hasta unos 40 cm aproximadamente (Moral *et al.*, 1996). Ello da lugar a una serie de fenómenos de repelencia al agua, variables tanto en el espacio como en el tiempo. La repelencia se muestra cuando el contenido de humedad del suelo es muy bajo, como cuando se efectuaron los ensayos de este estudio.

## 2.2. Modelos de infiltración del agua

*Modelo 1.* Este es el denominado convencional puesto que se utilizan las ecuaciones (2), (3) y (6) para determinar  $K_{hum}$ ,  $\lambda_c$  y  $S$  para un conjunto de medidas de infiltración y un infiltrómetro. La sorptividad,  $S$ , se calcula con la pendiente de  $I$  frente a  $t^{0.5}$ .  $\lambda_c$  y  $K_{hum}$  se determinan con (3) y (6) una vez conocida  $S$ . Alternativamente, se puede utilizar sólo (3) cuando se dispone de lecturas de dos o más infiltrómetros o de uno pero con lecturas a diferentes tensiones.

*Modelo 2.* En este caso se aproxima la relación entre infiltración y tiempo con la expresión:

$$I = S t^{0.5} + \frac{Q_{ss}}{\pi r_0^2} \left\{ t + (a/c) [1 - \exp(-ct)] \right\} \quad (8)$$

siendo  $a$  y  $c$  dos parámetros. A este se le conoce como modelo de Horton modificado con 4 parámetros, por su semejanza con la relación empírica propuesta por Horton para la infiltración unidimensional. Los parámetros a determinar son la sorptividad,  $S$ , el caudal constante  $Q_{ss}$ , además de  $a$  y  $c$ .

*Modelo 3.* Igual al anterior salvo en fijar el valor de  $a=-1$ , eliminándose el comportamiento lineal para tiempos pequeños.

*Modelo 4.* Si se considera que el suelo tiene una difusividad constante,  $D$ , una aproximación válida, despreciando la gravedad, es (Warrick *et al.*, 1992; Warrick, 1992):

$$Q = 2 \pi^{0.5} S D^{0.5} r_0 \left[ 1 + 0.25 \pi^{0.5} T^{-0.5} - 0.216 \exp(-4.01 T) \right] \quad (9)$$

con  $T$  como tiempo normalizado

$$T = Dt/r_0^2 \quad (10)$$

El factor 0.216 se deduce teóricamente (Cbu et al., 1975) mientras que la constante 4.01 es empírica. El caudal para el régimen permanente es:

$$Q_{ss} = 2\pi^{0.5}SD^{0.5}r_o \quad (11)$$

Sustituyendo (11) en (9) e integrando respecto al tiempo normalizado, se obtiene:

$$I = \frac{Q_{ss}}{\pi D} \left\{ T + 0.5\pi^{0.5}T^{0.5} - 0.054 \left[ 1 - \exp(-4.01T) \right] \right\} \quad (12)$$

A este se le denomina modelo de difusión lineal biparamétrico, en el que se pueden estimar la difusividad, D, y el caudal del régimen permanente, Q<sub>ss</sub>, que permite deducir finalmente la sorptividad.

*Modelo 5.* Si consideramos, como en el modelo 4, la difusividad constante, según (4) se puede obtener un valor medio de la forma:

$$D \approx \frac{(K_{hum} - K_{sec})\lambda_c}{(\theta_{hum} - \theta_{sec})} \quad (13)$$

Teniendo en cuenta (6) se llega a (Philip, 1986):

$$D = \frac{\pi S^2}{4(\theta_{hum} - \theta_{sec})^2} \quad (14)$$

Sustituyendo (14) en (9) e integrando respecto a T se obtiene:

$$I = 1.27(\theta_{hum} - \theta_{sec})r_o \left\{ T + 0.5\pi^{0.5}T^{0.5} - 0.054 \left[ 1 - \exp(-4.01T) \right] \right\} \quad (15)$$

Si se conocen las humedades,  $\theta_{hum}$  y  $\theta_{sec}$ , sólo se debe determinar la difusividad D que está implícita en T. Por ello se conoce a este modelo como de difusión lineal uniparamétrico. Puede ser correcto despreciar la gravedad, pero obtener un criterio exacto es muy difícil en procesos que transcurran rápidamente o para infiltrómetros con discos pequeños.

### 2.3. Medidas en campo

Se utilizaron dos infiltrómetros de succión, con discos de radios respectivos de 40 mm y 125 mm. Se aplicaron potenciales de 0, -35, -50 y -80 mm en cada caso.

Antes de emplazar el infiltrómetro para realizar cada uno de los ensayos, se tomaron muestras de suelo de lugares adyacentes con el fin de determinar el contenido de humedad inicial. En todos los casos se tuvieron unos valores muy próximos a 0.01 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>, con lo cual se fijó este como valor único. De igual forma, al finalizar cada uno de los experimentos, se tomaron muestras

del suelo humedecido situado debajo del infiltrómetro con el fin de determinar los contenidos de humedad para cada una de las tensiones utilizadas. La densidad aparente media del suelo fué 1.5 g/cm<sup>3</sup>.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos aparecen en la figura 1. La sorptividad, calculada según el modelo convencional, se basa en (2), obteniéndose como la pendiente de la recta de regresión de la infiltración con respecto a la raíz cuadrada del tiempo.

El caudal en el régimen permanente,  $Q_{ss}$ , para el primer modelo se calculó con la recta de regresión de  $I$  frente a  $t$  para tiempos grandes, utilizando las últimas 5 o 6 lecturas consecutivas, cuando la velocidad de infiltración del agua en el suelo no cambiaba significativamente.

Para la estimación de los parámetros de los demás modelos se utilizaron regresiones no lineales, ajustándose a los datos de campo recogidos de las distintas lecturas de los infiltrómetros. En la figura 2 se muestran una serie de ajustes a todos los modelos y para algunos casos estudiados.

Los valores obtenidos de la sorptividad se recogen en la tabla 1. Para el infiltrómetro con disco mayor, los resultados de los modelos 3 y 4 son bastante parecidos a los del modelo convencional. En los casos donde se empleó el infiltrómetro con disco pequeño, se encontró mayor semejanza entre los valores encontrados con todos los modelos. En general, la sorptividad estimada con el modelo 2 fué la más próxima a la del modelo convencional. Es de destacar que en algunos casos, considerando el infiltrómetro con disco mayor, debido al procedimiento de ajuste utilizado, no se produce el crecimiento esperado de la sorptividad a medida que aumenta el potencial matricial.

En la tabla 2 se tienen los valores del caudal en el régimen permanente para todos los modelos. Cuando se emplea el infiltrómetro con el disco mayor, el modelo 3 es el que mejor estimación produce, comparado con el convencional. Con el de disco menor, el modelo 5 es el más próximo. En la mayoría de las casos, el caudal obtenido por el modelo convencional es superior al de los otros modelos; cuando el potencial matricial es nulo, esto se da en todas las ocasiones. Se tiene que, como en el caso del estudio de los valores de la sorptividad, en algunas ocasiones no se obtiene el crecimiento de los valores del caudal con el crecimiento del potencial matricial, debido al procedimiento de ajuste utilizado.

Para comprobar la bondad de los ajustes de los modelos a los datos de campo, se determinó el error cuadrático medio:

$$ECM = \sum_{i=1}^n [y_i - \bar{y}_i]^2 \quad (16)$$

donde  $y_i$  son los datos de campo e  $\hat{y}_i$  son los datos ajustados. Cuanto menor sea ECM, mejor es el ajuste. En la tabla 3 se muestran todos los valores de los ECM para los distintos modelos y tensiones utilizadas. Se puede observar como con el modelo 2, Horton modificado con 4 parámetros, se obtienen valores menores de ECM.

La recogida de un número suficiente de datos en los primeros momentos de cada uno de los experimentos es muy importante (especialmente cuando se emplean las tensiones más bajas) para determinar la sorptividad ya que el agua se infiltra muy rápidamente en los primeros 2-3 minutos. Cuanto más baja sea la tensión utilizada, más rápida se infiltrará el agua en el suelo y además participarán en ese transporte una cantidad de poros mayor (con menores tensiones se consigue que poros de menor tamaño sean capaces de conducir el agua

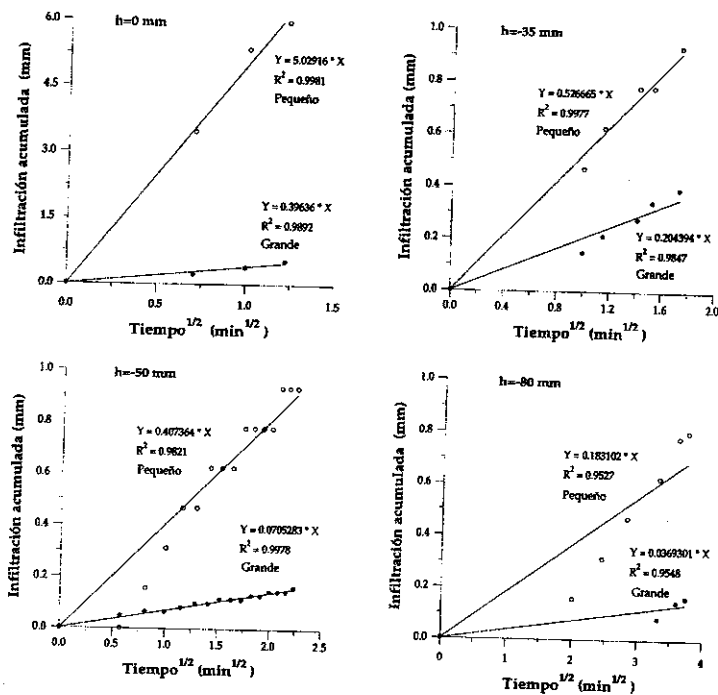


Fig 1. Determinación de la sorptividad,  $S$ , con sendos infiltrómetros de succión: uno con disco pequeño,  $r_o = 40$  mm, y otro con disco grande,  $r_o = 125$  mm.

infiltrada). Esto es la causa por la cual se observan, en bastantes casos, mayores diferencias entre la sorptividad del modelo convencional y la determinada con los otros modelos cuando se emplean tensiones bajas.

Tabla 1.  
Sorptividad ( $mm/s^{0.5}$ ) obtenida con los distintos modelos y con dos infiltrómetros.

$r_o = 125 \text{ mm}$					
$h_{hum}$ (mm)	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4	Modelo 5
-80	0.037	0.022	0.036	0.054	0.084
-50	0.071	0.044	0.061	0.028	0.099
-35	0.204	0.084	0.057	0.053	0.548
0	0.397	0.271	0.578	0.923	0.859
$r_o = 40 \text{ mm}$					
$h_{hum}$ (mm)	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4	Modelo 5
-80	0.183	0.009	0.019	0.173	0.140
-50	0.407	0.318	0.335	0.285	0.427
-35	0.527	0.637	0.458	0.397	0.997
0	5.029	4.299	10.563	9.931	3.937

Tabla 2.  
Caudal en régimen permanente,  $Q_{ss}$  ( $cm^3 / \text{min}$ ), obtenido con los distintos modelos y con dos infiltrómetros

$r_o = 125 \text{ mm}$					
$h_{hum}$ (mm)	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4	Modelo 5
-80	0.531	0.920	0.647	0.207	0.040
-50	0.956	5.413	0.491	0.205	0.034
-35	3.087	6.069	5.670	0.224	0.317
0	8.564	5.676	4.819	6.058	1.155
$r_o = 40 \text{ mm}$					
$h_{hum}$ (mm)	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4	Modelo 5
-80	0.328	0.150	0.147	0.707	0.036
-50	0.394	0.259	2.406	0.228	0.202
-35	1.279	2.319	2.418	0.263	1.188
0	10.916	3.434	5.723	5.446	7.769

Tabla 3.  
Errores cuadráticos medios estimados,  $mm^2$ .

$r_o = 125 \text{ mm}$				
$h_{hum}$ (mm)	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4	Modelo 5
-80	19.84	19.49	20.18	19.49
-50	0.13	0.13	41.53	0.45
-35	2.67	2.71	2730.78	86.35
0	7.07	96.65	124.92	1500.87
$r_o = 40 \text{ mm}$				
$h_{hum}$ (mm)	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4	Modelo 5
-80	0.10	0.07	1.39	0.54
-50	0.01	0.01	2.67	0.14
-35	0.01	0.09	0.25	11.40
0	0.28	0.62	4.57	3.35



Con respecto al caudal para el régimen permanente, en la mayoría de los casos las diferencias entre el modelo convencional y los demás son mayores cuando se utilizan tensiones más bajas. Se piensa que para llegar a una aproximación al caudal para el régimen permanente es necesario emplear un intervalo temporal mayor que el sugerido en anteriores trabajos (Warrick, 1992). El tiempo que se usó en este trabajo, aproximadamente 40 min en todos los casos, está dentro de lo recomendado, aunque en los casos de mayores tensiones podría haberse, incrementado para asegurarse aún más el régimen permanente.

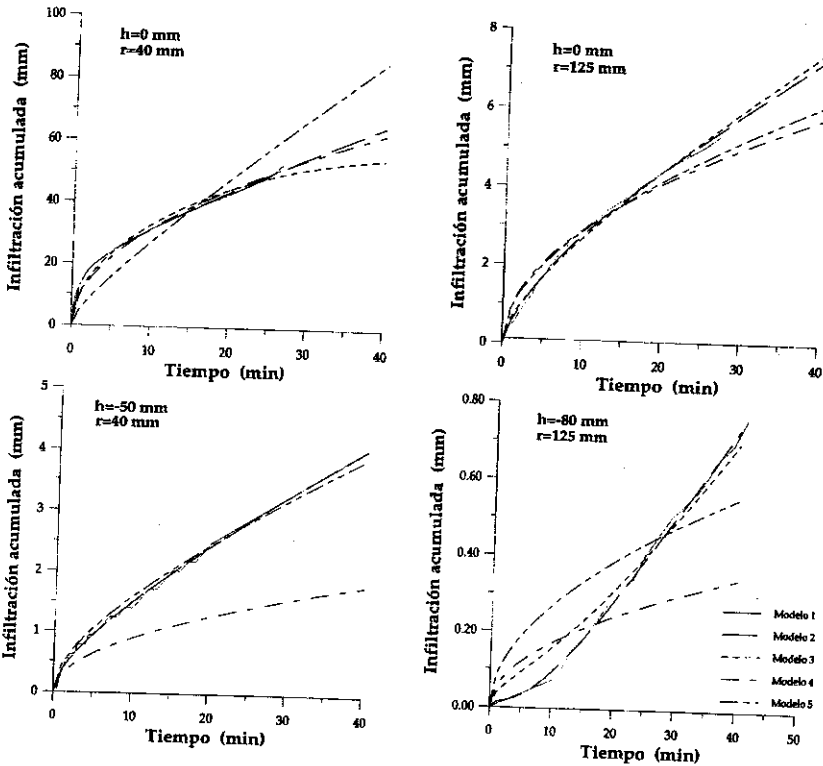


Fig 2. Ajustes de los diferentes modelos de infiltración a los datos de campo.

#### 4. CONCLUSIONES

El uso de los modelos algebraicos propuestos puede ser una herramienta muy útil en la caracterización de los parámetros de transmisión de agua en un suelo, conductividad hidráulica y sorptividad. En el caso del estudio propuesto, referido a la infiltración en un suelo arenoso, el modelo que mejor se ajusta a los datos obtenidos en campo (con los cuales se obtuvieron los parámetros del modelo llamado convencional o 1) es el modelo de Horton modificado con 4 parámetros; su error cuadrático medio es el menor y además es el que mejor estima la sorptividad, aceptando los valores del modelo convencional como referencia. Ello está en línea con lo obtenido por *Hussen y Warrick* (1993) en un estudio similar en el cual empleaban los mismos modelos en un suelo con textura franca.

Los modelos con difusividad constante son los que peor se ajustan a los datos de campo. La consideración de una difusividad constante en estos modelos puede ser bastante incierta, sobre todo en este caso donde se emplea un suelo arenoso. Igualmente, el desprecio de la acción de la gravedad (en especial al utilizar infiltrómetros con discos grandes), puede provocar alguna distorsión con respecto a las lecturas de campo.

Es de destacar que el modelo escogido tiene cuatro parámetros para ajustar, lo cual le proporciona una mayor flexibilidad para adaptarse a los valores de campo más precisamente. Una ventaja de todos los modelos tratados, en general, es que los parámetros pueden ajustarse con un mínimo de subjetividad. Sin embargo, un inconveniente importante es que los parámetros resultantes dependen del criterio de ajuste y de la elección de los tiempos para la toma de datos

#### 5. REFERENCIAS

1. Chu, B. T., J. Y. Parlange y D. E. Aylor. 1975. Edge effect in linear diffusion, *Acta Mech.*, 21:13-27.
2. Clothier, B. E., y I. White. 1981. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45:241-245.
3. Gardner, W. R. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table, *Soil Sci.*, 85:228-232.
4. Hussen, A. A., y A. W. Warrick. 1993. Algebraic models for disc tension permeameters, *Water Resour. Res.*, 29:2779-2786.
5. Marshall, T.J, y J.W. Holmes. 1979. *Soil Physics*, Cambridge University Press, Cambridge.
6. Moral, F. J., J. V. Giráldez y A. Laguna. 1996. Movimiento del agua en suelos arenosos: el problema de la repelencia. *XIV Congreso Nacional de Riegos. AERYD*. Aguadulce, Almería.
7. Philip, J. R. 1986. Linearized unsteady multidimensional infiltration, *Water Resour. Res.*, 22:1712-1727.

8. Pullan, A. J. 1992. Linearized time-dependent infiltration from a shallow pond, *Water Resour. Res.*, 28:1041-1046.
9. Reynolds, W. D., y D. E. Elrick. 1991. Determination of hydraulic conductivity using multiple disk permeameters, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55:633-639.
10. Scotter, D. R., B. E. Clothier y E. R. Harper. 1982. Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings, *Aust. J. Soil Res.*, 20:295-304.
11. Smettem, K. R. J., y B. E. Clothier. 1989. Mesuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disk permeameters, *J. Soil Sci.*, 40:563-568.
12. Warrick, A. W. 1992. Models for disc infiltrometers, *Water Resour. Res.*, 28:1319-1327.
13. Warrick, A. W., P. Broadbridge y D. O. Lomen. 1992. Approximations for diffusion from a disk source, *Appl. Math. Model.*, 16:155-161.
14. White, I., y M. J. Sully. 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and times scales from field infiltration, *Water Resour. Res.*, 23:1514-1522.
15. Wooding, R. A. 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond, *Water Resour. Res.*, 4:1259-1273.