

EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LA INFILTRACIÓN SUPERFICIAL A ESCALA DE PARCELA

Taboada Castro, M^a. Mercedes; Lado Liñares, Marcos; Diéguez Villar, Antonio y Paz González, Antonio

Facultad de Ciencias. Universidad de A Coruña. A Zapateira. 15071. A Coruña

SUMMARY

Time evolution of soil surface infiltration at the plot level

Infiltration is one of the key soil properties affecting the extent of erosion phenomena. Tension infiltrometers can be used extensively to determine hydraulic properties, though short-term quasi-steady state measurements may be difficult. Plots were ploughed to produce fine and rough microrelief and then left fallow on a loam-silty soil prone to crusting. Replicate measurements were made at three negative heads and saturation (range -16 to 0 cm H₂O), using a large-base 20 cm infiltrometer. Determinations on each plot were made, first, just after tillage at the initial surface and then at subsequent evolution stages of the bare surface, the last one being a depositional crust. Infiltration rates were highly variable, between replicate measurements as well as between plots, however some temporal trends could be found. Saturated hydraulic conductivity averaged for eight replications at initial surfaces was 86,07 mm/h, whereas this figure averaged for eight measures at surfaces exhibiting a depositional crust reached 10,63 mm/h. Increa-

sing tension caused proportionately smaller decreases in infiltration rates for crusted than for initial soil surfaces.

Key words: Tension infiltrometer, saturated and unsaturated conductivity, soil surface state.

RESUMEN

La infiltración es una de las propiedades del suelo de las que más dependen los fenómenos de erosión. Los infiltrómetros de tensión se pueden usar sistemáticamente para determinar las propiedades hidráulicas, aunque las medidas en condiciones próximas al estado estacionario pueden ser difíciles, en la práctica. Se labraron tres parcelas, que se dejaron sin sembrar, en un suelo franco-limoso, sensible a la formación de costra, creando microrrelieves con características diferentes. Con un infiltrómetro cuya base tenía 20 cm, se efectuaron medidas con repetición a saturación y a otros tres potenciales, entre -16 y 0 cm H₂O. En cada parcela, las determinaciones se efectuaron tanto en la superficie inicial, inmediatamente después del laboreo, como en sucesivos estados de evolución, siendo el último una costra sedimentaria. La intensidad de infiltración presentó una gran variabilidad, tanto entre repeticiones como entre parcelas, aunque se pudo observar un patrón de evolución temporal. El valor medio de ocho medidas de conductividad hidráulica saturada en la superficie inicial alcanza 86,07 mm/h, mientras que para ocho medidas sobre una costra de deposición este valor se cifra en 10,63 mm/h. La disminución de la intensidad de infiltración, con respecto a saturación, al aumentar la tensión hídrica es menor en las superficies encostradas que en el estado inicial.

Palabras clave: Infiltrómetro de tensión, conductividad saturada y no saturada, estado de la superficie.

INTRODUCCIÓN

El suelo esta considerado como un depósito regulador del ciclo hidrológico, de donde se infiere la importancia del estudio de la infiltración. El agua de lluvia que cae sobre el suelo se infiltra parcial o totalmente, para después redistribuirse y/o evaporarse hacia la atmósfera, bien directamente, bien a través de la transpiración de las plantas. En consecuencia, el excedente de precipitación, que alcanza la superficie del suelo sin infiltrarse a través de ella, no podrá contribuir a alimentar las reservas hídricas; por el contrario dicho excedente contribuye a formar aguas de arroyada.

El estudio de la infiltración es tanto más importante cuanto que los expertos en conservación de suelos admiten que mediante técnicas de manejo adecuadas se puede modificar en proporciones importantes la cantidad de agua de lluvia que contribuye a la escorrentía.

La infiltración de agua en el suelo supone la ocupación del espacio poroso del mismo, al tiempo que desplaza el aire allí alojado. Conviene insistir en que la importancia del proceso es doble puesto que, por un lado contribuye a la recarga del suelo, y por otro, determina el riesgo potencial de erosión; en efecto, la fracción de agua que no se infiltra inmediatamente ni queda retenida temporalmente en las microdepressiones de la superficie, escurre ladera abajo, generando esfuerzos de corte que pueden destruir los agregados y arrastrar fragmentos de material. Al aportar agua a la superficie del suelo, la infiltración transcurre de forma rápida en los primeros momentos, pero se hace más lenta a medida que avanza el tiempo.

En síntesis, la principal particularidad del proceso de infiltración deriva del hecho de que está originado por una modificación drástica y casi instantánea de las condiciones de potencial y contenido hídrico propias de la superficie del suelo. En este sentido, la infiltración puede ser considerada como una perturbación que se propaga en el suelo desde la superficie y que se atenúa conforme avanza en profundidad.

El proceso de infiltración, viene condicionado por diversos factores, siendo los más significados, por una parte, las características del suelo, y entre ellas las propiedades hidrodinámicas, la textura, la estructura, la técnica de laboreo del terreno, el estado de compactación de la superficie, y por otra parte, las condiciones específicas en que se desarrolla el proceso, a saber humedad inicial, presencia de burbujas de aire atrapadas en el perfil, salinidad del suelo y del agua y régimen de alimentación hídrico de la superficie del suelo.

La propagación a lo largo del perfil del suelo del frente de humectación y la redistribución del contenido hídrico presenta un interés agrológico de primer orden; por contra, a la evolución en el tiempo de las características de la infiltración a través de la superficie del suelo se le ha prestado particular interés desde el punto de vista hidrológico, dado que ejerce una influencia notable sobre el inicio y la intensidad de la escorrentía.

Si el balance entre precipitación e infiltración es positivo, existe un excedente de agua en la superficie del suelo, que puede originar la formación de escorrentía. Este excedente, junto a la retención de agua en las microdepressiones de la superficie y la resistencia mecánica a la incisión del terreno, constituyen los principales factores edáficos que intervienen en los procesos erosivos. Entre los diversos procesos de que depende la infiltración destaca el grado de encostramiento de la superficie, que condiciona el tamaño de los poros a través de los cuales se produce el flujo de agua en el perfil. Como consecuencia, en los suelos susceptibles al encostrado, la infiltración se reduce a medida que avanza el desarrollo de la costra superficial; generalmente el suelo tiene una infiltración muy elevada después de la siembra y ésta disminuye drásticamente con la formación de costra.

PRINCIPALES TÉCNICAS DE MEDIDA

Para evaluar el impacto del manejo del suelo y de los procesos naturales (clima, acción de los organismos) en las propiedades hídricas de la superficie se han propuesto numerosas técnicas de medida, todas las cuales presentan ventajas e inconvenientes.

Así, en condiciones de laboratorio, una de las técnicas más utilizadas son los cilindros que contienen muestra inalterada. Sin embargo, el uso de cilindros suele provocar de hecho modificaciones en la estructura de la muestra.

Los principales métodos para medir en el campo la velocidad de infiltración, son :

- *Infiltrómetro de doble anillo*, que consiste en dos cilindros concéntricos, el interior de unos 15-20 cm de diámetro, hincados en un suelo previamente humectado. Este dispositivo permite mantener una lámina de agua a nivel, es decir una carga constante sobre una superficie de extensión conocida.
- *Simulador de lluvia*, asociado a un sistema de medida de la escorrentía, para obtener la infiltración por balance entre el agua añadida y la que escurre.

- *Infiltración en surco*, que en esencia consiste en abrir un surco de sección regular conocida, al igual que su longitud. Se riega el surco y se calculan los caudales que se infiltran a lo largo del tiempo o bien los que deben aportarse para mantener el nivel constante. Este método tiene interés en proyectos de transformación de regadío en que vaya a utilizarse el riego por surcos. Requiere un volumen grande de agua.

Sin embargo, aquellas técnicas que determinan las propiedades hídricas y, en particular, la infiltración "*in situ*", en condiciones no confinadas e inalteradas, tales como simulador de lluvia, infiltrómetro de goteo, permeámetros de disco, etc., presentan ventajas sobre el tradicional método del doble anillo cilíndrico.

Por otra parte, instrumentos como los permeámetros de disco o los infiltrómetros de tensión (también denominados infiltrómetros de succión, en MORAL *et al.*, 1998) permiten identificar en términos cuantitativos la contribución relativa de algunos de los parámetros hidrodinámicos fundamentales de los que depende el caudal de agua infiltrada, seleccionando determinado rango de presión durante la aplicación de agua. Actualmente, algunos autores tienden a utilizar como sinónimos los términos permeámetro de disco e infiltrómetro de tensión. La diferencia inicial entre los dos métodos se centraba en la aproximación usada para evaluar los resultados, ya que en un caso se utilizaba la teoría de la infiltración unidimensional (infiltrómetro de tensión) y en el otro, la teoría de la infiltración en tres dimensiones (permeámetro de disco) (ANKENY *et al.*, 1988; WHITE *et al.*, 1992). Sin embargo existen métodos de cálculo que proporcionan soluciones aproximadas al flujo de agua tridimensional a partir de un infiltrómetro de tensión (ANKENY, 1992; ZHANG, 1998).

En todo caso, la infiltración de agua en un suelo no saturado en condiciones de estado estacionario refleja las características de la red de poros, formada por yuxtaposición de partículas sólidas y elementos estructurales. Algunas de las propiedades hidráulicas del suelo más importantes que permiten cuantificar el tamaño, la distribución y la continuidad de la red de poros son la conductividad a saturación, la relación entre potencial matricial y contenido hídrico y la sortividad del suelo; todas ellas están interrelacionadas y pueden ser evaluadas a partir de medidas confinadas o no confinadas con los instrumentos antes citados. A su vez estas propiedades son muy importantes en estudios de erosión, balance hídrico y producción vegetal y se pueden usar para caracterizar la estructura del suelo, mediante parámetros como porosidad, diámetro medio de poro, etc. En general, se admite que los valores de las propiedades hidráulicas determinadas

mediante permeámetro de disco son del mismo orden de magnitud que las obtenidas mediante infiltrómetro de tensión.

La mayor parte de los autores admiten que la variabilidad de las propiedades hidráulicas de la superficie del suelo en condiciones próximas a saturación es máxima, y que esta variabilidad tan amplia puede ser atribuida en buena parte a la presencia de fenómenos de flujo preferencial. En consecuencia WHITE and SULLY (1987), propusieron que los resultados de infiltración obtenidos con técnicas de medida "*in situ*" podrían ser usados para estimar las consecuencias de la degradación estructural del suelo desde el punto de vista hidrológico.

En efecto, el laboreo y la actividad biológica inciden notablemente en el número y el tamaño medio de los poros con un diámetro medio mayor que 1,5 mm. Por ello, las medidas de infiltración efectuadas a potenciales del orden de - 4 mm de H₂O y superiores, pueden utilizarse como un índice de las características hidráulicas del conjunto de poros con diámetros superiores a 1,5 mm. Es decir, las medidas de conductividad hidráulica efectuadas entre - 4 cm y + 0,5 cm de H₂O están relacionadas con las propiedades de los poros de diámetros equivalentes mayores que 1,5 mm, y en consecuencia, pueden proporcionar un índice de degradación estructural (ANKENY *et al.*, 1990).

Una de las aplicaciones más importantes de las medidas de permeabilidad en condiciones próximas a saturación ha sido la estimación de un parámetro con claro significado estructural como es el tamaño de poro medio equivalente (λ_m), que, en áreas de flujo preferencial puede presentar oscilaciones considerables, especialmente si se efectúan medidas en superficies de pequeño tamaño. Queda patente, por lo tanto, que estas técnicas de estudio de las propiedades hidráulicas permiten evaluar el impacto de los factores de medio físico y las técnicas de manejo agrícola sobre la estructura del suelo.

El tamaño medio equivalente de poro (λ_m) también permite cuantificar los cambios temporales en la estructura de la superficie del suelo; en este sentido resultan particularmente importantes las oscilaciones de las características del sistema poroso de los suelos de cultivo.

Con todo, como también ocurre al determinar otras propiedades físicas de los suelos, y en otras disciplinas científicas, no existe un método de medida de la infiltración que pueda ser considerado una panacea para todos los tipos de suelo y condiciones hídricas iniciales. Las principales limitaciones técnicas que dificultan la medida de las propiedades hidráulicas en condiciones no confinadas se deben a la dificultad de que el dis-

positivo experimental usado satisfaga la serie de hipótesis asumidas para efectuar los cálculos de conductividad, y, en particular la presencia de un caudal estacionario, para analizar los datos de infiltración de agua en el suelo y obtener los resultados en función del potencial hídrico o la tensión.

Tensioinfiltrómetro

El infiltrómetro de tensión es un método de medida de la conductividad hidráulica, $K(\theta)$, tanto a saturación como en condiciones no saturadas, hasta valores de potencial, del orden de - 20 cm de H_2O . Este método tiene en la actualidad una gran aceptación debido a su capacidad para realizar medidas de flujo tridimensional y su facilidad de traslado para su uso en el campo. El infiltrómetro de tensión resulta sobre todo útil para medir la conductividad hidráulica en la superficie del suelo, siendo estas determinaciones de gran valor para la comparación de las características hidráulicas entre zonas con usos del suelo o tratamiento diferentes, como son, por ejemplo, parcelas labradas y no labradas o áreas compactas, ocupadas por rodadas y no compactas.

La limitación más importante y más frecuentemente detectada para el uso del infiltrómetro de tensión estriba en que este método requiere que la superficie del suelo sea uniforme y homogénea. En la práctica, sin embargo, factores creadores de heterogeneidad cerca de la superficie, como son gradientes de contenido hídrico, densidad aparente, características de los horizontes y textura, pueden suponer una seria limitación para el uso del infiltrómetro de tensión (WHITE *et al.*, 1992); en casos extremos, debido a la falta de uniformidad, incluso se pueden obtener valores negativos de conductividad a saturación, que, lógicamente, carecen de significado físico.

Dado que los ensayos mediante infiltrómetro de tensión han de ser llevados a cabo en una superficie llana, en las laderas es necesario con frecuencia crear una pequeña terraza, lo que supone la alteración de las condiciones naturales.

Aunque todos los factores antes mencionados pueden originar resultados erróneos de conductividad, incluso en las situaciones más desfavorables la medida de la capacidad de infiltración a través de la superficie y de la sortividad todavía puede proporcionar información útil para evaluar parámetros relacionados con la estructura del suelo, como el diámetro medio de poro equivalente (λ_m).

En todo caso, para obtener valores precisos de conductividad es imprescindible que se alcance dicho estado estacionario para cada uno de los valores de tensión a que se

efectúa la medida. En suelos de textura arcillosa o en suelos muy secos, el tiempo necesario para alcanzar el estado estacionario durante la infiltración puede ser muy largo.

Por otra parte, el infiltrómetro de tensión, al igual que muchos otros equipos de medida en el campo, únicamente proporciona información acerca de la conductividad y la sortividad de un área relativamente pequeña; por lo tanto, la variación espacial de estos parámetros incluso en cuencas de dimensiones relativamente poco importantes requiere un número de medidas elevado. Por esta razón, resulta compleja la evaluación de la influencia sobre las propiedades hidráulicas de factores como los macroporos, responsables de la génesis de heterogeneidades a una escala mayor que la de medida (SULLIVAN *et al.*, 1996).

El objetivo de este trabajo es el análisis de la capacidad de infiltración y la conductividad saturada y no saturada de la superficie de un suelo de cultivo, en función del estado de evolución de la misma, a partir de los datos obtenidos con tensioinfiltrómetro.

MATERIAL Y MÉTODOS

Características del área estudiada

Se seleccionaron tres parcelas, ubicadas en la Finca Experimental del Centro de Investigaciones Agrarias de Mabegondo (San Tirso de Mabegondo - A Coruña).

Las características del suelo de las parcelas estudiadas, las labores efectuadas en las mismas y las condiciones climáticas durante el período de experiencias se describen más ampliamente en otro trabajo (TABOADA, 1998). En síntesis, las parcelas presentan textura franco - limosa, con contenidos en arcilla inferiores al 20 % y ya forman costras estructurales después de sembradas para una precipitación inferior a 50 mm, y costras sedimentarias con precipitaciones acumulativas comprendidas entre 150 y 200 mm.

El código de las parcelas estudiadas, la rugosidad inicial y las fechas durante las cuales se estudió la evolución de la superficie se describen en la tabla 1. La rugosidad se midió perpendicular y paralelamente a la dirección de laboreo, teniendo en cuenta la diferencia de altura entre el fondo de las microdepressiones locales y el punto más próximo por el que fluiría el agua de escorrentía.

Nº Parcela	Código	Fecha observación		Rugosidad inicial	
		Inicial	Final	paralela	perpendicular
1	Ma 1	10-3-97	7-7-97	R2 (2-5 cm)	R3 (5-10 cm)
2	Ma 2	10-3-97	7-7-97	R3 (5-10cm)	R4 (10-20 cm)
3	Ma 3	12-5-97	9-8-97	R2 (2-5 cm)	R3 (5-10 cm)

Tabla 1. Identificación y características de las parcelas estudiadas.

Las tres parcelas, que son contiguas y de características edáficas similares, se diferencian únicamente por la intensidad de la labor inicial realizada, que origina diferente rugosidad del microrrelieve en cada una de ellas. La superficie inicial simulaba un lecho de siembra más o menos rugoso obtenido mediante fresado en dirección perpendicular a la máxima pendiente.

A lo largo del período estudiado se efectuó una descripción morfológica de la evolución de la superficie de cada parcela en base a la observación de los siguientes parámetros: estado de la superficie (estadio inicial, costra estructural, costra sedimentaria), diámetro mínimo de los agregados no soldados, rugosidad, porosidad, grietas, humedad e intensidad de escorrentía (TABOADA,1998; TABOADA et al, 1998).

Medida de la infiltración

Se realizaron 32 medidas de infiltración en diferentes estadios de evolución de la superficie, en las parcelas Ma 1, Ma 2 y Ma 3. El período de experiencias abarca los meses de Marzo a Setiembre de 1997.

I1	I2	I3	I4
Ψ (cm)	Ψ (cm)	Ψ (cm)	Ψ (cm)
0	0	0	0
- 3	- 3	- 2.5	- 4.5
- 8.5	- 9	- 8.5	- 8.5
- 15	- 15	- 16	- 15

Tabla 2 . Potencial hídrico a que se efectuaron las medidas con tensioinfiltrómetro.

Aunque las zonas de medida en las parcelas se tomaron al azar, cada vez que se efectuaba una determinación se usaban cuatro tensiómetros que se situaban próximos entre sí, en el interior de un cuadrado de 2 m de lado. Cada medida de infiltración se realizó a cuatro potenciales diferentes comprendidos entre saturación y -16 cm de H₂O. El potencial matricial (expresado en cm de H₂O) utilizado para efectuar la determinación, distinto para cada uno de los 4 infiltrómetros de tensión usados, se presenta en la tabla 2.

Descripción del tensioinfiltrómetro

Desde el punto de vista metodológico, el infiltrómetro de tensión es un instrumento de campo que se utiliza para obtener valores de sortividad en función del contenido hídrico $S(\theta_0, \theta_n)$ y de conductividad en función del potencial $K(\Psi)$, en donde S es sortividad, θ_0 y θ_n son el contenido hídrico inicial y final respectivamente, K es la conductividad hidráulica no saturada, y Ψ es el potencial matricial. Este equipo permite aplicar un potencial constante a la superficie del suelo bien positivo o negativo. Las principales ventajas en relación con otros métodos de medida de infiltración son las siguientes:

- Se trata de una medida no destructiva
- Es un equipo portátil
- Las medidas se pueden efectuar en intervalos relativamente cortos de tiempo.

El instrumento de medida consiste en un disco que entra en contacto con el suelo por medio de una membrana de nylon poroso. Este disco se alimenta de agua mediante un depósito transparente con una escala graduada. Para garantizar que el transvase de agua del disco al suelo se produzca con una succión, h , determinada, se cuenta también con un tubo de Mariotte. El infiltrómetro fue descrito por ANKENY *et al.* (1988) y ANKENY (1992). El esquema básico del mismo se presenta en la figura 1.

Uso del equipo

Calibrado

Aunque los infiltrómetros de tensión ya vienen calibrados de fábrica, es recomendable recalibrarlos en el laboratorio. Este proceso consiste en generar una succión mediante una bomba manual que se conecta al tapón de goma de la parte superior del depósito de agua. Cuando un tubo de entrada de aire del sistema de Mariotte esté abierto, comenzará a entrar aire y a burbujear a una tensión determinada similar (aunque no

necesariamente idéntica) a la profundidad de agua a la que está hundido. La tensión exacta se averigua mediante un manómetro de tubo conectado a la salida a la que va conectado el disco. Cuando se tiene calibrado un tubo de entrada de aire, se procederá exactamente igual con los restantes.

Determinaciones

Para realizar las medidas, primero hay que buscar una superficie lo más lisa posible, sobre la que se coloca un anillo metálico. Con objeto de garantizar un buen contacto entre la membrana porosa del disco y el suelo, se situará una capa de arena fina dentro del anillo que sobresalga aproximadamente 1mm. La superficie de arena deberá estar totalmente lisa y uniforme. Para que se produzca un mejor contacto entre la arena y la membrana, se puede humedecer ligeramente la primera con ayuda de un pulverizador. El disco se colocará sobre la arena asegurando un buen contacto, de modo que no se formen burbujas.

Posteriormente, se abre la pinza de uno de los tubos de entrada de aire al sistema de Mariotte, con lo que se transmitirá a la base del disco la tensión que corresponda a ese tubo. Se van anotando los descensos en el tubo de alimentación de agua hasta que se estabilice en su cuantía. Una vez finalizada la medida, el tubo de entrada de aire se cerrará con la pinza, y se abre otro tubo para obtener una tensión diferente. Para conseguir la tensión de saturación basta con destapar el tubo de Mariotte, y así la presión lograda en la base del disco equivale a la atmosférica. Es importante comenzar la medida por la tensión más negativa y finalizar a saturación para conseguir tiempos de estabilización más cortos.

La infiltración se midió a potenciales comprendidas entre saturación y -15 ó -16 cm H₂O, según los casos, con 4 tensioinfiltrómetros. Se siguió el procedimiento descrito por ANKENY *et al.* (1991), como se describe en el apartado siguiente y se llevaron a cabo en fase de humectación. Una vez preparado el tensioinfiltrómetro para efectuar una serie de medidas, se sometió la superficie del suelo a la primera de las tensiones (15 ó 16 cm H₂O) y no se efectuaron anotaciones hasta alcanzar las condiciones del estado estacionario. El tiempo de equilibrio varió entre 10 y 30 minutos, y, una vez logrado el estado estacionario, se llevaron a cabo entre 3 y 6 lecturas de caudal, una cada 2 minutos. La media de estas lecturas se toma como el flujo que corresponde a la tensión de medida. Posteriormente, se efectuaron determinaciones a tensiones cada vez más próximas a saturación y, finalmente, a saturación.

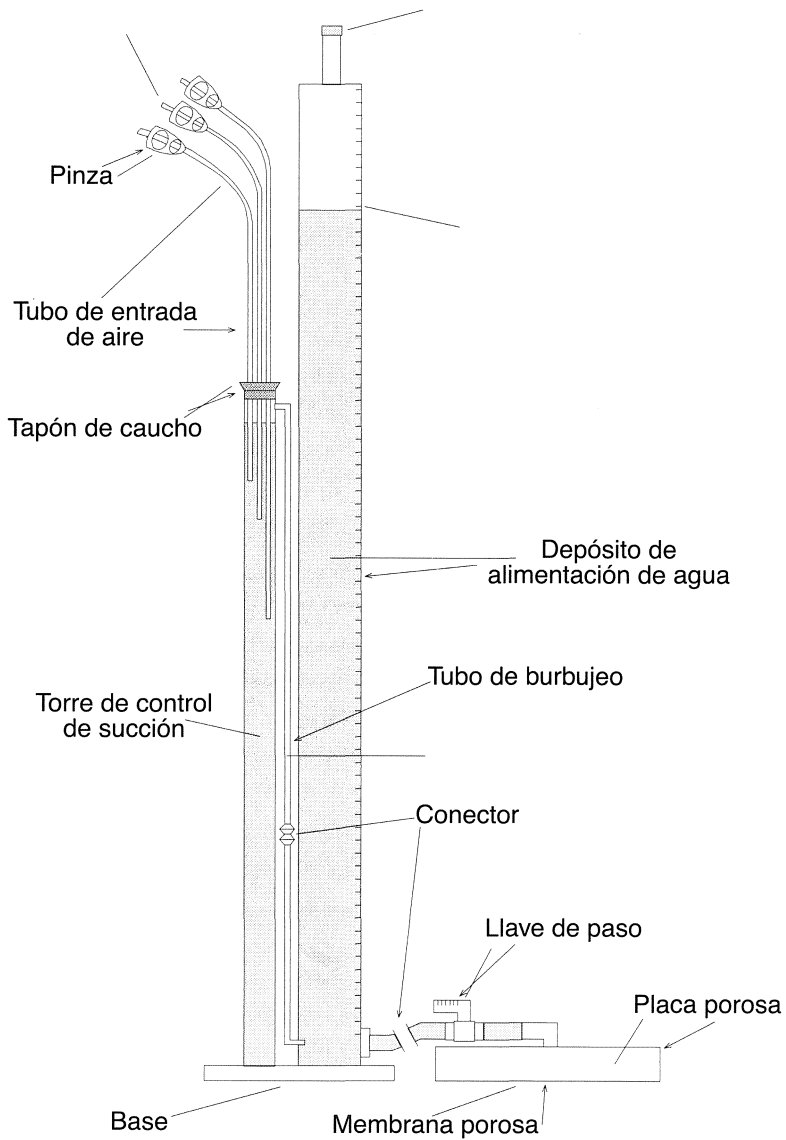


Figura 1. Esquema de un infiltrómetro de tensión.

Las medidas con tensioinfiltrómetro, se llevaron a cabo durante 4 ocasiones en las parcelas Ma1 y Ma2 y 3 veces en Ma3 a lo largo del período de ensayos, en una amplia gama de estadios de evolución de las superficies, que van desde el estado inicial, con el suelo recién labrado, hasta una costra sedimentaria que alcanzaba un grado importante de desarrollo y que prácticamente ocupa toda la extensión de la parcela.

Análisis de los datos de infiltración

El cálculo de la conductividad hidráulica versus potencial o contenido hídrico se basa en el trabajo de WOODING (1968), quien demostró que la intensidad de la infiltración de agua en el suelo a partir de un depósito con base circular (descrito también como un disco) de radio r , se puede obtener aproximadamente mediante la expresión:

$$Q = \pi r^2 K \left[1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] \quad (1)$$

Donde Q es el caudal o volumen de agua que penetra en el suelo por unidad de tiempo (cm^3/h), K es la conductividad hidráulica (cm/h), α un parámetro que depende de la estructura del suelo y h (cm) es el potencial. Se aprecia que la expresión de Wooding consta de dos términos; el primero tiene en cuenta el flujo vertical debajo del disco, mientras que el segundo representa el flujo capilar alrededor del perímetro del disco.

Existen diversas posibilidades para el cálculo de la conductividad, asumiendo caudal permanente desde un disco; así, por ejemplo, si se tiene en cuenta el flujo tridimensional, es frecuente utilizar la ley de Darcy - Buckingham, que necesita datos de potencial. Otras aproximaciones incluyen la determinación de la sortividad y la longitud capilar macroscópica.

Admitiendo que durante la experiencia se alcanzan las condiciones del estado estacionario, ANKENY *et al.* (1991) propusieron calcular la conductividad en base a la teoría del flujo unidimensional. Esta solución se basa en trabajos previos como los de GARDNER (1958), quien considera que la conductividad hidráulica del suelo disminuye exponencialmente en función del potencial, pudiendo describirse mediante una expresión de la forma:

$$K_{(h)} = K_{\text{sat}} \exp(\alpha h) \quad (2)$$

Siendo K_{sat} la conductividad a saturación.

Otros autores, sin embargo admiten que la disminución de la conductividad hidráulica en función del potencial es de tipo lineal. En todo caso, si se efectúan medidas de infiltración a partir de un disco por lo menos a dos potenciales diferentes, h_1 y h_2 , se puede obtener el valor del parámetro a , mediante la expresión siguiente:

$$a = \frac{\ln \left[\frac{Q_{(h_2)}}{Q_{(h_1)}} \right]}{h_2 - h_1} \quad (3)$$

En efecto, reemplazando K en la expresión (1) por $K_{\text{sat}} \exp(\alpha h)$, según la expresión (2) resulta:

$$Q_{(h_1)} = \pi r^2 K_{\text{sat}} \exp(\alpha h_1) \left[1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] \quad (4)$$

$$Q_{(h_2)} = \pi r^2 K_{\text{sat}} \exp(\alpha h_2) \left[1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] \quad (5)$$

Con lo que se comprueba que la expresión (3) se puede obtener dividiendo (5) entre (4) y despejando para α .

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Evolución temporal de la infiltración

Los resultados de conductividad hidráulica para las parcelas estudiadas se presentan en las tablas 3, 4, 5. De los datos consignados en estas tablas, se infiere, en primer lugar, que la conductividad disminuye en general en función del potencial hidráulico, exceptuando dos de las medidas realizadas (parcela Ma 1, el 15-4-97 y el 2-9-97).

Por otra parte, las diferencias entre conductividad a saturación y a potenciales inferiores tiende a ser muy elevada en las superficies iniciales, pero disminuye al desarrollarse una costra sedimentaria que ocupa de forma continúa la casi totalidad de la super-

ficie del suelo, como se puede comprobar en las figuras 2 a 4, en las que se representan, a modo de síntesis, los resultados de conductividad obtenidos en las 3 parcelas comparando el estado inicial (recién labrado) y el de máxima evolución de la costra. La representación semilogarítmica permite apreciar la notable variabilidad de los resultados obtenidos en la misma fecha, para cada parcela, así como entre los dos estados de evolución de la superficie considerados.

Analizando los datos de cada una de las parcelas experimentales, y teniendo en cuenta el estado de la superficie en el momento de efectuar las medidas, los resultados de las tablas 3 a 5 y de las figuras 2 a 4 se pueden resumir como se indica a continuación:

En la parcela Ma 1, se efectuaron 3 medidas en 4 fechas sucesivas. Se aprecia que la conductividad a saturación en el estado inicial, recién labrado el suelo, osciló entre 39,83 y 83,89 mm/h. A continuación se inició el desarrollo de una costra estructural poco visible, todavía muy permeable, ya que la conductividad a saturación de la misma osciló entre 17,7 a 280,79 mm/h. Durante la siguiente determinación, que se efectuó con una costra estructural totalmente desarrollada, asociada a una costra sedimentaria incipiente, los valores de conductividad se situaron entre 4,97 y 13,21 mm/h. Finalmente, en el estado de costra sedimentaria continua en más del 90% de la superficie, se registró un valor mínimo de 1,22 y máximo de 5,95 mm/h.

En la parcela Ma 2, se dispone también de medidas efectuadas en 4 fechas sucesivas, cuyo número oscila entre 2 y 4. Los valores mínimos y máximos de conductividad a saturación fueron 96,03 y 122,88 mm/h en el estado inicial inmediatamente después del laboreo; a continuación, en el estado de costra estructural, cuando todavía no se apreciaban signos de costra sedimentaria se midieron 19,68 y 39,94 mm/h. Al desarrollarse ya la costra estructural se pudieron efectuar cuatro medidas, oscilando la conductividad a saturación entre 10,86 y 15,43 mm/h. Por último, en el estado de máximo desarrollo de la costra estructural la conductividad se cifró entre 4,33 y 23,28 mm/h.

En la parcela Ma 3 se realizaron medidas durante tres facies superficiales diferentes, en número de 2 a 4 cada vez. En el estado recién labrado, se obtuvieron valores muy diferentes de conductividad a saturación, que oscilan entre un mínimo de 6,23 y un máximo de 268,4 mm/h. A continuación con solo 2 medidas, realizadas en una superficie con costra sedimentaria continua que recubre entre un 75-90 % de la parcela, los valores obtenidos fueron 3,26 y 7,25 mm/h. Por último, 4 determinaciones realizadas sobre una superficie

que presentaba costra sedimentaria bien desarrollada y que ocupa más del 90% de la parcela de forma continua, proporcionaron resultados comprendidos entre 4,38 y 25,55 mm/h.

Sintetizando los resultados anteriores, conviene destacar lo siguiente:

- 1) En primer lugar, la amplia variabilidad de las medidas de conductividad a saturación efectuadas en la misma parcela, el mismo día y para un estado determinado de la superficie. Esta variabilidad tiende a disminuir desde el estado inicial, conforme se desarrolla la costra estructural, siendo todavía mucho más importante en presencia de costra sedimentaria bien desarrollada. Para un estado determinado de la superficie, la variabilidad también tiende a disminuir conforme el potencial hídrico se aleja más de saturación.
- 2) En las superficies iniciales, las diferencias entre los valores de conductividad a saturación y a una tensión de 3 cm de H₂O pueden ser muy importantes. Por contra, en presencia de una costra estructural esta diferencia tiende a reducirse enormemente. En consecuencia, la formación de costra afectaría sobre todo a los poros de mayores dimensiones, es decir, aquellos que se llenan de agua a tensiones comprendidas entre 0 y 3 cm, siendo poco importante su efecto sobre los poros con diámetros equivalentes menores.
- 3) Cuando el estado evolutivo de la superficie del suelo en una parcela es muy diferente, como ocurre entre la superficie recién labrada y la costra sedimentaria bien desarrollada, los valores de conductividad a saturación permiten distinguir claramente entre las mismas.
- 4) Las diferencias de conductividad a saturación entre estados superficiales más similares, es decir, relativamente más próximos, como por ejemplo, entre una superficie recién labrada y otra con los primeros indicios de formación de costra no siempre se pueden poner de manifiesto desde el punto de vista estadístico, debido al pequeño número de determinaciones.

Fecha de medida: 10-3-97
Estado de la superficie: Inicial

Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)
0	39,8	0	47,0	0	83,8
-3	3	-3	5	-4,5	9
-8,5	3,74	-8,5	21,1	-8,5	1,39
-15	1,63	-15	7	-15	0,69
	0,85		3,41		0,75

Fecha de medida: 23-4-97
Estado de la superficie: Costra estructural incipiente

Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)
0	66,6	0	288,79	0	17,10
-3	9	-4,5	4,77	-3	6,20
-9	7,07	-8,5	--	-8,5	0,84
-15	5,17	-15	--	-15	0,12
	1,24				

Fecha de medida: 14-5-97
Estado de la superficie: Costra estructural, transición a sedimentaria

Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)
0	5,15	0	4,97	0	13,21
-3	4,84	-3	5,59	-2,5	6,10
-9	1,37	-8,5	0,41	-8,5	2,11
-15	0,61	-15	0,16	-16	-----

Fecha de medida: 2-9-97
Estado de la superficie: Costra sedimentaria desarrollada

Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)
0	5,95	0	1,22	0	3,73
-3	3,49	-6	1,87	-4,5	2,13
-8,5	1,34	-9	2,18	-8,5	1,21
-15	0,61	-15	1,01	-15	0,52

Tabla 3. Conductividades determinadas en la parcela Ma 1.

Fecha de medida: 10-3-97
Estado de la superficie: Inicial

Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)
0	122.88	0	96.03
-3	4.19	-4.5	1.51
-8.5	1.20	-8.5	0.51
-15	0.57	-15	0.24

Fecha de medida: 23-4-97
Estado de la superficie: Costra estructural incipiente

Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)
0	19.68	0	39.94
-3	5.83	-3	6.83
-9	1.37	-8.5	4.02
-15	0.58	-15	1.14

Fecha de medida: 14-5-97
Estado de la superficie: Costra estructural, sin signos de costra sedimentaria

Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)
0	15.43	0	10.86	0	12.54	0	11.51
-3	5.43	-2.5	5.17	-3	4.90	-3	2.30
-8.5	1.69	-8.5	2.27	-9	3.05	-8.5	0.91
-15	0.80	-16	-----	-15	0.96	-15	0.50

Fecha de medida: 2-9-97
Estado de la superficie: Costra sedimentaria desarrollada

Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)
0	23.28	0	4.33
-3	4.22	-4.5	1.31
-8.5	0.99	-8.5	1.08
-15	0.26	-15	0.68

Tabla 4. Conductividades determinadas en la parcela Ma 2.

Fecha de medida: 16-5-97

Estado de la superficie: Inicial

Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)
0	6.23	0	106.60	0	8.71	0	268.40
-3	2.32	-2.5	3.49	-6	2.53	-4.5	2.60
-8.5	0.63	-8.5	0.68	-9	0.98	-8.5	1.03
-15	0.25	-16	0.21	-15	0.48	-15	0.33

Fecha de medida: 19-6-97

Estado de la superficie: Costra sedimentaria

Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)
0	3.96	0	7.05
-6	1.44	-3	1.90
-9	1.02	-8.5	0.84
-15	0.81	-15	0.62

Fecha de medida: 5-9-97

Estado de la superficie: Costra sedimentaria desarrollada.

Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)	Ψ (cm H ₂ O)	K(h) (mm/h)
0	25.55	0	5.24	0	4.38	0	21.99
-3	5.79	-6	2.90	-2.5	2.36	-4.5	6.62
-8.5	2.45	-9	1.89	-8.5	1.22	-8.5	1.82
-15	1.00	-15	1.27	-16	0.85	-15	0.47

Tabla 5. Conductividades determinadas en la parcela Ma 3.

En relación con la precisión de las medidas son diversas las causas de error. Cabe recordar que las determinaciones efectuadas a potenciales próximos a saturación presentan diferentes problemas. En primer lugar, si la superficie es relativamente rugosa, la tensión aplicada puede variar entre diversos puntos de la misma. En segundo lugar, la resistencia mecánica del suelo puede resultar insuficiente para soportar el peso del infiltómetro.

Por otra parte el infiltrómetro de tensión, al igual que otros muchos instrumentos de campo, solo produce información de un área muy pequeña y, por lo tanto, es muy difícil determinar la variabilidad espacial de la conductividad incluso en una pequeña parcela, dada la influencia que la heterogeneidad del suelo (macroporos, etc.) puede tener sobre la infiltración a la escala de medida.

A escala tanto de parcela como de cuenca, las propiedades del suelo que afectan al flujo y transporte de agua son en general muy variables, tanto en el espacio como en el tiempo. Los procesos de formación del suelo, el desarrollo de la estructura y la macroporosidad son la causa de que las propiedades hidráulicas del perfil sean tan variables. Esta variabilidad afecta a la dirección y velocidad del flujo de agua. A título de ejemplo BYERS and STEPHENS (1983), presentan determinaciones de conductividad en el laboratorio con valores medios de 612 mm/h y varianza de 129,600 mm²/h². De acuerdo con JURY (1985), los valores de la varianza de la conductividad a saturación, en su expresión logarítmica, $\ln K$, encontrados en la bibliografía oscilan entre 0,2 y 5.106.

La variabilidad de las propiedades del suelo tanto en la dirección vertical como en la horizontal tiende a presentar correlación espacial. BOSCH and WEST (1998), en un detallado estudio reciente llevado a cabo a 4 profundidades en dos suelos de texturas diferentes encontraron valores medios de conductividad que oscilan entre 5 y 187 mm/h y varianzas que oscilan entre 49 y 9501 mm²/h². La estadística clásica asume que la variabilidad in situ es meramente aleatoria y para su caracterización utiliza parámetros como la media, la desviación standard y el coeficiente de variación. La geoestadística permite la estimación de una variable física en un bloque o un punto, utilizando medidas de esta variable efectuadas en puntos vecinos; así pues, disponiendo de un mayor número de medidas efectuadas con tensioinfiltrómetros para cada estado superficial y de las coordenadas de los puntos de medida, se podrá obtener un mapa con la distribución espacial de esta variable. Por último, otra ventaja de la geoestadística frente a la estadística clásica estriba en que permite conocer los errores de la estimación de variables estudiadas.

Es necesario mencionar que la solución propuesta por ANKENY *et al.*, (1991) para el cálculo de la conductividad, utilizada en este trabajo, puede proporcionar a veces resultados contradictorios, como ocurre cuando los valores a saturación, son menores que los que corresponden a potenciales decrecientes. Este resultado se debe de imputar a un artificio de cálculo motivado por gradientes de conductividad poco importantes en la proximidad de saturación y más elevadas a potenciales inferiores, por lo que una medida a 4 tensiones puede ser insuficiente para caracterizar la conductividad en el rango de

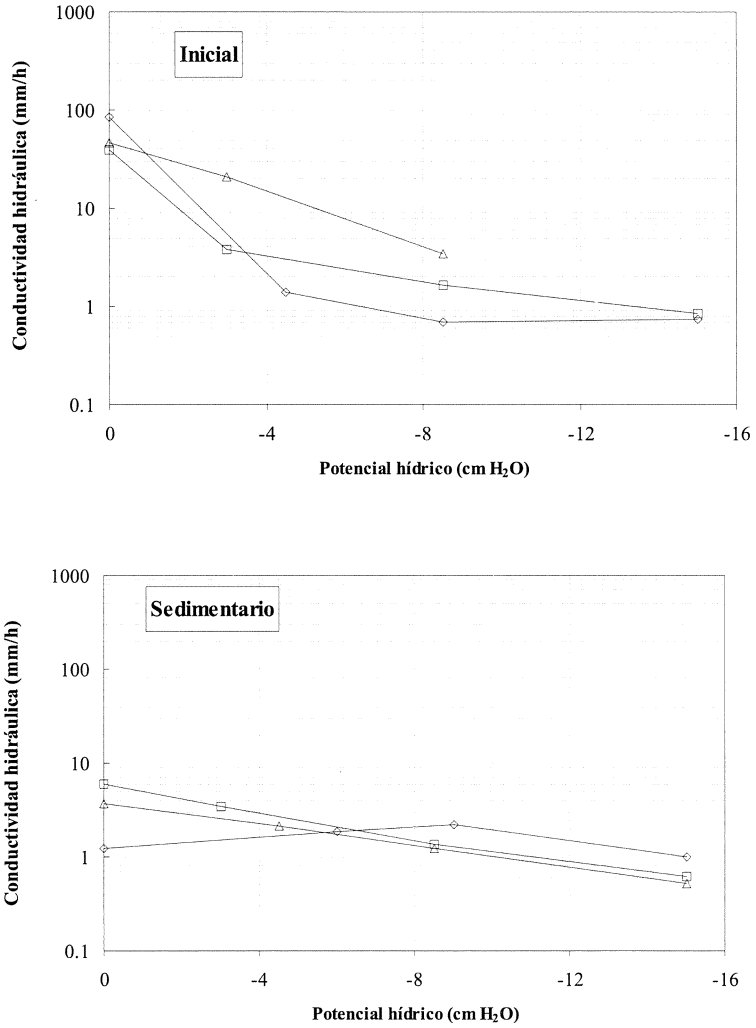


Figura 2. Conductividad en función del potencial hídrico en Ma 1.

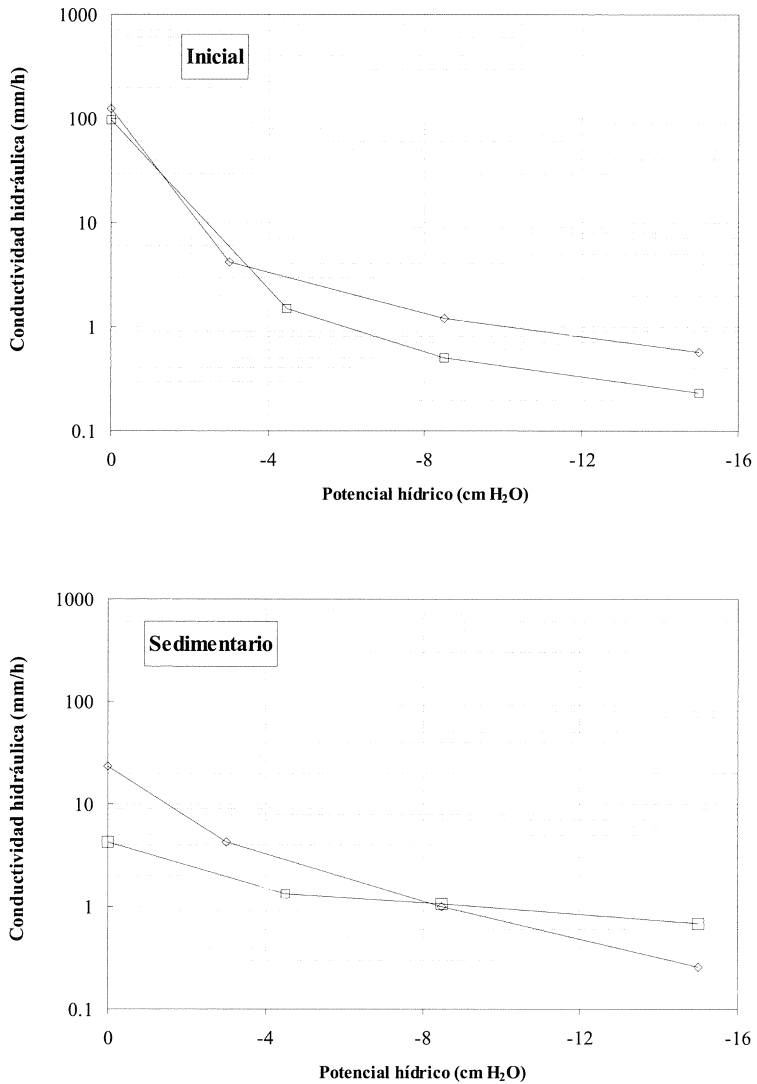


Figura 3. Conductividad en función del potencial hídrico en Ma 2.

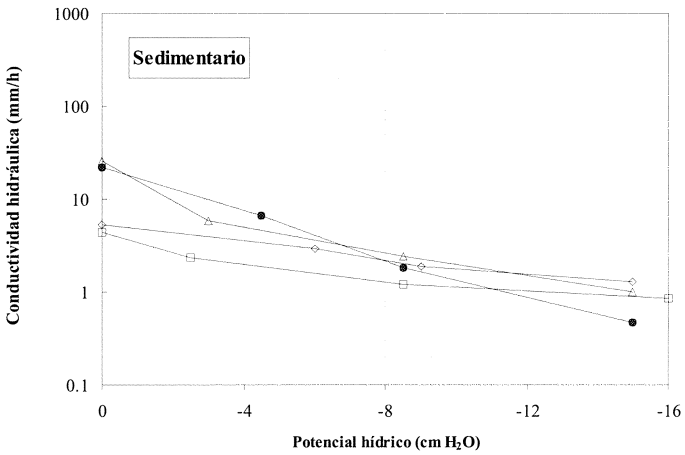
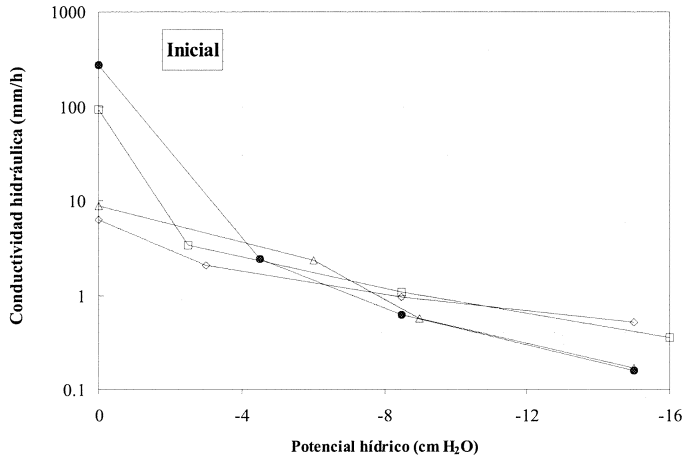


Figura 4. Conductividad en función del potencial hídrico en Ma 3.

potenciales comprendidos entre 0 y -15 cm de H₂O. De hecho, en las dos ocasiones en las que los valores de conductividad estimados a saturación fueron menores que los correspondientes a -3 cm de H₂O, el caudal de agua, es decir la variable medida directamente, era más elevado a saturación que cuando el suelo había vaciado los poros hasta el potencial de -3 cm de H₂O.

El hecho de que a tensiones inferiores a saturación los valores de conductividad aumenten con respecto a saturación, en determinadas circunstancias de medida, ha sido también mencionado por otros autores (ANKENY *et al.*, 1991., SULLIVAN *et al.*, 1996).

Como ya se discutió anteriormente, al analizar la conductividad a saturación en el estado inicial se aprecia que el rango de variación de la misma es más importante que para otros estados de evolución de la superficie. Así, en la parcela Ma 3, en la que se efectuaron 4 medidas, se obtuvo un valor mínimo de 6,23 mm/h, siendo el máximo de 268,4 mm/h. No obstante, la mayor parte de los valores del conjunto de las tres parcelas se encuentran en el entorno de los 100 mm/h.

Por lo que respecta a las superficies con costra sedimentaria, se obtuvieron valores de conductividad a saturación que oscilan entre 3,73 mm/h y 25,55 mm/h..

Estos resultados ponen en evidencia que las medidas experimentales permiten discriminar entre dos estados de la superficie muy dispares, como la superficie inicial y la que presenta costra sedimentaria. Considerando conjuntamente las 8 medidas efectuadas en las 3 parcelas se obtiene un valor medio de conductividad a saturación de 86,07 mm/h para el estado inicial, con una desviación estándar de 72,25 mm²/h² y un coeficiente de variación del 87,4 %. En la superficie más evolucionada, con costra sedimentaria, el valor medio de la conductividad a saturación asciende a 10,63 mm/h. con una desviación estándar de 8,95 mm²/h² y un coeficiente de variación del 80,6 %. El test de Student pone de manifiesto que estos valores son significativamente diferentes ($P < 0,01$).

Por tanto, a pesar de las dificultades inherentes al método de medida, el tensioinfiltrómetro proporciona datos de conductividad que permiten explicar el riesgo diferencial de formación de escorrentía superficial entre superficies con distinto grado de evolución. De este modo, en el caso estudiado, se comprueba que se incrementa notablemente el riesgo de flujo de agua sobre la superficie, entre la superficie inicial y la superficie con costra sedimentaria, al reducirse los valores medios de conductividad entre ambas en aproximadamente un orden de magnitud.

Por último, debido a que con frecuencia la erosión ocurre a partir de superficies iniciales no saturadas, es necesario destacar la rápida disminución de los valores de conductividad en función del potencial hídrico. En las superficies estudiadas los valores medidos a -15 cm de H₂O de potencial fueron siempre inferiores a 1,25 mm/h, y ello con independencia del estado de la superficie. En estas condiciones, con lluvias no muy intensas, cabe esperar que se genere un exceso de agua que discorra sobre la superficie mientras ésta continúa su evolución hacia un estadio de degradación más intenso, lo que significa una mayor reducción de la porosidad y disminución de la capacidad de infiltración.

CONCLUSIONES

Los resultados de conductividad estimados a partir de determinaciones de flujo, llevadas a cabo con infiltrómetro de tensión entre 0 y -16 cm de H₂O, presentan una gran variabilidad tanto en el espacio, a escala de pequeña parcela, como en el tiempo para un estado evolutivo determinado de la superficie. Dicha variabilidad es particularmente elevada en el entorno de contenidos hídricos próximos a saturación y tiende a disminuir conforme se degrada la superficie inicial del suelo, permeable y porosa, como consecuencia del desarrollo paulatino de una costra.

La media de ocho determinaciones de conductividad a saturación en una superficie inicial recién labrada ascendió a 75,25 mm/h, mientras que sobre una costra sedimentaria, también con ocho determinaciones, se obtuvo una media de 8,9 mm/h. Por tanto la infiltración a través de una costra sedimentaria es del orden de 10 veces inferior a la de una superficie inicial.

Los valores de conductividad no saturada estimados a partir de determinaciones de flujo a un potencial del orden de -15 cm de H₂O, fueron siempre inferiores a 1,25 mm/h.

El encostrado destruye un porcentaje más importante de poros de mayor diámetro (aquellos que transportan agua a tensiones próximas a saturación) que de poros de menores entornos de tamaño.

AGRADECIMIENTOS: Este trabajo se llevó a cabo en el marco del proyecto FAIR 1 CT95 - 0458, financiado por la Unión Europea.

BIBLIOGRAFÍA

- ANKENY, M. D. (1992). Methods and theory for unconfined infiltration measurements. In: *Advances in measurement of soil Physical properties: Bringing theory into practice*, edited by Topp, G. C., Reynolds, W. D. and Green, R. E. Madison. Soil Science Society of America. 123-141.
- ANKENY, M. D., KASPAR, T. C. and HORTON, R. (1988). Design for an automated tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52: 893-896.
- ANKENY, M. D., KASPAR, T. C. and HORTON, R. (1990). Characterization of tillage and traffic effects on unconfined infiltration measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54: 837-840.
- ANKENY, M.D., AHMED, M., KASPAR, T. C. and HORTON, R. (1991). Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55: 467-470.
- BOSCH, D. D. and WEST, L. T. (1998). Hydraulic conductivity variability for two Sandy Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62:90-98.
- BYERS, E. and STEPHENS, D. B. (1983). Statistical and stochastic analysis of hydraulic conductivity and particle size in a fluvial sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47: 1072-1080.
- GARDNER, W. R. (1958). Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85: 228-232.
- JURY, W. A. (1985). Spatial variability of soil physical parameters in solute migration: A critical literature review. Dep. of Soil and Environ. Sci. EA-4228.Res. Project 2485-6. Univ. of California, Riverside, CA.
- MORAL, F. J., GIRÁLDEZ, J. V. y LAGUNA, A. (1998). Caracterización de los parámetros de transmisión del agua en un suelo arenoso con un infiltrómetro de succión. En: *Progresos en la Investigación en Zona no Saturada*. Universidad de Huelva. 277-288.
- SULLIVAN, M., WARWICK, J. J. and TYLER, S. W. (1996). Quantifying and delineating spatial variations of surface infiltration in a small watershed. *J. of Hydrology*, 181 (1-4): 149-168.
- TABOADA, M^a. M. (1998). *Dinámica de la formación de costras superficiales en suelos de cultivo*. Tesis de Licenciatura. Universidad de A Coruña. 92 pp.

- TABOADA, M^a. M., PAZ, A. y VALCÁRCEL, M. (1998). Relación entre la facies de la superficie de los suelos agrícolas y la génesis de escorrentía. *III Congreso de la Sociedad Española de Agricultura Ecológica*. Valencia. p 59.
- WHITE, I., SULLY, M., J., and PERROUX, K. M. (1992). Measurement of surface-soil hydraulic properties: Disk permeameters, tension infiltrometers, and other techniques. In: *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*, edited by Topp, G.C., Reynolds, W. D. and Green, R. E. Madison. Soil Science Society of America. pp. 69-103.
- WHITE, I., and SULLY, M., J. (1987). Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.*, 23: 1514-1522.
- WOODING, R. A. (1968). Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.*, 23: 1514-1522.
- ZHANG, R. (1998). Determination of soil sptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61: 1024-1030.