

MODIFICACIONES DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA Y POROSIDAD DEL SUELO ESTIMADAS MEDIANTE INFILTRÓMETRO DE DISCO A TENSIÓN

Modifications of the hydraulic conductivity and porosity of soil estimated
by a tension disc infiltrometer

Antonio M. Aoki¹ * y Roberto Sereno¹

ABSTRACT

Tension disc infiltrometers are being widely used for determining *in situ* saturated and near-saturated soil hydraulic properties. The objective of this paper was to characterize modifications of the hydraulic conductivity (K_0) and the porosity because of tillage and environmental factors effects, by means of a disc infiltrometer, on a typic Haplustoll soil of the central region of Córdoba Province, Argentina. One trial site was in a native forest (BN) and two sites with soybean (*Glycine max* (L.) Merr.) monocropping with conventional tillage. The latter were selected because of their spatial position inside of a microbasin and correspond to high (C7) and low (E3) moisture areas. K_0 values to -20, -40, and -80 mm of water pressure application were of 22.61, 2.67 y 0.64 mm h⁻¹ in BN, of 10.51, 7.57 y 4.19 mm h⁻¹ in C7 and of 14.55, 9.47 and 4.09 mm h⁻¹ in E3, respectively. In the site E3, the K_0 values decreased significantly after a disc plow was passed and after an intense rain that formed a superficial crust. It was observed that the pores larger than 0.75 mm bore 90, 45 y 56% of the total water flow in the BN, C7 and E3 sites, respectively. The hydraulic conductivity and the porosity estimated with a tension disc infiltrometer were sensitive parameters as indicators of soil quality.

Key words: tillage, soil quality, typic Haplustoll.

RESUMEN

Los infiltrómetros de disco a tensión están siendo ampliamente usados para determinar propiedades hidráulicas *in situ* de suelos saturados o cercanos a la saturación. El objetivo de este trabajo fue caracterizar las modificaciones de la conductividad hidráulica (K_0) y la porosidad por efecto de las labranzas y factores ambientales, mediante infiltrómetro de disco, en un suelo Haplustol típico de la Región Central de la provincia de Córdoba, Argentina. Se seleccionó un sitio de ensayo bajo bosque nativo (BN) y dos en los que se realizó monocultivo de soja (o soya) (*Glycine max* (L.) Merr.), con labranza convencional. Estos últimos fueron elegidos por su ubicación espacial dentro de una microcuenca y corresponden a puntos de alta (C7) y baja humedad (E3). Los valores de K_0 a -20, -40 y -80 mm de presión de aplicación de agua fueron de 22,61; 2,67 y 0,64 mm h⁻¹ en BN, de 10,51; 7,57 y 4,19 mm h⁻¹ en C7 y de 14,55; 9,47 y 4,09 mm h⁻¹ en E3, respectivamente. En el sitio E3 los valores de K_0 disminuyeron significativamente cuando se pasó un arado de discos múltiples y después de una precipitación intensa que formó una costra superficial. Se observó que los poros mayores a 0,75 mm conducen el 90, 45 y 56% del flujo total de agua en los sitios BN, C7 y E3, respectivamente. La conductividad hidráulica y la porosidad estimados con infiltrómetros de disco a tensión son parámetros sensibles como indicadores de calidad de suelo.

Palabras clave: labranzas, calidad de suelo, Haplustol típico.

¹ Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Agropecuarias, Av. Valparaíso s/n, Ciudad Universitaria, CC 509 (5000), Córdoba, Argentina. E-mail: aaoki@agro.uncor.edu *Autor para correspondencia.

Trabajo presentado en el Taller de Física de Suelos: "Metodologías físicas para investigación de propiedades del suelo; unificación de procedimientos", organizado por la Asociación Argentina de Ciencia del Suelo y Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales en mayo de 2003. La Plata, Argentina.

Recibido: 10 de diciembre de 2003. Aceptado: 26 de mayo de 2004.

INTRODUCCIÓN

Los infiltrómetros de disco a tensión descritos por Perroux y White (1988) están siendo ampliamente usados para determinar propiedades hidráulicas *in situ* de suelos saturados o cercanos a la saturación (Clothier y White, 1981; Wilson y Luxmoore, 1988; Smettem *et al.*, 1995; Jarvis y Messing, 1995).

Estos instrumentos permitirían 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. Es una técnica no destructiva, que no modifica el suelo ni su porosidad y la medición es expeditiva, ya que el flujo en estado cuasi estacionario es alcanzado rápidamente. En este 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 (Taboada Castro *et al.*, 1998). 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 hidráulica a saturación, la relación entre potencial mátrico y contenido hídrico, y la sortividad del suelo (S_0), que es una medida de la habilidad que tiene un suelo de absorber agua durante el proceso de humedecimiento; todas ellas están interrelacionadas y pueden ser evaluadas a partir de esta técnica, en donde el flujo es no confinado y se elimina el disturbio estructural provocado por cilindros, como así también la posible modificación de la estructura superficial por el impacto de la gota de lluvia (Smettem y Clothier, 1989). A su vez estas propiedades son muy importantes en estudios de erosión, balance hídrico y producción vegetal.

White y Sully (1987) propusieron que los resultados de infiltración obtenidos con técnicas de medidas *in situ*, podrían ser usados para estimar las consecuencias de la degradación estructural del suelo desde el punto de vista hidrológico. Además, estos aparatos han demostrado ser útiles

para caracterizar prácticas de manejo de suelo (Ankeny *et al.*, 1991) y estructura del suelo (Wilson y Luxmoore, 1988; Coughland *et al.*, 1991; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1997).

Muchas de las actuales investigaciones están centradas en el rol de los macroporos en el movimiento del agua a través del suelo (Ela *et al.*, 1992; Baird, 1997). La fracción de la porosidad total que contribuye al flujo de agua influye en la profundidad a la que el agua penetra después de la infiltración. En este sentido, los infiltrómetros de disco a tensión proveen un mecanismo útil para diferenciar el movimiento del agua a través de fisuras y poros biológicos del que ocurre a través de la matriz del suelo (Clothier y White, 1981; Perroux y White, 1988; Ankeny *et al.*, 1988). Además, los infiltrómetros de disco pueden ser usados para determinar en cuánto contribuyen distintos rangos de poros al flujo total de agua, comparando tasas de infiltración medidas a varios potenciales de aplicación de agua (Watson y Luxmoore, 1986; Jarvis *et al.*, 1987; Lin y McInnes, 1995). También son adecuados para estimar las propiedades hidráulicas requeridas como entradas para modelos de transporte de agua y solutos.

El flujo de agua por los macroporos y su variabilidad espacial ha sido identificado como un importante proceso de transporte durante la lluvia (Beven y German, 1982). En cuanto a la variabilidad de las propiedades hidráulicas de la superficie del suelo en condiciones próximas a saturación, Taboada Castro *et al.* (1998) afirman que la mayor parte de los autores admiten que ésta es muy amplia y puede ser atribuida, en buena parte, a la presencia de fenómenos de flujo preferencial. Las prácticas de manejo y factores ambientales pueden cambiar drásticamente la macroporosidad (Perroux y White, 1988).

De acuerdo a estos antecedentes, la hipótesis de este trabajo fue que en suelos agrícolas, la conductividad hidráulica y la porosidad, caracterizadas mediante infiltrómetro de disco a tensión, son parámetros sensibles a los factores ambientales y de manejo, por lo que su conocimiento es una herramienta válida como indicadores de la calidad de un suelo.

Por lo tanto, el objetivo fue caracterizar las modificaciones de la conductividad hidráulica y la porosidad por efecto de las labranzas y factores ambientales, mediante la técnica del infiltrómetro de disco a tensión, en un suelo Haplustol típico de la Región Central de la provincia de Córdoba, Argentina.

MATERIALES Y MÉTODOS

Los ensayos se realizaron en el año 1998, en un campo ubicado 25 km al sur de la ciudad de Córdoba (31°19' lat. Sur; 64°13' long. Oeste), Argentina. El área posee un clima semiárido con alrededor de 700 mm de precipitación anual, con inviernos secos. El campo se considera representativo de unas 20.000 ha afectadas por erosión hídrica (Zamora y Jarsun, 1985).

El suelo es un Haplustol típico de textura franco limosa. Se seleccionaron tres sitios para los ensayos: una situación testigo que corresponde a un suelo bajo bosque nativo (BN) y dos correspondientes a suelos en los que se realizó monocultivo de soja o soya (*Glycine max* (L.) Merr.) con labranza convencional para la zona, en sentido perpendicular a la pendiente. Estos últimos se eligieron por su ubicación espacial dentro de una microcuenca de 9,3 ha y corresponden a un punto de alta humedad (C7) ubicado en la parte baja y a otro de baja humedad (E3) ubicado en un área

intermedia; entre ambos no existe asociación espacial (Romero *et al.*, 1995). El Cuadro 1 muestra las características del horizonte superficial de los sitios de ensayo.

Mediciones en los sitios de ensayo

En los sitios de ensayo mencionados y descritos anteriormente, se realizaron mediciones con infiltrómetros de disco (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Centre for Environmental Mechanics, Double Negative Head Disc Permeameter, serial N° 9509185, Canberra, Australia) a tres tensiones diferentes: 20, 40 y 80 mm en BN, y 20, 40 y 60 mm en los sitios E3 y C7, previo a la época de siembra del cultivo de soja sobre suelo al que se eliminó la cobertura de rastrojo y que presentaba la formación de una fina costra superficial.

Para observar la variación temporal y los efectos de las labranzas, en el sitio E3 se efectuaron también mediciones en otras dos situaciones de manejo: a) después del paso de un arado múltiple (E3-mult), y b) durante la etapa de crecimiento del cultivo de soja, luego de una lluvia que formó una costra superficial (E3-cost). En ambos casos las mediciones se realizaron a 20, 40 y 80 mm de tensión.

Infiltrómetro de disco a tensión

El infiltrómetro de disco que se utilizó es del tipo que aplica agua con presiones menores o iguales

Cuadro 1. Propiedades del suelo de los tres sitios de ensayo de 0-20 cm de profundidad.
Table 1. Soil properties of the three trial sites from 0-20 cm depth.

	Sitios de ensayo ¹		
	E3 ²	C7 ²	BN ²
Profundidad, cm	0-20	0-20	0-20
pH	6,53 a	6,55 a	5,86 b
Densidad aparente, mg m ⁻³	1,25 a	1,19 a	1,04 b
Porosidad total ³	0,528 a	0,551 a	0,607 b
Materia orgánica, g kg ⁻¹	19,6 a	27,1 b	37,6 c
Arena, %	23,7	19,4	16,9
Limo 20-50 µm, %	31,9	27,8	27,3
Limo 2-20 µm, %	24,3	30,7	28,9
Arcilla, %	11,25	13,55	13,19
Índice de agregación ⁴	29,8 a	38,0 b	65,0 c

¹ Valores seguidos de letras distintas difieren significativamente según test de Tukey (P < 0,05).

² E3: área de baja humedad; C7: área de alta humedad; BN: bosque nativo.

³ Valores estimados a partir de la densidad aparente.

⁴ Índice de agregación realizado con muestras compuestas.

a la presión atmosférica (Perroux y White, 1988). Esto permite estimar diámetros de poros equivalentes, que corresponden a los capilares que succionan agua a presiones iguales o mayores a las fijadas en el infiltrómetro de disco.

Método de determinación de la conductividad hidráulica del suelo a distintas succiones

Con las medidas realizadas en campo, en los distintos sitios de ensayo y situaciones de manejo, se determinó la conductividad hidráulica (K_0) del suelo mediante el método de Ankeny *et al.* (1991).

A partir de las determinaciones previamente mencionadas, se extrapolaron los valores de conductividad hidráulica a otras succiones, mediante un modelo exponencial decreciente.

Determinación de la distribución de porosidad

Las diferentes tensiones de aplicación de agua en la superficie del suelo permiten excluir poros de distintos diámetros del proceso de infiltración de agua en el suelo. A partir de la ecuación de capilaridad se puede calcular el radio de poro (r) correspondiente a una determinada tensión de aplicación de agua:

$$r = -\frac{2 \sigma \cos \alpha}{\rho g h} \cong -\frac{0,15}{h} \quad (1)$$

donde σ es la tensión de agua en la superficie [MT^{-2}]; α es el ángulo de contacto entre el agua y la pared del poro, determina cuanto de la humectación potencial se manifiesta finalmente en el suelo, y depende del contenido de materia orgánica del suelo, en este estudio se considera que $\cos \alpha = 1$ (humectación perfecta), aunque el contenido de materia orgánica entre tratamientos es distinto, no se observaron comportamientos hidrofóbicos diferenciales; ρ es la densidad del agua [ML^{-3}]; g es la aceleración debido a la gravedad [LT^{-2}], y h es la presión (mm de agua) en el infiltrómetro de disco a tensión.

Si se considera la Ecuación 1 conjuntamente con la ecuación de Poiseuille (Hillel, 1998), se observará que cambios en la conductividad hidráulica debido a cambios en la tensión de aplicación de agua desde el infiltrómetro podrían ser trasladados a una determinada densidad de clases de tamaño de poros en el suelo. De esta manera, la ecuación del número de poros (N) de radio R por m^2 de suelo superficial, asumiendo valores estándar de gravedad y viscosidad del agua a $20^\circ C$, quedaría de la siguiente manera:

$$N = \frac{7,22 \cdot 10^{-2} \Delta K \psi}{R^4} \quad (2)$$

donde $\Delta K \psi$ = diferencial de cambio en la conductividad hidráulica del suelo, debido a cambios en la tensión de aplicación de agua desde el infiltrómetro. Los supuestos asumidos en la aplicación de la ecuación de Poiseuille para el cálculo del número de macroporos son: a) flujo de agua laminar, b) poros cilíndricos, c) radios de poros dados por la Ecuación 1.

Para analizar la distribución de la porosidad se consideraron tensiones de aplicación de agua desde el infiltrómetro de 20, 40, 60 y 80 mm de agua, de manera de excluir del proceso de transporte de agua poros $>1,5$; $0,75$; $0,5$ y $0,37$ mm de diámetro, respectivamente. Se asumió que los poros son del mínimo diámetro dentro de los rangos de poros calculados, y por lo tanto representan el valor máximo dentro de ese rango.

Para analizar en cuánto contribuyen al flujo total los diferentes rangos de tamaño de poros se calculó la diferencia de conductividad hidráulica entre dos tensiones (dos límites de poros) dividido por la conductividad hidráulica a saturación (tensión cero).

Análisis estadístico

Se realizó mediante estadística descriptiva para el análisis de los distintos factores, y se buscó una significancia entre tratamientos mediante el test de comparación de medias de Tukey para $\alpha = 0,05$.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Variación de la conductividad hidráulica entre sitios de ensayo

Como puede observarse en la Figura 1, se produce una clara disminución de la K_0 a medida que aumenta la tensión de aplicación de agua desde el infiltrómetro para todos los sitios de medición. Esto indica un comportamiento diferencial del rango de poros a diferentes succiones, que permite evaluar relaciones de flujo de agua en el suelo en función del tamaño y número de poros activos a distintas succiones de aplicación de agua.

Por otra parte, debido a que con frecuencia la erosión ocurre a partir de superficies inicialmente no saturadas, es necesario destacar la rápida disminución de los valores de conductividad en función del potencial hídrico. Esto coincide con lo encontrado por Taboada Castro *et al.* (1998), quienes, para un suelo de textura franco limosa, determinaron que los valores medidos a -150 mm de agua de potencial fueron siempre inferiores a $1,25 \text{ mm h}^{-1}$, independientemente del estado superficial. En estas condiciones, con lluvias no muy intensas, cabe esperar que se genere un exceso de agua que escurra sobre la superficie, mientras ésta continúa su evolución hacia un

estado de degradación más intenso, lo que significa una mayor reducción de la porosidad y disminución de la capacidad de infiltración. En coincidencia con esto, en experiencias realizadas con microsimulador de lluvias en los sitios de ensayo E3 y C7 (Aoki *et al.*, 1997), se observaron procesos de escurrimiento superficial, pérdida de partículas de suelo y formación de sello superficial con lluvias simuladas de tan sólo 35 mm h^{-1} . Al analizar comparativamente los valores presentados en la Figura 1 se verifica que los valores más elevados de K_0 a bajas succiones corresponden a BN, lo que condice con su mayor índice de agregación y contenido de materia orgánica y su menor densidad aparente (Cuadro 1). Es evidente que en este nivel de comparación el componente estructural juega un rol determinante en el arreglo espacial y distribución de los poros, lo que determinaría en forma directa la mayor conductividad hidráulica a bajas succiones. En el mismo sentido, Lin *et al.* (1996) afirmaron que el movimiento del agua en suelos estructurados naturalmente, debido a que poseen macroporos y poros biológicos, es diferente del de aquellos suelos homogeneizados artificialmente.

Puede destacarse también que los valores de K_0 , para las distintas succiones medidas en los sitios

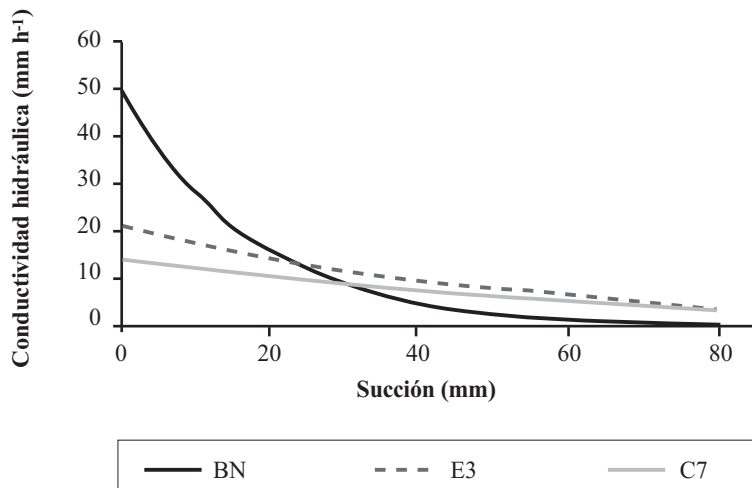


Figura 1. Conductividad hidráulica superficial en los sitios de baja humedad (E3), alta humedad (C7) y bosque nativo (BN) simulada entre los 0 y 80 mm de succión a partir de los datos medidos en campo. R^2 : 0,97; 0,99 y 0,93, respectivamente.

Figure 1. Superficial hydraulic conductivity in the low (E3), high (C7) moisture and native forest (BN) sites simulated between 0 and 80 mm of suction starting from the data measured in the field. R^2 : 0.97, 0.99 y 0.93 respectively.

C7 y E3 fueron mayores en este último, siendo más notable a bajas succiones (Figura 1). Esto se debe a que el sitio E3 se encuentra ubicado topográficamente en un área intermedia de la microcuenca, lo que provoca un desprendimiento y transporte de las partículas más finas (limo < 20 μm y arcilla) y un aumento del porcentaje de partículas gruesas (arena y limo 20-50 μm), hecho que se comprueba al observar el Cuadro 1. Este mismo proceso ocasionó una sedimentación y acumulación de las partículas finas en el sitio C7, que se encuentra en la parte baja de la microcuenca, afectando en forma directa su K_0 . Sully y White (1987), efectuando una transecta de medidas de S_0 y K_0 pendiente abajo, desde un área pedregosa a otra vegetada en una zona árida, estimaron un valor mínimo de K_0 en una zona de deposición de sedimentos finos, los que reducían el tamaño medio de los poros. Es interesante resaltar que la condición de área de mayor humedad del sitio C7, a pesar de que posee menores valores de K_0 , está dada por su ubicación topográfica en una zona baja de la microcuenca, lo que favorece la acumulación y retención de agua a nivel superficial y, en consecuencia, un mayor almacenamiento de ésta en el perfil.

En cuanto al orden de magnitud de los valores de K_0 obtenidos, se corresponden con los mencionados por la bibliografía argentina. Así, García *et al.* (2000) efectuaron mediciones con infiltrómetros de tensión sobre suelos Haplustoles típicos franco limosos (la fracción limo variaba de 58% en superficie a 62% en profundidad), con tenores de materia orgánica medios a bajos y en dos situaciones de manejo: 1) 24 años de agricultura tradicional (arado, rastra y cincel) seguidos de 5 años de siembra directa, y 2) siembra directa desde el inicio de la actividad agrícola en 1997; obtuvieron valores de conductividad hidráulica a saturación de 23 mm h^{-1} y 42 mm h^{-1} , respectivamente.

Variación de la conductividad en un mismo sitio de ensayo

La Figura 2 muestra claramente el efecto del arado de discos múltiples (E3-mult) sobre la conductividad hidráulica del suelo en valores cercanos a saturación respecto a la situación E3, lo que manifiesta una alteración de la configuración del sistema poroso en cuanto a su geometría (tamaño y continuidad) y estabilidad. Pilatti *et al.* (1988) sostienen que manejos inapropiados disminuyen el equilibrio entre macro y micro-

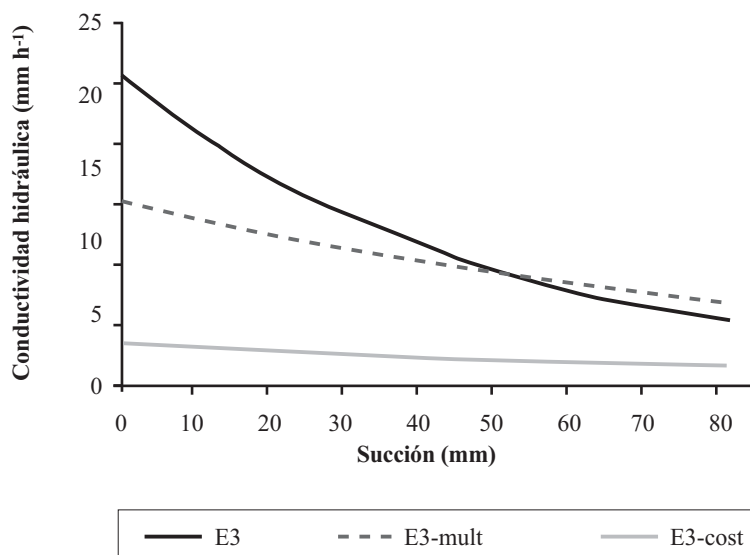


Figura 2. Simulación de la conductividad hidráulica superficial, en valores cercanos a saturación, en un suelo Haplustol típico bajo monocultivo de soja en tres situaciones de manejo: en poscosecha (E3), después de pasar un arado múltiple (E3-mult) y con costra superficial (E3-cost).

Figure 2. Simulation of the superficial hydraulic conductivity, at values near to saturation, on a typical Haplustoll soil under soybean monocropping in three management conditions: in post-harvest (E3), after a harrow plow was passed (E3-mult) and with superficial crust (E3-cost).

poros llevando a una pulverización de los materiales por desagregación. Asimismo, se observa una clara diferencia entre E3 y E3-mult con respecto a E3-cost. En coincidencia con esto, Taboada Castro *et al.* (1998) observaron que cuando el estado de la superficie del suelo en un sitio de ensayo es muy diferente, como ocurre entre la superficie recién labrada y la costra bien desarrollada, los valores de conductividad a saturación permiten distinguir claramente entre las mismas.

Es importante resaltar que tanto en la Figura 1 como en la Figura 2, la conductividad hidráulica comienza a diferenciarse más nítidamente en los distintos sitios de ensayos y en las distintas situaciones de manejo, debido al arreglo estructural de los poros activos por debajo de tensiones de 30 a 40 mm de columna de agua. Esto remarca la importancia de estudiar y conocer el comportamiento y la dinámica de la zona vadosa de los distintos suelos. En estimaciones del funcionamiento de los macroporos y la K superficial en suelo turboso, Baird (1997) encontró que la mayor declinación de K ocurrió entre 0 y 21 mm de tensión, indicando la dominancia de los macroporos durante el flujo saturado. Por su parte, Jarvis y Messing (1995), midiendo la conductividad hidráulica con infiltrómetro de disco en suelos de texturas contrastantes, sugirieron que el dominio del flujo de los macro y mesoporos puede ser funcionalmente definido por un punto de quiebre localizado entre los 25 y 60 mm de tensión.

Los suelos Haplustoles bajo uso agrícola con manejo convencional, son altamente susceptibles a la formación de costras, tanto estructurales como deposicionales. Este tipo de estructura provoca un reordenamiento de las partículas del suelo y modificación de la porosidad superficial, lo que se manifiesta en una disminución significativa en los valores de conductividad hidráulica. En los presentes ensayos dicha conductividad disminuyó en un rango de aproximadamente 3 a 7 órdenes de magnitud respecto a la situación testigo (E3) en mediciones efectuadas a -80 y 0 mm de presión respectivamente (Figura 2). De acuerdo a Mc Intyre (1958) la conductividad hidráulica de las costras es de 2 a 3 órdenes de

magnitud más baja que la inicial. Con fines comparativos, cabe mencionar experiencias con infiltrómetro de disco a tensión conducidas sobre un suelo de textura franco limosa, en donde la media de ocho determinaciones de conductividad a saturación, en una superficie inicial recién labrada, ascendió a 75,25 mm h⁻¹, mientras que sobre una costra sedimentaria, también con ocho determinaciones, se obtuvo una media de 8,9 mm h⁻¹ (Taboada Castro *et al.*, 1998).

Ahora bien, en la situación de suelo con cultivo y costra superficial (E3-cost) no sólo se produjo una notable disminución de los valores de conductividad, sino también una disminución de la variación de los valores de K estimados con el aumento de las succiones impuestas. Taboada Castro *et al.* (1998) determinaron mediante infiltrómetros de disco a tensión, en suelos franco limosos, que la amplia variabilidad de las medidas de conductividad a saturación 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. Observaron también que para un estado determinado de la superficie del suelo, la variabilidad también tiende a disminuir conforme el potencial hídrico se aleja más de la saturación.

En cuanto al orden de magnitud de los valores de K₀ obtenidos de la costra superficial, coinciden con los mencionados por la literatura. Así por ejemplo, Vandervaere *et al.* (1998), para un suelo clasificado como franco areno arcilloso, mencionan valores de conductividad hidráulica saturada medidos con infiltrómetro de disco a tensión de 3,1 y 1,9 mm h⁻¹ para costras estructurales y sedimentarias, respectivamente.

Variación de la distribución de poros

Como puede observarse en el Cuadro 2, la distribución de poros por metro cuadrado, calculada según lo expresado en Materiales y Métodos, es claramente diferente entre los sitios de ensayos E3 y C7 si lo comparamos con BN. En E3 y C7 el aumento del número de poros por m² es exponencial, mientras que BN no sigue un patrón de comportamiento, lo que indica una mayor heterogeneidad en la distribución de poros en este sitio.

Cuadro 2. Número de poros por metro cuadrado para distintos rangos de tensión, en los tres sitios de ensayos.
Table 2. Pore number per square meter for the different tension ranges, in the three trial sites.

Tensión de agua (mm)	Diámetro de poros (mm)	Número de poros por m ² *		
		Sitio de ensayo E3 ¹	Sitio de ensayo C7 ¹	Sitio de ensayo BN ¹
0-20	>1,50	2,11 a	1,12 a	10,32 b
20-40	1,50-0,75	22,32 a	13,20 a	50,76 b
40-60	0,75-0,50	75,00 a	49,28 b	78,85 a
60-80	0,50-0,375	158,03 a	113,97 a	76,74 b

* Valores seguidos de letras distintas difieren significativamente según test de Tukey (P < 0,05).

¹ E3: área de baja humedad; C7: área de alta humedad; BN: bosque nativo.

Por otra parte, se puede observar que para los rangos de poros que actúan entre 0-20 y 20-40 mm de tensión, el número de poros por metro cuadrado es significativamente superior en BN respecto a los sitios de la microcuenca, sucediendo a la inversa en el rango de 60-80 mm de tensión. Como analizamos anteriormente, esto se ve reflejado en el comportamiento de la conductividad hidráulica (Figura 1) que es superior en BN, a bajas succiones, e inferior a succiones más elevadas.

El sitio de ensayos E3 presenta un mayor número de poros por metro cuadrado en todos los rangos discriminados y para todas las succiones, si lo comparamos con el sitio C7. Como mencionamos anteriormente, estas diferencias entre los sitios de la microcuenca se explican por cambios a nivel granulométrico (Cuadro 1), mientras que las diferencias con respecto a BN se explican por su mayor índice de agregación, mayor contenido de materia orgánica y menor densidad aparente (Cuadro 1). Coughland *et al.* (1991), utilizando infiltrómetros de disco a tensión, compararon un suelo que poseía tres situaciones de manejo: una con la vegetación original, otra con 20 años de pasturas seguidos de 3 años de cultivos, y la

tercera de 40 años de cultivo continuo, encontraron diferencias significativas en el número de poros de mayor diámetro (que correspondían a aquellos originados por la macrofauna del suelo), afirmando que éste es el rango de poros más sensible al manejo superficial.

Si analizamos comparativamente ambos parámetros podemos observar que, en términos generales, a medida que aumentamos la tensión de medición, los diámetros de poros que conducen agua disminuyen, aumenta el número de poros por metro cuadrado y la conductividad hidráulica disminuye. Esto indica que, en el balance general, pocos poros grandes conducen mayor cantidad de agua que un mayor número de poros pequeños. Lo expresado anteriormente, queda claramente evidenciado en el Cuadro 3, en donde se observa que los poros mayores a 0,75 mm conducen el 56; 45 y 90% del flujo total de agua en los sitios de ensayo E3, C7 y BN, respectivamente. Lin *et al.* (1996) determinaron que en el horizonte subsuperficial bien estructurado de un suelo Hapludert crómico arcilloso, los poros activos a tensiones menores o iguales a 30 mm de agua conducían un 88,7 ± 4,8% del flujo total de agua.

Cuadro 3. Porcentaje del flujo total de agua conducido por distintos rangos de poros en los tres sitios de ensayos.

Table 3. Percentage of the total water flow carried by different pore ranges in the three trial sites.

Tensión de agua (mm)	Diámetro de poros (mm)	Porcentaje de flujo ¹		
		Sitio de ensayo E3 ²	Sitio de ensayo C7 ²	Sitio de ensayo BN ²
0-20	>1,50	34 a	26 a	69 b
20-40	1,50-0,75	22 a	19 a	21 a
40-60	0,75-0,50	15 a	14 a	7 b
60-80	0,50-0,375	10 a	10 a	2 b

¹ Valores seguidos de letras distintas difieren significativamente según test de Tukey (P < 0,05).

² E3: área de baja humedad; C7: área de alta humedad; BN: bosque nativo.

Variación de la distribución de poros entre tratamientos

En el Cuadro 4 se observa la reducción significativa del número de poros por metro cuadrado, en todos los rangos de tensión considerados, debido al efecto del arado múltiple y de la formación de una costra superficial en el sitio de ensayo E3. Esto coincide con lo observado por otros autores (White y Perroux, 1989; Ankeny *et al.*, 1990), quienes sostienen que el laboreo y la actividad biológica inciden notablemente en el número y el tamaño medio de poros con un diámetro medio mayor a 0,2 mm, que se corresponden con medidas de infiltración efectuadas a presiones del orden de -150 mm y menores.

Por otra parte, el porcentaje del flujo total conducido por los poros mayores a 0,75 mm de diámetro se redujo a un 31 y 28% en E3-mult y E3-cost respectivamente (Cuadro 5). La mayor disminución del flujo de agua, si consideramos la sumatoria de todos los rangos de poros estudiados, fue ocasionada por la formación de la costra superficial en el sitio E3. Queda evidenciado de esta manera el efecto altamente negativo que provoca la formación de sellos y costras superficiales sobre el proceso de infiltración y la acumulación de agua en el perfil.

Cuadro 4. Número de poros por metro cuadrado para distintos rangos de poros, en el sitio de ensayos E3 después de pasar un arado múltiple y con costra superficial.

Table 4. Pore number per square meter for different pore ranges, in the E3 trial site after a harrow plow was passed and with superficial crust.

Tensión de agua (mm)	Diámetro de poros (mm)	Número de poros por m ² *		
		Sitio de ensayo E3 ¹	Sitio de ensayo E3-mult ¹	Sitio de ensayo E3-cost ¹
0-20	>1,50	2,11 a	0,63 b	0,12 c
20-40	1,50-0,75	22,32 a	8,13 b	1,66 c
40-60	0,75-0,50	75,00 a	35,10 b	6,37 c
60-80	0,50-0,375	158,03 a	92,16 b	18,99 c

* Valores seguidos de letras distintas difieren significativamente según test de Tukey (P < 0,05).

¹ Situaciones de manejo: E3: poscosecha; E3-mult: después de pasar un arado múltiple; E3-cost: con costra superficial.

Cuadro 5. Porcentaje del flujo de agua total conducido por distintos rangos de poros, en el sitio de ensayo E3 después de pasar un arado múltiple y con costra superficial.

Table 5. Percentage of the total water flow carried for different pore ranges, in the E3 trial site after a harrow plow was passed and with superficial crust.

Tensión de agua (mm)	Diámetro de poros (mm)	Porcentaje del flujo a saturación ¹		
		Sitio de ensayo E3 ²	Sitio de ensayo E3-mult ²	Sitio de ensayo E3-cost ²
0-20	>1,50	34 a	17 b	15 b
20-40	1,50-0,75	22 a	14 b	13 b
40-60	0,75-0,50	15 a	12 a	10 b
60-80	0,50-0,375	10 a	10 a	9 a

¹ Valores seguidos de letras distintas difieren significativamente según test de Tukey (P < 0,05).

² Situaciones de manejo: E3: poscosecha; E3-mult: después de pasar un arado múltiple; E3-cost: con costra superficial.

CONCLUSIONES

A partir de los datos y experiencias realizadas en campo con infiltrómetros de disco a tensión, pueden destacarse las siguientes conclusiones:

Existen diferencias en los valores de la conductividad hidráulica y en la distribución de poros a bajas succiones asociadas a usos contrastantes del suelo y respecto a las situaciones topográficas de los sitios de medidas.

La conductividad hidráulica, en el suelo objeto del ensayo, fue altamente susceptible al efecto del arado de discos múltiples, que en la condición de monocultivo de soja homogeniza el rango de poros a expensas de los poros más grandes, pulverizando el suelo y degradando su estructura.

La costra superficial produce una notable disminución de los valores de conductividad y una

disminución de la variación de estos valores con el aumento de la succión.

Aún valores pequeños de macroporos contribuyen en forma sensible al movimiento rápido de agua dentro del perfil del suelo.

La conductividad hidráulica y la porosidad, estimados con infiltrómetros de disco a tensión, son parámetros sensibles como indicadores de calidad del suelo.

RECONOCIMIENTOS

El presente trabajo fue realizado con el apoyo económico de la Agencia Córdoba Ciencia, de la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba y del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de la República Argentina.

LITERATURA CITADA

- Angulo-Jaramillo, R., F. Morenco, B.E. Clothier, J.L. Thony, G. Vachaud, E. Fernandez-Boy, and J.A. Cayuela. 1997. Seasonal variation of hydraulic properties of soils measured using a tension disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:27-32.
- Ankeny, M.D., T.C. Kaspar, and R. Horton. 1988. Design for an automated tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52:893-896.
- Ankeny, M.D., T.C. Kaspar, and R. Horton. 1990. Characterization of tillage and traffic effects on unconfined infiltration measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:837-840.
- Ankeny, M.D., T.C. Kaspar, and R. Horton. 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55:467-470.
- Aoki, A.M., H. Apezteguía, y R. Sereno. 1997. Infiltración en suelos de la región central de la Provincia de Córdoba (Argentina). p. 418. *In XXVI Congresso Brasileiro de Ciencia do Solo, Rio de Janeiro, Brasil. 20 al 26 de junio de 1997. Sociedade Brasileira de Ciencia do Solo, Rio de Janeiro, Brasil.*
- Baird, A.J. 1997. Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. *Hydrological Processes* 11:287-295.
- Beven, K., and P. Germán. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* 18:1311-1325.
- Clothier, B.E., and I. White. 1981. Measurement of sorptivity and soil diffusivity in the field. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 117:311-314.
- Coughland, K.J., D. McGarry, R.J. Loch, B. Bridge, and G.D. Smith. 1991. The measurement of soil structure - some practical initiatives. *Aust. J. Soil Res.* 29:869-889.
- Ela, S.D., S.C. Gupta, and W.J. Rawls. 1992. Macropore and surface seal interactions affecting water infiltration into soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56:714-721.
- García, J., R. Corbella, G. Sanzano, y G. Fadda. 2000. Distribución del agua del suelo en sistemas de siembra directa en cultivo de soja. p. 173. 11º Conferencia de la Organización Internacional de la Conservación del Suelo, Buenos Aires, Argentina. 22-27 de octubre de 2000. INTA Castelar, Facultad de Agronomía-Universidad de Buenos Aires. Asociación Cooperadora de Entidades Educativas, de Producción e Investigación Agropecuaria, Buenos Aires, Argentina.
- Hillel, D. 1998. *Environmental soil physics.* 771 p. Academic Press, New York, USA.

- Jarvis, N.J., P.B. Leeds-Harrison, and J.M. Dossier. 1987. The use of tension infiltrometers to assess routes and rates of infiltration in a clay soil. *J. Soil Sci.* 38:633-640.
- Jarvis, N.J., and I. Messing. 1995. Near-saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59:27-34.
- Lin, H.S., and K.J. McInnes. 1995. Water flow in clay soil beneath a tension infiltrometer. *Soil Sci.* 159:375-382.
- Lin, H.S., K.J. McInnes, L.P. Wilding, and C.T. Hallmark. 1996. Effective porosity and flow rate with infiltration at low tensions into a well-structured subsoil. *Trans. ASAE* 39:131-133.
- Mc Intyre, D.S. 1958. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Sci.* 85:185-189.
- Perroux, K.M., and I. White. 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Sci. Am. J.* 52:1205-1215.
- Pilatti, M.A., J.A. De Orellana, L.J. Priano, O.M. Felli, y D.A. Grenon. 1988. Incidencia de manejos tradicionales y conservacionistas sobre propiedades físicas, químicas y biológicas de un Argiudol en el sur de Santa Fe. *Ciencia del Suelo* 1:19-29.
- Romero, L., H. Apezteguía, G.F. Esmoriz, R. Sereno, A. Aoki, M.R. Ateca, *et al.* 1995. Caracterización de una microcuenca agrícola de la zona central de la Provincia de Córdoba (Argentina). *Agriscientia* 12:59-66.
- Smettem, K.R.J., and B.E. Clothier. 1989. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. *J. Soil Sci.* 40:563-568.
- Smettem, K.R.J., J.Y. Parlange, P.J. Ross, and R. Haverkamp. 1995. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 3. Parameter estimation using a double-disk tension infiltrometer. *Water Resour. Res.* 31:2491-2495.
- Sully, M., and I. White. 1987. A rapid *in situ* method for measuring soil hydraulic properties and structure with the disc permeameter. p. 140-143. *In* K.J. Coughlan and P.N. Truong (eds.) Effects of management practices on soil physical properties. Proc. of a National Workshop Held, Toomoomba, Queensland. 7 to 10 September 1987. Queensland Department of Primary Industries, Brisbane, Queensland.
- Taboada Castro, M.M., M. Lado Liñares, A. Diéguez Villar, y A. Paz González. 1998. Evolución temporal de la infiltración superficial a escala de parcela. p. 101-127. *In* A. Paz González y M.T. Taboada Castro (eds.) Jornadas Internacionales Sobre Erosión Hídrica, La Coruña, España. 11-13 de junio de 1998.
- Vandervaere, J.P., M. Vauclin, R. Haverkamp, Ch. Peugeot, J.L. Thony, and M. Gilfedder. 1998. Prediction of crust-induced surface runoff with disc infiltrometer data. *Soil Sci.* 163:9-21.
- Watson, K.W., and R.J. Luxmoore. 1986. Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50:578-582.
- White, I., and K.M. Perroux. 1989. Estimation of unsaturated hydraulic conductivity from field sorptivity measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53:324-329.
- White, I., and M.J. Sully. 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.* 23:1514-1522.
- Wilson, G.V., and R.J. Luxmoore. 1988. Infiltration, macroporosity and mesoporosity distributions on two forested watersheds. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52:329-335.
- Zamora, E., y B. Jarsun. 1985. Mapa de erosión de la provincia de Córdoba. 46 p. Secretaría Ministerio de Agricultura, Ganadería y Recursos Renovables, Córdoba, Argentina.