

## DIFUSIVIDAD DEL AGUA EN EL SUELO: UN MÉTODO SIMPLE DE LABORATORIO PARA SU DETERMINACIÓN

LUIS ALBERTO LOZANO<sup>1-2</sup>; C GERMÁN SORACCO<sup>\*1-2</sup>; RAFAEL VILLARREAL<sup>1-2</sup>;

ROBERTO RAÚL FILGUEIRA<sup>2</sup> & GUILLERMO OLIVERIO SARLI<sup>1</sup>

Recibido: 27-08-15

Recibido con revisiones: 18-08-16

Aceptado: 25-10-16

### RESUMEN

La determinación de la Difusividad (D) del agua en el suelo es importante ya que caracteriza el flujo de agua en condiciones no saturadas. Estimarla es complejo, ya que consume tiempo y generalmente se necesita equipo costoso para hacerlo. Los objetivos de este trabajo fueron: 1- proponer una mejora en el método de Whisler *et al.* (1968) haciéndolo más simple y robusto, aportando herramientas para probar la validez de la ecuación de Richards en su forma de difusividad y el cumplimiento de los supuestos del modelo y 2- Determinar la D en función del contenido de humedad ( $\theta$ ) y S en un suelo bajo distintas situaciones productivas. Para esto, se tomaron muestras del horizonte superficial de tres lotes contiguos bajo distintos sistemas de manejo (T1: Pastizal natural, T2: Pastura polifítica y T3: Siembra Directa). Las muestras se secaron, tamizaron por 2 mm y se empaquetaron en columnas de PVC de 70 cm de largo y 10 cm de diámetro interno. Las columnas de suelo se sometieron a infiltración horizontal y se determinó la D a distintos valores de  $\theta$  y la S. Se utilizaron sensores de humedad de capacitancia de bajo costo en puntos fijos de la columna. Los resultados encontrados muestran la validez de la metodología para los suelos estudiados. En cuanto a la influencia del manejo, se encontraron diferencias significativas en los valores de D entre los tratamientos. El T3 presentó mayores valores de D a todas las humedades, y de S, que T1 y T2 (los valores de D estuvieron entre 0,00033 y 0,0321 cm<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>), lo que indica mayor facilidad para transmitir agua en condiciones no saturadas en el manejo agrícola, lo cual se atribuyó a la influencia negativa del pisoteo animal. La metodología propuesta permitió estimar de manera consistente, simple y de bajo costo la D y estudiar su relación con el manejo del suelo.

**Palabras clave.** Flujo no saturado, sorptividad, infiltración horizontal.

### SOIL WATER DIFFUSIVITY: A SIMPLE LABORATORY METHOD FOR ITS DETERMINATION

#### ABSTRACT

Soil water diffusivity (D) determination is important as this hydraulic property is fundamental in order to characterize unsaturated water and solute transport in soils. Determination of this property is complex, time consuming, and requires quite expensive instruments. The objectives of this work were: i) to propose a simpler and more robust method based on an improvement of Whisler *et al.* (1968) to determine the soil water diffusivity function and ii) to determine D and sorptivity (S) in a soil under different management systems. Soil A-horizon was sampled under three management systems (T1: Natural grassland, T2: Polyphitic Pasture, and T3: no tillage). The samples were sieved through a 2 mm mesh, and afterwards packed into 70 cm long and 10 cm diameter columns. The columns were analyzed under horizontal infiltration and D was determined as a function of soil water content that varied in function of time for fixed positions along the column, these latter were obtained from low cost soil moisture capacitance sensors. The results showed that the proposed methodology was valid for the studied soils. The soil management system significantly affected D and S values. D values corresponding to T3 were greater compared to T1 and T2 (D values ranged between 0.00033 and 0.0321 cm<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>) implying that these soils had the ability to transmit water easier under non-saturated conditions than under grazing. In conclusion, the proposed methodology in this work allowed to determine D in a simple and low cost way, and to analyze the influence of soil management systems on this property.

**Key words.** Non-saturated flux, sorptivity, horizontal infiltration.

1. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, UNLP.

2. CONICET

\* Autor de contacto: gsoracco@agro.unlp.edu.ar

## INTRODUCCIÓN

El movimiento del agua en el suelo bajo condiciones no saturadas es importante para entender y mejorar la eficiencia del uso del agua (Ma *et al.*, 2016). Generalmente, la caracterización de la dinámica del agua en el suelo y el efecto de las labranzas se hace a través del estudio de variables como la Infiltración (Ferrerías *et al.*, 2000; Álvarez *et al.*, 2006; Sasal *et al.*, 2006; Soracco, 2009) o la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) (Bagarello *et al.*, 2006; Soracco *et al.*, 2010; Lozano *et al.*, 2013; Riezner & Gandolfi, 2014; Shabtai *et al.*, 2014). Ambas variables están basadas en el flujo saturado, siendo ésta una situación poco común en condiciones reales de campo (Hillel, 1998). Algunos autores han estudiado el flujo no saturado a través de variables como la conductividad hidráulica a distintas tensiones y la cuantificación de la macro y mesoporosidad conductora de agua (Cameira *et al.*, 2003; Castiglioni *et al.*, 2007; Soracco *et al.*, 2011; Lozano *et al.*, 2013). Sin embargo, la estimación de estas propiedades resulta difícil, costosa y consume mucho tiempo (Moret & Arrúe, 2007). Además, los métodos de campo, si bien son considerados más confiables, están limitados a altos contenidos de humedad del suelo (Arya *et al.*, 1975).

La determinación de la conductividad hidráulica ( $K$ ) a distintas tensiones ( $h$ ) en laboratorio, requiere de instrumental costoso. Para solucionar esto, se introdujo la variable difusividad del agua en el suelo ( $D$ ) [ $L^2 T^{-1}$ ] como función de su contenido volumétrico ( $\theta$ ) [ $L^3 L^{-3}$ ]. La misma se define como la relación entre  $K$  y la pendiente de la curva de retención hídrica ( $C$ ) (Koorevaar *et al.*, 1983). Su determinación es importante ya que caracteriza el transporte de agua en el suelo en condiciones de flujo no saturado (Wang *et al.*, 2004). Además, si se conoce su función, puede derivarse  $K(h)$ , de forma relativamente sencilla. Sin embargo, la determinación de  $D(\theta)$  suele ser compleja (Evangelides *et al.*, 2010). Por esta razón la determinación de  $D(\theta)$  es poco común dentro de las mediciones de rutina. Uno de los principales objetivos de la física de suelos es obtener un método simple, robusto y de bajo costo para su determinación (Wang *et al.*, 2004; Londra & Valiantzas, 2011; Ma *et al.*, 2016). Varios métodos fueron propuestos para su determinación. Bruce & Klute (1956) propusieron un método basado en la distribución del contenido de agua en la columna, determinado a través de un muestreo gravimétrico destructivo, como función de la distancia a un tiempo fijo arbitrario luego de la introducción de agua en una columna de suelo horizontal. Esta distribución del agua es entonces

usada en una integración numérica para el cálculo de  $D$ , a partir de la bien conocida ecuación de Richards. Más adelante, Whisler *et al.* (1968) introdujeron un método que usa el mismo análisis teórico que el método de Bruce & Klute (1956), pero  $D$  es estimada a partir del contenido de humedad en función del tiempo para una posición fija. Este método es no destructivo y presenta como ventaja que es más rápido y sencillo que el de Bruce & Klute (1956) (Selim *et al.*, 1970). Sin embargo, se requiere alguna metodología para determinar el contenido de agua en puntos fijos de la columna a diferentes tiempos. Generalmente, esta determinación se realiza a través de atenuación de rayos gamma (Whisler *et al.*, 1968; Klute & Dirksen, 1986). Este método usualmente es costoso, difícil e implica un riesgo radiactivo. Por estas razones Evangelides *et al.* (2010) propusieron un método para estimar la  $D(\theta)$  a través de una función empírica que evite la determinación del contenido de agua a diferentes tiempos. Este método está basado en la inspección visual del avance del frente de humedecimiento en el tiempo, junto con el contenido de agua inicial y final y la infiltración acumulada. El problema de esta aproximación es que asume contenidos de agua constantes en el frente de humedecimiento identificado visualmente. Selim *et al.* (1970) mencionan que el contenido de humedad que corresponde al frente de humedecimiento determinado visualmente puede disminuir a medida que el tiempo aumenta, lo que implicaría que no sea posible aplicar los modelos anteriormente descriptos. Esto introduce una inconsistencia en el método propuesto por Evangelides *et al.* (2010).

Por otro lado, estos métodos requieren una comprobación posterior a la determinación de la validez de la ecuación de Richards en su forma de difusividad para el suelo estudiado. Whisler *et al.* (1968) abordó esta problemática con un método poco preciso que involucra la observación de gráficas.

El uso de sensores de capacitancia permitiría la determinación de  $D(\theta)$  de manera precisa, consistente y de bajo costo. Estos sensores tienen la ventaja de ser menos costosos que los más aceptados que usan reflectometría de dominio de tiempo (conocidos como TDR), con una precisión similar si se lleva a cabo una calibración específica para el suelo a medir (Czarnomski *et al.*, 2005). Además permitirían llevar adelante una comprobación de la validez de la ecuación de Richards más objetiva.

Otra propiedad hidráulica de importancia para la descripción del flujo no saturado en el suelo es la Sortividad

(S) [ $L T^{-1/2}$ ], que describe la facilidad de un suelo de transmitir agua bajo la sola influencia de las fuerzas capilares (Koorevaar *et al.*, 1983). Para el caso de infiltración horizontal del agua en el suelo, el gradiente gravitatorio no influye, siendo las fuerzas capilares las responsables de la dinámica del agua. Tanto la D como la S pueden caracterizar la habilidad de materiales porosos de transportar agua por capilaridad (Zhou, 2014).

En cuanto a la influencia de distintos sistemas de manejo sobre estas variables, la información disponible en la bibliografía es escasa. Shaver *et al.* (2013) mencionaron que la acumulación de rastrojo en superficie aumenta los valores de S. Arévalo *et al.*, (1998) encontraron una disminución de S en lotes pastoreados, lo cual atribuyeron al efecto del pisoteo animal. En cuanto al efecto de las labranzas, algunos autores reportaron mayor S en suelos labrados, comparados con suelos bajo siembra directa (SD), debido a la macroporosidad generada (Starr, 1990; Murphy *et al.*, 1993). Sin embargo, otros autores no encontraron diferencias significativas de S entre suelos bajos SD y labranza convencional (Sasal *et al.*, 2006; Soracco, 2009). En cuanto a la D ( $\theta$ ), se encuentra un efecto positivo de la SD, comparado con suelos bajo labranza convencional (Cunha *et al.*, 2015). Sin embargo, resulta escasa la información sobre dicha temática. En este sentido, la determinación de D y S a partir de un método simple, robusto y de bajo costo, en distintas situaciones productivas, es importante y aportará al entendimiento de la dinámica hídrica en condiciones no saturadas.

Las hipótesis del presente trabajo son: 1- es posible mediante una mejora en el método de Whisler *et al.* (1968) probar la aplicabilidad de la ecuación de Richards y determinar la D ( $\theta$ ) y S de manera simple, consistente y de bajo costo; y 2- Los valores de D ( $\theta$ ) y S son afectados por distintas situaciones productivas, siendo mayores en un manejo agrícola.

Los objetivos de este trabajo fueron: 1- proponer una mejora en el método de Whisler *et al.* (1968) haciéndolo más simple y robusto, aportando herramientas para probar la validez de la ecuación de Richards en su forma de difusividad y el cumplimiento de los supuestos del modelo y 2- Determinar la D ( $\theta$ ) y S en un suelo bajo distintas situaciones productivas.

## TEORÍA

La ecuación de Richards para el flujo de agua cuando el componente del gradiente gravitacional en el suelo puede

ser despreciado, tal es el caso de infiltración horizontal, con la coordenada de espacio x y el tiempo t, es:

$$\partial \theta / \partial t = \partial / \partial x [D(\theta) (\partial \theta / \partial x)] \quad (1)$$

donde D es la difusividad del agua en el suelo expresada como una función del contenido de humedad,  $\theta$ , sujeta a las siguientes condiciones de contorno

$$\begin{aligned} \theta &= \theta_i & t &= 0 & x > 0 \\ \theta &= \theta_i & t &> 0 & x \rightarrow \infty \\ \theta &= \theta_s & t &> 0 & x = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

donde  $\theta_i$  es el contenido de humedad inicial y  $\theta_s$  es el contenido de humedad en saturación.

Esencialmente el análisis teórico aborda la transformación de la ecuación (1) en una ecuación de derivadas ordinarias usando la transformación de Boltzmann  $\lambda = \lambda(\theta)$ , dada por

$$\lambda = xt^{-1/2} \quad (3)$$

donde  $\lambda$  es función de  $\theta$ . El uso de la transformación de Boltzmann ( $\lambda$ ) de la ecuación (3) en la ecuación (1) asume que el contenido de humedad  $\theta$  es una función que solo depende de  $\lambda$ . Reemplazando (3) en la ecuación (1) se obtiene la siguiente expresión para D ( $\theta$ )

$$D(\theta) = -(1/2) (d\lambda / d\theta) \int_{\theta_i}^{\theta} \lambda d\theta \quad (4)$$

En el método de Whisler *et al.* (1968), x es fijo y t es variable. Entonces, la ecuación (4) queda

$$D(\theta) = (1/4) (x_i^2 / t^{3/2}) (dt / d\theta) \int_{\theta_i}^{\theta} t^{-1/2} d\theta \quad (5)$$

donde  $x_i$  es la posición fija a la cual el contenido de humedad  $\theta$  está siendo medido.

La ecuación de difusividad debería ser válida para muchas condiciones, excepto cuando exista una interacción significativa entre soluto-agua-superficie de las partículas de suelo, cuando ocurren procesos de expansión del suelo debido al humedecimiento, o cuando las propiedades físicas del suelo y del agua cambian durante la infiltración a causa de solutos orgánicos y/o inorgánicos que afectan los ángulos de mojado, la viscosidad, etc. (Selim *et al.*, 1970).

Si el flujo es descrito por la ecuación de difusividad no lineal y los contenidos de humedad finales e iniciales son constantes, los datos de contenido de humedad, distancia y tiempo deberían dar una única función  $\lambda(\theta)$ , independientemente de la posición  $x$  en la columna (Klute & Dirksen, 1986). Los valores de difusividad  $D$  a distintos  $\theta$  puede ser calculada para una posición fija en la columna de suelo reemplazando los términos diferenciales e integrales en la ecuación (5) por diferencias finitas e integraciones numéricas respectivamente (Whisler *et al.*, 1968).

Para el caso de infiltración horizontal, donde no existe la influencia del componente gravitatorio, la infiltración acumulada ( $I$ ) está dada por (Philip, 1957):

$$I = St^{1/2} \quad (6)$$

donde  $S$  es la Sortividad. En el caso de cumplirse la ausencia del gradiente gravitatorio, la gráfica de  $I$  versus  $t^{1/2}$  debería ser una línea recta durante todo el proceso, sin perder nunca el comportamiento lineal.

## MATERIALES Y MÉTODOS

El muestreo fue llevado a cabo en las cercanías de la ciudad de La Plata, en el campo experimental "Don Joaquín" perteneciente a la Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales de la Universidad Nacional de La Plata (37°11' S, 57°50' W). El suelo fue clasificado como un Paleudol vértico, fino, íltico (Soil Survey Staff, 2006), la textura del horizonte superficial fue franco-limosa, con un 61% de limo y 24% de arcilla. El clima en la región es templado con temperaturas que raramente bajan hasta los 0 °C, es por esto que el suelo no se somete a

procesos de congelamiento. La precipitación anual ronda aproximadamente los 1000 mm. Las muestras fueron obtenidas de los horizontes A bajo tres situaciones productivas distintas (T1: pastizal natural, T2: pastura polifítica, y T3: siembra directa). Los lotes muestreados eran contiguos, con la misma posición relativa en el paisaje. Los tratamientos T1 y T2 se encontraban bajo pastoreo directo. Al momento de muestreo, T3 se encontraba con un rastrojo de maíz. Los tratamientos T2 y T3 tenían una antigüedad de dos años al momento del muestreo. Previamente esos lotes estaban bajo pastizal natural. Se determinó el contenido de materia orgánica en los tres tratamientos a través del método de Walkley & Black (1934). Los valores obtenidos no presentaron diferencias significativas, con un promedio de 43, 41 y 39 g kg<sup>-1</sup> para T1, T2 y T3 respectivamente. Esto puede deberse al poco tiempo que llevaban T2 y T3.

Las muestras fueron secadas al aire y tamizadas a través de 2 mm. El tamizado se realizó para lograr la homogeneización del suelo, asumiendo que el efecto mátrico domina en los agregados más pequeños, dejando de lado la porosidad estructural. Las muestras tamizadas se empaquetaron en columnas de PVC horizontales de 70 cm de largo y 10 cm de diámetro interno (tres repeticiones por tratamiento, con un total de nueve columnas) hasta una densidad de 1,1 kg m<sup>-3</sup> (Fig. 1). Se realizaron orificios en la parte superior de las columnas ubicados a 10, 20, 30 40 y 55 cm de la fuente de agua. En ambos extremos de la columna se usaron mallas finas de plástico de alta conductividad para prevenir la pérdida de suelo durante el experimento. En el extremo correspondiente a la entrada de agua se colocó una esponja con el fin de obtener una distribución del agua homogénea en toda la sección. La entrega de agua a la columna se mantuvo constante a presión atmosférica durante todo el ensayo a través de un reservorio Mariotte conectado a la columna por medio de un tubo plástico transpa-

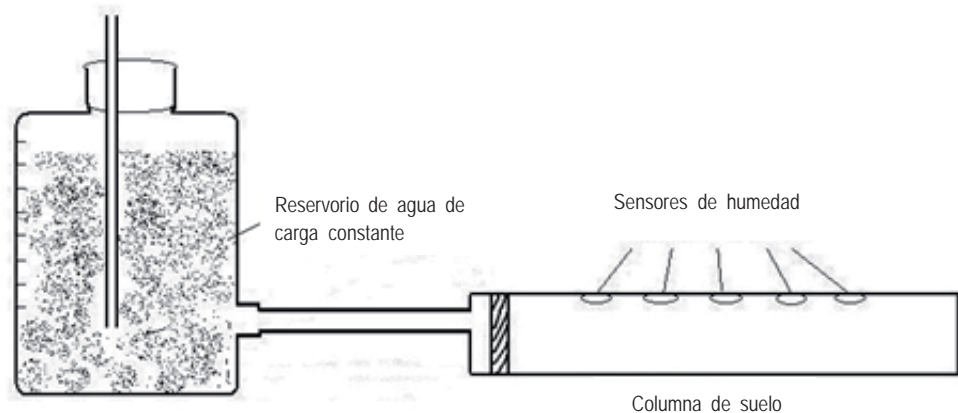


Figura 1. Diagrama esquemático del aparato usado para medir la difusividad del agua en el suelo a partir de mediciones de infiltración horizontal. Figure 1. Schematic diagram of the device used to measure soil water diffusivity from horizontal infiltration runs.

rente. La entrada de agua a la columna se monitoreó continuamente a través de lecturas directas en el reservorio.

El contenido de humedad del suelo en el tiempo fue medido usando cinco sensores (EC-5 sensor, Decagon Devices Inc., Pullman, Washington, USA) ubicados a 10, 20, 30, 40 y 55 cm de la fuente de agua, conectados a un data logger (Em50 data logger, Decagon Devices Inc., Pullman, Washington, USA). Previamente se realizó la calibración de los sensores para este suelo siguiendo las instrucciones del fabricante. Se ajustó una ecuación lineal entre los datos de salida del sensor (mV) y el contenido de humedad con  $r^2 > 0,99$ . El contenido de humedad versus el tiempo para cada sensor fue ajustado a una función logística de dos parámetros con  $r^2 > 0,98$ . Los datos de  $\lambda$  versus  $\theta$  seleccionados ( $\theta$ : 0,1, 0,2, 0,3, y 0,4  $m^3 \cdot m^{-3}$ ) fueron derivados de esta función para

cada posición. Los valores de D a distintos  $\theta$  fueron calculados para una posición fija en la columna reemplazando los términos diferenciales e integrales en la ecuación (5) por diferencias finitas e integraciones numéricas respectivamente. La sustitución fue hecha siguiendo el método de Whisler *et al.* (1968).

La infiltración acumulada (I) fue medida directamente del reservorio graduado. Para verificar que el gradiente gravitacional no influye en la dinámica del agua, se realizó un ajuste lineal a las gráficas de I versus  $t^{1/2}$  para cada columna de suelo, obteniendo valores de  $r^2 > 0,99$  (Fig. 2). Esto muestra que la infiltración se dio ante la sola influencia de las fuerzas capilares del suelo al presentar un comportamiento lineal durante todo el proceso. La sortividad (S) fue calculada como la pendiente de la curva de I versus  $t^{1/2}$ .

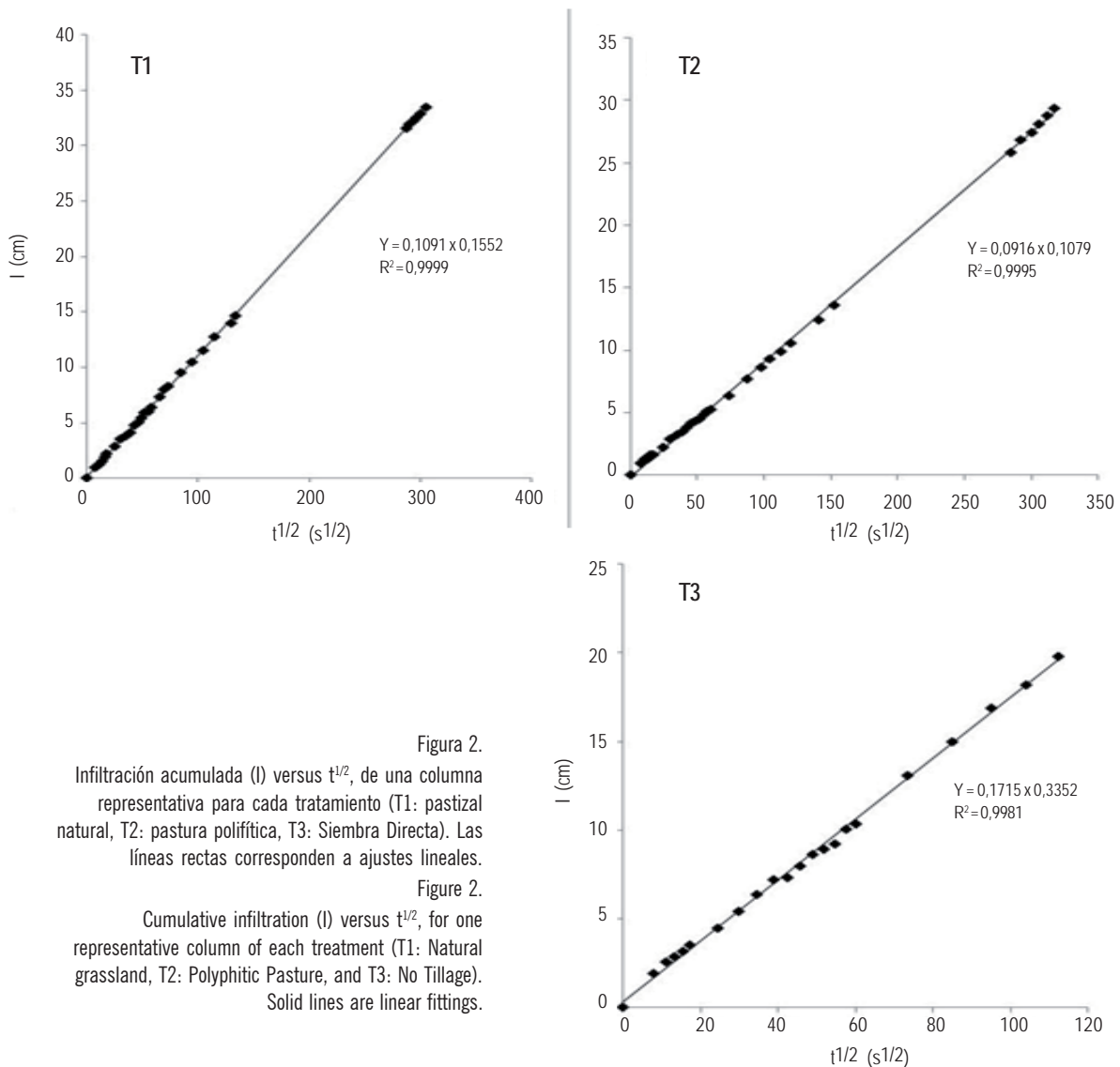


Figura 2. Infiltración acumulada (I) versus  $t^{1/2}$ , de una columna representativa para cada tratamiento (T1: pastizal natural, T2: pastura polifítica, T3: Siembra Directa). Las líneas rectas corresponden a ajustes lineales.

Figure 2. Cumulative infiltration (I) versus  $t^{1/2}$ , for one representative column of each treatment (T1: Natural grassland, T2: Polyphitic Pasture, and T3: No Tillage). Solid lines are linear fittings.

Para probar la validez y aplicabilidad de la teoría de difusividad para describir el flujo de agua en nuestros ensayos, el contenido de humedad  $\theta$  fue graficado versus  $\lambda$ . Si la teoría de difusividad es aplicable, entonces para cada suelo, la relación obtenida de  $\theta$  versus  $\lambda$  para cualquier posición  $x_i$  en la columna debería coincidir (curvas coalescentes). En otras palabras, la coincidencia de estos datos mostrará que  $\theta$  es una única función de  $\lambda$  (Whisler *et al.*, 1968; Selim *et al.*, 1970; Guerrini & Swartzendruber, 1998).

En este trabajo, utilizando la metodología descrita se propone una manera más objetiva de validación de la teoría de difusividad. Consiste en graficar  $x_0$  (distancia desde la fuente de agua al frente de humedecimiento de un contenido de humedad determinado ( $\theta$ ) versus  $t^{1/2}$ . Si la teoría de difusividad es válida para el suelo estudiado, este gráfico debería resultar en una línea recta (Selim *et al.*, 1970), y la pendiente debería ser  $\lambda$  para ese contenido de humedad ( $\theta$ ). Este gráfico debe hacerse para diferentes contenidos de humedad, obteniendo diferentes pendientes, siendo cada una  $\lambda$  al contenido de humedad correspondiente  $\theta$ . Los datos de  $\lambda$  ( $\theta$ ) obtenidos de esta manera se comparan con los obtenidos a partir de los datos de los sensores de  $\theta$  y tiempo para cada posición  $x_i$ , como se describió previamente.

A su vez, se puede comprobar la ausencia del gradiente gravitatorio con la gráfica de Infiltración versus  $t^{1/2}$ , verificando el comportamiento lineal durante todo el proceso de infiltración.

### Análisis estadístico

Para verificar la validez de la metodología propuesta, los valores de  $\lambda$  para diferentes contenidos de humedad  $\theta$  (0,1; 0,2; 0,3 y 0,4  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) obtenidos de dos maneras distintas fueron comparados con test de t ( $p=0,05$ ). El efecto de los diferentes tratamientos sobre D a diferentes  $\theta$  y sobre la S, fueron evaluados a través del análisis de la varianza ( $p=0,05$ ). Las diferencias entre las medias fueron evaluadas a través del test de Student-Newman-Keuls (SNK), ( $p=0,05$ ). Todos los análisis se hicieron usando el software estadístico de uso gratuito InfoStat.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### Validez de la ecuación de difusividad para el suelo estudiado

Para evaluar la validez y aplicabilidad de la teoría de difusividad para la descripción del flujo de agua en los ensayos llevados adelante, el contenido de humedad  $\theta$  fue graficado versus  $\lambda$  (Fig. 3), según lo propuesto por Whisler *et al.* (1968). La figura muestra que, para cada columna, las relaciones de  $\theta$  versus  $\lambda$  obtenidas para las distintas posiciones  $x_i$  en la columna coinciden (curvas coalescentes). Esto significa que  $\theta$  es una función única de  $\lambda$ , lo que demuestra que la ecuación de difusividad (ecuación 1) es

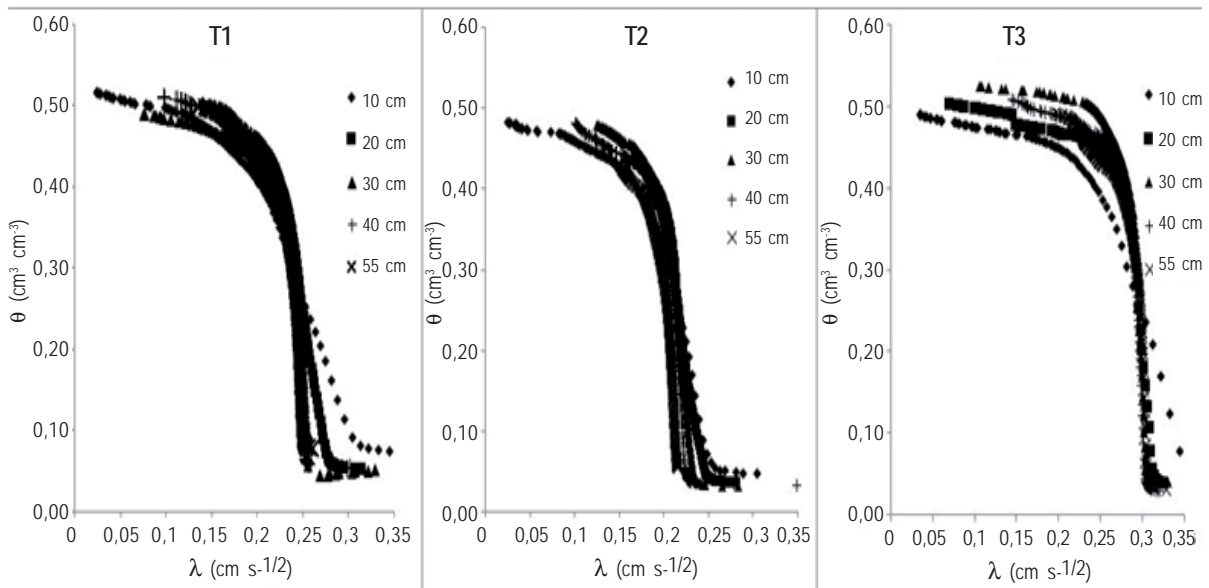


Figura 3. Contenido de humedad volumétrico ( $\theta$ ) versus la constante de Boltzmann ( $\lambda$ ) para distintas distancias fijas desde la fuente de agua, para una columna representativa de cada tratamiento (T1: pastizal natural, T2: pastura polifítica, T3: Siembra Directa).

Figure 3. Volumetric soil water content ( $\theta$ ) versus Boltzmann constant ( $\lambda$ ) for different fixed distances from water source, for one representative column for each treatment (T1: Natural grassland, T2: Polyphitic Pasture, and T3: No Tillage).

válida para los suelos estudiados (Whisler *et al.*, 1968; Selim *et al.*, 1970; Guerrini & Swartzendruber, 1998).

Adicionalmente, se llevó adelante la validación propuesta en este trabajo. Para esto,  $x_w$ , distancia desde la fuente de agua al frente de humedecimiento para cuatro contenidos de humedad (0,1, 0,2, 0,3 y 0,4  $m^3 m^{-3}$ ), versus  $t^{1/2}$  fueron graficados (Fig. 4). Se ajustó una ecuación lineal para cada caso con  $r^2 > 0,99$ . Esto coincide con lo encontrado por Selim *et al.* (1970) quien enfatiza que si la teoría de difusividad es válida para el suelo estudiado, este gráfico debiera ser una línea recta. La Tabla 1 muestra los valores de  $\lambda$  para cada contenido de humedad estudiado ( $\theta$ ), calculado como la pendiente de estas rectas ( $\lambda_s$ ) y  $\lambda$  calculada a partir de los datos experimentales ( $\lambda_e$ ). No se encontraron diferencias significativas ( $p=0,05$ ) entre los valores obtenidos usando los dos métodos, lo que muestra que el método propuesto es consistente y la teoría de difusividad es válida para estos suelos.

#### Difusividad (D ( $\theta$ )) y Sortividad (S) para diferentes sistemas de manejo

Tanto la S como la D para diferentes contenidos de humedad ( $\theta$ ) fueron afectados significativamente por los tratamientos (Tabla 2). D y S resultaron significativamente mayores ( $p=0,05$ ) para T3 comparados con T1 y T2. Los resultados concuerdan con lo encontrado por Shaver *et al.*

(2013) quien encontró que la acumulación de rastrojo en la superficie de suelo afecta indirectamente el incremento de S a través de la mayor agregación del suelo y porosidad que es conductora de la infiltración del agua. El suelo en T3 presentaba acumulación de rastrojo de cultivos anteriores (maíz) en superficie. Arévalo *et al.* (1998) encontraron que el pastoreo afecta negativamente la S a causa de la compactación del suelo, coincidiendo con los menores valores de S en T1 y T2 encontrados en nuestro trabajo. Los resultados obtenidos muestran que el pisoteo afectó negativamente incluso a los agregados más pequeños del suelo. Los valores de D para distintos contenidos de humedad, fueron significativamente mayores en T3. Lo encontrado en este trabajo coincide con lo reportado por Cunha *et al.* (2015), quienes mencionan que sistemas de SD tienden a aumentar la D. A su vez, esto puede atribuirse a la capacidad del maíz como generadora de porosidad en el suelo que favorece la dinámica del agua (Lozano *et al.*, 2014) y a la ausencia de pastoreo.

Por otro lado, D y S siguieron la misma tendencia, mostrando que están relacionados, y que ambos parámetros fueron útiles a la hora de distinguir el efecto de los distintos sistemas de manejo sobre el flujo de agua en condiciones no saturadas.

Futuros estudios deberían concentrarse en el desarrollo de la determinación de D a campo en una manera sim-

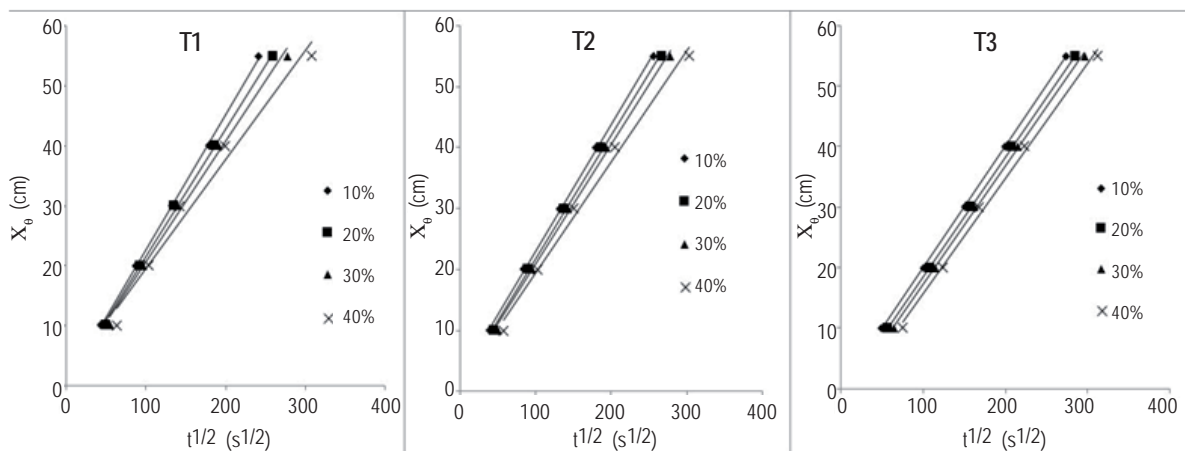


Figura 4. Distancia desde la fuente de agua al frente de humedecimiento ( $x_w$ , cm) para cuatro contenidos de humedad ( $\theta$ : 10, 20, 30, y 40%) versus  $t^{1/2}$ , para una columna representativa de cada tratamiento (T1: pastizal natural, T2: pastura polifítica, T3: Siembra Directa). Las líneas rectas corresponden a ajustes lineales ( $r^2 > 0,99$ ).

Figure 4. Distance from water source to the wetting front ( $x_w$ ) at different water contents ( $\theta$ : 10, 20, 30, and 40 %) versus  $t^{1/2}$ , for one representative column for each treatment. (T1: Natural grassland, T2: Polyphitic Pasture, and T3: No Tillage). Straight lines are linear fittings ( $r^2 > 0.99$ ).

Tabla 1. Valores de la variable de Boltzmann ( $\lambda$ ,  $\text{cm s}^{-1/2}$ ) calculados como la pendiente de la gráfica del frente de humedecimiento versus  $t^{1/2}$  para los correspondientes contenidos de humedad ( $\theta$ ) ( $\lambda_s$ ), y a partir de los datos experimentales ( $\lambda_e$ ) para diferentes tratamientos (T1: pastizal natural, T2: pastura polifítica, T3: Siembra Directa).  
Table 1. Boltzmann variable ( $\lambda$ ,  $\text{cm.s}^{-1/2}$ ) values obtained as the slope of the wetting front versus  $t^{1/2}$  for different soil water contents ( $\theta$ ) ( $\lambda_s$ ), and obtained from the experimental data ( $\lambda_e$ ), for different treatments (T1: Natural grassland, T2: Polyphitic Pasture, and T3: No Tillage).

Tratamiento	$\theta=0,1$	$\text{m}^3\text{m}^{-3}$	$\theta=0,2$	$\text{m}^3\text{m}^{-3}$	$\theta=0,3$	$\text{m}^3\text{m}^{-3}$	$\theta=0,4$	$\text{m}^3\text{m}^{-3}$
	$\lambda_s$	$\lambda_e$	$\lambda_s$	$\lambda_e$	$\lambda_s$	$\lambda_e$	$\lambda_s$	$\lambda_e$
T1	0,23a	0,25a	0,23a	0,23a	0,22a	0,21a	0,21a	0,19a
T2	0,23a	0,29a	0,22a	0,24a	0,22a	0,22a	0,19a	0,20a
T3	0,36a	0,38a	0,36a	0,36a	0,35a	0,34a	0,35a	0,31a

Letras diferentes para cada tratamiento y contenido de humedad de suelo ( $\theta$ ) significan diferencias significativas entre  $\lambda_s$  y  $\lambda_e$  (t test,  $P=0,05$ ).

Different letters for each treatment and water content means significant differences between  $\lambda_s$  and  $\lambda_e$  (t test,  $P=0,05$ ).

Tabla 2. Valores de Sortividad ( $S$ ,  $\text{cm s}^{-1/2}$ ) y Difusividad ( $D$ ,  $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ ) para diferentes contenidos de humedad ( $\theta$ : 0,1; 0,2; 0,3 y 0,4  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) ( $D_{10\%}$ ,  $D_{20\%}$ ,  $D_{30\%}$ , and  $D_{40\%}$ , respectivamente), según tratamientos (T1: pastizal natural, T2: pastura polifítica, T3: Siembra Directa).

Table 2. Sorptivity ( $S$ ,  $\text{cm.s}^{-1/2}$ ) and diffusivity ( $D$ ,  $\text{cm}^2.\text{s}^{-1}$ ) at different soil water contents ( $\theta$ : 0.1, 0.2, 0.3 y 0.4  $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ ) ( $D_{10\%}$ ,  $D_{20\%}$ ,  $D_{30\%}$ , and  $D_{40\%}$ , respectively), depending on the treatment (T1: Natural grassland, T2: Polyphitic Pasture, and T3: No Tillage).

Tratamiento	S	$D_{10\%}$	$D_{20\%}$	$D_{30\%}$	$D_{40\%}$
T1	0,1027a	0,000095a	0,000475a	0,002594a	0,01564a
T2	0,0972a	0,000033a	0,000261a	0,002219a	0,02135a
T3	0,1571b	0,000419b	0,001682b	0,007125b	0,03213ab

Letras diferentes en la misma columna indican diferencias significativas entre tratamientos para el parámetro correspondiente (SNK test,  $P=0,05$ ).

Different letters in the same column means significant differences between treatments for the correspondent parameter (SNK test,  $P=0.05$ ).

ple, y consistente. Estos estudios deberían incluir la variación temporal de esta variable, así como la relación entre este parámetro y otras propiedades físicas del suelo relacionadas al flujo de agua.

## CONCLUSIONES

El uso de un método simple y de bajo costo con sensores de humedad que estiman la constante dieléctrica del medio (sensores de capacitancia) permiten determinar la función de  $D(\theta)$  de una manera simple y consistente que incluye la posibilidad de probar la validez y aplicabilidad de la teoría de difusividad para el suelo estudiado de una manera novedosa.

Los distintos sistemas productivos afectan significativamente los valores de  $D(\theta)$  y  $S$ . El pisoteo animal influye negativamente en estas variables.

## BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, CR; MA Taboada; C Bustingorri & FH Gutiérrez Boem. 2006. Descompactación de suelos en siembra directa: efectos sobre las propiedades físicas y el cultivo de maíz. *Ci. Suelo* 24: 1-10.
- Arévalo, LA; JC Alegre; DE Bandy & LT Szott. 1998. The effect of cattle grazing on soil physical and chemical properties in a silvopastoral system in the Peruvian Amazon. *Agroforestry Systems* 40: 109-124.
- Arya, LM; DA Farrel & GR Blake. 1975. A Field Study of Soil Water Depletion Patterns in Presence of Growing Soybean Roots: I. Determination of Hydraulic Properties of the Soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39: 424-430.
- Bagarello, V; DE Elrick; M Iovino & A Sgroi. 2006. Laboratory Analysis Of Falling Head Infiltration Procedures For Estimating Hydraulic Conductivity Of Soils. *Geoderma* 135: 322-334.
- Bruce, RR & A Klute. 1956. The measurement of soil-water diffusivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20: 458-462.
- Cameira, MR; RM Fernando & LS Pereira. 2003. Soil macropore dynamics affected by tillage and irrigation for a silty loam alluvial soil in southern Portugal. *Soil Till. Res.* 70(2): 131-140.



- Castiglioni, M; H Morrás; O Santanatoglia; MV Altinier & D Tessier. 2007. Movimiento del agua en Argiúdoles de la Pampa Ondulada con diferente mineralogía de arcillas. *Ci. Suelo* 25: 109-121.
- Cunha, FN; NF da Silva; LM de Freitas Moura; MB Teixeira; JJ de Carvalho & RT da Silva. 2015. Influência da difusividade e condutividade hidráulica na infiltração de água em um latossolo vermelho sob diferentes sistemas de cultivo. *RBAI* 9:102-112.
- Czarnomski, N; G Moore; T Pypker; J Licata & B. Bond. 2005. Precision and accuracy of three alternative instruments for measuring soil water content in two forest soils of the Pacific Northwest. *Can. J. For. Res.* 35: 1867-1876.
- Evangelides, C; G Arampatzis & C Tzimopoulos. 2010. Estimation of soil moisture profile and diffusivity using simple laboratory procedures. *Soil Sci.* 175: 118-127.
- Ferreras, LA; JL Costa; FO Garcia & C Pecorari. 2000. Effect of no-tillage on some soil physical properties of a structural degraded Petrocalcic Paleudoll of the southern «Pampa» of Argentina. *Soil Till. Res.* 54: 31-39.
- Guerrini, IA & D Swartzendruber. 1998. Three-parameter soil-water transient equations in horizontal water-transport analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62: 580-584.
- Hillel, D. 1998. Environmental soil physics. Academic Press, Londres. pp. 203.
- Klute, A & C Dirksen. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In: A. Klute (ed.), *Methods of Soil Analysis*. Part 1, Agron. Monogr. (2nd edn.), 9, ASA, Madison, WI, pp. 687-734.
- Koorevaar, P; G Menelik & C Dirksen. 1983. Elements of soil physics. Elsevier Science Publisher, Amsterdam. pp. 116-118.
- Londra, PA & JD Valiantzas. 2011. Soil water diffusivity determination using a new two-point outflow method. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 75: 1343-1346.
- Lozano, LA; CG Soracco; WM Cornelis; D Gabriels; GO Sarli & R Villarreal. 2013. Anisotropy of Pore Size Classes' Connectivity Related to Soil Structure Under No Tillage. *Soil Sci.* 178: 612-614.
- Lozano, LA; CG Soracco; VS Buda; GO Sarli & RR Filgueira. 2014. Stabilization Of Soil Hydraulic Properties Under A Long Term No-Till System. *R. Bras. Ci. Solo*, 38: 1281-1292.
- Ma, D; J Zhang, J Lai & Q Wang. 2016. An improved method for determining Brooks-Corey model parameters from horizontal absorption. *Geoderma* 263: 122-131.
- Moret, D & JL Arrúe. 2007. Dynamics of soil hydraulic properties during fallow as affected by tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 96: 103-113.
- Murphy, BW; TB Koen; BA Jones; & LM Huxedurp. 1993. Temporal variation of hydraulic properties for some soils with fragile structure. *Soil Res.* 31: 179-197.
- Philip, JR. 1957. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.* 83: 345-358.
- Riezner, M & C Gandolfi. 2014. Investigation of spatial and temporal variability of saturated soil hydraulic conductivity at the field-scale. *Soil Till. Res.* 135: 28-40.
- Sasal, MC; AE Andriulo & MA Taboada. 2006. Soil porosity characteristics and water movement under zero tillage in silty soils in Argentinean Pampas. *Soil Till. Res.* 87: 9-18.
- Selim, HM; D Kirkham & M Amemiya. 1970. A comparison of two methods for determining soil water diffusivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34: 14-18.
- Shabtai, IA; M Shenker; WL Edeto; A Warburg & M Ben-Hur. 2014. Effects of land use on structure and hydraulic properties of Vertisols containing a sodic horizon in northern Ethiopia. *Soil Till. Res.* 136: 19-27.
- Shaver, TM; GA Peterson; LR Ahuja & DG Westfall. 2013. Soil sorptivity enhancement with crop residue accumulation in semiarid dryland no-till agroecosystems. *Geoderma* 192: 254-258.
- Soil Survey Staff. Keys to soil taxonomy. 2006. 10th ed. Washington, DC: USDA-Natural Resources Conservation Service.
- Soracco, C.G., 2009. Efecto de la compactación sobre el sistema poroso del suelo en diferentes situaciones de labranza: modelización y realidad. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad Nacional de La Plata.
- Soracco, CG; LA Lozano; GO Sarli; PR Gelati & RR Filgueira. 2010. Anisotropy of Saturated Hydraulic Conductivity in a soil under conservation and no-till treatments. *Soil Till. Res.* 109: 18-22.
- Soracco, CG; LA Lozano; GO Sarli; PR Gelati & RR Filgueira. 2011. Using tension disc infiltrometer to determine infiltration and water-conducting macroporosity and mesoporosity relationships in an agricultural silty loam soil. *Soil Sci.* 176(9): 459-463.
- Starr, J., 1990. Spatial and temporal variation of ponded infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54: 629-636.
- Walkley A & IA Black. 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.* 37: 29-38.
- Wang, Q; M Shao & R Horton. 2004. A simple method for estimating water diffusivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68: 713-718.
- Whisler, FD; A Klute & BD Peters. 1968. Soil Water diffusivity from horizontal infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 32: 6-11.
- Zhou, C. 2014. General solution of hydraulic diffusivity from sorptivity test. *Cement Concrete Res.* 58: 152-160.

