

# Modelación del flujo no saturado a partir de mediciones del potencial hidráulico del suelo

*Sebastián Dietrich<sup>1,2,3</sup>, Pablo Weinzettel<sup>1,3,4</sup> y Marcelo Varni<sup>1,3</sup>*

<sup>1</sup> Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo J. Usunoff" (UNCPBA – CIC – Municipalidad de Azul), República de Italia 780, (B7300) Azul, Buenos Aires, Argentina.

<sup>2</sup> Conicet

<sup>3</sup> Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires

<sup>4</sup> Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC)

Mail de contacto: [sebadietrich@faa.unicen.edu.ar](mailto:sebadietrich@faa.unicen.edu.ar)

---

## RESUMEN

Se presentan los resultados de la simulación numérica matemática de potenciales matriciales provenientes de una parcela experimental para el estudio de la zona no saturada. La modelación se realizó mediante el código HYDRUS. Para modelar los procesos actuantes se definió una columna de suelo hasta los 600 cm de profundidad. El modelo conceptual sólo contempla flujos verticales. Como resultado se obtuvieron las tensiones matriciales para las profundidades correspondientes a los nodos de observación, las cuales fueron comparados con los datos medidos en la parcela experimental. A su vez, los volúmenes de agua entrante y saliente se contrastaron con cálculos de evapotranspiración y recarga calculados a partir de mediciones de la parcela experimental. Los resultados permiten afirmar que se trata de un suelo con muy bajas conductividades hidráulicas que no superan los 180 mm d<sup>-1</sup> para el caso del material parental (loess) y que disminuyen hacia la zona edáfica.

Palabras clave: zona no saturada, simulación numérica, evapotranspiración, recarga.

---

## ABSTRACT

This work presents the results of a numerical modeling of matrix heads, coming from an unsaturated zone experimental plot. The simulation was done by means of HYDRUS code. To simulate the involved processes a column of 600 cm deep was defined. The conceptual model only took into account vertical fluxes. As a result, matrix heads for every observation node were obtained, later compared with field data. In addition, incoming and outgoing water volumes were also collated with evapotranspiration and recharges calculated from field data. The results show a soil with extremely low hydraulic conductivities which do not exceed 180 mm d<sup>-1</sup> in the case of parental material (loess). Upwards, hydraulic conductivity decreases even more.

Keywords: unsaturated zone, numerical simulation, evapotranspiration, recharge.

---

## Introducción

La presente contribución tiene como objetivo mostrar los resultados de la simulación numérica de la zona no saturada en un área de llanuras de la región pampeana. Esta herramienta de utilización corriente permite realizar cálculos de parámetros como la conductividad hidráulica que son de difícil cuantificación por métodos empíricos, debido a su dependencia con la humedad. En esta oportunidad se definieron cinco materiales en correspondencia con la composición de los diferentes horizontes del suelo y los sedimentos subyacentes. Se contempló además el fenómeno de extracción de agua por parte de las raíces de las plantas. Todo avalado por una cuantiosa información de campo.

## Sitio de estudio

La parcela experimental que se utilizó para el estudio de la hidrodinámica de la zona no saturada se encuentra instalada en las afueras de la ciudad de Azul, provincia de Buenos Aires. El suelo estudiado pertenece al Gran Grupo Argiudol y al Orden Molisol (Soil Survey Staff, 1999).

En su porción superior el suelo presenta un horizonte A, de estructura granular abierta, hasta los 18 cm. Por debajo, y hasta los 66 cm, se presenta un horizonte Bt, muy arcilloso, con prismas medios fuertes y barnices arcillo húmicos. Por debajo, el horizonte Ck se presenta de 66 a 104 cm, franco limoso, masivo muy firme, con carbonato de calcio en canalículos y/o poros de raíces. Lateralmente y

en profundidad puede transformarse en el horizonte Ckm, comúnmente conocido como "tosca", cuya tenacidad y dureza es mucho mayor que el anterior. El suelo en su conjunto y el horizonte petrocálico yacen sobre los sedimentos pampeanos (Weinzettel et al., 2009a).

#### Periodo de estudio

El periodo que se decidió modelar corresponde al año 2011. Durante este año, las precipitaciones anuales totalizaron 974 mm. La evapotranspiración real, calculada según el método del plano de flujo cero (Lerner, 1990), fue de 666,3 mm, correspondiendo a un 66,4% de la precipitación. La recarga, estimada mediante igual método, fue de 103,2 mm, equivalente a un 10,3% de la precipitación.

### Metodología

#### Instrumentación de campo

La parcela experimental cuenta con seis tensiómetros, para la medición del potencial hidráulico total ( $H$ ), ubicadas a 15, 30, 60, 90, 120 y 150 cm de profundidad. Es importante recordar que la capacidad máxima de medición es de -1000 cm, aunque pueden existir tensiones mucho mayores. La medición de la humedad volumétrica se realizó mediante una sonda de capacitancia Senti 200 AP, desarrollada por Troxler, a intervalos de 10 cm, hasta los 170 cm de profundidad. También cuenta con un tanque evaporímetro, un pluviómetro y varios piezómetros para conocer la posición de la superficie freática. Las mediciones se efectuaron en forma diaria a excepción de la humedad, que se obtuvo con frecuencia semanal o a continuación de eventos importantes de precipitación.

Con estas mediciones fue posible calcular las recargas y la evapotranspiración utilizando la metodología del plano de flujo cero (Lerner, 1990), y sirvieron para contrastar los valores surgidos de la simulación numérica.

La vegetación que domina la cubierta vegetal de la parcela experimental y zonas aledañas, son las gramíneas, entre otras especies. A su vez, el sector de estudio no ha sido afectado por actividades antrópicas desde, al menos, 25 años por lo que se considera que el flujo se produce en condiciones naturales.

#### Simulación numérica

La simulación numérica se realizó mediante el código HYDRUS, de dominio público, y su interfaz gráfica HYDRUS-1D (Simunek et al., 2008). El código resuelve la ecuación de

Richards para condiciones variables de saturación, incorporando un término sumidero para contemplar la extracción de agua por parte de las plantas

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left[ K \left( \frac{\partial h}{\partial x} + \cos \beta \right) \right] - r \quad (1)$$

donde  $\beta$  es el ángulo entre la dirección de flujo y el eje vertical (i.e  $\beta = 0$  para flujo vertical),  $\theta$  es la humedad volumétrica,  $h$  es la tensión matricial,  $K$  es la conductividad hidráulica y  $r$  es el término fuente sumidero. HYDRUS resuelve la Ec. 1 mediante métodos numéricos ejecutados en forma iterativa, utilizando elementos finitos en el espacio y diferencias finitas en el tiempo.

#### Estrategia de modelación

Para modelar las tensiones matriciales surgidas de las mediciones en la parcela experimental, se definió una columna de suelo que se extiende desde la superficie hasta los 600 cm de profundidad, de modo de poder incluir las variaciones de la superficie freática a lo largo del periodo de estudio. La unidad de longitud utilizada es el centímetro y la unidad de tiempo el día. El modelo conceptual sólo contempla flujos verticales, tanto descendentes como ascendentes. El dominio fue discretizado en 300 elementos, todos de 2 cm de longitud. Siendo que un nodo se encuentra en la intersección de dos elementos, la malla quedó integrada por 301 nodos.

El dominio fue dividido en capas, denominadas materiales por HYDRUS, que representan las diferentes litologías que componen el sistema. Cinco fueron las capas empleadas, semejando la distribución de los horizontes en el suelo y zona no saturada. En la Tabla 1 se definen los intervalos que corresponden a cada capa.

**Tabla 1.** Intervalos de profundidad de las cinco capas utilizadas para definir el sistema

Capa	Intervalo (cm)	Litología
1	0-20	A
2	20-66	Bt
3	66-94	Ck
4	94-140	Ckm
5	140-600	Loess y limos

Como condición de contorno superior se

optó por una condición dependiente del sistema, con intercambio con la atmósfera, de modo que los flujos (entrantes y salientes) se calculan a partir de los ingresos por precipitaciones y los egresos por evapotranspiración. La misma exige la construcción de una función dependiente del tiempo que contemple justamente estos ingresos y egresos. De manera que las tasas de precipitación diaria se obtuvieron a partir de las mediciones pluviométricas y la evapotranspiración a partir de la evaporación de tanque (FAO, 2006). Por otro lado, dado que el suelo se encuentra totalmente cubierto con vegetación durante todo el año, se consideró que todas las pérdidas por evapotranspiración son debidas exclusivamente a la transpiración.

Para el límite inferior se utilizó una condición de contorno de tipo Dirichlet. El nivel fijo correspondiente a esta condición de contorno fue obtenido de la medición de la profundidad de la superficie freática.

Los nodos de observación se ubicaron a las mismas profundidades que los tensiómetros en la parcela experimental. Para cada uno de estos nodos se introdujo una condición inicial, que es la tensiometría para esa profundidad obtenida de la medición de campo.

La calibración de los parámetros que definen la forma de la curva de retención se realizó en forma manual, es decir que se resolvió el problema directo (Carrera y Neuman, 1986). Este método tiene la ventaja de que durante el proceso de calibración se va adquiriendo un entendimiento más acabado de cómo funcionan los diferentes parámetros hidráulicos. Como punto de partida se utilizaron valores de un trabajo de Weinzettel et al. (2005a) para esta misma zona. La calibración se realizó con una serie de datos de tres años consecutivos, correspondiente a 2007, 2008 y 2009.

El modelo matemático de curva de retención utilizado es el de van Genuchten (1980) con la distribución de tamaño de poro de Mualem (1976), sin considerar la histéresis. El mismo se expresa según la Ec. 2

$$K(S_e) = K_s S_e^l [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (2)$$

siendo  $S_e$  la saturación específica y  $K_s$  la conductividad hidráulica saturada. Por su parte,  $m$  y  $l$  son parámetros empíricos.

Dentro del término  $r$  de la Ec. 1 se incluye la extracción de agua por parte de las plantas. En esta oportunidad se optó por el modelo de Feddes et al. (1978), que se describe según

$$S(h) = \alpha_F(h) T_p \quad (3)$$

En la Ec. 3,  $S(h)$  es la extracción de agua por parte de las raíces que depende de la tensión matricial,  $\alpha_F(h)$  es la función de respuesta al estrés hídrico y  $T_p$  es la máxima tasa de extracción posible. Este último parámetro depende de la distribución de raíces, del tipo de vegetación y del estado fenológico de la misma. Hydrus lo escribe matemáticamente como:

$$S_p = b(x) T_p \quad (4)$$

siendo  $T_p$  la transpiración potencial. El parámetro  $b(x)$  es la distribución de extracción de agua normalizada en función de la profundidad, cuya formulación correspondiente es la que describe la Ec. 5:

$$b(x) = \frac{b'(x)}{\int b'(x) dx} \quad (5)$$

donde  $b'(x)$  es otro parámetro de ajuste que depende de la densidad de raíces en el suelo (Simunek et al., 2009).

Para la calibración de  $b'(x)$ , se utilizó como base el trabajo de Kumar et al. (2010), quienes presentan la distribución de densidad de raíces para las gramíneas, vegetación dominante en la área de estudio. Además, en la descripción de la calicata de la zona de estudio, Weinzettel (2005) describe la presencia de raíces esporádicas por lo menos hasta los 104 cm. Respecto de este parámetro se supuso que la vegetación se mantuvo sin actividad durante todo el año, siendo también constante la longitud de las raíces. También, se realizó la asunción de que el estado fenológico de la vegetación se mantuvo constante.

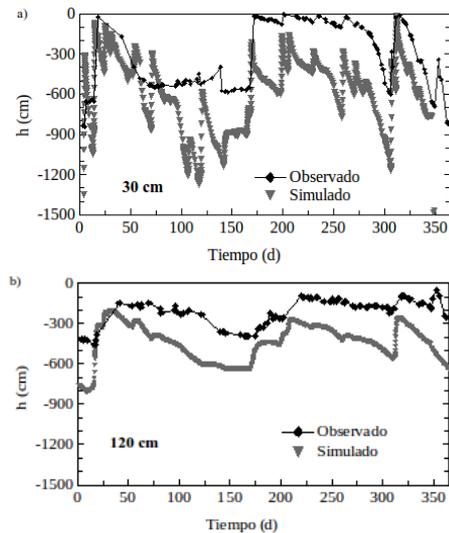
## Resultados

### Simulación numérica

En la Fig. 1 se muestran los ajustes correspondientes a los nodos de observación de 30 y 120 cm. Además, se evaluó en forma numérica la bondad de todos los ajustes mediante el coeficiente de determinación y la raíz del error cuadrático medio (RECM), que han sido incluidos en la Tabla 2. Para estos últimos cálculos no se tuvieron en cuenta las tensiones simuladas que superaban la capacidad de medición de los tensiómetros.

Para los momentos de menor humedad es posible que se alcancen valores de tensión mayores a los que son capaces de registrar los tensiómetros (-1000 cm). Para estos momentos, las diferencias serán apreciables. Vale aclarar también que para 150 cm, se perdió el contacto hidráulico entre el suelo y el tensiómetro, por lo

que el ajuste es sumamente bajo.



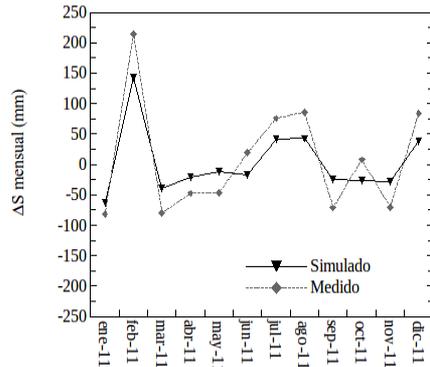
**Figura 1.** Tensiones observadas y simuladas para las profundidades de a) 30 cm y b) 120 cm.

Si bien los ajustes no presentan coeficientes de determinación superiores a 0,6, se considera que las tendencias se reproducen correctamente y son aceptables para la descripción del funcionamiento de este sistema.

**Tabla 2.** Bondad de los ajustes entre valores observados y simulados, mediante el coeficiente de determinación ( $r^2$ ) y la raíz del error cuadrático medio (RECM)

Profundidad (cm) □	$r^2$	RECM (cm)
15	0,19	400
30	0,41	362
60	0,28	303
90	0,25	377
120	0,56	254
150	0,03	317

Otra manera de mostrar la coherencia del modelo es analizando el balance de masas. En la Fig. 2 se muestra la variación de almacenamiento hasta los 120 cm. Esta figura indica los valores determinados a partir de las mediciones con sonda de capacitancia y los simulados. Se observa una muy buena coherencia entre datos medidos y simulados.



**Figura 2.** Balance mensual hasta los 120 cm. Valores medidos y simulados

El coeficiente de determinación calculado para estos valores es  $r^2 = 0,904$ . A pesar de que los ajustes mencionados anteriormente no son los óptimos, las mayores diferencias se producen hacia las altas tensiones. Sin embargo, en estos sectores de la curva de retención el volumen de agua movilizado es muy pequeño. Entonces, en la Fig. 1 se observan diferencias apreciables entre curvas pero las diferencias entre volúmenes de agua movilizados son mucho menores, como lo demuestra el gráfico de la Fig. 2.

### Análisis de los resultados

En la Tabla 3 se muestran los resultados de la calibración manual de los parámetros de la curva de retención. En términos generales puede afirmarse que es un suelo con muy bajas conductividades hidráulicas, que no superan los  $180 \text{ mm d}^{-1}$  en el caso del material parental (loess) y que disminuye todavía más en la zona edáfica.

**Tabla 3.** Parámetros calibrados de la curva de retención.  $\theta_r$  ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ): humedad residual;  $\theta_s$  ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ): humedad saturada;  $\alpha$  ( $\text{cm}^{-1}$ ): inversa de la presión de entrada de aire;  $K_s$  ( $\text{mm d}^{-1}$ ): conductividad hidráulica saturada.

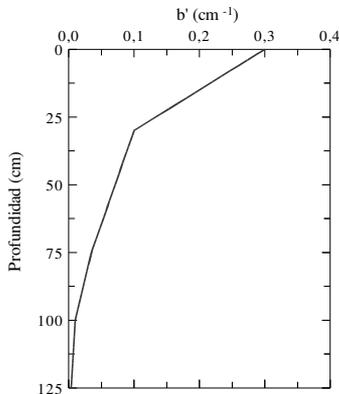
Capa	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$	n	$K_s$
1	0,15	0,46	0,0053	1,62	130
2	0,20	0,48	0,0035	1,46	75
3	0,18	0,41	0,0063	1,49	82
4	0,17	0,37	0,0057	1,60	95
5	0,20	0,41	0,0113	1,70	180

Posee valores de entrada de aire muy

elevados (valores de  $\alpha$  muy pequeños), lo que implica que es capaz de retener grandes volúmenes de agua por periodos de tiempo considerables. Como ejemplo, el horizonte Bt posee un valor de entrada de aire  $h_a = -286$  cm, lo que explica las altas tensiones que deben desarrollarse para que se produzca la liberación de agua. Este horizonte es uno de los principales responsables de las lentas velocidades de infiltración que caracterizan estos suelos. Por su parte, los bajos valores del parámetro  $n$ , inferiores a 1,7, también son indicadores de lentos drenajes.

### Evapotranspiración

La calibración manual incluyó también una estimación de  $b'(x)$  (Ec. 5), que describe en forma relativa el aporte de cada porción del suelo a la transpiración. El resultado de la misma se muestra en la Fig. 3.

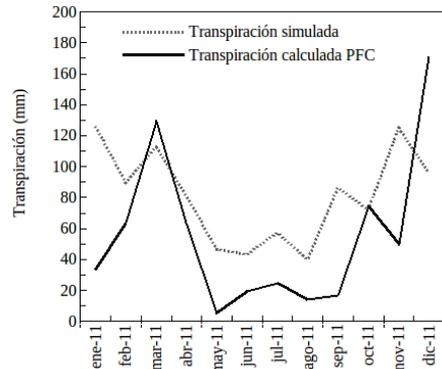


**Figura 3.** Distribución calibrada de la extracción potencial  $b'(x)$  en función de la profundidad.

Es interesante comentar que, de acuerdo a este modelo, la extracción se produce incluso hasta los 120 cm aproximadamente. Esto se condice con las observaciones que realizara Weinzettel (2005) en una calicata cercana, en la que describe la presencia de raíces esporádicas a los 104 cm de profundidad. A su vez, durante el proceso de calibración manual, se comprobó el importante papel que desempeñan las raíces en la extracción de agua del suelo. De no incluirse una distribución de raíces que alcanzara estas profundidades, el modelo no era capaz de reproducir las altas tensiones observadas en la profundidad de 120 cm.

La calibración de estos parámetros permitió conocer la extracción de agua por parte de las plantas. En la Fig. 4 se compara la

evapotranspiración calculada mediante el plano de flujo cero con la transpiración simulada. Al respecto cabe recordar que se consideró para la simulación que toda la evapotranspiración se produce a partir de la transpiración por parte de la vegetación exclusivamente.



**Figura 4.** Transpiración mensual calculada mediante plano de flujo cero (PFC) y simulada.

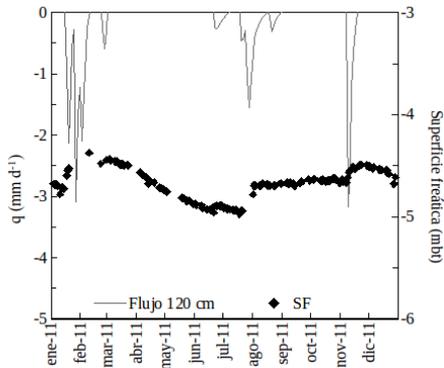
Se observa una coherente respuesta entre ambos, especialmente desde marzo a noviembre. Se produce, sin embargo, una sobreestimación de la transpiración por parte del modelo con respecto a lo que fue calculado mediante el método de plano de flujo cero. La mayor diferencia se advierte para el mes de enero, momento en el que acontecieron abundantes precipitaciones. Esto constituiría una posible explicación a estas diferencias según se discutirá más adelante. No obstante lo dicho, se considera que la simulación es capaz de reproducir el patrón estacional de la pérdida de agua por evapotranspiración.

### Recarga y flujos

En la Fig. 5 se muestran los flujos descendentes por debajo de los 120 cm de profundidad. Los mismos se muestran junto con las mediciones de la profundidad de la superficie freática.

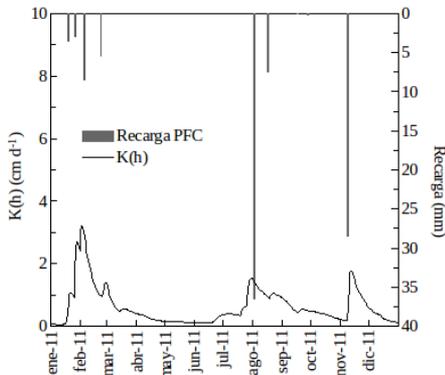
En primer lugar se destaca la coherencia entre las recargas y los momentos en los que se producen flujos descendentes por debajo de los 120 cm. Por otro lado es interesante resaltar las bajas velocidades de flujo que, en los momentos de recarga en los que la velocidad de flujo es máxima, durante este año no superaron los 4,5  $mm d^{-1}$ . En concordancia con esto último, Weinzettel et al. (2005b) obtuvieron para esta misma zona de estudio, velocidades de flujo de

6,5 mm d<sup>-1</sup> para las recargas durante abril de 1999.



**Figura 5.** Velocidades de flujo a 120 cm simuladas y profundidad de la superficie freática (SF).

El valor de las funciones  $K(h)$  es un producto importante de la simulación matemática ya que es un parámetros de difícil obtención mediante métodos experimentales. En la Fig. 6 se muestra la variación de  $K(h)$  en relación a las recargas calculadas mediante el plano de flujo cero. Estas funciones  $K(h)$  corresponden a la profundidad de 120 cm.



**Figura 6.** Funciones  $K(h)$  simuladas y recargas calculadas con el método del plano de flujo cero (PFC).

En estrecha relación con lo que se comentaba en los párrafos anteriores,  $K(h)$  aumenta en forma considerable durante los momentos de recarga, debido al aumento de la humedad en dichos periodos. El valor de la

misma decrece rápidamente luego de los eventos de precipitación y toma valores muy bajos, por lo que los flujos son despreciables (Fig. 5).

También es importante señalar que los valores simulados para  $K(h)$  en los diferentes momentos son inferiores a las conductividades hidráulicas saturadas teóricas ( $K_s$ ) que se calibraron durante el proceso de simulación. La presencia de aire entrampado, que causan una reducción en la sección de paso, es la responsable principal de esta diferencia.

Finalmente, la recarga total obtenida con la simulación para este año fue de 65 mm, un 6,7 % de la precipitación.

## Discusión

A lo largo del trabajo se han mostrado los resultados de la simulación numérica del medio no saturado en el ámbito de una región de llanuras. El mismo ha contemplado cinco materiales diferentes para representar matemáticamente la composición del subsuelo. Además de la calibración de los parámetros hidráulicos del modelo de van Genuchten (1980) se logró obtener parámetros para el modelo de Feddes et al. (1978) para un tipo de gramíneas en estado natural, que permitió calcular la extracción de agua por parte de las raíces.

Las tensiones simuladas mostraron una coherente respuesta respecto de los valores observados. La similitud entre variaciones en el almacenamiento otorga robustez a dichas simulaciones.

Respecto de la evapotranspiración, se pudo apreciar en la Fig. 4 que existe, en general, una sobreestimación de la misma por parte del modelo con respecto a lo que se calculó mediante el método del plano de flujo cero. El hecho de no considerar cambios en el estado fenológico de la vegetación y en la actividad metabólica a lo largo del año, bien podría ser una explicación de estas discrepancias. A su vez, para el mes de enero se observa una diferencia significativa, momento en el que ocurrieron importantes precipitaciones del orden de los 200 mm. Ante situaciones como esta, el método del plano de flujo cero requiere una gran frecuencia de mediciones para poder realizar estimaciones precisas de la evapotranspiración y la recarga. En casos como este es deseable tener una buena frecuencia de mediciones de la humedad para lograr estimaciones precisas de la recarga y la evapotranspiración. La medición semanal significó una subestimación de la evapotranspiración.

Respecto de las velocidades de flujo, los resultados obtenidos muestran suma coherencia

con los adquiridos mediante métodos independientes como el plano de flujo cero y la aplicación de la ecuación de Darcy a un plano de 120 cm.

Finalmente, en cuanto a la recarga, lo que se obtuvo mediante el modelo es inferior a lo que se calculó usando el plano de flujo cero. La mayor extracción de agua por parte de la vegetación explicaría también esta diferencia.

## Conclusiones

Se realizó la simulación numérica de las tensiones matriciales provenientes de una parcela experimental ubicada en una cuenca de llanuras. La serie simulada corresponde al año 2011. La misma incluyó la definición de cinco materiales diferentes para definir el medio no saturado y la simulación logró reproducir los datos observados para las profundidades de 15, 30, 60, 90, 120 y 150 cm. Todas las interpretaciones estuvieron respaldadas por una cuantiosa información de campo.

Como resultado se obtuvieron los parámetros hidráulicos y velocidades de flujo que caracterizan este medio.

Se realizó también la calibración manual de la función  $b(x)$  que describe la extracción de agua por parte de las plantas.

Los resultados indican lentas velocidades de flujo que no superan los  $4,5 \text{ mm d}^{-1}$  para el nivel de 120 cm. Por su parte, la conductividad hidráulica máxima es de  $180 \text{ mm d}^{-1}$  para los sedimentos del loess, decreciendo hacia la zona edáfica.

## Agradecimientos

Se reconoce el aporte de fondos de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica a través del PICT 1988/06 y de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CIC).

## Referencias

Carrera, J. y Neuman, S., 1986. El problema inverso de la hidrología subterránea: estado del arte y método de solución. *Revista internacional de métodos numéricos para cálculo y diseño en ingeniería*, 2, 3-25.

FAO, 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Estudios FAO: Riego y drenaje, 56.

Feddes, R.A., Kowalik, P.J. Zaradny, H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. John Wiley & Sons, New York, NY.

Kumar, S., Udawatta, R.P. y Anderson, S.H., 2010. Root length density and carbon content of agroforestry and grass buffers under grazed pasture systems in a Hapludalf. *Agroforest Syst.*, 80:85-96.

Lerner, D., 1990. General principles of techniques for estimating recharge. En: Lerner, et al. (Eds). *Groundwater Recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge*. IAH, Hannover, 111-147.

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12:513-522.

Simunek, J., Sejna, M., Saito, H., Sakai, M. y van Genuchten, M.Th., 2009. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, versión 4.08. University of California Riverside, California, USA.

Simunek, J., van Genuchten, M.Th. y Sejna, M., 2008. Development and applications of the HYDRUS and STANMOD, software packages, and related codes. *Vadoze Zone J.*, 7:587-600.

Soil Survey Staff, 1999. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys, 2nd Ed. Agriculture Handbook, 436. USDA-NRCS, Washington, DC.

Usunoff, E., Varni, M., Weinzettel, P y Rivas, R. 1999. Hidrología de grandes llanuras: la pampa húmeda argentina. *Boletín Geológico y Minero de España*, 110(4):391-406.

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

Weinzettel, P.A., 2005. Hidrodinámica de la zona no saturada en suelos argiudoles de la cuenca del Arroyo Azul. Tesis doctoral en geología. UNS. Inédito.

Weinzettel, P., Alcolea, A., Vives, L., Medina, A. y Usunoff, E., 2005a. Metodología de modelación de la zona no saturada, aplicación a un suelo argiudol en la cuenca del arroyo Azul. *IV Congreso Argentino de Hidrogeología*, II:187-195, Río Cuarto.

Weinzettel, P., Usunoff, E. y Vives, L., 2005b. Groundwater recharge estimations from studies of the unsaturated zone. En: E Bocanegra, M Hernández y E Usunoff (eds.). *Groundwater and human development*. Balkema Publishers, Londres, 133-143.

Weinzettel, P., Varni, M., Dietrich, S y Usunoff, E., 2009. Evaluación de tres dispositivos de tomografía eléctrica para la identificación de horizontes petrocálcicos en el suelo. *Ci. Suelo* 27(1):135-146.