

ZNS'17

Zaragoza, 8-10 noviembre 2017



ESTUDIOS EN LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO · VOL. XIII. ZNS'17

ESTUDIOS EN LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO

VOL. XIII. ZNS'17



Editores:
David Moret Fernández
M. Victoria López

Zaragoza, 8-10 noviembre 2017



ESTUDIOS EN LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO

VOL. XIII. ZNS'17

Zaragoza, 8-10 noviembre 2017

Editores:

David Moret Fernández
M. Victoria López

Editores asociados:

José Manuel Nicolau
César González Cebollada

Comité Científico:

David Moret Fernández (EEAD, CSIC)
M. Victoria López (EEAD, CSIC)
Francisco Lera (U. Zaragoza)
César González (U. Zaragoza)
José Manuel Nicolau (U. Zaragoza)
Juan Vicente Giráldez (U. Córdoba)
Jorge Dafonte (U. Santiago de Compostela)
Antonio Sastre Merlín (U. Alcalá)
Silvia Martínez Pérez (U. Alcalá)
Rafael Muñoz-Carpena (U. Florida, USA)
Miguel Quemada (UPM Madrid)

Karl Vanderlinden (IFAPA)
José Martínez Fernández (U. Salamanca)
Jesús Carrera (I. Jaume Almera, CSIC)
Carlos Regalado (ICIA, Tenerife)
Axel Ritter (U. de La Laguna)
Francisco Javier Samper (U. A Coruña)
Ana Laguna (U. Córdoba)
Miguel A. Campo-Bescós (U. Publ. Navarra)
María José Polo Gómez (U. Córdoba)
Juan José Jiménez (IPE, CSIC)

Entidades colaboradoras y patrocinadoras de las XIII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada



LabFerrer



Comité Organizador:

- David Moret Fernández (EEAD, CSIC)
- M. Victoria López (EEAD, CSIC)
- César González Cebollada (UZ)
- José Manuel Nicolau (UZ)
- Ricardo Gracia (EEAD, CSIC)
- Teresa Guillamón (EEAD, CSIC)
- Pepa Salvador (EEAD, CSIC)
- Victoria Lafuente (CERAI)

Fotografía portada: El Planerón (Belchite, Zaragoza) por Ricardo Gracia

Imprime: www.llardigital.com

ISBN: 978-84-947468-9-5

Estación Experimental de Aula Dei, octubre 2017

El contenido de los artículos que componen este libro es de exclusiva responsabilidad de los autores

ESTIMACIÓN DEL RENDIMIENTO ESPECÍFICO (Sy) APLICANDO TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

Sebastián Dietrich^{1*}, Jesús Carrera², Pablo A. Weinzettel y Leonardo Sierra²

¹ Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Eduardo J. Usunoff”, CONICET, Argentina.
sebadietrich@faa.unicen.edu.ar, web: <http://www.ihlla.org.ar>

² Grupo de hidrogeología (GHS UPC-CSIC). Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA). Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC),
jesus.carrera@idaea.csic.es, web: <http://www.idaea.csic.es/>

³ Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Eduardo J. Usunoff”. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC), Facultad de Agronomía, UNCPBA.
paw@faa.unicen.edu.ar

⁴ Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Eduardo J. Usunoff”, (CONICET), Argentina.
lsierra@faa.unicen.edu.ar

RESUMEN. El rendimiento específico (Sy, del inglés, *specific yield*) se define como el volumen medio de agua que puede ser drenado de un acuífero por unidad de descenso del nivel freático. Este parámetro es fundamental para estimar los recursos subterráneos. Sin embargo, la variación espacial de las propiedades de retención, la histéresis, la dependencia con la profundidad de la superficie freática y el drenaje diferido, hacen que su estimación sea compleja. En este trabajo se utilizó la tomografía de resistividad eléctrica para monitorear las variaciones del nivel freático y la humedad, de cuya integración pudo obtenerse Sy. El método fue aplicado en un sitio en Argentina durante el descenso de

la superficie freática desde los -1,48 hasta los -2,75 mbnt. Las resistividades fueron convertidas a valores de humedad y de su integración se obtuvieron las variaciones laterales de Sy. Se comprobó que algunas de las zonas, la humedad calculada presentaba valores anómalos los que fueron interpretados como artefactos del proceso de inversión numérica.

ABSTRACT. Specific yield (Sy) is defined as the mean volume of water that can be drained, per unit surface of aquifer per unit drop of head. This parameter is of vital importance for groundwater resources assessment. However, its estimation suffers

many drawbacks such as spatial variability of retention properties, hysteresis, dependence on depth to water table and delayed drainage. We applied electrical resistivity tomography to a site in Argentina to map soil water content during an aquifer head drop from 1,48 to 2,75 mbs. The integration of water content provided an estimation of Sy and its lateral variations. Some spurious calculated water contents may be attributed to inversion artifacts, some of which may be reduced by applying additional inversion constraints and or joint inversion algorithms.

1. INTRODUCCIÓN

El rendimiento específico (Sy), también llamado porosidad drenable, fue definido por Meinzer (1923) como el volumen medio de agua que puede ser drenado de un acuífero por unidad de descenso de carga hidráulica, de una columna de suelo o roca que se extiende desde la superficie hasta el nivel freático. Dado que su cuantificación es fundamental para evaluar los recursos hídricos en los acuíferos libres, el mismo Meinzer lo calificó, junto a la permeabilidad, como los dos parámetros hidrológicos de mayor significancia. A su vez, reconoció que la estimación de Sy es un problema sumamente complejo.

En condiciones de equilibrio, por encima del nivel freático se desarrolla un perfil de humedad cuya tensión matricial equivale a la altura por encima del mismo. Este perfil de humedad se desplaza verticalmente hacia arriba o hacia abajo de acuerdo a los movimientos de dicho nivel. El valor de Sy puede estimarse como la variación

en el volumen de agua entre los estados inicial y final (área sombreada en la Figura 1) y se expresa como

$$S_y = \frac{1}{h_2 - h_1} \int_{h_1}^{z_{top}} (\theta(h_2) - \theta(h_1)) dz = \theta_s - \theta_r \quad (1)$$

donde $\theta(h_1)$ y $\theta(h_2)$ son los contenidos de humedad en equilibrio cuando la superficie freática se encuentra en las posiciones h_1 y h_2 , respectivamente; z_{top} es el límite de integración superior que, en teoría, debería extenderse a la superficie pero que en la práctica puede utilizarse el plano de flujo cero.

Esta ecuación conduce a que, bajo condiciones ideales de flujo nulo y espesor infinito, Sy es igual a la porosidad drenable ($\theta_s - \theta_r$), lo cual puede no satisfacerse bajo una serie de condiciones que son frecuentes en ambientes naturales. Si el nivel freático se encuentra cercano a la superficie, el perfil de humedad no se desarrolla completamente y el valor de Sy obtenido será menor al teórico. La histéresis de la curva de retención implicará que el estado de humedad antecedente impactará en la cantidad de agua que pueda ser liberada con un mismo descenso del nivel freático. Tampoco es válida en condiciones de recarga, en las que el perfil de humedad no está en equilibrio y en aquellos casos en que el descenso del nivel freático es rápido. En este último caso, el perfil de humedad se retardará y se producirá un drenaje diferido.

Los ensayos de bombeo han sido el método de campo tradicional para la estimación de Sy. La experiencia pronto demostró que los valores obtenidos eran significativamente menores que los que predecía la Ec. (1). Esto motivó la me-

jora de las interpretaciones para incluir el efecto del drenaje diferido (Boulton, 1963; Neuman, 1975) e incluso el cálculo de la relación entre el volumen total bombeado y el volumen del cono de depresión (Nwankwor et al., 1984). Aun así, los valores de S_y que se obtienen dependen fuertemente de las suposiciones que se hagan, tales como, acuíferos isótropos, pozos totalmente penetrantes y, a su vez, depende de la duración del ensayo, la distancia a los pozos de observación, etc. (Neuman, 1979; Neuman, 1987; Moench, 1994). Por lo tanto, para lograr valores confiables de S_y , los ensayos deben ser lo suficientemente largos, lo que es costoso. Más aun, las interpretaciones tienden a ignorar la naturaleza heterogénea de los acuíferos, lo cual afecta la estimación del almacenamiento (Meier et al., 1998; Sanchez-Vila et al., 1999).

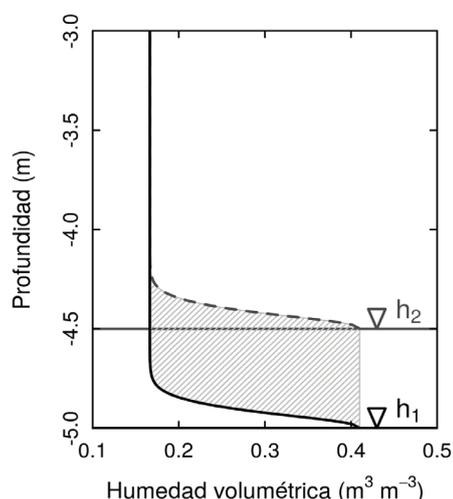


Fig. 1. Perfiles de humedad teóricos en condiciones de equilibrio para un suelo homogéneo calculados con los parámetros de van Genuchten (1980) para dos posiciones del nivel freático ($h_1 = -5,0$ m y $h_2 = -4,5$ m). El S_y se define idealmente como el área (superficie rayada) entre las dos curvas correspondientes a h_1 y h_2 .

Frente a estas dificultades, han surgido diversos métodos para la estimación de S_y . Uno de los más prometedores es el uso de la sonda de neutrones, el cual permite la obtención de un perfil de humedad, similar al de la Fig. 1, durante un ensayo de bombeo o durante un año hidrológico (Meyer, 1962; Silberstein et al., 2013). Sin embargo, el uso de esta herramienta está sumamente regulado ya que involucra una fuente de radiación.

Las variaciones en la gravedad en función del tiempo pueden ser utilizados para estimar S_y en los acuíferos libres. El principio subyacente es que las mismas son atribuidas a los cambios en el almacenamiento de estos acuíferos (Montgomery, 1971; Gehman et al., 2009), el cual permite la estimación de parámetros hidráulicos, incluido el S_y . La desventaja principal de este método es que requiere una variación mínima de 30 cm en el nivel freático para que las mediciones sean fiables. A su vez, debido a que realiza una integración en la vertical, no permite una discretización de S_y en esta dirección.

Los sondeos de resonancia magnética (MRS) prometen ser de los métodos más fiables en las investigaciones hidrogeológicas ya que las moléculas de agua generan una resonancia magnética que puede ser registrada (Legchenko and Valla, 2002). Si bien existe una sólida base teórica que relaciona el MRS con los parámetros hidráulicos, no se han propuesto relaciones cuantitativas entre ellos (Vouillamoz et al., 2007) y, por otro lado, las escalas de trabajo permitidas son de poco detalle. En pocas palabras, si bien es una técnica con un gran potencial, necesita de cierto desarrollo para que su utilización sea práctica (Legchenko et al., 2004).

Por otro lado, los métodos geoelectrónicos han sido ampliamente utilizados para caracterizar la dinámica del flujo en la zona no saturada (Binley et al., 2002; Dietrich et al., 2014; Wherer and Slater, 2015), y para estimar los parámetros hidráulicos (Revil and Cathles 1999) y de transporte (Vanderborght and Vereecken, 2001; Singha and Gorelick, 2006). Sin embargo, su utilización para la estimación de Sy es limitada (Frohlich and Kelly, 1988; Tizro et al., 2012).

Por lo tanto, el objetivo de este trabajo es aplicar la tomografía de resistividad eléctrica (TRE) para la estimación de Sy considerando la zona no saturada y el acuífero como un único sistema totalmente interrelacionado.

2. SITIO DE ESTUDIO

El estudio fue llevado a cabo en una travesía localizada en un área rural cercana a la ciudad de Azul, provincia de Buenos Aires, Argentina ($36^{\circ}46' S$, $59^{\circ}53' W$; Fig. 2). La región se compone de una gruesa cubierta de loess que constituye el material parental de los suelos actuales. Toda la región se caracteriza por relieves muy planos dando origen a un típico sistema hidrológico de llanuras (Usunoff et al., 1999).

El suelo se clasifica como un Paleudol petrocálcico de acuerdo al Soil Survey Staff (1999). El mismo se extiende hasta los 104 cm a partir de donde, se desarrolla un horizonte petrocálcico de 30 cm de espesor, aproximadamente. Por debajo de este horizonte, el subsuelo se compone de sedimentos loésicos de tamaño limo, con importante contenido de $CaCO_3$ e intercalaciones arcillosas. Estos sedimentos componen el acuífero Pampeano que se com-

porta como libre en su porción superior. La presencia de las intercalaciones arcillosas le confiere una fuerte anisotropía vertical y un comportamiento de tipo semiconfinado, el cual se acrecienta con el aumento de la profundidad (Varni y Usunoff, 1999).

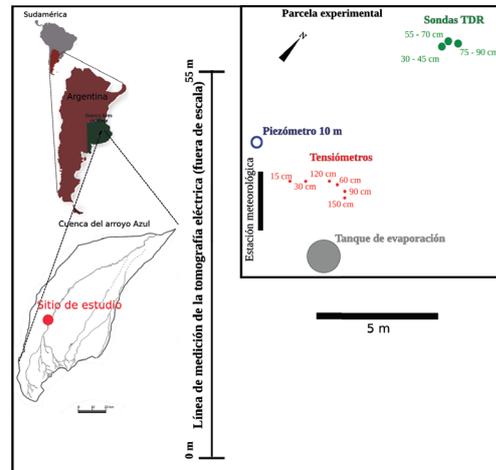


Fig. 2. Ubicación del sitio de estudio y detalle de la parcela experimental.

Se dispone de una parcela experimental equipada con tensiómetros, para medir el potencial hidráulico total, y sondas TDR para la humedad volumétrica. Los tensiómetros se ubican a las profundidades de 15, 30, 60, 90, 120 y 150 cm y las sondas TDR en los intervalos 30-45, 55-70 and 75-90 cm. En el sitio también existe una perforación de 10 m de profundidad, con filtro entre los 8 y 10 m.

3. METODOLOGÍA

La metodología propuesta consta de tres pasos:

- 1) Relevamiento con tomografías de resistividad eléctrica (TRE) de lapso de tiempo (*time lapse*) durante el descenso del nivel freático
- 2) Obtención de la humedad volumétrica a partir de la resistividad
- 3) Estimación del S_y a partir de las diferencias observadas en los perfiles de humedad volumétrica y los niveles freáticos

Las TRE fueron llevadas a cabo junto a la parcela experimental (Fig. 2) mientras se producía un descenso prácticamente monótono del nivel freático, desde los -1,48 hasta los -2,75 m (Fig. 2). Se realizaron dos tomografías eléctricas, una al comienzo del periodo de estudio y otra en los momentos finales del mismo. Las mismas fueron llevadas a cabo utilizando un equipo AGI SuperSting R1/IP equipado con 56 electrodos pasivos. Se utilizó la configuración de Schlumberger y los electrodos fueron situados con una separación de 5 m. En total, cada tomografía implicó la adquisición de 488 datos, los cuales se distribuyeron en 10 niveles de pseudosección. La sección resultante fue recortada a 55 m de longitud y 4 m de profundidad. Cada valor de resistividad aparente se consigue seleccionando automáticamente cuatro electrodos, dos que son utilizados para la inyección de corriente y dos para la medición del potencial. Para asegurar la calidad del dato adquirido, el equipo fue configurado para que realizara dos mediciones en sentidos opuestos por cada cuadripolo. Si la diferencia entre ambas medidas superaba el 2%, la medida se repetía hasta conseguir que el error entre ambas fuera menor.

Los datos de resistividad aparente recolectados en el campo deben ser invertidos para obtener un dato de resistividad verdadera. Previamente, los datos son filtrados de acuerdo a los siguientes criterios: voltaje mínimo (0,2 mV), relación entre voltaje mínimo y corriente inyectada ($V/I = 0,0005 \Omega$), mínima resistividad aparente (1 ohm m) y máxima resistividad aparente (10000 ohm m).

Para la inversión se utilizó el código EarthImager 2D (Advanced Geosciences Inc., 2005). La misma consiste en encontrar un modelo de resistividades verdaderas cuyas resistividades aparentes calculadas puedan explicar los datos medidos. Se utilizó un método de inversión denominado robusto que es poco sensible a los datos ruidosos, con el método de minimización Gauss-Newton. La inversión siguió el esquema de lapso de tiempo según el cual el modelo de resistividad verdadera correspondiente al primer tiempo es utilizado como modelo inicial de la siguiente tomografía. De esta manera se logra reducir los artefactos matemáticos que pudieran generarse durante la inversión (Miller et al., 2008).

Para convertir los datos de resistividad en contenidos de agua, se utilizó una versión modificada de la Ley de Archie (1942), propuesta por Shah y Singh (2005);

$$\frac{1}{F} = c\theta^n \quad (2)$$

donde F es el factor de formación que expresa la relación entre resistividad del agua de poro y la resistividad aparente o global,

c y n son parámetros empíricos que se relacionan con la conductividad superficial de los sólidos y la tortuosidad del espacio poral, respectivamente. Dietrich et al. (2014) obtuvieron parámetros experimentales para esta ecuación. Los valores utilizados para c y n en este trabajo fueron 2,45 y 2,14, respectivamente. La resistividad del agua de poro fue de 6,06 ohm m, la cual fue medida en el pozo de observación de la parcela.

Finalmente, la estimación de S_y se consiguió utilizando la Ec. (1), que consiste en integrar el perfil de humedad resultante de las tomografías eléctricas desde la superficie freática hasta el plano de flujo cero, para obtener el volumen de agua. Luego, la diferencia entre ambos volúmenes es el valor de S_y . El plano de flujo cero fue determinado en base a la información proveniente de los tensiómetros.

4. RESULTADOS

En la Fig. 3 se muestra la evolución de la superficie freática y los momentos en que se realizaron las tomografías.

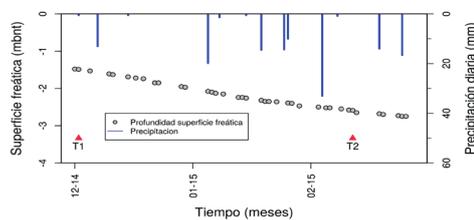


Fig. 3. Descenso de la superficie freática durante el periodo de estudio seleccionado. Se indican las precipitaciones y los momentos en que fueron realizadas las tomografías.

La precipitación acumulada durante el periodo fue de 138,9 mm. Se observa que el descenso del nivel es prácticamente monótono y las precipitaciones no han producido recargas importantes. Es posible corroborar este hecho a partir de los datos de tensiometría registrados durante el periodo de estudio (Fig. 4).

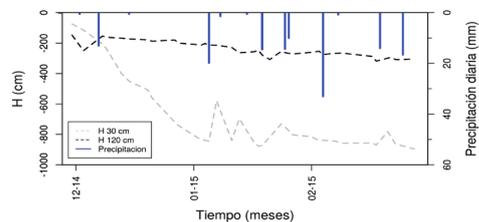


Fig. 4. Variación del potencial hidráulico total (H) en función de las precipitaciones. Se muestra la evolución de H a 30 y 120 cm de profundidad.

En los ambientes de llanura húmeda como el que aquí se analiza, el potencial hidráulico total (H) a 120 cm de profundidad indica los momentos en los que se produce una recarga. La evolución de H a los 120 cm (Fig. 4) corrobora la ausencia de recargas por el hecho de que las precipitaciones no han producido un aumento de esta variable, mostrando que el frente de humedad no alcanzado dicha profundidad y que el perfil se ha desecado lentamente. A los 30 cm, en cambio, la desecación es más importante debido a la fuerte evapotranspiración, lo que se refleja en los bajos valores de H. Se observa también que las precipitaciones sólo han producido pequeños aumentos de H a esta profundidad.

La Fig. 5 muestra el modelo de distribución de resistividades verdaderas para los dos momentos indicados en la Fig. 3, correspondientes al inicio y al final del pe-

riodo de estudio. Se indica en cada una de ellas la posición de la superficie freática.

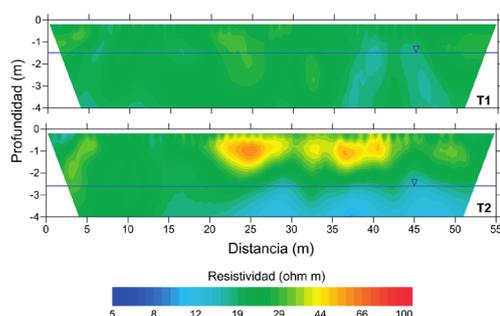


Fig. 5. Modelos de distribución de resistividades verdaderas para dos momentos correspondiente al principio y final del periodo de estudio. Se indica la posición de la superficie freática.

Es posible observar un aumento general de las resistividades por encima del nivel freático como consecuencia del drenaje de la zona no saturada y, en menor medida, la evapotranspiración, que actúa en la parte superior del perfil (Fig. 4). En algunas zonas, sin embargo, el contenido de humedad prácticamente no varía. También, el modelo indica un descenso de las resistividades verdaderas por debajo de la superficie freática.

La Fig. 6 muestra la evolución de la humedad volumétrica obtenida a partir de las mediciones de resistividad, utilizando la Ec. (2).

Como lo anticipaba el modelo de resistividades verdaderas, se aprecia una disminución de los contenidos de humedad especialmente en la porción superior del perfil hasta los 2 m de profundidad. Asimismo, algunas zonas muestran un humedecimiento respecto del estado inicial (porcentajes de variación negativos), que se aprecia mayormente por debajo de la

superficie freática. Este hecho podría atribuirse a un aumento de las salinidades del agua subterránea producto del lavado de sales del perfil de suelo. Sin embargo, las mediciones de conductividad en el pozo ubicado en la parcela indican que la misma no ha variado en forma significativa. En cambio, estos valores anómalos bien pueden atribuirse a artefactos de la propia inversión.

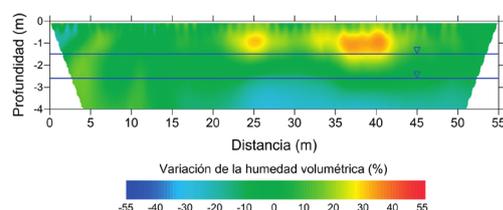


Fig. 6. Porcentaje de variación de la humedad entre el principio y el final del periodo de estudio. Los contenidos de humedad fueron calculados en base al modelo de distribución de las resistividades verdaderas. Se indican las posiciones de la superficie freática en los momentos en que se realizaron las tomografías.

En la Fig. 7 se han volcado los valores de humedad medios calculados a partir de las tomografías en función de los medidos con TDR. En el caso de los valores calculados a partir de las tomografías, se muestran las medias correspondientes a la misma profundidad en la que se encuentran las sondas TDR junto con sus coeficientes de variación. La pendiente menor a uno de la recta de regresión, implica que las bajas humedades fueron sobreestimadas mientras que las altas humedades están subestimadas. Este alejamiento del ideal es mayor en la zona de las bajas humedades. No obstante estas discrepancias, se observa que las humedades calculadas son

sensibles a los cambios observados en el contenido de humedad.

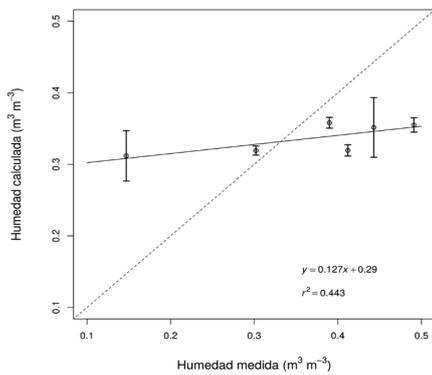


Fig. 7. Comparación entre la humedad calculada a partir del modelo de resistividades verdaderas y las medidas con TDR. Se graficaron las medias correspondientes a las profundidades en las que se tenían sondas TDR y los coeficientes de variación. Se muestra la recta de regresión lineal y la recta con pendiente igual a uno.

Considerando válidas las humedades calculadas, fue posible estimar S_y integrando la humedad desde el plano de flujo cero (120 cm de profundidad) hasta la superficie freática y restando, posteriormente, los volúmenes de agua resultantes de dicha integración, según la Ec. (1). En la Fig. 8 se muestra la variación lateral de S_y , calculada de esta manera.

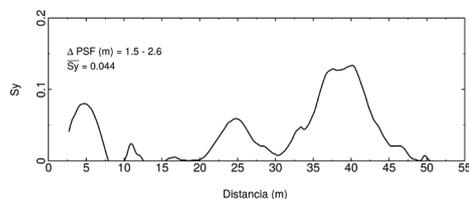


Fig. 8. Estimación del rendimiento específico (S_y) para la transecta de 55 m. El valor calculado corresponde a la zona de variación de la superficie freática (Δ PSF). Se indica el valor media de todas las estimaciones.

El promedio de las estimaciones para el S_y ronda el 4%. Estudios previos realizados en esta misma zona de estudio por Weinzettel et al. (2005) y Varni et al. (2013), dieron como resultados valores de 7 y 9 %, respectivamente, lo cual denota la gran coherencia con los resultados aquí obtenidos. En principio, las variaciones de S_y responden a diferencias en la conductividad hidráulica de los sedimentos, que permiten un drenaje más o menos rápido conforme se produce un descenso de la superficie freática.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se emplearon dos perfiles de humedad, calculados a partir de dos relevamientos con tomografía eléctrica, para estimar las variaciones laterales del rendimiento específico, S_y . Las mismas fueron llevadas a cabo durante el descenso de la superficie freática desde los 1,5 a 2,7 m por debajo de la superficie. La ventaja principal de este método es la cobertura bidimensional del subsuelo que permite involucrar las diferencias litológicas que tienen estrecha relación con la conductividad hidráulica, la que determina la facilidad con la que la zona no saturada es capaz de drenarse a partir de un descenso de la superficie freática. Por lo tanto, se considera que el uso de esta herramienta es sumamente prometedor para la estimación de este parámetro cuya importancia es fundamental en la hidrología subterránea.

Sin embargo, el método tiene algunos problemas que podrían dividirse en tres: los problemas propios de la inversión, los referidos a la relación petrofísica para convertir resistividad en humedad y relacionados con la definición propia del S_y .

Respecto de la inversión, se comentó, en oportunidad de las Figs. 5 y 6, que el resultado mostró un descenso de las resistividades por debajo de la superficie freática, las cuáles carecen de sustento ya que el contenido de agua no debería variar en esta zona. Se dedujo entonces que se trata de artefactos del propio proceso de inversión. Se utilizó una inversión del tipo *time-lapse*, donde el resultado de la primer tomografía es usado como modelo inicial de la segunda, para intentar minimizar la aparición de efectos espurios. Sin embargo, se evidenció que no fue posible eliminarlos mediante esta técnica. Al respecto, el uso de inversiones conjuntas (*joint inversión*) podría proporcionar mejoras sustanciales en la inversión, proporcionando mayores restricciones al resultado de la inversión. La misma consiste en la inversión simultánea de dos conjuntos de datos combinados, los cuales provienen de dos fuentes diferentes, y obtener dos modelos que expliquen los dos conjuntos de datos (Haber y Oldenburg, 1997).

Respecto de la ley de Archie, utilizada para convertir la resistividad en humedad, algunos autores (Singha y Gorelick, 2006) sostienen que, dada la regularización (suavizado del modelo de resistividades verdaderas) que se utiliza para restringir el número de posibles respuestas durante el proceso de inversión, no es apropiado la utilización de este tipo de relaciones obtenidas en laboratorios para aplicar sobre el modelo final. Esto podría explicar las discrepancias observadas entre los datos medidos y los cálculos (Fig. 7) que contribuye a la incertidumbre en el cálculo final de S_y .

El tercer problema se relaciona con la definición misma de S_y . El valor que puede ser estimado depende de tres importantes condiciones: profundidad de la

superficie freática, histéresis de la curva de retención y velocidad de desplazamiento de la superficie freática. De modo que el valor de S_y varía no sólo espacialmente sino que lo hace también temporalmente, dependiendo no sólo de las propiedades hidráulicas. En este sentido, la tomografía eléctrica es un método sumamente prometedor, ya que permite estudiar en forma la zona no saturada y el acuífero como un único sistema.

Agradecimientos. Este trabajo se desarrolló con fondos del proyecto PICT 1805/2014, financiado por la ANPCyT. Fondos adicional provinieron del proyecto PID 0075/2011, financiado por la ANPCyT y el COHIFE.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Advanced Geosciences., 2005. EarthImager 2D, resistivity and IP inversion software, version 2.2.8. Instruction manual. Advanced Geosciences, Austin, TX. 139 p.
- Archie, G., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Min. Metal. Eng.*, 146,54–62.
- Binley, A., Cassiani, G., Middleton, R. y Winship, P., 2002. Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging. *J. Hydrol.*, 267, 147–159.
- Boulton, N., 1963. Analysis of data from non-equilibrium pumping tests allowing for delayed yield from storage. *Proc. Inst. Civil. Eng.* 26, 469–482.
- Dietrich, S., Weinzettel, P. y Varni, M., 2014. Infiltration and drainage analysis in a heterogeneous soil by electrical resistivity tomography. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 78,1153–1167.
- Fowler, D. y Moysey, S., 2011. Estimation of aquifer transport parameters from resistivity monitoring data within a coupled inversion framework. *J. Hydrol.*, 409, 545–554.
- Frohlich, R. y Kelly, W., 1988. Estimates of specific yield with the geoelectric resistivity method in glacial aquifers. *J. Hydrol.*, 97(1–2), 33–44.

- Gehman, C., Harry, D., Sanford, W., Stednick, J. y Beckman, N., 2009. Estimating specific yield and storage change in an unconfined aquifer using temporal gravity surveys. *Water Resour. Res.*, 45, W00D21.
- Kowalsky, M., Finsterle, S. y Rubin, Y., 2004. Estimating flow parameter distributions using ground-penetrating radar and hydrological measurements during transient flow in the vadose zone. *Adv. Water Res.*, 27, 583–599.
- Kowalsky, M., Finsterle, S., Peterson, J., Hubbard, S., Rubin, Y., Majer, E., Ward, A. y Gee, G., 2005. Estimation of field-scale soil hydraulic and dielectric parameters through joint inversion of GPR and hydrological data. *Water Resour. Res.*, 41: W11425.
- Haber, E. y Oldenburg, D., 1997. Joint inversion: a structural approach. *Inverse Problems*, 13, 63–77.
- Legchenko, A. y Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. *J. Appl. Geoph.*, 50, 3–19.
- Legchenko, A., Baltassat, J., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H. y Vouillamoz, J., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. *Ground Water*, 42(3), 363-373.
- Meier, P., Carrera, J. Y Sanchez-Vila, X., 1998. An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formation. *Water Resour. Res.*, 34(5), 1011-1025.
- Meinzer, O. (1923) Outline of ground-water hydrology With definition. *U.S. Geol. Survey Water Supply Paper 494*, Govt. Printing Office, Washington, 71 pp.
- Meyer, W., 1962. Use of a neutron moisture probe to determine the storage coefficient of an unconfined aquifer: *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-E*: 174–176.
- Moench, A., 1994. Specific yield as determined by type curve analysis of aquifer test data. *Ground Water*, 32(6), 949-957.
- Montgomery, E., 1971. Determination of coefficient of storage by use of gravity measurements. PhD Thesis, University of Arizona at Tuscon, p. 144.
- Neuman, S., 1975. Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resour. Res.*, 11(2), 329-342.
- Neuman, S., 1979. Perspective on 'delayed yield'. *Water Resour. Res.*, 15(4), 899-908.
- Neuman, S., 1987. On methods of determining specific yield. *Ground Water*, 25(6), 679-684.
- Nwankwor, G., Cherry, J. Y Gillham, R., 1984. A comparative study of specific yield determinations for shallow sand aquifer. *Ground Water*, 22(6), 764-772.
- Revil, A. y Cathies III, L., 1999. Permeability of shaly sands. *Water Resour. Res.* 35(3), 651-662.
- Sanchez-Vila, X., Meier, P, y Carrera, J., 1999. Pumping tests in heterogeneous aquifers: An analytical study of what can be obtained from their interpretation using Jacob's method. *Water Resour. Res.*, 35(4), 943-952.
- Shah, P., Singh, D., 2005. Generalized Archie's law for estimation of soil electrical conductivity. *J. ASTM Int.*, :2.
- Singha, K. y Gorelick, S., 2005. Effects of spatially variable resolution on field-scale estimates of tracer concentration from electrical inversions using Archie's law. *Geophys.*, 71, G83-G91.
- Silberstein, R., Dawes, W., Bastow, T., Byrne, J. y Smart, N., 2013. Evaluation of changes in post-fire recharge under native woodland using hydrological measurements, modelling and remote sensing. *J. Hydrol.*, 489, 1-15.
- Soil Survey Staff., 1999. Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. *Agric. Handbook 436*, 2nd. ed. NRCS-USDA. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC. 869 p.
- Tizro, A., Voudouris, K. y Basami, Y., 2012. Estimation of porosity and specific yield by application of Geoelectrical method – A case study in western Iran. *J. Hydrol.*, 454–455, 160–172.
- Usunoff, E., Varni, M., Weinzettel, P. y Rivas, R., 1999. Hidrogeología de grandes llanuras: La pampa húmeda Argentina. *Boletín Geológico y Minero.*, 110, 391–406.
- Vanderborcht, J. y Vereecken, H., 2001. Analyses of locally measured bromide breakthrough curves from a natural gradient tracer experiment at Krauthausen. *J. Contam. Hydrol.*, 48, 23–43.
- Varni, M., y Usunoff, E., 1999. Simulation of regional-scale groundwater flow in the Azul River basin, Buenos Aires Province, Argentina. *Hydrogeol. J.*, 7, 180–187.
- Varni, M., Comas, R., Weinzettel, P. y Dietrich, S., 2013. Application of water table fluctuation method to characterize the groundwater recharge in the Pampa plain, Argentina. *Hydrol. Sci. J.*, 58(7), 1445–1455.

- Vouillamoz, J., Baltassat, J., Girard, J., Plata, J. y Legchenko, A., 2007. Hydrogeological experience in the use of MRS. *Boletín Geológico y Minero*, 118(3: special issue on MRS): 385–400.
- Vozoff, K. y Jupp, D., 1975. Joint inversion of geophysical data. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 42, 977-991.
- Zhdanov, M., Gribenko, A., Wilson, G. y Funk, C., 2012. 3D joint inversion of geophysical data with Gramian constraints: A case study from the Carrapateena IOCG deposit, South Australia. *The Leading Edge*, 31(11), 1382-1388.
- Wehrer, M. y Slater, L., 2015. Characterization of water content dynamics and tracer breakthrough by 3-D electrical resistivity tomography (ERT) under transient unsaturated conditions. *Water Resour. Res.*, 51, 97–124.
- Weinzettel, P., Usunoff, E. y Vives, L., 2005. Groundwater recharge estimations from studies of the unsaturated zone. In: Bocanegra, E., Hernandez, M. & Usunoff, E. (eds). *Groundwater and human development*. Leiden: Balkema.