

CÁLCULO DE LA RECARGA MEDIANTE LA APLICACIÓN DE LA ECUACIÓN DE DARCY EN LA ZONA NO SATURADA

P. A. Weinzettel y E. J. Usunoff

Instituto de Hidrología de Llanuras - C.C. 44 - 7300 Azul - Bs. As. - Argentina - paw@faa.unicen.edu.ar

RESUMEN

En este trabajo se expone la aplicación del método de cálculo del flujo al acuífero mediante la aplicación de la ecuación de Darcy a la zona no saturada, considerando un plano de flujo a los 120 cm de profundidad. La conductividad hidráulica en función de la humedad, $K(\theta)$, se obtuvo mediante un ensayo de drenaje interno.

Palabras clave: Recarga, Llanuras, Balance hídrico-edáfico, Provincia de Buenos Aires

INTRODUCCIÓN

Se define en este trabajo a la recarga, como la “recarga efectiva”, que es el agua que percola a través del límite inferior de la zona no saturada, llega al acuífero freático, y produce ascensos medibles del nivel freático (Sophocleous, 1991). Además de la abundancia de las lluvias, la magnitud de la recarga es controlada ampliamente por las características hidráulicas de la zona no saturada, por la vegetación, por la profundidad del nivel freático y por la presencia de flujos preferenciales (Townley, 1998). Debe señalarse que la zona de estudio se ubica en un ambiente hidrológico de llanura, cuyas características difieren marcadamente de aquellas de escenarios hidrológicos típicos (Usunoff et al., 1999) particularmente por el papel fundamental de los procesos de flujo y transporte en la zona no saturada.

Para estimar la recarga se utilizó el método de cálculo del flujo al acuífero mediante la aplicación de la ecuación de Darcy a la zona no saturada. Para esto se consideró un plano de flujo a los 120 cm de profundidad, teniendo en cuenta que la zona de exploración de las raíces, por el tipo de vegetación presente, llega en la zona de estudio a unos 70 - 80 centímetros de profundidad.

Las mediciones se realizaron en una de tres parcelas experimentales ubicadas sobre suelo Argiudol Típico (Soil Survey Staff, 1996) en la cuenca del arroyo del Azul. Tal cuenca se encuentra en el centro de la provincia de Buenos Aires, Argentina, y tiene una extensión areal de unos 6000 km². Aproximadamente una tercera parte del área está cubierta por ese tipo de suelos,

que coinciden, por una parte con la zona topográficamente más alta de la cuenca, y por otra parte con la zona de mayor recarga al acuífero regional, (Varni et al., 1997).

En el sector, el suelo está formado superficialmente por un horizonte A1 desde 0 a 9 cm de profundidad, con textura franca, y un horizonte A2 desde los 9 a los 18 cm de profundidad de textura franco arcillosa. Desde los 18 a los 35 cm se presenta un horizonte Bt1, arcilloso (54% de arcilla), y desde los 35 a 43 cm un horizonte Bt2 de textura también arcillosa. De 43 a 66 cm se encuentra un horizonte BCk arcillo limoso, y de 66 a 104 cm presenta un horizonte Ck franco limoso, a 104 cm se observa un horizonte 2Ck muy firme de unos 5 cm de espesor, por debajo se encuentra loes franco limoso a partir del cual se ha originado el perfil de suelo. El perfil presenta signos de drenaje moderadamente bueno. Se presentan niveles concrecionales discontinuos de CaCO₃ (tosca).

METODOLOGÍA

Para llevar a cabo las mediciones se instalaron en la parcela tensiómetros a 30, 60, 90 y 150 cm de profundidad, y un tubo de acceso para la medición de humedad con sonda TDR (Time Domain Reflectometry, Troxler Sentry 200 AP). Se realizaron mediciones diarias de la tensiometría, y de la freaticimetría, mientras que con frecuencia aproximadamente semanal se midió el contenido de humedad del suelo cada 10 cm. El período de mediciones de tensión y humedad comienza el 21 de octubre de 1998 y finaliza el 30 de septiembre de 2000, totalizando 711 días.

El cálculo del flujo total al acuífero en el periodo considerado para los 120 cm de profundidad, se determinó mediante la integración del flujo diario a través de ese plano. El flujo fue determinado por la aplicación de la ecuación de Darcy para flujo no saturado:

$$q = - K(\theta) \cdot \nabla H$$

dónde q es el flujo a través del plano a 120 cm de profundidad, $K(\theta)$ es la conductividad hidráulica en función de la humedad a 120 cm, y ∇H es el gradiente hidráulico calculado en este caso en base en las mediciones obtenidas diariamente de los tensiómetros de 90 y 150 cm de profundidad.

De todos los términos de la ecuación el más difícil de medir es la $K(\theta)$; para su obtención se realizó un ensayo de drenaje interno (Hillel et al., 1972; Villagra, 1992) de una duración de 30 días. Dicho ensayo consistió en saturar totalmente el perfil de suelo, luego cubrir el sector para evitar la evaporación, midiendo a posteriori las variaciones de humedad y de tensión que se producían por el drenaje de agua en el perfil. A partir del citado ensayo se obtuvo una ecuación exponencial que relaciona la conductividad hidráulica con la humedad del suelo para los 120 cm de profundidad. Los valores de humedad obtenidos entre mediciones consecutivas, fueron promediados para obtener un registro continuo de humedad para todo el período a la profundidad de 120 cm.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Siguiendo la metodología de Villagra (1992), basada en Hillel et al. (1972), y usando los datos de campo de humedad y tensión, se obtuvieron las correspondientes ecuaciones de regresión para la aplicación del método. La $K(\theta)$ obtenida para la profundidad de 120 cm, en el primer día de drenaje fue de 8.33 mm/día. La baja conductividad hidráulica matricial del suelo en el sector de la parcela experimental, se reflejó en la escasa variación del contenido de agua del perfil de suelo hasta los 120 cm de profundidad en los 30 días en que la parcela estuvo cubierta y en drenaje.

El gráfico de la Figura 1 permite comparar la freaticimetría y la pluviometría con el gradiente hidráulico, con la variación de almacenamiento y finalmente con el flujo que se produce a través del nivel de 120 cm. En el freaticograma de paso diario puede apreciarse que se presentan esencialmente cinco eventos bien definidos de recarga (el último evento comprende una serie de ascensos del nivel freático), de los cuales el del otoño de 1999 y el del verano-otoño de 2000 son los más relevantes, con ascensos del nivel freático de más de un metro.

El gradiente hidráulico entre los 90 y 150 cm de profundidad (Figura 1b), permite observar dos sectores con gradiente hidráulico positivo (flujo ascendente) coincidentes con las épocas estivales de mayor evaporación, y un período de gradientes negativos (flujo descendente) que es coincidente con la época invernal, y con los momentos de posibles recargas.

De la aplicación de la ecuación de Darcy para flujo no saturado se obtuvo el flujo diario para el período de estudio, el que se grafica en la Figura 1d. Se advierte que las mayores recargas se encuentran centralizadas en el otoño de 1999 y fin del verano a principio del otoño de 2000. Por razones de escala no se observan claramente en el gráfico de flujo los otros tres eventos de recarga ocurridos en el período. Algunos ascensos del nivel freático como el ocurrido el 1 de febrero de 1999, de 30 cm, se produjeron sin haberse completado totalmente el almacenamiento del suelo (así se desprende al comparar las Figuras 1a y 1c). Algo similar ocurre con la recarga ocurrida el 6 de diciembre de 1999 cuando el nivel freático ascendió 8 cm, nuevamente sin estar completo el almacenamiento del suelo. Este último tipo de flujo hacia el acuífero se produce por vías preferenciales que permiten el "bypass" de la matriz del suelo. La presencia de flujos preferenciales ha sido observada para la misma parcela mediante el muestreo de agua de la zona no saturada hasta los 150 cm de profundidad con cápsulas de succión, y con posterior análisis del ión cloruro (Weinzettel y Usunoff, 1998). Por otra parte, ensayos con un infiltrómetro de tensión también han arrojado valores elevados de macroporosidad para la primera parte del perfil de suelo (Weinzettel y Usunoff, 1999a). Además, el comportamiento de los gradientes hidráulicos, para un período de tiempo anterior al aquí considerado, refuerzan la idea de la presencia de macroporosidad en el sector (Weinzettel y Usunoff, 1999b). Se hace notar que estas recargas sin completar el almacenamiento se producen luego de momentos en que el perfil ha perdido humedad por evapotranspiración, lo cual puede deberse a algún mecanismo, posiblemente vinculado a la composición de las arcillas presentes en el suelo, que, al perder humedad, producen vías preferenciales de flujo, por contracción. Por esto último los valores aquí calculados para la recarga, al estar vinculados al transporte matricial, significan una fracción a la que deberá sumarse una recarga secundaria debida a flujo a través de vías preferenciales.

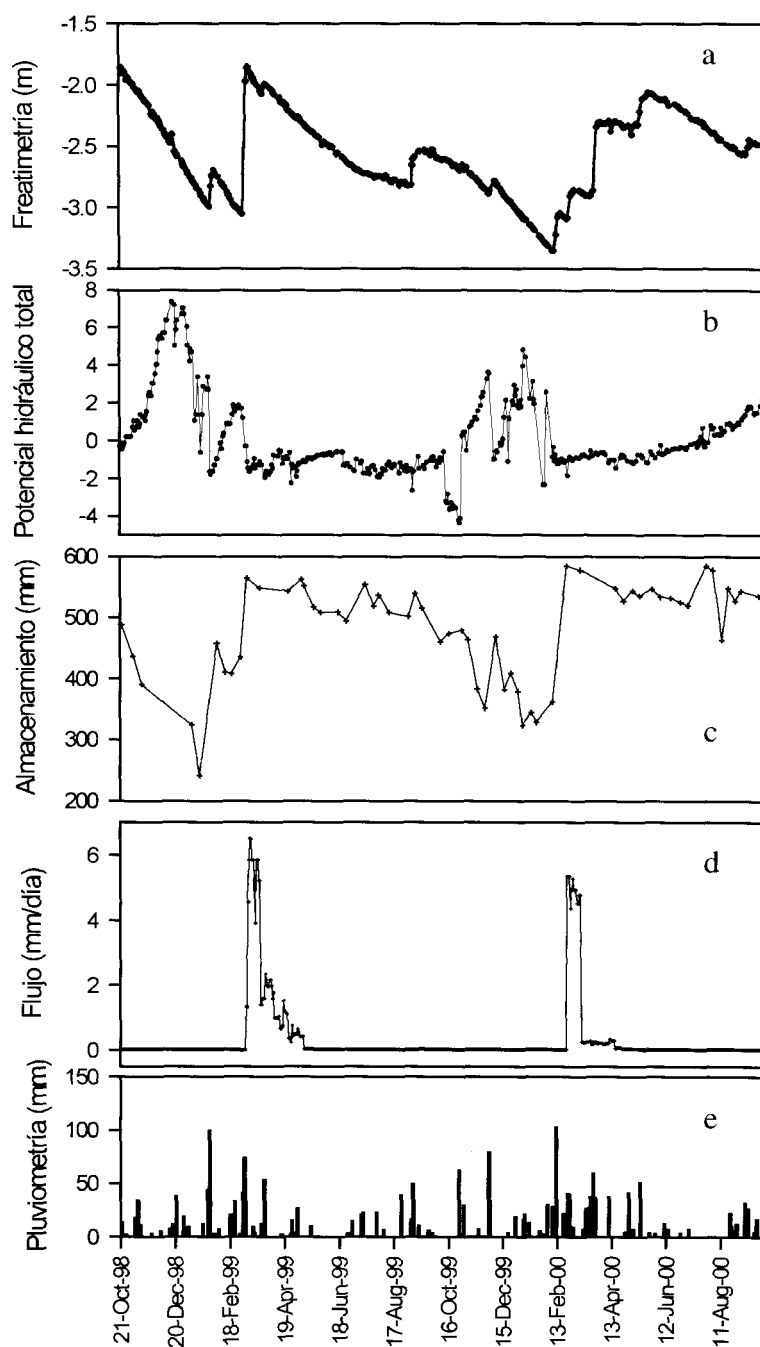


Figura 1. Comparación entre la freaticimetría y la pluviometría: (a), gradiente hidráulico total entre 90 y 150 cm (b), almacenamiento hasta los 120 cm (c), flujo a través del plano de 120 cm de profundidad (d) y la lluvia caída (e).

El cálculo de la recarga mediante la aplicación del método descrito arroja un valor para el período considerado de 216.3 mm, que, si se tiene en cuenta la precipitación caída de 1936 mm, representa en términos porcentuales un 11.15 % de la lluvia, con una marcada concentración en el otoño.

Las escasas lluvias caídas en el invierno de 1999 y de 2000 sólo ayudaron a mantener al nivel freático en una posición no del todo depletiva, y no ocasionaron recargas significativas, pese a mantenerse el gradiente hidráulico total cercano a la unidad (Figura 1b). El almacenamiento de agua en el suelo también se mantuvo suficientemente completo (Figura 1c) debido a la escasa evapotranspiración de ese período. El escurrimiento en el sector se ha considerado prácticamente nulo, pues para precipitaciones intensas se ha observado sólo un ligero encharcamiento en depresiones; este agua infiltra lentamente o, en condiciones climáticas apropiadas, es mayormente evaporada.

Con respecto a la posición de la franja capilar, se supone que ha alcanzado la zona del tensiómetro de 150 cm solamente en el comienzo del período y cuando se produjeron los mayores eventos de recarga, por lo que las mediciones no se han visto afectadas en este sentido.

El valor obtenido para la recarga ha sido satisfactorio si se lo compara con otras metodologías de cálculo para este sector de la cuenca. El método de balance de ión cloruro arroja para el mismo sector de estudio un valor de aproximadamente 10 % para una serie de 6 años de mediciones. No obstante, se debe tener en cuenta que la recarga estimada en este trabajo ha sido calculada para un período relativamente corto de 711 días y para un determinado tipo de suelo. Obviamente no se pretende con la aplicación del método utilizado obtener un valor de recarga exacto, ya que el método no escapa a las limitaciones e incertidumbres de cualquier otro método de cálculo. En este sentido se coincide con Samper Calvete (1998), en que es recomendable utilizar varios métodos de cálculo de la recarga ya que no existe un método de evaluación que con carácter universal sea manifiestamente superior al resto. En la aplicación del método descrito, el cálculo de la K se prefirió obtener mediante un ensayo de campo, el cual es engorroso y no escapa a posibles errores, en el sentido, como ya se indicó, en que la baja conductividad hidráulica del suelo hace que el drenaje sea muy lento y se deban detectar pequeñas variaciones de tensión y de humedad. La obtención de la función $K(\theta)$ a través de otros métodos, como ser determinaciones a partir de las curvas de retención del suelo (van Genuchten, et. al, 1991; Nandagiri y Prasad, 1995), puede ayudar a validar los valores de $K(\theta)$ obtenidos por el método de drenaje interno, y aún mejorar las determinaciones si se utilizan funciones de retención que tengan en cuenta la presencia de sistemas porales secundarios (Durner, 1994).

El detalle de las mediciones realizadas permitió hacer un balance para obtener una estimación de la evapotranspiración ocurrida en el período. Para esto se aplicó la ecuación para el balance de agua en el suelo:

$$P = Et + I + Q + \Delta S$$

dónde: P es la lluvia, Et es la evapotranspiración real, I es la recarga, Q el flujo superficial

(considerado nulo) y ΔS la variación del almacenamiento del suelo hasta los 120 cm. Si se considera que la ΔS obtenida para el período fue de 77.5 mm, de la aplicación de la ecuación despejando E_t se obtiene un valor de evapotranspiración de 1642 mm, lo que representa un 84.8 % de la lluvia caída en el sector de estudio.

CONCLUSIONES

La aplicación de la ecuación de Darcy a la zona no saturada ha permitido la obtención de un valor de la recarga para la zona dominada por un tipo de suelo conspicuo en la región central de la provincia de Buenos Aires. También ha servido para tener un mejor conocimiento acerca de los momentos en que dichos eventos de recarga se producen.

Los valores obtenidos significan un avance en el cálculo de la recarga para la zona de estudio, ya que se ha utilizado una metodología diferente a las anteriormente empleadas en la cuenca del arroyo del Azul. También permite contrastar los resultados con los obtenidos mediante otros métodos de cálculo, a fin de obtener el valor de la recarga más cercano a la realidad. El valor de recarga obtenido es del 11.15 % de un total de 1936 mm de lluvias registradas durante el período de mediciones. Este valor es una fracción de la recarga total, ya que no se han cuantificado los flujos ocurridos por vías preferenciales. Por otra parte, se ha obtenido por aplicación de la ecuación de balance en el suelo un valor estimado de evapotranspiración para el período en cuestión de 84.8 % de la precipitación.

BIBLIOGRAFÍA

- Durner, W., 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research*, 30:211-223.
- Hillel, D., Krentos, V.D. y Stylianou, Y., 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science*, 114:395 - 400.
- Nandangiri, L y Prasad, R., 1995. Field evaluation of unsaturated hydraulic conductivity models and parameter estimation from retention data. *Journal of Hydrology*, 179:197-205.
- Samper Calvete, F., 1998. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante balances de agua: utilización calibración e incertidumbres. *Boletín Geológico y Minero*, 109:347-370
- Sophocleous, M., 1991. Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural ground-water recharge: practical aspects. *Journal of Hydrology*, 124:229-241.
- Sophocleous, M. y Perry, CH., 1985. Experimental studies in natural groundwater-recharge dynamics: the analysis of observed recharge events. *Journal of Hydrology*, 81:297-332.
- Townley, L.L., 1998. Shallow groundwater systems. En: P. Dillon y I. Simmers (Ed), *Shallow groundwater systems*. A.A. Balkema - Rotterdam - Brookfield. pp 3-12
- 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

- Varni, M., Vives, L., Weinzettel, P., Usunoff, E. y Rivas, R., 1997. Estimación de la recarga en la zona central del acuífero del arroyo del Azul. *Acta del I Congreso Nacional de Hidrogeología*, pp. 365 - 375.
- Villagra, M., 1992. Variation in space and time of hydrological components of the water balance: a study on an oxisol in Brasil. *Tesis doctoral*. Universiteit Ghent.
- Van Genuchten, M., Leij y Yates, S., 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. EPA/600/2-91/065. pp 117.
- Weinzettel, P y Usunoff, E., 1998. Inicio de la caracterización de la zona no saturada en la cuenca del arroyo del Azul. *Actas V Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, Actas 2:51-58.
- Weinzettel, P y Usunoff, E., 1999a. Evaluación del flujo por macroporosidad con un infiltrómetro de tensión. VII Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas 1:361-368.
- Weinzettel, P y Usunoff, E., 1999b. Hidrodinámica de la zona no saturada en suelos argiudoles de la cuenca del arroyo del Azul. En Tineo, A. (ed.). *Hidrología Subterránea. Serie de Correlación Geológica*, 13: 297 - 305.