

# ANÁLISIS DEL FLUJO DE AGUA EN LA ZONA NO SATURADA LOÉSSICA POR MEDIO DE UN TRAZADOR CONSERVATIVO

Claudio LEXOW<sup>1</sup> y A. Guillermo BONORINO<sup>2</sup>

<sup>1</sup> CIC PAID, UNS. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina. E-mail: lexow@criba.edu.ar

<sup>2</sup> CONICET, UNS. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina. E-mail: bonorino@criba.edu.ar

## RESUMEN

A fin de identificar las condiciones del flujo del agua en la zona no saturada (ZNS) se llevaron a cabo una serie de pruebas utilizando como trazador bromuro de potasio (BrK) que fue aplicado en la superficie del terreno. Se determinó un valor de la recarga al acuífero que correspondería totalmente a flujo mátrico ( $q_0$ ) y fue utilizado para el análisis comparativo del transporte de soluto que tiene lugar bajo ese dominio. Se distinguieron de acuerdo al tipo de muestreo, por cápsulas porosas y suelo, diferentes velocidades del pico del trazador. La representación del flujo no saturado matricial dispersivo se efectuó por medio del programa VS2DT (Waterloo Hydrogeologic, 1999). Se evidencia un sistema de flujo dispersivo ( $q_{sm}$ ) cuyo centro de masa puede considerarse como desplazándose a una velocidad similar al frente de avance en un dominio de flujo tipo pistón ( $q_0$ ) y un dominio por macroporosidad ( $q_{sp}$ ). Esto resulta que en términos medios para todo el perfil  $q_{sp} = 1,7 q_{sm}$ . El uso de  $q_0$  para evaluar la migración de un soluto en la ZNS conducirá a una subestimación del verdadero impacto antropogénico puesto que la degradación del agua subterránea ocurrirá antes de lo predicho.

**Palabras claves:** bromuro de potasio, zona no saturada, flujo dispersivo, flujo preferencial.

## ABSTRACT

In order to identify the water flow conditions in the unsaturated zone (UZ) a test was carried out applying in the land surface potassium bromide (BrK) as a tracer. The aquifer recharge calculated was assumed as occurring in the matrix flow domain ( $q_0$ ) and it was used for the comparative analysis of the solute transport. According to the type of sampling, porous capsules and soil, they were distinguished different velocities of tracer peaks. The matrix dispersive unsaturated flow was simulated with the program VS2DT (Waterloo Hydrogeologic, 1999). A system of both dispersive flow ( $q_{sm}$ ) and a dominion by macroporosity ( $q_{sp}$ ) was observed. The center of mass in the qsm was considered like moving at a velocity similar to the front of advance in a piston flow domain ( $q_0$ ). In average terms for all the profile  $q_{sp} = 1.7 q_{sm}$ . The use of  $q_0$  to evaluate the migration of solute in the UZ will lead to an underestimation of the true anthropogenic impacts because the degradation of the groundwater will happen before the predicted time.

**Keywords:** potassium bromide, unsaturated zone, dispersive flow, preferential flow.

## INTRODUCCIÓN

El estudio del movimiento de sustancias no interactivas con la matriz del suelo permite evaluar las condiciones de flujo de dominio mátrico y por macroporosidad, y velocidad del agua en la zona no saturada (ZNS). En este sentido es posible la implementación de ensayos con trazadores conservativos, es decir, que no se vean alterados por reacciones con la matriz del suelo y que cumplan además con las siguientes condiciones: que no existan como producto natural, que sean de baja toxicidad y de alta solubilidad en agua y que permitan ser aplicados en cantidad suficiente como para ser medidos con facilidad. Estos requerimientos son satisfechos por constituyentes químicos como  $Br^-$  y  $Cl^-$ , isótopos de hidrógeno como  $^3H$  y deuterio, y otros isótopos como  $^{60}Co$ ,  $^{51}Cr$ ,  $^{36}Cl$  (Sharma, 1989). Apoyado en los

trabajos de Bowman (1984), Bowman y Rice (1986), Rice et al. (1986), Butters et al. (1989), Sharma (1989) y Sharma y Taniguchi (1991) se seleccionó al ión  $Br^-$  para desarrollar los ensayos de trazador en la ZNS por la simplicidad en la manipulación, bajo costo de los análisis químicos y los resultados alcanzados en diferentes marcos de investigación.

## CARACTERÍSTICAS FÍSICAS GENERALES DEL SITIO DE ESTUDIO

Los ensayos de seguimiento del trazador en la zona no saturada se llevaron a cabo en una parcela experimental ubicada en la cuenca del arroyo Del Águila que integra la vertiente sudoccidental de las Sierras Australes, en el partido de Tornquist, provincia de Buenos Aires, República Argentina (Figura 1). La parcela se sitúa en la estancia San José, a 271 m.s.n.m.,

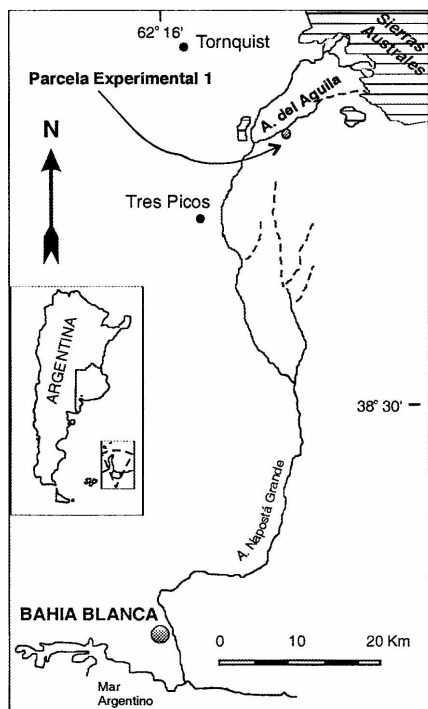


Figura 1. Ubicación de la parcela experimental

aproximadamente a los 62° 06' de longitud oeste y 38° 12' de latitud sur y a 70 km al norte de la ciudad de Bahía Blanca.

Las características edafológicas y geológicas de la parcela experimental son representativas de un sector que ocupa el 40% del área total de la cuenca del arroyo Del Aguila (Lexow, 2002). Esta porción se corresponde geomorfológicamente con la Planicie de Valle (González Uriarte, 1984) y se caracteriza por una pendiente entre 0 y 2%. El suelo pertenece al dominio edáfico 3 (INTA, 1989), y se clasifica como Hapludol éntico, moderadamente bien drenado y ubicado en un relieve plano a levemente inclinado, con un gradiente local mayor al 1%. El material parental corresponde a sedimentos limo arenosos de la Formación Saavedra, Pleistoceno superior - Reciente (De Francesco, 1992), que suprayacen a una capa de sedimentos más arenosos de origen fluvial de la Secuencia Agua Blanca, Pleistoceno Medio - Holoceno (Zavala y Quattrocchio, 2001). La ZNS en la parcela experimental presenta un espesor de entre 1,70 a 2,70 m según la época del año (Lexow, 2002) y se divide texturalmente en cuatro capas (Tabla 1) donde se destaca el predominio de la fracción limo arenosa.

El medio no saturado está constituido por tres categorías de poros que se diferencian por sus implicancias en la hidrodinámica e hidrostática (Kutilek y Nielsen, 1994): a) poros submicroscópicos, muy pequeños que encierran moléculas de agua pero sobre los cuales no es posible la aplicación de las leyes

Tabla 1. Textura de la zona no saturada

Capa	Profundidad (cm)	Fracción textural (%)		
		Arena	Limo	Arcilla
1	0 - 45	46 - 47	34 - 36	16 - 18
2	45 - 78	40 - 48	36 - 48	11 - 16
3	78 - 160	38 - 50	34 - 49	13 - 16
4	160 - 220	48 - 50	34 - 36	11 - 13

del movimiento de agua; b) poros capilares, donde la forma de la interface entre el agua y el aire es determinada por la configuración de poros y por las fuerzas de la interface resultando en el menisco capilar. El flujo en este tipo de poros es considerado laminar y dominante; c) macroporos, son de tamaño suficiente de manera tal que el menisco no se genera. En éstos, la forma de la interface entre el aire y el agua es plana y por lo tanto las fuerzas capilares son nulas. La morfología de los macroporos es generalmente tubular, originada por la fauna o por el decaimiento de raíces vegetales o planar, integrada por fisuras y grietas del terreno debido a cambios en el contenido de humedad.

La división en micro, meso y macroporosidad suele presentar grandes diferencias en los postulados de diversos autores. En este sentido se trata de afirmar el concepto argumentado por Beven (1981) que subraya la importancia de definir el flujo por canalización que resulta en un comportamiento dinámico, no en equilibrio, antes que señalar límites precisos y estáticos para definir estas clases de poros.

Se determinaron las curvas de retención de humedad para este medio poroso tanto en laboratorio como en campo y se definieron, según el programa RETC (van Genuchten et al. 1991) sobre el ajuste de los parámetros hidráulicos no saturados (Tabla 2), las ecuaciones matemáticas correspondientes a: la curva de retención de humedad (h), la función de conductividad hidráulica  $K(\theta)$  o  $K(h)$  y la función de

Tabla 2. Parámetros hidráulicos no saturados

Capa	1	2	3	4	
Parámetros hidráulicos	$\theta_s$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	0,52	0,49	0,48	0,52
	$\theta_r$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	0,05	0,10	0,05	0,01
	n	2,8	1,5	2	2,8
	$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	0,02	0,0066	0,09	0,015
	$K_s$ ( $\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$ )	0,31	0,13	0,15	0,31

difusividad del agua en el suelo  $D(\theta)$  (Lexow, 2002).

### METODOLOGÍA DE ESTUDIO

Se llevó a cabo un ensayo de trazador con bromuro de potasio con una concentración de  $\text{Br}^-$  del orden de  $1,4 \text{ mol}\cdot\text{m}^{-2}$ . Para seguir el movimiento del trazador se efectuó un muestreo periódico de agua intersticial de la ZNS por medio de cápsulas de succión de acero inoxidable de doble cámara (Modelo SW-070, Soil Measurement System) ubicadas por duplicado a 30, 60 y 90 cm de profundidad (Lexow y Bonorino, 1997) y de suelo cada 30 cm hasta los 180 cm de profundidad (Lexow *et al.* 1998) según la metodología básica delineada por Moraes y Dynia (1990) y Morell *et al.* (1994).

Por medio de un balance diario de agua en el suelo según el programa Balshort V.3. (Carrica, 1993) se determinó, de acuerdo al modelo conceptual de funcionamiento del mismo, el valor de la recarga al acuífero que correspondería totalmente a flujo mátrico (Lexow, 2002) y que es utilizado para el análisis comparativo del transporte de soluto que tiene lugar bajo ese dominio. Se distinguen de acuerdo al tipo de muestreo, por cápsulas porosas y suelo, diferentes velocidades del pico del trazador. La representación del flujo no saturado matricial dispersivo en la ZNS se efectuó por medio del programa VS2DT (Waterloo Hydrogeologic, 1999) para ser contrastado particularmente con las concentraciones de  $\text{Br}^-$  determinadas en el agua intersticial a partir del muestreo de las cápsulas porosas.

### MARCO TEÓRICO

En el transporte de solutos a través de la zona no saturada concurren tres procesos simultáneos: 1) transporte advectivo: en el cual el soluto se mueve junto al flujo de agua, 2) dispersión hidrodinámica: en donde la difusión molecular y la variabilidad de la velocidad del fluido provocan la dispersión del soluto alrededor de la dirección media del flujo de agua y 3) fuentes y sumideros: incluye aportes de agua de diferente concentración química a la del sistema y reacciones químicas tales como decaimiento radiactivo o adsorción en la fase sólida (Healy, 1990). La ecuación de dispersión-advención que describe el transporte de un soluto bajo condiciones variables de saturación puede plantearse de la siguiente manera:

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} = \nabla \cdot \theta \bar{D}_h \nabla c - \nabla \cdot \theta \bar{v} c + S$$

dónde:  $\theta$  = contenido de humedad volumétrico, adimensional;

$c$  = concentración del constituyente químico,  $\text{M}\cdot\text{L}^{-3}$  (masa por unidad de volumen de agua);

$t$  = tiempo, T;

$\nabla$  = operador =  $\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$ ,  $\text{L}^{-1}$ ;

$\bar{D}_h$  = tensor de dispersión hidrodinámica,  $\text{L}^2\cdot\text{T}^{-1}$ ;  
 $\bar{v}$  = vector de velocidad del fluido,  $\text{L}\cdot\text{T}^{-1}$ ; y  
 $S$  = término fuente-sumidero,  $\text{M}\cdot\text{L}^{-3}\cdot\text{T}^{-1}$ .

El primer término en la ecuación representa la divergencia de flujo de soluto debido a la dispersión hidrodinámica, ésta se refiere al proceso de dispersión gradual de las moléculas de un soluto en diferentes direcciones de la media del flujo de agua. El segundo término en la ecuación representa la divergencia del flujo advectivo. Este término tiene en cuenta los cambios en la concentración del soluto debido al movimiento del mismo transportado por el agua.

La dispersión hidrodinámica comprende dos mecanismos: el primero es llamado dispersión mecánica y se debe a variaciones en el campo de las velocidades a escala microscópica y macroscópica. Estas variaciones están relacionadas con la naturaleza tortuosa de las líneas de flujo a través del medio poroso y a diferencias de velocidad que tienen lugar dentro de un mismo poro y entre capas sedimentarias.

El segundo mecanismo es la difusión molecular que se origina a partir de variaciones en la concentración del soluto. Es decir, que en ausencia de flujo de agua, las moléculas del soluto se moverán desde los sectores de mayor concentración hacia los de menor concentración de manera tal de lograr el equilibrio de las concentraciones en todo el volumen. Este mecanismo funciona aún cuando la velocidad de flujo es distinta de cero lo que provoca el movimiento lateral de soluto a través de los conductos del flujo.

El tensor de dispersión hidrodinámica puede escribirse como la suma de los tensores de dispersión mecánica ( $\bar{D}$ ) y difusión molecular ( $\bar{D}_m$ ) es decir  $\bar{D}_h = \bar{D} + \bar{D}_m$ . En el medio poroso estudiado se considera despreciable frente a la dispersión mecánica. La concentración en la fase sólida puede expresarse a través de la isoterma de equilibrio, que si es lineal, recibe el nombre de coeficiente de distribución ( $K_d$ ) y la ecuación de transporte se puede escribir de manera simplificada de la siguiente forma:

$$(\theta + \rho_a K_d) \frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_h \theta \frac{\partial c}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z} q c + S$$

dónde:  $\rho_a$  = densidad aparente del medio

$D_h$  = coeficiente de dispersión hidrodinámica

$q$  = flujo de agua

Dividiendo esta ecuación por el contenido de humedad se obtiene:

$$R \frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_h \frac{\partial c}{\partial z} \right] - v \frac{\partial c}{\partial z} + S$$

dónde  $R = 1 + \rho_a \frac{K_d}{\theta}$  es el coeficiente de retardo y

$v = \frac{q}{\theta}$  la velocidad real de flujo.

Mediante el programa VS2DT (Waterloo Hydrogeologic, 1999), que requiere de la solución simultánea de la ecuación de flujo no saturado y la de transporte de solutos, se procedió al análisis de la transferencia de masa en el medio no saturado contrastando los resultados de campo versus los calculados.

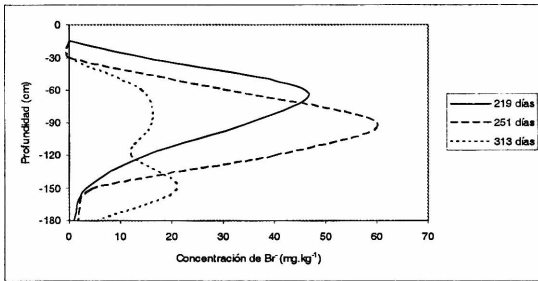


Figura 2. Distribución de bromuro en ZNS según el muestreo de suelo, representación de la distancia  $d$  de migración del pico del trazador

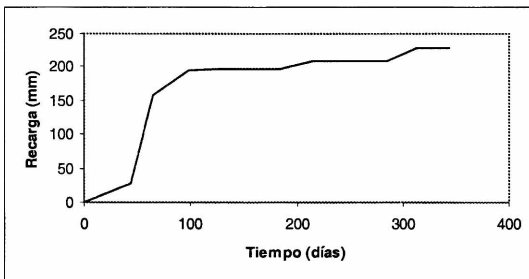


Figura 3. Recarga acumulada en función del tiempo según el balance hidrológico

## RESULTADOS

La velocidad poral ( $v_s$ ) de un trazador no reactivo se determina a partir del desplazamiento vertical ( $d$ ) del pico de concentración máxima del trazador ( $Z_{Br}$ ) en un cierto tiempo ( $t$ ) como se ejemplifica en la figura 2. Una vez determinada  $v_s$  y considerando el contenido de humedad volumétrica media de la ZNS ( $\theta$ ) es posible calcular el flujo vertical ( $q_s$ ) asumiendo condiciones sin flujo preferencial (Rice *et al.* 1986). En un sistema no dispersivo (100% flujo pistón) el trazador se moverá progresivamente hacia mayor profundidad sin que se produzca una dispersión significativa del frente del pulso. En cuanto mayor es la dispersión, mayor es la distribución del trazador en el sentido vertical y por ende el flujo deja de ser de tipo pistón para transformarse en flujo matricial dispersivo (Sharma, 1989).

Las determinaciones de  $V_s$  a partir de la posición de  $Z_{Br}$ , según los muestreos de agua intersticial con las cápsulas porosas (MCP) y suelo (MS), presentan una gran disparidad aún dentro del mismo conjunto a distintas profundidades (Tabla 3). La relación  $q_s/q_0$  varía entre 1,2 a 2,4 según MCP y entre 1,3 a 5 según MS observando todos los intervalos de muestreo del perfil. Fundado en observaciones de Sophocleous *et al.* (1990) se asume que la diferencia entre ambos rangos podría deberse a que al utilizar MCP solo se compromete el flujo sobre un determinado rango de capilares y, por lo tanto, quedan excluidos aquellos poros de mayor tamaño que pueden haber transmitido agua pero que al vaciarse han dejado espacios de aire que inhiben el flujo hacia la cápsula. Por otra parte con MS como se extrae todo el volumen involucrado no se distingue entre las diversas variaciones porales del medio físico.

La valoración de  $q_s/q_0$  es a la determinada por medio del ajuste a variables de carácter regional como el balance hidrológico donde se determinó que el 80% de la recarga resulta del flujo preferencial y 20% del matricial (Lexow, 2002).

El balance diario de agua en el suelo según el programa Balshort V.3. (modificado de Carrica, 1993) arrojó para el período del ensayo ( $t = 344$  días) una recarga acumulada  $R = 228,4$  mm, equivalente al 23% de la entrada de agua (Tabla 4). Esta recarga correspondería totalmente a flujo mátrico (Lexow, 2002) y por lo tanto es apropiada para el análisis comparativo del transporte de soluto que tiene lugar bajo ese dominio.

La gráfica de la recarga acumulada (Figura 3) presenta una tasa de  $1,9 \text{ mm.d}^{-1}$  durante los primeros 100 días; luego, para lo que resta del período, disminuye a  $0,13 \text{ mm.d}^{-1}$ . Este decrecimiento en la tasa de recarga coincide con el aumento de la evapotranspiración durante la primavera y el verano. Luego de transcurridos 344 días  $R$  equivaldría a un flujo unitario de Darcy  $q_0 = 0,66 \text{ mm.d}^{-1}$ .

Experiencias similares acusaron tasas de recarga superiores en un factor de 5 con respecto al método del balance (Rice *et al.* 1986) y otras hasta más del 60% bajo condiciones de riego intermitente (Bowman y Rice, 1986). En experimentos bajo condiciones de riego continuo se han determinado relaciones  $q_s/q_0$  más próximas a la unidad, sobre todo en las porciones más profundas de la ZNS, y  $> 1$  en los niveles superficiales (Jaynes *et al.* 1988) indicando un mayor efecto de las vías preferenciales en esa porción del terreno.

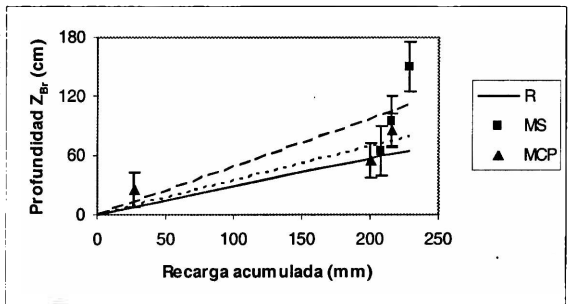
La posición del pico del trazador puede determinarse teóricamente en función de la recarga calculada por el método del balance  $Z_{Br}(R)$  que representa el avance ideal por flujo pistón representado por la línea de trazo continuo en la figura 4. En la misma además se representan los puntos determinados de  $Z_{Br}(MCP)$  y  $Z_{Br}(MS)$  con la

**Tabla 3.** Flujo vertical y velocidad del trazador determinada a partir del muestreo de las cápsulas de succión y de suelo

Profundidad (cm)	$v_s^{(1)}$ (mm.d <sup>-1</sup> )	$\theta$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	$q_s$ (mm.d <sup>-1</sup> )
<b>Cápsulas de succión</b>			
entre 0 y 60	4,7	0,35	1,6
entre 0 y 90	3,6		1,3
entre 60 y 90	2,4		0,8
<b>Suelo</b>			
entre 0 y 60	2,7	0,35	0,9
entre 0 y 90	3,6		1,3
entre 60 y 90	9,3		3,2
entre 90 y 150	9,6		3,3
entre 0 y 150	4,7		1,6

representación del error típico y una recta de ajuste por mínimos cuadrados que nace en el origen de coordenadas para cada caso. La posición de  $Z_{Br}$  presenta una gran disparidad y en general se aprecia un desplazamiento mayor del pico del trazador a partir de MS.

Analizando conjuntamente los resultados que surgen de la tabla 4 con la figura 4 se podría asumir, entonces, que en esta última se presenta una media del proceso dinámico de  $Z_{Br}$ . La posición de  $Z_{Br}$ (MCP) se encuentra más próxima a lo que se ejemplifica como flujo matricial puro ( $q_{sm}$ ). La diferencia de  $Z_{Br}$ (MS) indica que otra fracción del trazador y consecuentemente del volumen de agua en general, se mueve también a través de caminos preferenciales ( $q_{sp}$ ) que favorecen la migración del soluto a mayor profundidad y evitan que se produzca la mezcla



**Figura 4.** Relación entre R y la posición del pico del trazador

completa con el agua almacenada en el suelo. Esta mezcla podría ser considerada en ambos sentidos a la manera de intercambio entre el dominio de microporos y macroporos como lo indica Jarvis *et al.* (1991).

**Tabla 4.** Entradas de agua (mm) al sistema

	Riego	Lluvia	Acumulado
Abr-97	18	40,6	58,6
May-97	52	21,2	131,8
Jun-97	21	116,8	269,6
Jul-97		56,2	325,8
Ago-97		9,4	335,2
Sep-97	26	61,6	422,8
Oct-97		54,4	477,2
Nov-97	52	65,2	594,4
Dic-97		20,4	614,8
Ene-98		133	747,8
Feb-98	104	93,8	945,6
Mar-98		26,6	972,2
<b>Total</b>	<b>273</b>	<b>699,2</b>	<b>972,2</b>

Con estos resultados precedentes se procedió a la representación del flujo no saturado matricial dispersivo en la ZNS por medio del programa VS2DT (Waterloo Hydrogeologic, 1999) según la ecuación de van Genuchten cuyos parámetros hidráulicos,  $\alpha'$  y  $\beta'$ , se relacionan con los ya calculados,  $\alpha$  y  $n$ , de la siguiente manera:  $\alpha' = -1/\alpha$  y  $\beta' = n$  (Lexow, 2002) y cuya salida fue contrastada con las concentraciones de  $Br^-$  a partir de MCP. Se asumió una entrada de agua en forma continua, ya desvinculada de la evapotranspiración, que alcanza los 0,66 mm.d<sup>-1</sup> correspondiente a R calculado por el balance hidrológico diario, bajo las siguientes condiciones de borde:

- Profundidad del nivel freático: 220 cm
- Flujo en superficie: 0 cm (Carga hidráulica total)
- Evapotranspiración: nula
- Flujo inferior: 0 cm (Tensión matricial)

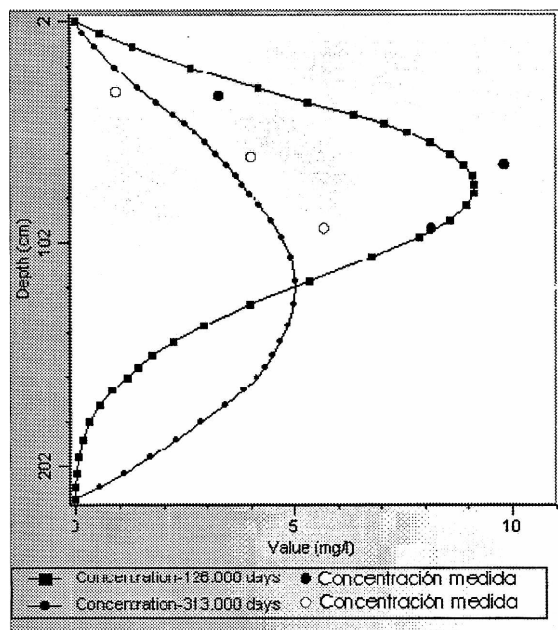


Figura 5. Distribución de Br- calculado vs. medido

La curva de distribución de bromuro en la ZNS calculada para los 126 y 313 días de ensayo presenta un ajuste muy significativo con las concentraciones determinadas a 30, 60 y 90 cm de profundidad (Figura 5) con un coeficiente de determinación  $R^2 = 0,88$ .

En ciertos casos por la falta de datos y en otros por la anarquía en la distribución de los mismos no fue posible el ajuste con otros perfiles de distribución obtenidos (Lexow, 2002). Sin embargo, este resultado casi puntual en el tiempo (Figura 5) se asume como representativo del dominio de flujo matricial, en este sector.

### CONCLUSIONES

El uso de un trazador conservativo ha permitido distinguir la influencia de un sistema de macroporos en la hidrodinámica de la ZNS a partir de los resultados analíticos según los modos de muestreo de agua intersticial (cápsulas porosas y suelo).

Se evidencia un sistema de flujo dispersivo ( $q_{sm}$ ) cuyo centro de masa puede considerarse como desplazándose a una velocidad similar al frente de avance en un dominio de flujo tipo pistón ( $q_0$ ). Por otro lado, existe un dominio que suma, a la porosidad primaria, los macroporos o macrocanales de la ZNS ( $q_{sp}$ ). Esto resulta en que la relación  $q_{sm}/q_0$  varía entre 1,2 y 2,4 y  $q_{sp}/q_0$  entre 1,3 a 5, mientras que en términos medios para todo el perfil  $q_{sp} = 1,7 q_{sm}$ .

El uso de  $q_0$  para evaluar la migración de un soluto en la ZNS conduce a una subestimación del verdadero impacto antropogénico dado que el alcance al acuífero freático ocurrirá antes de lo predicho.

Se establece la necesidad de estudios más detallados del fenómeno con una mayor densidad del muestreo de suelo, no solo arealmente sino, además, con réplicas para cada profundidad, como así también continuar con el muestreo a través de cápsulas de succión. Éstas, si bien no son del todo confiables en la calidad de sus resultados, debido al flujo preferencial a través de las paredes, la no colección de agua en suelo seco (tensión matricial menor a -500 mbar) o a la falta de representatividad del volumen colectado, son el complemento elemental del muestreo de suelo a fin de efectuar una evaluación integral de la migración de solutos en la ZNS.

### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Beven, K., 1981. Micro-, meso- macroporosity and channeling flow phenomena in soils. Soil Science Society of American Journal, (45): 1245.
- Bowman, R.S., 1984. Evaluation of some new tracers for soil water studies. Soil Science Society of American Journal, 48: 987-993.
- Bowman, R.S. y Rice, R.C., 1986. Transport of conservative tracers in the field under intermittent flood irrigation. Water Resources Research, 22(11): 1531-1536.
- Butters, G.L., Jury, W.A. y Ernest, F.F., 1989. Field scale transport of bromide in an unsaturated soil. 1. Experimental methodology and results. Water Resources Research, 25(7): 1575-1581.
- Carrica, J.C. 1993. Balshort: Un programa de balance hidrológico diario del suelo aplicado a la región sudoccidental pampeana. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, (4): 243-248. Mendoza.
- De Francesco, F., 1992. Estratigrafía del Cenozoico en el flanco occidental de las Sierras Australes Bonaerenses. III Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 3-12, La Plata, Buenos Aires.
- González Uriarte, M., 1984. Características Geomorfológicas de la Porción Continental que rodea La Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires). IX Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 556-576, S.C. de Bariloche.
- Healy, R.W., 1990. Simulation of solute transport in variably saturated porous media with supplemental information on modifications to the U.S. Geological Survey computer program VS2D. Water Resource Investigations Report, 90-4025. Denver, Colorado.
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 1989. Mapas de Suelos de la Provincia de Buenos Aires. Publicación del Instituto Nacional de

- Tecnología Agropecuaria, 527 p., Buenos Aires.
- Jarvis, N.J., Jansson, P.-E., Dik, P.E. y Messing, I., 1991. Modeling water and transport in macroporous soil. I. Model description and sensitivity analysis. *Journal of Soil Science*, 42: 59-70.
- Jaynes, D.B., Bowman, R.S. y Rice, R.C., 1988. Transport of a conservative tracer in the field under continuous flood irrigations. *Soil Science Society of American Journal*, 52: 618-624.
- Kutílek, M. y Nielsen, D.R., 1994. *Soil Hydrology*. Catena Verlag, 370 p., 38162 Cremlingen-Destedt, Germany.
- Lexow, C. y Bonorino, A.G., 1997. Instrumentación de una parcela experimental para el estudio de la zona no saturada. III Seminario Hispano Argentino sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea, Actas: 39-47. Bahía Blanca, Argentina.
- Lexow, C., Albouy, E.R. y Bonorino, A.G., 1998. Ensayo de infiltración con un trazador conservativo en la zona no saturada. IV Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, (3): 1260-1269. Montevideo, Uruguay.
- Lexow, C., 2002. Hidrodinámica de la zona no saturada aplicada al estudio del balance hidrológico y de contaminantes de los recursos hídricos subterráneos (Cuenca del A Del Águila). Tesis Doctoral. UNS. Bahía Blanca. 174 p. y anexos. (Inédita).
- Moraes, J.F.V. y Dynia, J.F., 1990. Uso de cápsulas porosas para extraer soluto do solo. *Pesquisa agropecuaria*, 25(10): 1523-1528. Brasilia.
- Morell, I., Esteller, M.V. y Duran, A., 1994. Efecto depurador de la zona no saturada sobre efluentes urbanos utilizados para riego. En: *Investigación en zona no saturada. Aspectos metodológicos y algunos ejemplos*, p. 77-98, Ed. Ignacio Morell Evangelista. Universitat Jaume I. Castelló, España.
- Rice, R.C., Bowman, R.S. y Jaynes, D.B., 1986. Percolation of water below an irrigated field. *Soil Science Society American Journal*, 50: 855-859.
- Sharma, M.L., 1989. Use of applied tracers in studies of natural groundwater recharge. *Groundwater Recharge* (ed. M.L Sharma), p. 11-23. CSIRO Division of Water Resources, Wembley, Western Australia. A. Balkema Publish, Co.
- Sharma, M.L. y Taniguchi, M., 1991. Movement of a non-reactive solute tracer during steady and intermitent leaching. *Journal of Hydrology*, 128: 323-334.
- Sophocleous, M., Townsend, M.A. y Whittemore, D.O., 1990. Movements and fate of atrazine and bromide in central Kansas croplands. *Journal of Hydrology*, 115: 115-137.
- van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. y Yates, S.R., 1991. The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, 117 p., EPA/600/2-91/065. IAG-DW 12933934.
- Waterloo Hydrogeologic, 1999. WHI Unsat Suite Plus 2.2.0.1. 1-D Unsaturated Zone Flow and transport modeling using SESOIL, VLEACH, VS2DT, PESTAN and Visual HELP.
- Zavala, C. y Quattrocchio, M., 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 56(1): 25-37.