

Regionalización de los parámetros hidrogeológicos en un acuífero con doble porosidad

Pablo Romanazzi¹ y Eduardo Cassiraga²

Resumen En el distrito uranífero Cerro Solo del Departamento Pasos de Indios en la provincia del Chubut, República Argentina, se desarrolla una unidad cretácica acuífera confinada cuyo medio poroso se presenta anisótropo y muy heterogéneo, lo cual hace muy difícil la regionalización de sus parámetros hidrogeológicos. Además de estas características, existe también un comportamiento como acuífero naturalmente fracturado lo cual le confieren una porosidad secundaria importante. Luego de la exploración mediante ensayos de bombeo y en la posterior modelización matemática del acuífero a escala regional, se realizó una estimación de la conductividad global en áreas activas del flujo y se adoptó un orden de magnitud menor para el coeficiente de almacenamiento con el fin de obtener así una estimación conservadora de los términos del balance hídrico y a su vez resulte confiable para la determinación del régimen de extracción sustentable que sustentará la actividad minera que se desarrollará en la zona. En este trabajo, los ensayos de bombeo disponibles fueron re-interpretados mediante el agregado de los parámetros propios de la función de transferencia matriz/fisura (característica esencial de los acuíferos con doble porosidad, Barenblatt et al, 1960) contribuyendo así a una representación más aproximada de la dinámica hídrica regional.

¹ Unidad de Investigación y Desarrollo en Hidrología, Departamento de Hidráulica, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de La Plata, calle 47 N° 200, 1900, La Plata, Provincia de Buenos Aires, República Argentina, promanazzi@ing.unlp.edu.ar

² Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València, Camino de Vera s/n, 46022 Valencia, Spain, gfc@upv.es

Introducción

El objeto de estudio en este trabajo ha sido la caracterización hidrodinámica regional de una formación acuífera cretácica perteneciente al Grupo Chubut en la provincia homónima de la República Argentina (Fig. 1).

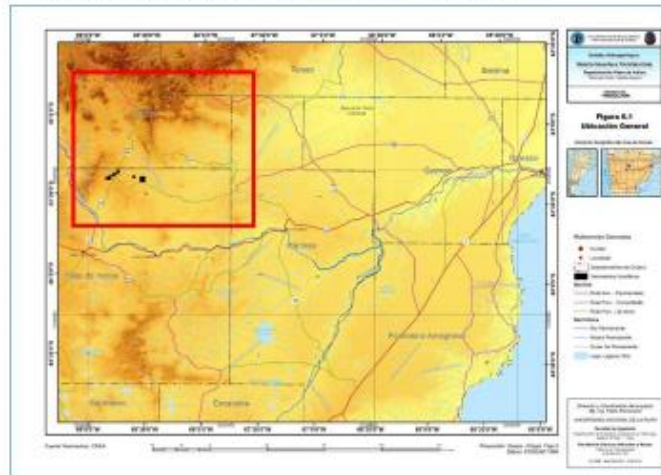


Figura 1. Ubicación de la región bajo estudio.

En el Departamento Paso de Indios, este grupo se reconoce localmente como la formación Los Adobes (Bianchi, 1995) y está compuesto por dos miembros: Arroyo del Pajarito (conglomerado con matriz de gravas y arenas, areniscas; ver afloramiento en Fig. 2) y Bardas Coloradas (limolitas, arcilitas tobáceas y tobas).

Desde el punto de vista hidrogeológico (Hernández et al., 2012) existen tres unidades reconocibles en toda la región: (i) una unidad post-cretácica que incluye a un acuífero freático de reducido espesor; (ii) una unidad cretácica constituida por el miembro Bardas Coloradas de comportamiento acuícludo a acuitado que suprayace al miembro inferior Arroyo del Pajarito, principal acuífero de la zona de tipo confinado y caracterizado por poseer doble porosidad (primaria intergranular y secundaria por fisuración); y (iii) una unidad jurásica inferior, de carácter acuífugo, que constituye el hidroapoyo del sistema.



Figura 2. Afloramiento del Miembro Arroyo del Pajarito.

Desde el punto de vista hidrodinámico, el flujo en el acuífero circula de oeste a este, con recarga alóctona subterránea y un reducido aporte directo donde este acuífero aflora en superficie - comportándose como libre -, mientras que en el tramo medio y en la descarga se comporta como confinado siguiendo el eje del valle del arroyo Perdido, cuenca endorreica con nacientes en la Sierra del Pichián (Fig. 3).

Datos básicos y metodología utilizada

Los parámetros hidrogeológicos de la región bajo estudio fueron evaluados mediante ensayos de bombeo (Hernández et al., 2012) en la zona de pedemonte (yacimientos Cerro Solo, Puesto Alvear y El Ganso) y en la llanura baja (yacimientos El Molino y Arroyo Perdido), acompañada de registros piezométricos y freáticos de una red de más de 60 perforaciones que se monitorea desde el año 2007 a la fecha.

Estos ensayos sirvieron para estimar la conductividad hidráulica K [L/T] del medio acuífero confinado (rango más frecuente entre 1×10^{-1} a 1×10^0 m/d

en la zona alta occidental y variación entre 1×10^{-2} a 1×10^{-3} m/d en la zona baja oriental de la cuenca) así como también del coeficiente de almacenamiento S [-] (rango comprendido entre 10^{-4} a 10^{-6}); este último, con un rol principal en el cálculo de las reservas subterráneas en la zona.

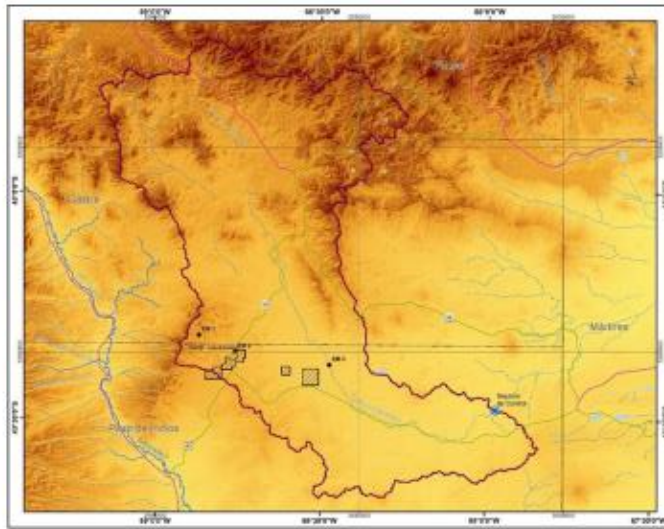


Figura 3. Ubicación de los sitios ensayados en la cuenca del arroyo Perdido.

El programa de ensayos de bombeo incluyó una primera prueba breve a caudal variable, cuya finalidad fue estimar los caudales de bombeo más adecuados y las depresiones de nivel esperables en función de los descensos registrados. Se realizó luego una segunda prueba de larga duración a caudal constante y recuperación, siempre registrando niveles en pozos de observación existentes y otros (la mayoría) construidos ad-hoc (Hernández et al., 2012).

En este trabajo se han re-interpretado estos ensayos utilizando la solución analítica desarrollada por De Smedt (2011) para flujo radial afluyente a un pozo con bombeo Q [L^3T^{-1}] en un medio naturalmente fracturado y cuyo descenso d [L] resultante responde a:

$$d = \frac{Q}{4\pi T} W_2 \left(u, \frac{r}{B}, \emptyset \right) \quad (1)$$

donde T [L^2T^{-1}] es la trasmisividad del medio (en este casos asimilable en gran parte a la capacidad de transmitir el agua a través de la red de fracturas); W_{2DP} [-] es la función de pozo que se deriva de la solución analítica mencionada para contemplar la doble porosidad y que depende de tres argumentos, a saber:

$$W_{2DP} \left(u, \frac{r}{B}, \emptyset \right) = W_{2DP} \left(\frac{S_f r^2}{4Tt}, \frac{r}{\sqrt{\frac{T}{C}}}, \frac{S_m}{S_f} \right) \quad (2)$$

donde, r [L] es la distancia radial al pozo de bombeo; t [T] es el tiempo desde el inicio del bombeo; S [-] es el coeficiente de almacenamiento (subíndice m ó f según corresponda a cada componente y \emptyset su cociente); y C [T^{-1}] el coeficiente de la función de transferencia que, en este caso, se define como:

$$F_T(r, t) = C (d_f - d_m) = \alpha(r) K_\alpha(r) b (d_f - d_m) \quad (3)$$

siendo, α un factor de forma [L^{-2}] cuya expresión depende de la manera en que se conceptualice la geometría del sistema matriz-fractura (por ejemplo, juego simple de fracturas paralelas o doble familia ortogonal de fracturas, elementos matriciales cúbicos o esféricos, etc.) o según surja empíricamente a partir de datos de campo; K_α [LT^{-1}] es la conductividad hidráulica de la interfase matriz-fractura, en muchas ocasiones asimilada a la conductividad de la matriz (K_m) por simplicidad; d_f y d_m los descensos en las fracturas y en la unidad matriz, respectivamente; y b [L] el espesor saturado del acuífero.

En su trabajo De Smedt (2011) presenta una rutina de ajuste a las observaciones que implica la estimación de 6 parámetros que definen el sistema de doble porosidad (Q , r , T , S_m , S_f y C).

La anisotropía y heterogeneidad primaria de la unidad cretácica acuífera estudiada y la doble porosidad aportada por fisuras, dificulta la obtención de una regionalización precisa de los parámetros hidrogeológicos (Hernández et al., 2012).

No obstante, al incorporar explícitamente los parámetros de la función de transferencia expresada por la ecuación (3), se puede avanzar en una caracterización más coherente.

La aplicación de la metodología descrita a los resultados de los ensayos de bombeo disponibles, permitió mejorar la estimación de los parámetros tradicionales (T , K y S) así como también adicionar un conocimiento más aproximado acerca de la influencia de la doble porosidad en la dinámica subterránea.

Además de tener en cuenta que existe una disminución verificada de la capacidad de conducción de oeste a este (probablemente debido a la presencia de texturas más finas en la componente matricial del sector oriental del paleocauce Arroyo del Pajarito), se han obtenido buenos resultados en la calibración del modelo hidrodinámico regional (Hernández et al., 2012) reduciendo en un orden de magnitud los valores regionales del coeficiente de almacenamiento (S). Esta práctica empírica permite aproximar en forma eficiente la influencia de la doble porosidad en las extracciones a largo plazo, toda vez que se concreta el aporte continuo de agua de la componente matricial en lugar del aporte temprano del volumen alojado en las fracturas.

Con esta idea básica se procedió entonces a asumir que los valores iniciales de los parámetros T , K y S son los obtenidos mediante los ensayos de bombeo (atribuibles al comportamiento temprano de la red de fisuras); a aproximar el coeficiente S_m en un orden de magnitud inferior al anterior; y a estimar el coeficiente de la función de transferencia (C) con un factor de forma (α) que resulta de un proceso iterativo con la ecuación (2) hasta conseguir un ajuste aceptable con los descensos registrados en cada pozo de observación.

Presentación de resultados

En los yacimientos donde se realizaron ensayos de bombeo (Cerro Solo y Puesto Alvear, en la cuenca alta; El Molino y Arroyo Perdido, en la cuenca baja) se aplicó la rutina de ajuste desarrollada por De Smedt (2011). Los valores adoptados inicialmente son los interpretados en forma clásica por el método de Theis para luego aplicar la rutina de optimización con Q y r constantes (como es habitual debido a su baja incertidumbre) y liberando el algoritmo de búsqueda para el resto de los parámetros (T , S_m , S_f y C).

Los resultados obtenidos se consignan en la Tabla 1 en el sentido del flujo. En su última fila se vuelcan también los valores regionales que se estimaron mediante la modelización matemática del área (Hernández et al., 2012) que, como ya se adelantó, su calibración fue realizada en base a la piezometría disponible (período 2007 – 2012).

Tabla 1 Estimación de parámetros mediante la solución analítica de De Smedt (2011)

Sitio ensayado	K_f [m/d]	K_m [m/d]	S_f [-]	S_m [-]
Cerro Solo	$4,8 \cdot 10^0$	$2,9 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$
Puesto Alvear	$5,2 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$
El Molino	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$
Arroyo Perdido	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$
Valores regionales	$1 \text{ a } 10^{-1}$ (a. arr.) $10^{-2} \text{ a } 10^{-3}$ (a. ab.)		$10^{-4} \text{ a } 10^6$	

El ajuste o nueva interpretación de los resultados de los ensayos de campo resultó ser aceptable, tal cual se muestra como sigue:

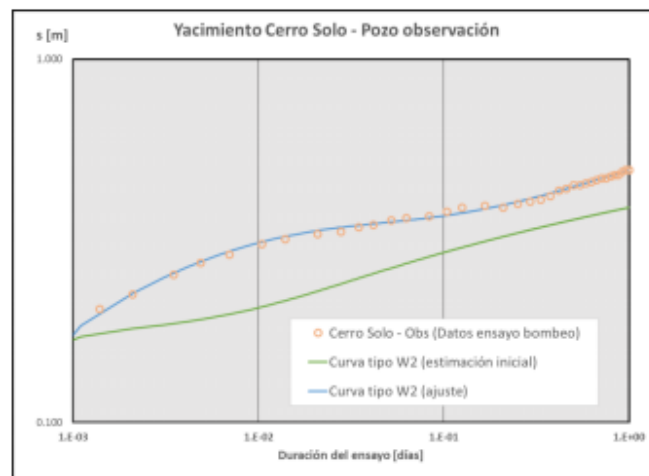


Figura 4. Datos del Ensayo de bombeo y ajuste de la W_{2Dp} en el sitio Cerro Solo.

En esta representación (Fig. 4), la estimación inicial de la W_{2Dp} se obtiene con los parámetros que surgen del método de Theis para un piezómetro ubicado a 25 m del pozo de bombeo (el ensayo se llevó a cabo durante 1 día completo manteniendo un régimen permanente a razón de $18 \text{ m}^3/\text{h}$). La curva ajustada acompaña mejor a los datos experimentales y de su definición surgen los valores apuntados en la Tabla 1. Los resultados para otros sitios se presentan a continuación:

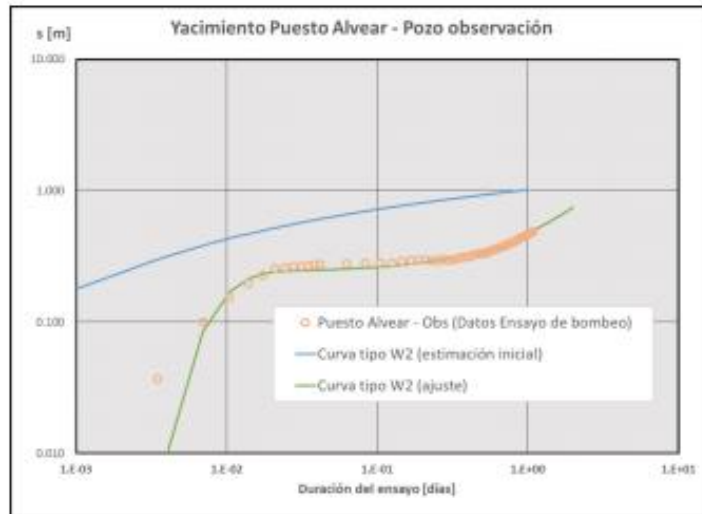


Figura 5. Datos del Ensayo de bombeo y ajuste de la W2DP en el sitio Puesto Alvear.

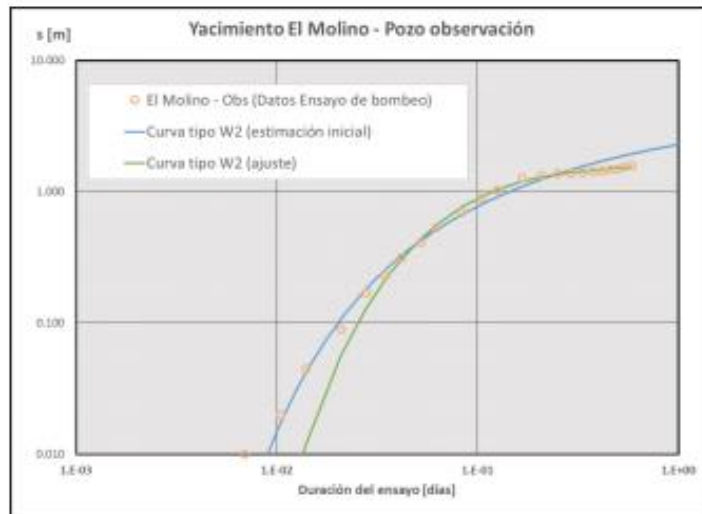


Figura 6. Datos del Ensayo de bombeo y ajuste de la W2DP en el sitio El Molino.

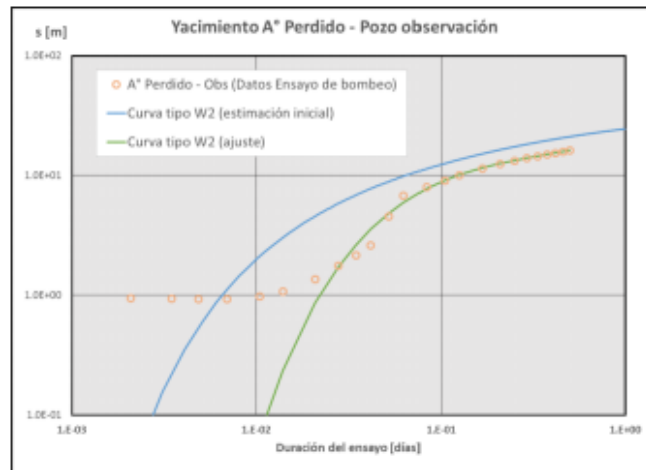


Figura 7. Datos del Ensayo de bombeo y ajuste de la W2DP en el sitio Arroyo Perdido.

En estos últimos casos las distancias a los pozos de bombeo fueron similares al primer caso (entre 15 y 30 m) y en todos se insinúa la transición desde el aporte temprano de la red de fisuras hasta la estabilización de la cesión de agua de la componente primaria, en especial, cuando los ensayos se han podido prolongar lo suficiente como es el caso del ensayo realizado en el Yacimiento Puesto Alvear (Fig. 5).

Finalmente, los parámetros de la Función de Transferencia que surgen de los ajustes realizados son los siguientes:

Tabla 2 Parámetros de la Función de transferencia matriz -fisura

Sitio ensayado	C [1/día]	α [1/m ²]	b [m]
Cerro Solo	$8,6 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	97,7
Puesto Alvear	$5,4 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	98,0
El Molino	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	60,0
Arroyo Perdido	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	75,0

Conclusiones

Se ha podido comprobar mediante la aplicación de la solución analítica aportada por De Smedt (2011) que la doble porosidad es una propiedad liminar del acuífero bajo estudio.

En efecto, la identificación de los parámetros de la función de transferencia matriz-fisura (Tabla 2) aporta un conocimiento adicional que es susceptible de ser escalado desde sus valores locales (definidos mediante los ensayos de bombeo) a una distribución regional que mejore la modelización del flujo en estos acuíferos complejos. El mismo concepto puede extenderse a los valores de los parámetros mostrados en la Tabla 1, diferenciando en forma explícita los rangos de cada componente (matriz-fisura) del sistema acuífero.

Finalmente, se abre así la posibilidad de utilizar la estimación y la simulación geoestadística de los parámetros que definen dicha función de transferencia de forma tal de lograr un tratamiento adecuado de la fuerte anisotropía y heterogeneidad del medio subterráneo estudiado.

Bibliografía

Barenblatt, G.I., Zheltov, Iu.P. y Kochina, I.N. (1960). Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. *Journal of Applied Mathematics and Mechanics*, 24(5):1286-1303.

Bianchi, R. E. (1995). Informe estructural del Yacimiento Cerro Solo. Comisión Nacional de Energía Atómica. Gerencia de exploración. Departamento Regional Patagonia. (Inédito)

De Smedt, F. (2011). Analytical solution for constant-rate pumping test in fissured porous media with double-porosity. *Transport in Porous Media*, 88:479-489.

Hernández, M., Romanazzi, P., González, N. y Trovatto, M. M., (2012). Estudio Hidrogeológico del Distrito Uranífero Pichiñán Este, Paso de Indios, Provincia del Chubut. *Informe Final*. Laboratorio de Hidrología, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina.