

## II Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras

Santa Fe, Argentina, 22 al 26 de septiembre de 2014

### Estado del arte de la simulación de la función de transferencia matriz - fractura en modelos de acuíferos con doble porosidad

*Pablo G. Romanazzi<sup>1</sup> y Eduardo Cassiraga<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Unidad de Investigación y Desarrollo en Hidrología, Departamento de Hidráulica, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de La Plata (UNLP), calle 47 Nro. 200, 1er. Piso, Of. 6. (1900) La Plata, Argentina

<sup>2</sup> Grupo de Hidrogeología, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València, C/. Camino de Vera s/n, (46022) Valencia, España

Mail de contacto: [promanazzi@ing.unlp.edu.ar](mailto:promanazzi@ing.unlp.edu.ar)

### RESUMEN

La función de transferencia del flujo entre matriz porosa y red de fracturas en acuíferos con doble porosidad ha sido presentada hace medio siglo (Barenblatt, 1960; Warren y Root, 1963) como el atributo más destacable a incorporar en este tipo complejo de medio subterráneo saturado. Entre las diversas propuestas que le sucedieron a la expresión analítica original, se reconocen dos grandes ramas: una formulación determinística (Zimmerman et al., 1993; Gerke y Van Genuchten, 1993) y, más reciente, una estocástica (Zhang, 2002). Todas ellas hacen depender la transferencia de flujo en forma proporcional a la diferencia de presiones en la región de contacto matriz – fisura. Se pretende así poner en evidencia la discontinuidad del medio saturado con doble porosidad y comprobar cómo influye esta componente, por ejemplo, en la interpretación de ensayos de bombeo en este tipo de acuíferos. Se avanzó primero con la revisión crítica de las distintas expresiones recopiladas y luego con la compilación de casos sencillos en los cuales se ha conseguido una integración del sistema de ecuaciones del flujo. Se realiza para cada caso el cómputo de una conductividad hidráulica equivalente y se discute la representatividad de este coeficiente. Finalmente, se enumeran conclusiones y posibles caminos de futuras investigaciones.

**Palabras clave:** doble porosidad, permeabilidad dual, función de transferencia matriz-fractura

### ABSTRACT

Matrix –fracture transfer function was introduced since fifty years ago (Barenblatt, 1960; Warren and Root, 1963) as the main characteristic to be considered in this particular saturated groundwater model. Afterwards, two branches were developed following that definition: a deterministic way (Zimmerman et al., 1993; Gerke and Van Genuchten, 1993) and a stochastic methodology (Zhang, 2002). Both of them treat the transfer flux as a function of the hydraulic pressure gradient across the contact region. Further objective was to verify the influence of this function in well test analysis. Case studies were compiled in order to establish a comparison among them with a global dual hydraulic conductivity coefficient. Finally, conclusions and future lines of investigations in this area are included.

**Keywords:** double porosity, dual permeability, matrix-fracture transfer function

## 1 INTRODUCCIÓN

Las formaciones geológicas naturalmente fracturadas son las más frecuentes en la naturaleza (Singhal y Gupta, 2010). En consecuencia, la ocurrencia de una doble porosidad en un medio subterráneo no debe ser considerada como un caso particular (Neuman, 2005). Este sistema complejo posee al menos dos componentes principales (Baremlatt, 1960): a) la matriz original (o componente primaria), variando su estructura desde un medio poroso típico con espacios intergranulares hasta un bloque macizo de roca con baja o nula alteración; b) un conjunto de fracturas (desde pequeñas fisuras hasta una falla con extensión regional), cuya conectividad entre elementos puede generar un extensa red de flujo.

En este trabajo se hará referencia a aquellas formaciones geológicas fracturadas reconocidas como unidades acuíferas, con las siguientes características: (i) capacidad en ambas componentes para almacenar y transmitir fluidos (en particular, agua); (ii) saturación plena de sus espacios vacíos e interconectados; (iii) comportamiento elástico de su estructura ante variaciones importantes de la presión y, (iv) estabilidad química de sus materiales constituyentes.

No obstante, se debe destacar que existen medios no completamente saturados (contenidos de humedad inferiores a la porosidad total), con múltiples fases fluidas (p.e. yacimientos de gas y petróleo), con deformaciones permanentes de la estructura porosa debido a procesos de consolidación/compactación por drenaje (subsistencia) y medios con procesos de disolución de la roca (cavidades progresivas, canalizaciones subterráneas). Estos casos son abordados en los campos de actuación de Hidrología de superficie (Stadler et al., 2012), la ingeniería de reservorios (Lemonnier y Bourbiaux, 2010), las actividades mineras y en la Geomecánica (Yuan y Harrison, 2006) y en un amplio sector de la Hidrogeología que investiga a las formaciones kársticas (Bakalowicz, 2005), respectivamente.

## 2 MODELO CONCEPTUAL

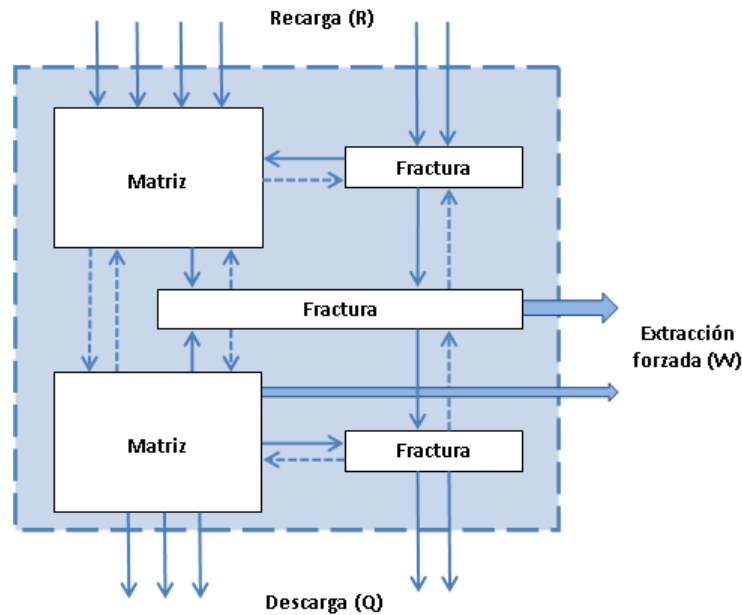
A las características del medio ya enunciadas debe sumarse la consideración de múltiples combinaciones de interconexión matriz-fractura en función del estado de integración de las mismas.

En efecto, tomando a la matriz en primer término, si su origen es de carácter sedimentario entonces será válida en su seno la teoría clásica de flujo en medio poroso saturado. Hay entonces una capacidad finita (alta o baja) de almacenar y de recibir/ceder agua. Si la matriz es una roca sólida de baja alteración o un aglomerado consolidado, entonces su continuidad en el espacio es sólo interrumpida por las superficies (planas o con curvatura) de las fracturas aledañas. No existe en ese caso participación de la matriz en procesos subterráneos activos de acumulación o transferencia de agua. La gama de variantes entre los casos extremos mencionados (acuífero vs. acuífugo) queda definida por la eficiencia de llevar adelante el almacenamiento y/o cesión de agua desde la unidad matriz, pudiendo agruparse estos estados intermedios bajo las definiciones clásicas de acuitardo (cesión diferida) o de acuífudo (almacenamiento ocluido).

Observando el sistema de fracturas, la propiedad que surge como más relevante es la conectividad entre las distintas familias que se puedan identificar por sus características geométricas y proyección estereográfica (orientación y desarrollo en el espacio). Otros atributos significativos son la separación, la curvatura y la rugosidad relativa de las paredes de la fractura, la intensidad de su disgregación, presencia de material de relleno o de zonas de contacto entre las mismas y las intersecciones (contacto) entre las diferentes familias de fracturas. Todas estas características determinan el régimen (laminar o turbulento) y el tipo de resistencia al escurrimiento (pared lisa o rugosa) dentro de la red de fracturas.

Este amplio abanico de intensidades de conducción del agua en el sistema planteado (matriz – fractura) deriva en uno de los principales núcleos de incertidumbre acerca de su comportamiento hidrogeológico: no siempre se cuenta con información de campo que permita identificar con precisión cuál es el caso dominante, dado que varios de ellos pueden coexistir en un mismo acuífero. Se debe agregar a este análisis, la incertidumbre asociada a los parámetros que caracterizan un medio permeable anisótropo, entre ellos, el tensor conductividad hidráulica (K) en cada localización.

El modelo conceptual que emerge de estas primeras consideraciones del complejo matriz-fractura puede sintetizarse a partir del siguiente esquema funcional (Fig. 1):



**Figura 1** - Representación del sistema acuífero naturalmente fracturado

Como se puede apreciar, existe posibilidad de recarga (natural o artificial) o descarga (libre o forzada por bombeo) del sistema tanto hacia o desde la componente matricial como directamente de las diferentes familias de fracturas. Son éstas las denominadas condiciones de borde externas (líneas de flujo que atraviesan los límites más externos al sistema representado en la Fig.1). La variación del flujo neto ( $Q + W - R$ ) a través del volumen de control considerado puede dar lugar a dos formas de evolución temporal posibles (estacionaria o transitoria) de los niveles de energía piezométrica del sistema.

Entre las condiciones de borde internas, se destaca la interconectividad de las unidades de fractura, lo que puede dar lugar a una red propia de flujo. Los bloques de matriz también pueden considerarse conectados directamente entre sí pero con enlaces más débiles. Ejemplo de esto último son las formaciones yuxtapuestas horizontalmente con diferente permeabilidad y que terminan aislando (confinando) a las capas inferiores. La intensidad de la transferencia de flujo entre estos bloques o capas queda así supeditada a la presión relativa entre ellos. Por último y no menos importante, la Fig. 1 muestra la existencia de intercambio bidireccional de masa fluida entre los componentes principales (matriz y fractura) del sistema.

Existe una vasta experiencia a partir de casos estudiados en forma teórica y experimental donde aplican diversas variantes del modelo conceptual aquí presentado. En el presente trabajo se han elegido aquellos que cumplen con la condición de contemplar no sólo la existencia de una doble porosidad sino que admiten también diferencias de permeabilidad entre ambas componentes. Estos modelos de doble porosidad / doble permeabilidad se han abordado para su estudio como dos medios continuos superpuestos e interactuando entre sí mediante una función de transferencia de flujo cuya intensidad depende básicamente del gradiente de presiones en la región de contacto matriz-fisura. La función de transferencia del flujo fue presentada hace ya más de medio siglo atrás por Barenblatt (1960) y por Warren y Root (1963) como el atributo más destacable a incorporar en este tipo complejo de medio subterráneo.

En los modelos de permeabilidad dual, los bloques de la componente matricial juegan el rol de unidad de almacenamiento debido a su alta porosidad (y relativa baja permeabilidad) mientras que la componente de la red de fracturas cumple con el desempeño de conducción preferencial del flujo. Otra de las cualidades esenciales de este modelo tiene que ver con la posibilidad cierta de transferencia de fluido dentro y entre bloques de matriz aún con la baja permeabilidad relativa apuntada. A largo plazo (luego de, por ejemplo, un transitorio provocado por bombeo) y en estado

cuasi estacionario se puede dar un equilibrio interno en el cual se contribuye simultáneamente al transporte de flujo a través de la porosidad matricial y de la red de fracturas. De este modo, se puede manejar como una buena hipótesis que ese será el estado a que tienda naturalmente el sistema, pudiendo considerarse como un medio continuo equivalente (MCE) cuya conductividad hidráulica ( $K$ ) y su almacenamiento específico ( $S_e$ ), son los promedios pesados de la contribución relativa de bloques de matriz y red de fracturas (Renard y De Marsily, 1997):

$$\bar{K} = w_f K_f + w_m K_m \quad (1)$$

$$\bar{S}_e = w_f S_{ef} + w_m S_{em} \quad (2)$$

donde los subíndices  $f$  (fractura) y  $m$  (matriz) indican el medio continuo o componente del sistema dual así planteado;  $w_i$  [-] es el volumen ocupado por cada componente referido al volumen total de la formación ( $w_f + w_m = 1$ );  $K_i$  es la conductividad hidráulica de cada medio [ $LT^{-1}$ ]; y  $S_e$ , como ya se adelantó, es el almacenamiento específico [ $L^{-1}$ ].

El sistema acoplado de ecuaciones correspondiente a este tipo de modelo (en el cual rige en forma aproximada la ley de Darcy para ambas componentes), se puede escribir como sigue:

$$\nabla \cdot [K_f(\mathbf{x}) \nabla h_f(\mathbf{x}, t)] = S_{ef} \frac{\partial h_f(\mathbf{x}, t)}{\partial t} - \frac{F_T(\mathbf{x}, t)}{w_f(\mathbf{x})} \quad (\text{fractura}) \quad (3)$$

$$\nabla \cdot [K_m(\mathbf{x}) \nabla h_m(\mathbf{x}, t)] = S_{em} \frac{\partial h_m(\mathbf{x}, t)}{\partial t} + \frac{F_T(\mathbf{x}, t)}{1-w_f} \quad (\text{matriz}) \quad (4)$$

donde  $x$  y  $t$  son las variables independientes espacio y tiempo, respectivamente;  $F_T(x, t)$  es la función de transferencia matriz-fractura [ $T^{-1}$ ] que representa al flujo unitario entre ambas fases por unidad de volumen; y  $h$  es la energía piezométrica [ $L$ ].

Cabe reiterar entonces que (3) y (4) surgen como combinación de la ecuación de continuidad con la ecuación de Darcy y se ha prescindido de acciones externas como los bombeos o la inyección forzada de agua (tomados en la literatura corriente como fuentes y/o sumideros) reflejando así el comportamiento natural del sistema (Douglas & Arbogast, 1990; Pinder & Celia, 2006). La función de transferencia  $F_i(x, t)$  tiene que ver entonces con un cesión/aporte de agua interno (condición de borde interna) que no necesariamente debe darse bajo depresiones provocados por bombeo. La misma ha sido expresada analíticamente bajo diversas formas, pero la versión que puede presentarse como denominador común de todas ellas es la siguiente:

$$F_T(x, t) = \alpha(x) K_\alpha(x) [h_f(x, t) - h_m(x, t)] \quad (5)$$

donde  $\alpha$  es un factor de forma [ $L^{-2}$ ] cuya expresión depende de la manera en que se conceptualice la geometría del sistema matriz-fractura (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; y  $K_\alpha$  [ $LT^{-1}$ ] es la conductividad hidráulica de la interfase matriz-fractura, en muchas ocasiones asimilada a la conductividad de la matriz ( $K_m$ ) por simplicidad.

Al factor de forma ( $\alpha$ ), se le adjudica también un efecto de revestimiento o relleno de la fractura por mineralización de la roca adyacente (Moench, 1984; Williams, 1985; Chang y Yeh, 2011), análogo al que se produce en las inmediaciones de una perforación donde el material alterado puede actuar como amplificador o reductor de la transmisividad (skin factor) en función de la naturaleza de su constitución. En la medida que este factor resulte importante, el retardo de la respuesta del medio poroso matricial se hace evidente, acercándose así al modelo cuasi-estacionario de flujo de Barenblatt (1960).

Finalmente, el factor de forma ( $\alpha$ ) fue también muy estudiado no solo en función de las posibles características geométricas del medio fracturado (Hassanzadeh et al., 2006, 2009; Ranjbar et al. 2011a y b; Lai y Pao, 2013), sino que se ha adaptado también a la versión no estacionaria de la función de transferencia cuando no resulta despreciable la variación de presiones dentro del medio poroso primario (matriz) y ni su dependencia con el tiempo. En este último caso, no es posible prescindir entonces del miembro izquierdo de la ecuación (4) debiendo trabajar con la expresión completa (Lim y Aziz, 1995; De Smedt, 2011).

### 3 CASOS DE ESTUDIO ANALIZADOS

Entre las diversas propuestas que le sucedieron a la expresión analítica original, se han elegido dos casos con diferentes formas de abordaje: una formulación determinística (Zimmerman et al., 1993; Gerke y Van Genuchten, 1993) y, otra más reciente, de tipo estocástica (Zhang, 2002; Arora et al., 2012).

#### 3.1 Modelo determinístico

En esta aproximación, Zimmerman et al. (1993, 1996) simularon numéricamente la inyección de agua a carga constante en un medio con doble porosidad comparando los distintos regímenes de declinación del gasto con el modelo de infiltración desarrollado por Nitao y Buscheck (1991). Contemporáneamente, Gerke y Van Genuchten (1993) experimentan con un modelo de caudal variable (en el tiempo) e ingresante a una familia de fracturas paralelas rodeadas de un medio poroso que las contiene. Si bien estos ejemplos pueden ser clasificados como de flujo no saturado y corresponden más a experiencias de percolación en una columna de un medio heterogéneo, el sentido del frente húmedo avanzando desde la fractura y embebiendo la matriz es un caso posible (recarga) del modelo conceptual aquí contemplado, y por lo tanto, aportan a la descripción de la transferencia matriz-fractura como también puede darse en el sentido inverso de circulación, encontrando analogías en los transitorios alcanzados por bombeo en acuíferos libres (Streltsova, 1973; Boulton y Streltsova, 1978), o semiconfinados (Zimmerman y Bodvarsson, 1994).

#### 3.2 Modelo estocástico

La estructura del sistema de ecuaciones es similar a lo descrito en el apartado anterior con la diferencia que en este caso los parámetros  $w(x)$ ,  $K(x)$  y  $\alpha(x)$  integrantes de las ecuaciones de flujo y de transferencia inter-porosa, son ahora variables aleatorias espacialmente distribuidas. De esta forma, la resolución del sistema de ecuaciones para el planteo del problema directo no sólo proporciona un valor medio estimado de la energía piezométrica en cada nodo, sino que la incertidumbre asociada a la estimación de esa variable se puede expresar, por ejemplo, mediante el valor de su varianza en esa coordenada (Zhang y Sun, 2000; Zhang, 2002). En la misma línea, el trabajo desarrollado por Arora et al. (2012) permitió contrastar un modelo estocástico con la medición del campo de presiones y flujo en una columna de suelo limo-arenoso (la matriz) más un set de macro-poros en la mitad de la base circular del dispositivo (las fisuras) materializados con tubos capilares de acero de 1 mm de diámetro. La densidad de los macro-poros se varió para poder cuantificar así la influencia de esta componente secundaria y analizar la sensibilidad de los parámetros estimados para el medio poroso, en especial, la conductividad hidráulica de la interfase matriz-fractura ( $K_{\alpha}$ ).

### 4 ASIGNACIÓN DE UNA CONDUCTIVIDAD EQUIVALENTE

Al tender naturalmente a un equilibrio en las presiones reinantes en la interfase, la estimación de una conductividad hidráulica compuesta o equivalente para el sistema dual puede lograrse de acuerdo a la expresión (1).

Por otro lado, cuando se cuenta con indicios de la existencia de una doble porosidad en el medio acuífero, la práctica habitual de la estimación de su permeabilidad consiste en “penalizar” (reducir en al menos un orden de magnitud) las cifras de la conductividad “temprana” que proviene principalmente de la red de fracturas.

En la Tabla 1 se consignan las conductividades recopiladas en este trabajo y se calcula (última columna) un valor dual equivalente. Como surge de la misma, se cumple aproximadamente la metodología rudimentaria para la estimación global a largo plazo de la conductividad. Pero como señala Streltsova (1984) y Neuman (2005), es necesario también conocer la evolución del transitorio hidráulico desde la alta difusividad que proporciona la red de fracturas como respuesta a un cambio de presiones y la acción retardada de la matriz aportando el volumen necesario para abastecer las vías preferenciales de flujo que las primeras conforman. Así, la forma en que se modela la expresión (5) y la caracterización (inicio y forma de evolución) de la acción retardada de la matriz, han permitido inferir propiedades básicas de estos acuíferos complejos.

**Tabla 1** – Cálculo de permeabilidad dual equivalente para los casos seleccionados

Id	Caso de estudio	$K_f$ [m/s]	$K_m$ [m/s]	$w_f$ [-]	$K$ [m/s]
1	Nitao y Buscheck (1991)	$8,2 \times 10^{-3}$	$1,9 \times 10^{-11}$	$2,0 \times 10^{-2}$	$1,6 \times 10^{-4}$
2	Zimmerman y Bodvarson. (1993)	$9,8 \times 10^{-9}$	$9,8 \times 10^{-12}$	$9,6 \times 10^{-4}$	$1,9 \times 10^{-11}$
3	Gerke y Van Genuchten (1993b)	$2,3 \times 10^{-4}$	$1,2 \times 10^{-9}$	$5,0 \times 10^{-2}$	$1,2 \times 10^{-5}$
4	Zhang (2002)	$3,7 \times 10^{-1}$	$5,0 \times 10^{-2}$	$1,0 \times 10^{-2}$	$5,3 \times 10^{-2}$
5	Arora, Mohanty y McGuire (2012)	$2,3 \times 10^{-5}$	$3,6 \times 10^{-7}$	$1,7 \times 10^{-5}$	$3,6 \times 10^{-7}$
				$3,3 \times 10^{-4}$	$3,6 \times 10^{-7}$

## 5 DISCUSIÓN DE RESULTADOS A PARTIR DE ENSAYOS DE BOMBEO

Para poder disponer de un patrón de comparación de los resultados obtenidos en ensayos de bombeo en medios permeables con doble porosidad se utilizó aquí la solución analítica desarrollada por De Smedt (2011) bajo las hipótesis del modelo de Barenblatt (1960), sin contemplar efectos secundarios debidos al almacenamiento en el pozo de bombeo ni el retardo por mineralización o relleno de las fisuras (skin effect).

Esto significa entonces que a partir de las ecuaciones generales (3) y (4), se las redefine para flujo radial a un pozo y se agrega  $Q$  [ $L^3T^{-1}$ ] la extracción por bombeo en aquel. Así, el descenso en el pozo  $d$  [L] correspondiente a este forzante externo será:

$$d = \frac{Q}{4\pi T} W_2 \left( u, \frac{r}{B}, \phi \right) \quad (6)$$

donde  $T$  [ $L^2T^{-1}$ ] es la trasmisividad del medio (en este casos asimilable en gran parte a la capacidad de transmitir el agua por medio de la red de fracturas) y la función de pozo  $W_2$  [-] que se deriva de la solución analítica desarrollada por De Smedt (2011) depende de tres argumentos, a saber:

$$W_2 \left( u, \frac{r}{B}, \phi \right) = W_2 \left( \frac{S_f r^2}{4Tt}, \frac{r}{\sqrt{\frac{T}{C}}}, \frac{S_m}{S_f} \right) \quad (7)$$

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 ( $m$  ó  $f$  según corresponda a cada componente y  $\phi$  su cociente), y  $C$  [ $T^{-1}$ ] el coeficiente de la función de transferencia que, en este caso, se redefine como:

$$F_T(r, t) = C (d_f - d_m) = \alpha(x) K_\alpha(x) b (d_f - d_m) \quad (8)$$

siendo,  $d_f$  y  $d_m$  los descensos piezométricos [L] en las fracturas y en la unidad matriz, respectivamente; y  $b$  [L] el espesor saturado del acuífero.

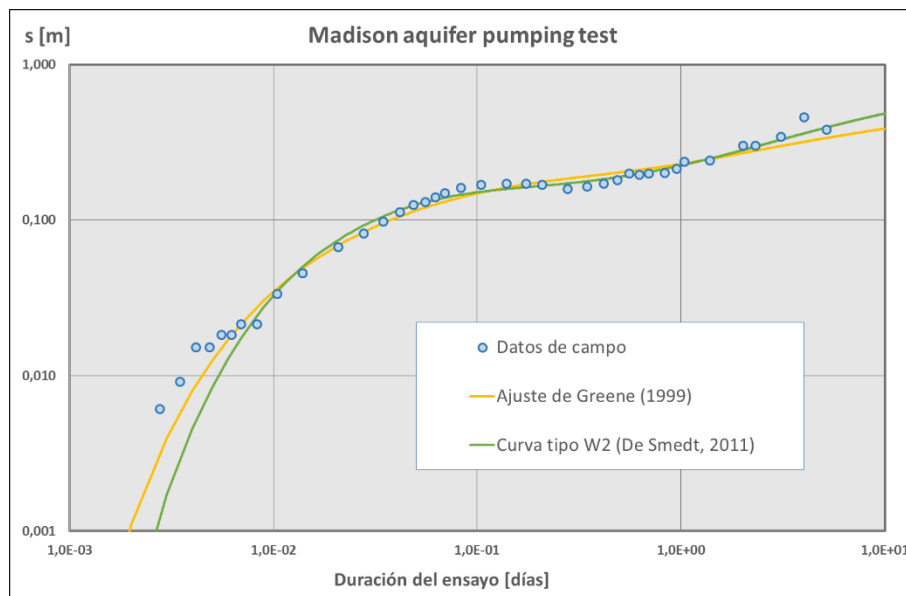
Como explica De Smedt (2011), si la matriz no posee capacidad de almacenamiento ( $S_m = 0$ ) o la cesión de agua desde la misma es nula ( $C = 0$ ), la expresión (7) coincide exactamente con la ecuación de Theis para un acuífero confinado en un medio isótropo y homogéneo (Pinder & Celia, 2006). Por el contrario, si la capacidad de almacenamiento de la matriz es infinita y reacciona instantáneamente a los cambios de presión que provienen de la región de las fracturas, entonces el descenso en el pozo se demora (o se paraliza en caso extremo), derivando en la expresión de Hantush con  $B$  [L] definido como el factor de goteo (Singhal y Gupta, 2010). Por último, cuando  $C$  tiende a infinito, el sistema vuelve a Theis con un coeficiente de almacenamiento equivalente a la suma de los valores individuales ( $S_{equivalente} = S_m + S_f$ ).

Se presentan a continuación un par de casos de la práctica en los que se ha verificado este comportamiento, comenzando por el sistema acuífero de Madison (Dakota del Sur, EEUU), reportado por Greene (1993), y siguiendo con el acuífero de Yuca Mountain (Nevada, EEUU) que fuera analizado por Moench (1984), que resulta de interés para este trabajo dado que en el mismo se hace referencia cierta a la influencia de una capa delgada de material de baja permeabilidad (fracture skin) que puede estar presente en la interface matriz-fractura.

### Acuífero de Madison

Este ejemplo fue adoptado por los autores de este trabajo para probar la rutina de ajuste de la función  $W_2(u, r/B, \phi)$  desarrollada por De Smedt (2011) al ajuste logrado por Greene (1993) para los descensos observados a 549 m del pozo de bombeo (Fig. 2).

La solución citada necesita de la estimación de 6 parámetros que definen el sistema de doble porosidad ( $Q, r, T, S_m, S_f$  y  $C$ ). Su ajuste a las observaciones es bastante similar al logrado por Greene (1993) con las ecuaciones de flujo para un acuífero semiconfinado (Boulton et al., 1978), pero se puede comprobar que se desempeña levemente mejor en la zona de transición entre aporte neto de fracturas y de equilibrio con la componente matricial.

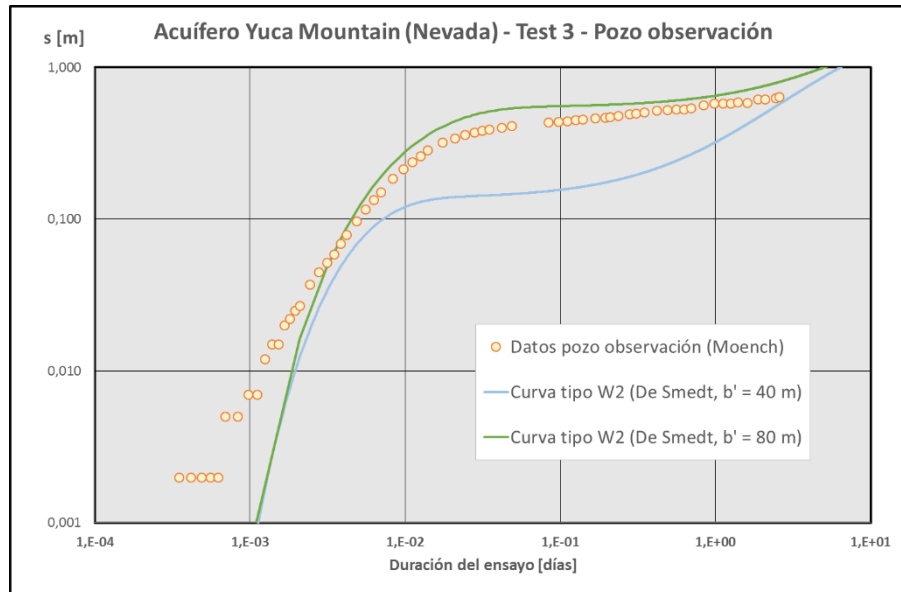


**Figura 2** – Ajustes de la función de pozo  $W_2$  para el ensayo en el acuífero de Madison

### Acuífero de Yuca Mountain

En este caso, la metodología de ajuste es similar a la usada en el ejemplo anterior, sólo que ahora se introduce dentro del factor de forma ( $\alpha$ ) de la función de transferencia, el espesor del recubrimiento (fracture skin) en la zona de interfase y esto influye directamente los descensos observados que, en general, resultan mayores a los esperados con la curva teórica en la zona de transición.

En la Fig. 3 se muestra como, al aplicar la analogía de un medio poroso dual constituido por una sola familia de fracturas paralelas espaciadas  $b' = 40$  m (Moench, 1984), la curva tipo  $W_2$  ajustada con los valores originales no alcanza a reproducir este efecto. En este trabajo se procedió a duplicar el espesor del recubrimiento con la intención de aumentar la resistencia a la cesión de agua procedente de la matriz ( $b'$  es inversamente proporcional a  $\alpha$ ) y, de esta forma, se puede advertir como mejora el ajuste con los datos experimentales.



**Figura 3** – Ajustes de la función de pozo  $W_2$  para el ensayo en el acuífero Yuca Mountain

## 6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este trabajo se ha tratado de ilustrar con ejemplos teóricos y casos de estudio derivados de la práctica computacional y de campo, la importancia del rol que cumple la función de transferencia  $F_T(x,t)$  en la simulación del flujo en acuíferos con doble porosidad / doble permeabilidad.

Su influencia tanto en la caracterización de estos medios complejos como en la interpretación de los ensayos de bombeo, demuestra la necesidad de incorporarla al conjunto de variables regionalizadas con campos de distribución aleatoria. De esta forma, se podría avanzar en forma conjunta con la simulación geoestadística de las familias de fracturas y sus propiedades físicas asociadas, siendo ésta una de las principales a tener en cuenta en medios fracturados.

### Agradecimientos

Al Grupo de Hidrogeología del Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València (UPV), por el apoyo brindado en la tarea de recopilación de antecedentes y el desarrollo del presente trabajo.

Al Profesor Florimond De Smedt del Departamento de Hidrología e Ingeniería Hidráulica de la Vrije Universiteit Brussels (VUB, Bélgica) por su colaboración en este trabajo y permitir el uso de la rutina de cálculo W2P.

### REFERENCIAS

- Arora, B., Monhanty, B.P. y McGuire, J.T., 2012. Uncertainty in dual permeability model parameters for structured soils. *Water Resources Research*, 48(1), W01508, 17pp.
- Bakalowicz, M. 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeological Journal*, 13:148–160.
- 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.
- Boulton, N.S. y Streltsova, T.D., 1978. Unsteady Flow to a Pumped Well in a Fissured Aquifer With a Free Surface Level Maintained Constant. *Water Resources Research*, 14(3):527-532.
- Chang, Y. y Yeh, H., 2011. Skin effect in generalized radial flow model in fractured media. *Geophysical Journal International*, 185:78-84.
- 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.



- Douglas, J. y Arbogast, T., 1990. *Dual porosity models for flow in naturally fractured reservoirs*, en Dynamics of fluids in hierarchical porous media, editado por J.H. Cushman, Academic Press.
- Gerke, H.H. y Van Genuchten, M.T., 1993a. Evaluation of a first-order water transfer term for variably saturated dual-porosity flow models. *Water Resources Research*, 29(4):1225-1238.
- Gerke, H.H. y Van Genuchten, M.T., 1993b. A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resources Research*, 29(2):305-319.
- Greene, E. A., 1993. *Hydraulic properties of the Madison Aquifer Systema in the waetern Rapid City area, South Dakota*, USGS, Water resources investigations report 93-4008.
- Hassanzadeh, H. y Pooladi-Darvish, M., 2006. Effects of fracture boundary conditions on matrix-fracture transfer shape factor. *Transport in Porous Media*, 64:51-71.
- Hassanzadeh, H., Pooladi-Darvish, M. y Atabay, S., 2009. Shape factor in the drawdown solution for well testing of dual-porosity systems. *Advances in water Resources*, 32:162-1663.
- Lai, K.S. y Pao, W.K.S, 2013. Assessment of different matrix-fracture shape factor in double porosity medium. *Journal of Applied Sciencies*, 13(2):308-314.
- Lemonnier, P. y Bourbiaux, B., 2010. Simulation of Naturally Fractured Reservoirs. State of the Art. *Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP*, 65(2):239-262
- Lim, K.T. y Aziz, K., 1995. Matrix-fracture transfer shape factors for dual-porosity simulators. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 13:169-178.
- Moench, A.F., 1984. Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Research*, 20(7):831-846.
- Nitao, J.J. y Buscheck, T.A., 1991. Infiltration of a liquid front in an unsaturated fractured porous medium. *Water Resources Research*, 27(8):2099-2112.
- Neuman, S.P., 2005. Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. *Hydrogeological Journal*, 13:124-127.
- Pinder, G. F. y Celia, M. A., 2006. *Subsurface Hydrology*, Wiley.
- Ranjbar, E. y Hassanzadeh, H., 2011a. Matrix-fracture transfer shape factor for modeling flow of a compressible fluid in dual-porosity media. *Advances in Water Resources*, 34:627-639.
- Ranjbar, E., Hassanzadeh, H. y Chen, Z, 2011b. Effect of fracture pressure depletion on a dual porosity shape factor for flow of compressible fluids in fractured porous media. *Adv. in Water Resources*, 34:1681-1693.
- Renar, Ph. y de Marsili, G., 1997. Calculating equivalent permeability: a review. *Advances in Water Resources*, 20(5-6):253-278.
- Stadler, L., Hinkelmann, R. y Helmig, R, 2012. Modeling Macroporous Soils with a Two-Phase Dual-Permeability Model. *Transp. Porous Media*, 95:585–601
- Streltsova, T.D., 1973. Flow near a pumped well in an unconfined aquifer under nonsteady conditions. *Water Resources Research*, 9(1):227-235.
- Streltsova, T.D., 1984. Well Hydraulics in heterogeneous porous media. En *Fundamentals of Transport Phenomena in porous media*, ed. Por Bear, J. y Corapcioglu, M.Y., NATO ASI Series, 82:317-346.
- Singhal, B.B.S. y Gupta, R.P., 2010. *Applied hydrogeology of fractured rocks*. 2a. edición, Springer.
- Warren, J.E. y Root, 1963. The behavior of naturally fractured reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal*, ASME 228:245-255.
- Williams, R.E., 1985. Comment on "Double-Porosity Models for a Fissured Groundwater Reservoir With Fracture Skin" by Allen F. Moench. *Water Resources Research*, 21(6):889-891.
- Yuan, S.C. y Harrison, J.P., 2006. A review of the state of art in modelling progressive mechanical breakdown and associated fluid flow in intact heterogeneous rocks. *Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 43:1001:1022.
- Zimmerman, R.W., Chen, G., Hadgu, T. y Bodvarsson, G.S., 1993. A numerical model with semi-analytical treatment of fracture/matrix flow. *Water Resources Research*, 29(7):2127-2137.
- Zimmerman, R.W. y Bodvarsson, G.S., 1994. *Hydraulic Conductivity of Rock Fractures*. Lawrence Berkeley Laboratory, University of California, Earth Sciences Division, LBL-35976.
- Zimmerman, R.W. y Bodvarsson, G.S., 1996. Effective transmissivity of two-dimensional fracture networks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech*, 33(4):433-438.
- Zhang, D., 2002. *Stochastic methods for flow in porous media: coping with uncertainties*. Academic Press.