

MODELIZACIÓN DEL EFECTO DE FALLAS REGIONALES SOBRE EL FLUJO SUBTERRÁNEO

J. Mas-Pla

Àrea de Geodinàmica, Dept. de Ciències Ambientals i Geocamb
Universitat de Girona
17071 Girona, España
josep.mas@udg.edu

A. Folch

Unitat de Geodinàmica Externa i Hidrogeologia
Departamento de Geología
Universitat Autònoma de Barcelona
08193 Bellaterra, Barcelona, España

Resumen: Los sistemas de flujo de agua subterránea en cuencas intramontañosas delimitadas por fallas son difícilmente descriptibles a partir de datos de campo, debido a la escasez de puntos de muestreo representativos y a la componente vertical del flujo que caracteriza este tipo de acuíferos. En este estudio se presenta la simulación numérica del flujo subterráneo en zonas de falla ubicadas entre relieves elevados y depresiones tectónicas, con el objetivo de representar las posibles líneas de flujo que se desarrollan entre ambos y que no pueden deducirse completamente mediante datos de campo. Un aspecto específico considerado es la conexión hidráulica con un río cuyo trazado se halla condicionado por la zona de falla. Con la finalidad de acomodarnos a posibles situaciones reales, se consideran rangos de conductividad hidráulica para cada uno de los principales dominios hidrogeológicos diferenciados: montaña, zona de falla y depresión, y distintas anchuras de la zona de falla. Los resultados muestran la existencia de flujos ascendentes o descendentes en las distintas simulaciones, condicionando la recarga de los niveles sedimentarios de la depresión. También se observa el comportamiento de la zona de falla como zona preferencial de circulación y su influencia en los sistemas de flujo locales y regionales.

INTRODUCCIÓN

El estudio hidrogeológico de cuencas a escala regional supone en muchos casos una elevada incertidumbre en la descripción de los flujos que tienen lugar en las zonas más profundas del sistema. En muchos casos estos flujos de carácter regional son determinantes en la recarga de acuíferos superiores y, por ello, deben considerarse en el cómputo global del balance hidrológico. Sin embargo, la identificación de sistemas de flujos a escala regional no es una tarea fácil en el campo, dado que los puntos de muestreo no siempre se hallan ubicados en el lugar deseado ni a las profundidades adecuadas para poder describir y muestrear convenientemente su desarrollo tridimensional.

Esta dificultad es aún más evidente cuando las formaciones hidrogeológicas se hallan afectadas por tectónica, especialmente por fracturas,

las cuales pueden suponer zonas de flujo preferencial. La recarga asociada a fracturas puede suponer en algunos casos la mayor aportación en algunos acuíferos. Distintos estudios (Forster y Smith, 1988a,b; Smith *et al.*, 1990; Bredehoeft *et al.*, 1992; Haneberg, 1995; Caine *et al.*, 1996) han mostrado la importancia de las fracturas como entidades hidrogeológicas relevantes.

En este contexto e independientemente del grado de precisión alcanzado en la descripción de la geología y tectónica regional, el trazado de las líneas de flujo en sistemas heterogéneos no es intuitivo, y se halla dificultado tanto por la falta de datos piezométricos apropiados como por la dificultad de integrar las distintas formaciones geológicas y sus respectivos cambios de conductividad hidráulica. Además, la presencia de cauces fluviales es habitual en zonas de falla donde los factores estructurales controlan la

morfología de la red de drenaje. En estas circunstancias debe suponerse un rol importante de los ríos y sus acuíferos libres asociados en relación al flujo en general y, especialmente, en relación al flujo en la zona de falla.

Es por ello que se ha considerado oportuno caracterizar el flujo de agua subterránea influenciado por fallas regionales usando métodos de modelización numérica. En concreto, este estudio considera el efecto sobre el sistema hidrogeológico impuesto por las fracturas que determinan los límites de las depresiones intramontañas y que se hallan conectadas con la red de drenaje superficial y los acuíferos aluviales asociados. El objetivo consiste, pues, en determinar las líneas de flujo para distintas combinaciones de parámetros hidrogeológicos y geometrías de las zonas de montaña, de fractura y del relleno sedimentario de la depresión tectónica limítrofe. Con ello se pretende visualizar las relaciones de flujo entre las distintas unidades hidrogeológicas.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Si bien el ejercicio de modelización numérico desarrollado no pretende simular ninguna zona geológica en concreto, ésta se ha basado en los trabajos de campo realizados en la depresión de la Selva, Cordillera Costero-Catalana, como base para proporcionar un contexto geológico y unos datos hidrogeológicos coherentes en la construc-

ción del modelo conceptual (Figura 1).

La depresión de la Selva es un graben tectónico limitado por los macizos de las Guilleries (1.202 m), las Gavarres (535 m) y la Sierra Transversal (998 m). Las principales fracturas se alinean en dirección NO-SE, si bien otras fallas ortogonales y de dirección N-S complementan la estructura tectónica. La depresión se originó durante el Neógeno y se halla rellena por materiales sedimentarios no consolidados procedentes de la erosión de los macizos circundantes. En su límite occidental la depresión se halla afectada por la falla de Santa Coloma, la cual es la referencia geológica del modelo conceptual.

Desde la perspectiva hidrogeológica Vilanova (2004) y Menció (2006) muestran que las fallas situadas en los límites de la depresión, así como las fracturas existentes en el substrato de la misma, proporcionan una recarga significativa a los materiales sedimentarios neógenos. Los resultados piezométricos, hidroquímicos e isotópicos permiten definir la existencia de flujos verticales ascendentes.

En este contexto, también adquiere importancia la presencia de una formación aluvial alineada con la zona de falla, la cual puede desarrollar una relación hidrológica compleja con la falla subyacente (Novakowsky *et al.*, 2000). El carácter prácticamente perenne del cauce de la riera de Santa Coloma constituye un elemento relevante que ha sido considerado en el modelo.

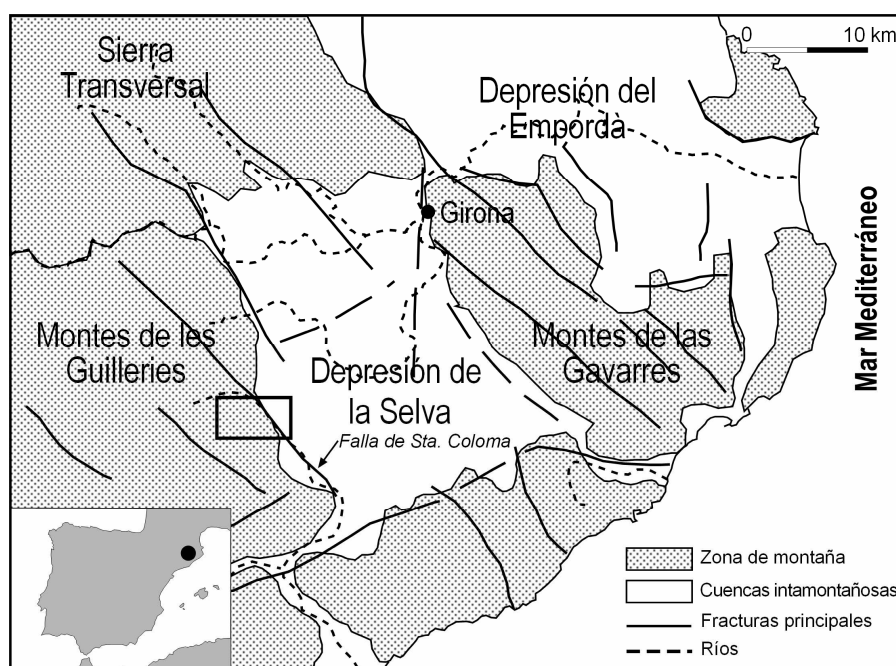


Figura 1. Esquema geológico de la depresión de la Selva y zonas adyacentes en las que se basa el modelo hidrogeológico conceptual. El cuadrado indica el área de referencia para el modelo

ESTRUCTURA DEL MODELO HIDROGEOLÓGICO

El modelo hidrogeológico de flujo desarrollado se basa en los estudios de campo realizados en el macizo de las Guilleries (IGME, 1993; ACA, 2002) y en trabajos recientes en la depresión de la Selva por Folch (2005) y Menció (2006). En términos generales, el macizo de las Guilleries en el límite occidental de la depresión, actúa como la principal zona de recarga y el flujo subterráneo presenta un trazado divergente hacia las zonas colindantes de menor altitud.

El modelo conceptual bidimensional (X-Z, y anchura unidad en la dirección Y) distingue cuatro dominios hidrogeológicos. Concretamente:

1. El macizo de las Guilleries, constituido principalmente por rocas ígneas y, en menor proporción, metamórficas, presentan una porosidad por fracturación y fisuración. Los materiales ígneos forman un acuífero libre que se recarga en las zonas de mayor altitud (ACA, 2002). Algunos pozos profundos pueden presentar características confinadas, según la geometría y densidad de las fracturas. Las propiedades hidráulicas de este macizo se basan en ensayos de bombeo descritos en IGME (1993). Los valores de conductividad hidráulica varían sólo en dos órdenes de magnitud, de 10^{-2} a 1 m/día, en los primeros 300 m.
2. La zona de falla, con un desplazamiento tanto vertical como horizontal, está constituida por diversos planos de falla (Durán, 1985). Por esta razón se considera una zona de falla cuya anchura se ha estimado en referencia a los trabajos de Otsuki (1978) y Robertson (1983;1988), definiéndose en 100 m para los modelos utilizados en esta comunicación (ver detalles en Folch, 2005). Los valores extremos de conductividad hidráulica para la zona de falla se consideran de 1 y 10 m/día.
3. El relleno sedimentario de la depresión de la Selva presenta un espesor de 200 m en la zona próxima a la falla de Santa Coloma.

Se halla constituido por niveles estratificados de arenas y limos. Los niveles arenosos tienen potencias de 2 a 5 m, dando lugar a un acuífero multicapa con un comportamiento semiconfinado en profundidad. Los valores de conductividad medios para estos niveles arenosos es de 3 m/día (MOPU, 1971), habiéndose estimado una conductividad hidráulica efectiva para el conjunto de sedimentos neógenos de 1,3 m/día. Por debajo del relleno sedimentario se ha determinado una zona de zócalo o substrato, con las mismas características litológicas e hidrogeológicas que el macizo de las Guilleries. En el modelo, el zócalo presenta un grueso similar al del relleno sedimentario.

4. Finalmente, el aluvial de la riera de Santa Coloma, asociado geomorfológicamente a la zona de falla, tiene una anchura de 500 m y un espesor máximo de 20 m. Dado que las variaciones de nivel hidráulico anuales son inferiores a 3 m, se interpreta que existe una relación hidrogeológica aluvial-falla significativa en la que la zona de falla puede proporcionar agua al aluvial y que éste, a su vez, puede recargar la zona de falla si la distribución de niveles en el sistema lo requiere. Por esta razón, el aluvial se representa como una condición de entorno de nivel constante. En el mismo sentido de Winter *et al.* (1999), definimos una relación influente cuando exista un flujo del aluvial a la zona de falla, e efluente en el caso contrario.

Los valores de conductividad hidráulica (K) usados en el modelo se presentan en la Tabla 1. Los límites verticales, representando la profundidad de la zona del macizo y de la depresión, se han modelizado como zonas de nivel constante. La base del zócalo, así como la superficie freática forman contornos impermeables, sin flujo. El modelo de flujo utilizado es MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1986). Todas las simulaciones se han realizado bajo régimen permanente ("steady-state").

Dominio	K, m/día
Guilleries y zócalo	K1 0,01 - 0,1 - 1,0
Zona de falla	K2 1,0 - 10,0 - 100
Relleno sedimentario, baja K	K3 0,011 - 0,143 - 0,250
Relleno sedimentario, alta K	K4 0,9 - 3,0 - 6,5

Tabla 1. Rangos de conductividad hidráulica (K) usados en el modelo

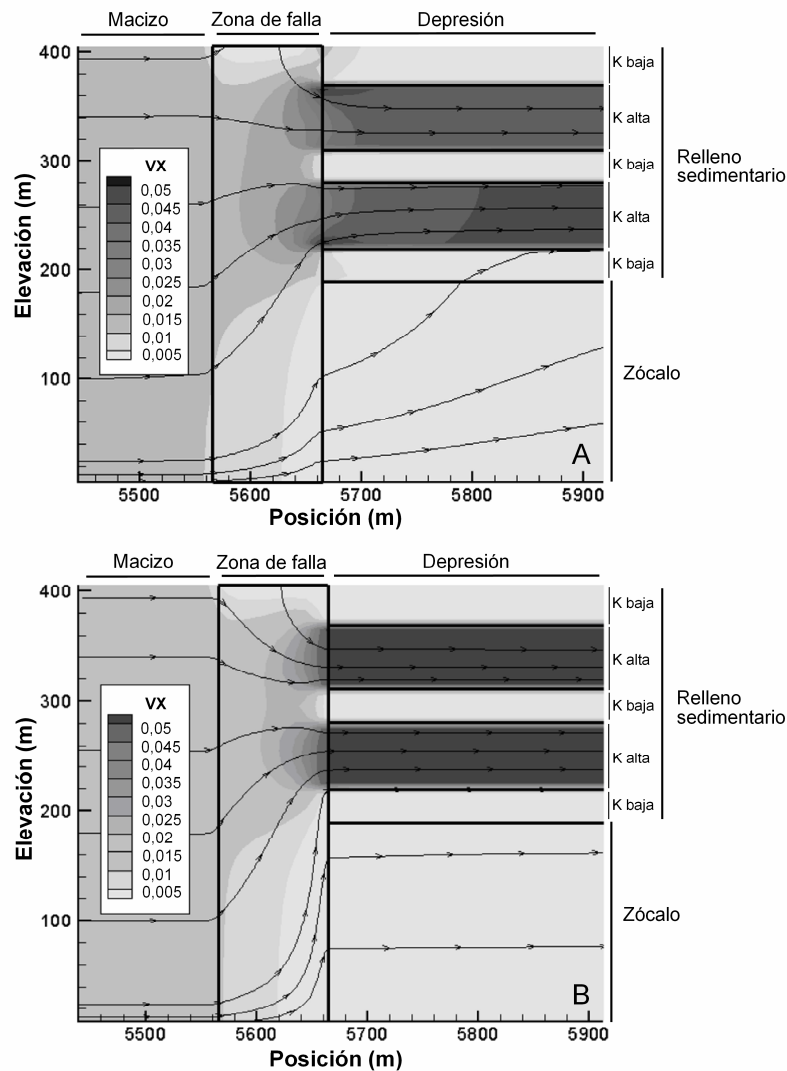


Figura 2. Líneas de flujo y distribución de su componente horizontal v_x , (en m/día) en el área próxima a la zona de falla para el caso de un relleno sedimentario de la depresión con dos niveles arenosos de elevada conductividad hidráulica. Zona de falla: 100 m de anchura; K1 (macizo y zócalo) = 0,1 m/día, K3 (niveles sedimentarios de baja K; acuitardo) = 0,25 m/día, y K4 (niveles sedimentarios de alta K; acuíferos) = 9 m/día. (A) K2 (zona de falla) = 1 m/día, (B) K2 (zona de falla) = 100 m/día. El dominio del macizo se halla en la parte izquierda del gráfico, la zona de falla en el centro, y a la derecha el relleno sedimentario de la depresión ocupa la mitad superior y el zócalo la mitad inferior

RESULTADOS

La Figura 2 muestra en detalle la distribución del flujo alrededor de la zona de falla para dos combinaciones distintas de valores de conductividad hidráulica, habiéndose eliminado de la representación gráfica la mayor parte de la zona de macizo y del relleno sedimentario y, por consiguiente, los entornos del modelo. La zona aluvial, concretamente, se ubica en la zona superior de la falla representada por una condición de contorno de nivel constante.

En esta Figura 2, el caso A considera un va-

lor aceptable de K en la zona de falla (K2) de 1 m/día, mientras que el caso B corresponde a un valor notablemente elevado de 100 m/día. A su vez, la Figura 3 muestra la magnitud del flujo intercambiado entre la zona de falla y el aluvial suprayacente estimado para cada combinación de valores de K, según la Tabla 1. El valor de este flujo se considera un indicador de la influencia de las relaciones de K en los distintos dominios sobre la hidrodinámica del sistema. Los valores de flujo positivo corresponden a una recarga desde el aluvial a la zona de falla, en tanto que los valores de flujo negativo corresponden a

aportaciones de agua subterránea a través de la zona de falla hasta la formación aluvial.

Las distintas simulaciones muestran la existencia de un comportamiento dual entre la zona de falla y el aluvial (Figura 3). Concretamente, la zona de falla puede actuar dando lugar a la recarga o al drenaje de la zona aluvial, como indica el cambio de signo en las distintas simulaciones. En el caso en que el relleno sedimentario se considera homogéneo (sin estratificación, K_3 efectiva), el signo del flujo para la mayoría de combinaciones de conductividad hidráulica es negativo, indicando contribuciones de flujo ascendentes de la zona de falla a la escorrentía del aluvial y del cauce asociado. Sólo para valores bajos de conductividad hidráulica en el dominio del macizo (K_1) se produce un flujo inverso descendente de signo positivo.

Las simulaciones representadas en la Figura 2 muestran la situación menos frecuente en la que domina una entrada de flujo descendente desde el aluvial. En ambos casos este comportamiento viene determinado por la presencia de niveles arenosos de alta conductividad que "atraen" las líneas de flujo procedentes del macizo y de la condición de nivel constante definida en el límite superior de la zona de falla. Consecuentemente, se establecen unas líneas de flujo horizontales en

el relleno sedimentario de la depresión. Sin embargo, para otras combinaciones de valores de K , en las cuales los valores de K_3 y K_4 son similares, se establecen flujos ascendentes en el interior del relleno sedimentario con la subsecuente recarga vertical de unos niveles arenosos a otros.

Finalmente, la Figura 2 también ilustra la influencia de la zona de falla en el comportamiento de las líneas de flujo en el zócalo subyacente al relleno sedimentario. Estas líneas de flujo, de acuerdo con la relación entre las conductividades hidráulicas de la zona de falla (K_2) y del zócalo granítico (K_1) pueden desplazarse hacia el relleno sedimentario dando lugar a una recarga adicional de estos niveles acuíferos.

Estas observaciones son coherentes con la recarga vertical identificada mediante datos geoquímicos e isotópicos (Vilanova, 2004; Menció, 2006), la cual se relaciona con flujos regionales a gran escala cuya trayectoria se ve influenciada por la tectónica. Adicionalmente, la presencia de fallas en el zócalo (no consideradas en el modelo) darían lugar a una recarga más eficiente de los niveles sedimentarios superiores. Sin embargo, para relaciones de K_2/K_1 elevadas, como es el caso B de la Figura 2, las líneas de flujo se transforman en horizontales e impiden una recarga vertical ascendente.

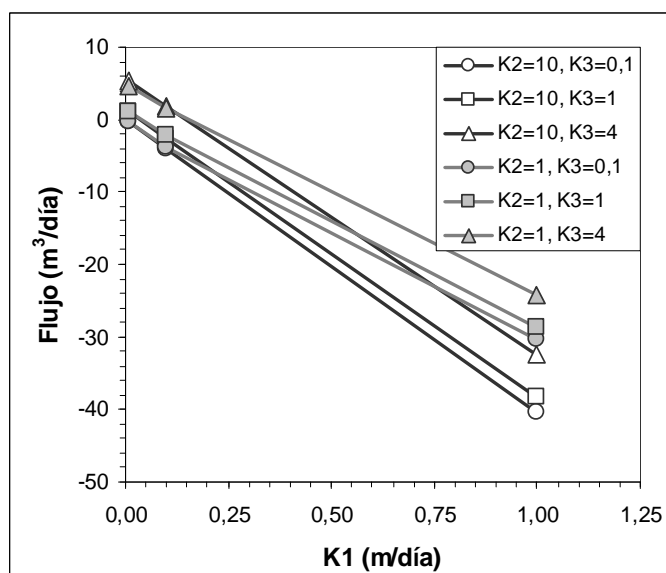


Figura 3. Flujo calculado entre la zona de falla y la formación aluvial para distintas combinaciones de valores de conductividad hidráulica (K , valores en $m/día$). Los valores de conductividad hidráulica K_1 y K_2 se refieren al macizo y zócalo cristalino, y a la zona de falla; respectivamente. El valor K_3 de este gráfico se refiere a la conductividad hidráulica efectiva de la serie sedimentaria; es decir, a la media geométrica de K_3 y K_4 (Tabla 1), considerando los espesores de los distintos niveles (Folch, 2005). Los valores de flujo positivo corresponden a una recarga desde el aluvial a la zona de falla, en tanto que los valores de flujo negativo corresponden a aportaciones de agua subterránea a través de la zona de falla hasta la formación aluvial

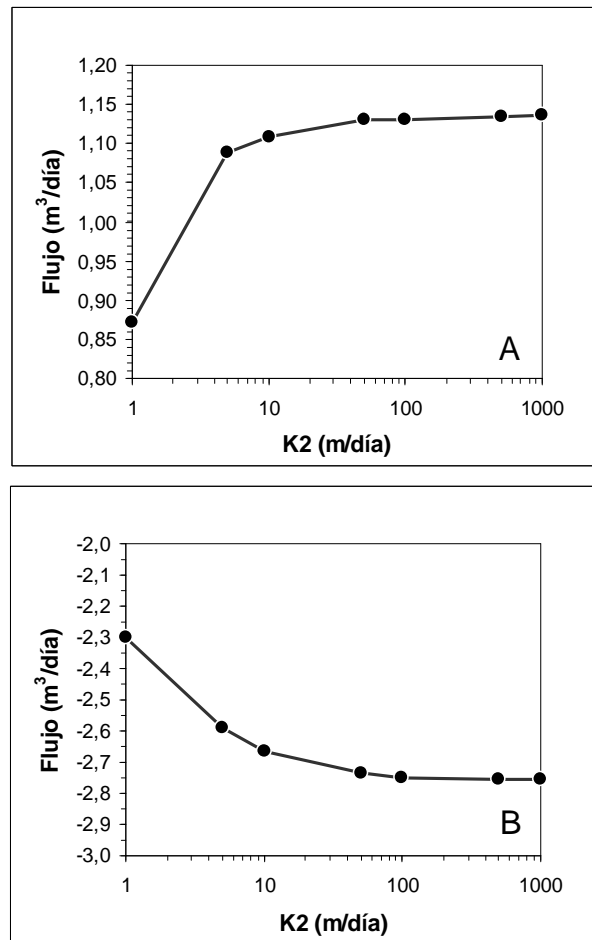


Figura 4. Flujo calculado entre la zona de falla y la formación aluvial en función del valor de conductividad hidráulica en la zona de falla (K_2). (A) K_1 (macizo y zócalo) = 0,01 m/día y K_3 (conductividad hidráulica efectiva de la serie sedimentaria) = 1 m/día, (B) K_1 = 0,1 m/día, y K_3 = 1,0 m/día. La convención en el signo de la magnitud del flujo se halla descrito en el texto y en la Figura 3

La influencia de la magnitud de la conductividad hidráulica de la zona de falla ha sido estudiada usando un rango más amplio de valores de K_2 hasta 1000 m/día (Figura 4). Se han realizado dos conjuntos de simulaciones: el primero, con $K_1=0,01$ m/día (caso A), asegura un flujo desde el aluvial a la zona de falla; el segundo, con $K_1=0,10$ m/día (caso B), supone un flujo desde la falla al aluvial. En ambos casos, la magnitud absoluta del flujo aumenta significativamente hasta el valor de $K_2=100$ m/día. Para valores de K_2 superiores, el incremento de la magnitud del flujo es escaso, indicando que la influencia en el balance de masa de K_2 es de poca importancia por encima de este valor. Esta observación puede ser útil en casos en que la existencia de fracturas abiertas, de muy alta conductividad hidráulica, controle el sistema de flujo.

CONCLUSIONES

Los resultados de este ejercicio de modelización permiten ilustrar el control que realizan las zonas de fractura en la relación de flujo entre las zonas de montaña y los acuíferos en depresiones tectónicas. El conjunto de simulaciones numéricas ha permitido identificar distintos comportamientos en el sistema de flujo en función de las relaciones de conductividad hidráulica en los tres dominios representados en el modelo conceptual: el macizo, la zona de falla y el relleno sedimentario de la depresión. La existencia de una formación aluvial en el techo de la zona de falla es hidrogeológicamente significativa y permite definir dos sistemas de flujo opuestos, en los cuales se drena o recarga la zona de falla subyacente.

Los gráficos derivados de las simulaciones muestran que la distribución de las líneas de flujo y la relación con la formación aluvial superior se

hallan controladas básicamente por las diferencias de conductividad entre los distintos dominios. Estos resultados ilustran distintas dinámicas hidrogeológicas potenciales, las cuales no son intuitivas ni pueden determinarse con facilidad en base a datos de campo. Asimismo, también señalan la necesidad de interpretar prudentemente los datos hidroquímicos e isotópicos procedentes del relleno sedimentario, los cuales pueden ciertamente proceder de una mezcla de líneas de flujo de diversa procedencia y tiempos de residencia en el sistema hidrogeológico.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se halla financiado por los proyectos MCYT: REN2002-04288-c02-01, y CGL2005-08019-C04-02/HID.

REFERENCIAS

- ACA, (2002). Model de Gestió del sistema hidrològic de naturalesa granítica del sistema Montseny-Guilleries. Generalitat de Catalunya, Inédito.
- Bredehoeft, J.D., K. Belitz, K. y Sharp-Hansen, S., (1992). The hydrodynamics of the Big Horn Basin: A study of the role of faults. *American Assoc. Petroleum Geologists Bulletin*, 76, 530–546.
- Caine, J.S., Evans J.P. y Forster, C.B., (1996). Fault zones architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025–1028.
- Durán, H., (1985). El paleozoico de les Guilleries. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona.
- Folch A., (2005). Modelització de flux en zones de fractura: implicacions en la recàrrega de depressions intramuntanyoses. Tesis de Máster, Universitat Autònoma de Barcelona.
- Forster, C.B. y Smith, L., (1988a). Groundwater flow systems in mountainous terrain. 1. Numerical modeling technique. *Water Resources Research*, 24, 999–1010.
- Forster, C.B. y Smith, L., (1988b). Groundwater flow systems in mountainous terrain. 2. Controlling factors. *Water Resources Research*, 24, 1011–1023.
- Haneberg, W.C., (1995). Steady state groundwater flow across faults. *Water Resources Research*, 31, 1815–1820.
- Instituto Geológico y Minero de España (IGME), (1993). Estudio para la evaluación de las aguas minero-medicinales, minerales naturales, de manantial, termales y mineroindustriales en el territorio de Catalunya. El macizo granítico de les Guilleries-el Montseny (Girona y Barcelona). Primer informe final, Madrid.
- McDonald, M.G. y Harbaugh, A.W., (1988). A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model. U.S. Geological Survey Open-File Report 83-875, Washington.
- Menció, A., (2006). Anàlisi multidisciplinària de l'estat de l'aigua a la depressió de la Selva. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, <http://www.tdx.cesca.es/TDX-0718106-140651/>
- Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (MOPU), (1971). Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental (zona norte). Estudio de los recursos subterráneos de la zona de la Selva (Girona). Dirección General de Obras Hidráulicas, Inédito.
- Novakowsky, K., Oxtobee, J.P.A. y Kriger, P.W., (2000). Potential discharge of Lockport groundwater into Twenty Mile Creek downgradient from the CWML site, Smithville, Ontario. Final Report to the Smithville Phase IV Bedrock Remediation program.
- Otsuki, K., (1978). On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault. *Journal of Geological Society Japan*, 84, 661–669.
- Robertson, E.C., (1983). Relationship of fault displacement to gouge and breccia thickness. *Mining Engineering*, 35, 1426–1432.
- Robertson, E.C., (1988). Shearing of rocks in faults. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 69, 1448.
- Smith, L., Forster, C.B. y Evans, J.P., (1990). Interaction of fault zones, fluid flow and heat transfer at the basin scale. En *Hydrology of permeability environments*, Int. Assoc. of Hydrogeologists, 2, 41–67.
- Vilanova, E., (2004). Anàlisi dels sistemes de flux a l'àrea Gavarres-Selva-Baix Empordà. Proposta de model hidrodinàmic regional. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, <http://www.tdx.cesca.es/TDX-1217104-145328/>

Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L., y
Alley, W.M., (1999). Ground water and

surface water: A single resource. U.S.G.S.,
Circular 1139.