

MODELIZACIÓN DEL TRANSPORTE DE CALOR Y FLUIDO EN LOS SULFUROS MASIVOS ENCAJADOS EN PIZARRAS DE LA FAJA PIRÍTICA IBÉRICA, ESPAÑA.

C. CONDE ⁽¹⁾, F. TORNOS ⁽¹⁾, S. MATTHÄI ⁽²⁾ Y S. GEIGER ⁽³⁾

⁽¹⁾ Instituto Geológico y Minero de España, C/Azafranal, 48, 37001, Salamanca, España.

⁽²⁾ Dept. of Earth Sciences & Engineering, Imperial College, Prince Consort Road, SW7 2BP Londres, Reino Unido.

⁽³⁾ Dept of Earth Sciences, Geology and Miner Resources, ETH Zurich Sonneggstr. 5, DH-8092 Zurich, Suiza.

INTRODUCCIÓN

El estudio de los procesos geoquímicos y termodinámicos relacionados con la génesis de los sulfuros masivos es un campo de interés creciente en la investigación de los yacimientos minerales. La simulación mediante modelos numéricos de flujo de fluido y transporte de solutos permite un mejor entendimiento de los procesos fisicoquímicos que intervienen en los sistemas hidrotermales en los fondos marinos. Sin embargo, pocos son los trabajos orientados a comprender los procesos que han intervenido en la formación de la mayor provincia mundial de sulfuros masivos, la Faja Pirítica Ibérica (FPI) (Barrie *et al.*, 2004; Conde *et al.* 2005).

La mayoría de los sulfuros masivos gigantes (>100 Mt) de la Faja Pirítica se encuentran en su sector septentrional. Los cuerpos mineralizados encajan en una secuencia félsico-siliciclástica a techo de una potente unidad sedimentaria. La FPI incluye una serie estratigráfica relativamente simple y de edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior, en la que se han diferenciado tres unidades. Las rocas más antiguas forman el Grupo Cuarzo-filítico (Grupo PQ). Está formado por una potente serie detrítica (>2000 m) constituida por una alternancia de pizarras y areniscas depositadas en un ambiente de plataforma continental estable. Estratigráficamente por encima está el Complejo Volcano Sedimentario (CVS) formado por una serie heterogénea compuesta por una alternancia de rocas volcánicas, subvolcánicas y volcanoclásticas de carácter bimodal, junto con pizarras y sedimentos químicos. El CVS se depositó en una cuenca de tipo *pull-apart* formada durante la colisión oblicua de la Zona Sur-Portuguesa y el Terreno Ibérico Autóctono durante la orogenia Varisca. La unidad superior, suprayacente a la unidad volcánica, es el Grupo Culm formado por una secuencia tipo flysch constituida por pizarras y grauvacas, producto de la colmatación de la cuenca y posterior inversión tectónica. (Moreno, 1993).

Los depósitos más significativos de la zona sur de la FPI encajan en pizarras oscuras. En algunos casos estas pizarras se localizan directamente por encima del Grupo PQ (e.g., Tharsis) o sobre una unidad félsica con complejos de tipo domo (e.g., Aznalcóllar-Los Frailes, Las Cruces, Sotial, Valverde o Tharsis). Estos sulfuros masivos están caracterizados por su gran tonelaje, el alto contenido en pirita, y la presencia de estructuras sedimentarias que sugieren un probable origen ligado a procesos exhalativos en una cuenca anóxica restringida, tipo *brine pool* (Tornos

et al., en prensa). Estos depósitos parecen ser contemporáneos y limitados a un único nivel estratigráfico de 3 a 4 Ma, datado como Estruniense Superior (González *et al.*, 2002; Oliveira *et al.*, 2002; Pereira *et al.*, 1996). Las propiedades geológicas y geoquímicas sugieren que los fluidos que originaron la mineralización proceden de la maduración diagenética de la unidad detrítica inferior (Grupo PQ), cuya circulación fue acelerada por un alto gradiente geotérmico inducido por la intrusión magmática (Conde *et al.*, 2005; Tornos, 2006).

El objetivo principal de este trabajo es el desarrollo de un modelo de elementos finitos que sea capaz de verificar si el Grupo PQ puede ser la fuente de los metales y del fluido hidrotermal que da lugar a la formación de los sulfuros masivos, así como intentar entender porqué estas mineralizaciones se formaron en un lapso tan corto de tiempo.

METODOLOGÍA DE LA MODELIZACIÓN NUMÉRICA

El modelo ha sido construido mediante la simulación de un flujo multi-fase, combinando métodos de elementos finitos y volúmenes finitos que predigan la convección hidrodinámica y termohalina. La realización de este modelo numérico precisa de una serie de consideraciones como son los procesos básicos y las ecuaciones fundamentales que gobiernan la dinámica de fluidos y el transporte de calor. Matemáticamente, los procesos básicos como el flujo de fluido, la transferencia de calor y el transporte de soluto pueden ser descritos mediante la ecuación de continuidad (1) y la ley de Darcy (2):

donde ϕ es la porosidad de la roca, ρ es la densidad de

$$\phi \frac{\partial S_x}{\partial t} = -\nabla \cdot v_x + q_x \quad (1)$$

$$v_x = -\lambda_x k (\nabla p_x - \rho_x g) \quad (2)$$

fluido y S es la saturación de la fase. Y donde la velocidad del fluido viene dada por la ecuación (2), donde λ es el ratio de movilidad relativo a la permeabilidad de la fase (k) y su viscosidad (μ). La permeabilidad en el medio poroso es k , p es la presión del fluido, y g , es la aceleración por gravedad. Para la modelización de nuestro sistema se han tenido en cuenta tres ecuaciones de estado: a. conservación de la masa de fluido, teniendo en

cuenta la fase de líquido y vapor; b. conservación de la masa de soluto, en relación a la conservación de la fracción de masa NaCl en el H₂O; y c. conservación de la energía, definida por la capacidad de calor y conductividad térmica. Estas ecuaciones han sido calculadas en base a los términos de presión de fluidos, temperatura y salinidad.

Las principales ecuaciones de estado que intervienen en la formación de los yacimientos, han sido simultáneamente resueltas mediante el *Complex System Platform (CSP)* (Matthäi *et al.*, 2001), sistema que está orientado a objetos (C++). Este software fue diseñado con el objetivo de resolver numéricamente y al mismo tiempo, las ecuaciones diferenciales de conservación de la masa y energía, pudiendo variar las condiciones fisicoquímicas (permeabilidad, porosidad, salinidad y geometría) que simulan el flujo de calor y fluido en un sistema hidrotermal termohalino (Geiger, 2004).

Modelo hidrogeológico conceptual

La construcción del modelo conceptual está basada en el conocimiento de la características estratigráficas, tectónicas y paleogeológicas de la zona sur de la FPI, que previamente han sido descritas en estudios generales de la zona (Leistel *et al.*, 1998; Mitjavila *et al.*, 1997; Tornos, 2006), así como en trabajos enfocados al estudio concreto de algunos yacimientos. Un aspecto importante para la construcción del modelo numérico es el conocimiento del emplazamiento geotectónico en el momento de formación de las mineralizaciones. Para ello, en este trabajo se ha tenido en cuenta las características paleogeográfica regionales interpretadas a partir del perfil sísmico IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003)

Modelo inicial

El modelo inicial ha sido construido en base a una malla bidimensional de más de 3600 elementos triangulares, que representa un corte geológico simple de dimensiones 20 x 40 km. Litológicamente, el modelo numérico presenta dos unidades: una unidad sedimentaria con una potencia de 3 a 4 km que simboliza el Grupo PQ, y una secuencia heterogénea suprayacente compuesta por rocas volcánicas y sedimentarias (800-1200 m), equivalente al CVS. Este conjunto está afectada por una serie de fallas extensionales y de desgarre, que dan lugar a la formación de zonas relativamente permeables (10⁻¹²m²) y que canalizan gran parte del flujo de fluido. Por tanto, la estructura de la cuenca está condicionada por la distribución de estas fallas. En este simple modelo, hemos prefijado una serie de parámetros físicos para el conjunto de elementos triangulares que constituyen una misma unidad sedimentaria. Para el CVS, situado directamente bajo el fondo marino, hemos considerado una permeabilidad de 10⁻¹⁵m². La serie de pizarras y areniscas infrayacentes a la unidad volcánica (Grupo PQ), se asume una permeabilidad relativamente más alta (10⁻¹⁴m²). Otras propiedades físicas de las rocas, como la capacidad calorífica, la conductividad térmica, porosidad y salinidad han sido impuestas según parámetros empleados en otros trabajos hidrodinámicos previos (Allen & Allen, 2004; Bear, 1972; Domenico & Schwartz, 1990; Matthäi *et al.*, 2004; Geiger, 2004).

Las condiciones iniciales y de contorno consideradas en el modelo son: la condición de contorno inferior representa la presencia de un basamento intruido por ro-

cas ígneas, el cual es menos permeable que la unidad sedimentaria superior, y se caracteriza por un alto flujo de calor (85-120 mWm⁻²). Esta elevada fuente de calor da lugar al desarrollo de un alto gradiente geotérmico en la cuenca. La condición de contorno superior está definida por la superficie del agua marina, con una temperatura de 21°C, una salinidad del 3,2 % peso NaCl eq., y una presión de 1 atm. Las condiciones iniciales para el conjunto del sistema, asumen que la salinidad, presión de fluidos, temperatura y fuente calorífica son cero. Las simulaciones numéricas han sido calculadas para un tiempo total de 3 Ma.

En el presente trabajo se han postulado dos casos. La primera hipótesis asume que los fluidos en equilibrio con el Grupo PQ tiene una salinidad cero (agua pura), y una condición de contorno inferior con una salinidad del 5 % peso NaCl. En el segundo caso, se ha estudiado la influencia que la variación de salinidad tiene en la dinámica del fluidos de la unidad sedimentaria. Para ello, se toma como condición inicial para la unidad del Grupo PQ una salinidad del 10 % peso NaCl, basada en estudios de inclusiones fluidas previos (Tornos, 2006, y otras referencias citadas en el mismo) y una condición inferior de salinidad del 15 % peso NaCl.

SIMULACIÓN NUMÉRICA Y RESULTADOS

Caso 1

El modelo numérico basado en la circulación de agua pura muestra como resultado principal que la circulación de fluidos es por circulación convectiva y que las primeras celdas se instauran muy rápidamente, a unos 300000 años de comenzar el sistema. Este sistema hidrodinámico condiciona que los primeros fluidos exhalativos sean los más salinos y de mayor temperatura. Después de este estado inicial, los fluidos ascienden con menor temperatura y salinidad, probablemente como consecuencia de la mezcla convectiva del agua oceánica y fluidos salinos profundos. Durante estas etapas, la distribución de la temperatura y salinidad tienen un patrón similar. En posteriores estadios, el sistema se estabiliza dando lugar a la formación de niveles poco salinos a techo del Grupo PQ. Después del primer millón de años, las plumas de calor son menos vigorosas y por lo tanto, la temperatura con la que los fluidos ascienden es menor (90- 125°C). La modelización también muestra como a través de las fallas se canaliza el ascenso de fluidos hidrotermales y el descenso de agua oceánica, aunque también muestra como se produce la formación de las células convectivas fuera del campo de acción de dichas fallas.

Caso 2

La modelización de la dinámica de un fluido salino muestra aspectos muy diferentes al primer modelo. La simulación revela que la salinidad causa un gran efecto en el régimen térmico y dinámico del sistema, de manera que controla las velocidades de la convección termohalina y la transferencia de soluto. De hecho, parece ralentizar la formación de la circulación convectiva, requiriendo para su desarrollo más del triple de tiempo que en el caso 1, produciendo además células significativamente más pequeñas. Sin embargo, el patrón del ascenso y descenso de fluido y calor es similar al primer caso.

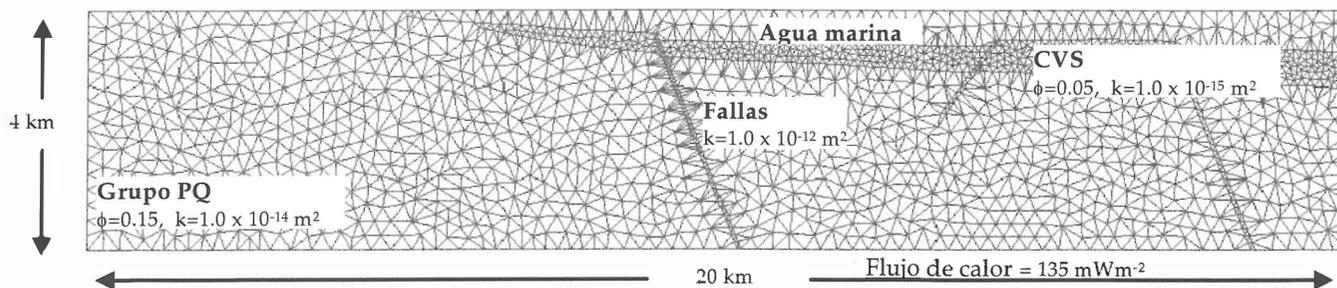


Figura 1: Malla del modelo hidrogeológico de la zona sur de la Faja Pirítica Ibérica.

CONCLUSIONES

La modelización numérica de los procesos hidrogeológicos que dan lugar a la formación de yacimientos de sulfuros masivos de la FPI muestra que el flujo de fluido está controlado por una circulación convectiva, desestimándose una circulación de fluidos por compactación pura de los sedimentos. Por otro lado, la salinidad parece ser un aspecto crítico en la temporalidad y tamaño de las células convectivas desarrolladas. Los resultados también indican que en el Grupo PQ pueden generarse grandes células convectivas hidrotermales sin necesidad de que haya intrusiones someras. La presencia de fallas controla la distribución de las celdas, aunque su presencia no parece ser crítica en la formación de las células convectivas.

Quizás el resultado más significativo de los modelos numéricos es que estos muestran que los fluidos más salinos y calientes son los que primero ascienden y son exhalados en el fondo marino, tan pronto como se desarrollan las primeras células hidrotermales convectivas. Teniendo en cuenta la relación directa entre la salinidad y la temperatura y la solubilidad de los metales transportados como complejos clorurados, es muy posible que estos flujos canalizados sean los que dieron lugar a los sulfuros masivos gigantes, siempre que los fluidos hidrotermales fueran acumulados en un entorno geológico favorable, como una cuenca de tercer orden. Esto es coherente con la formación de los sulfuros masivos en un intervalo tan corto de tiempo. Los fluidos posteriores serían más fríos y menos salinos, disminuyendo por lo tanto la probabilidad de formación de grandes depósitos.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por una beca Marie Curie del Comunidad Europea y por el proyecto de investigación DGI-FEDER 2003-0290. Es una contribución al proyecto de Comparación Global de Sulfuros Masivos (IGCP 502). Agradecemos a R. Herrington su ayudada y apoyo en la realización de este trabajo.

REFERENCIAS

- Allen, P.A., y Allen J.R.. (2004): Thermal history, In «Basin Analysis. Principles & Applications», P.A. Allen and J.R. Allen, eds Blackwell Publishing, 282-305
- Barrie, C.T., Amelin, Y., y Pascual, E. (2002). Mineralium Deposita, 37-8, 684-703.
- Barrie, C.T., Cathles, L.M, y Erendi, A. (2004). Eos. Trans. AGU 85(19), Joint Assamby Supple., Abstract V11B-02
- Bear, J. (1988). Dynamics of Fluids in Porous Media. Dover Publicatons, Inc. 764 pp.
- Domenico, P.A., and Schwartz F. W. (1997). Physical and Chemical Hydrogeology. Willey. New York. 506 pp.
- Conde, C., Mathaii, S., Geiger, S., Tornos, F., y Herrington, R. (2005). In Abst. GAC-MAC meeting Halifax 2005, v. 30,
- Geiger, S (2004) PhD Thesis, Swiss Federal Institute of Technology Zürich, 233 pp.
- Leistel, J. M., Marcoux, E., Thieblemont, D., Quesada, C., Sanchez, A., Almodovar, G. R., Pascual, E., y Saez, R. (1998). Mineralium Deposita, 33/1-2, 2-30.
- Matthäi, S., Geiger, S. y Roberts, S.G. (2001). Eidgenossische Technische Hochschule Zurich, Switzerland.
- Mitjavila, J., Marti, J., y Soriano, C.(1997).Journal Petrology, 38-6, 727-755.
- Moreno, C. (1993). Journal Sedimentary Petrology, 63-6, 1118-1128.
- Oliveira, D. P. S., Poujol, M., y Robb, L. J. (2002). Revista Sociedad Geológica España, 15/1-2, 105-112.
- Pereira, Z., Saez, R., Pons, J. M., Oliveira, J. T., y Moreno, C. (1996). Geogaceta, 20-7, 1609-1612.
- Quesada, C. (1998). Mineralium Deposita, 33/1-2, 31-44.
- Simancas, J. F., Carbonell, R., Gonzalez Lodeiro, F., Perez Estaun, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Ruiz Almodovar, G., Pascual, E., Saez, R., y Expósito, I. (2003). Tectonics, 22-6, 1962-1974.
- Tornos, F. (2006). Ore Geology Reviews, 28, 256-307.
- Tornos, F. Solomon, M., Conde, C., y Spiro, B., (in press) Economic Geology.