

El origen de los fluidos hidrotermales en el Skarn férrico de Colmenar-Santa Bárbara (Zona de Ossa Morena)

The origin of the hydrothermal fluids in the iron-rich skarn of Colmenar-Santa Bárbara (Ossa Morena Zone)

S. Cuervo (*), F. Tornos (*), B. Spiro (**) y C. Casquet (***)

(*) ITGE. c/Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

(**) NERC Isotope Geoscience Laboratory. Keyworth, Reino Unido

(***) Dpto. Petrología. Fac. Geología. Universidad Complutense Madrid. 28040 Madrid

ABSTRACT

Oxygen and carbon isotopes of the hydrothermal minerals in the Colmenar-Santa Bárbara skarn suggest that fluids of the main hydrothermal stage (grandite/clinopyroxene and actinolite+magnetite) are of likely magmatic origin. There is only a minor input of modified surficial fluids during the late hydrothermal stages. $\delta^{34}\text{S}$ values of sulphides indicate that sulphur derives from the hosting volcanosedimentary pile, the likely origin of most of the iron in the skarn. During hydrothermal circulation, magmatic fluids were able to recrystallize and reconcentrate the magnetite and sulphides in the host rock, but without changing their major geochemical signatures.

Key words: Stable isotopes, skarn, iron, Ossa Morena Zone

Geogaceta, 20 (7) (1996), 1499-1500

ISSN: 0213683X

Introducción

En la Zona de Ossa Morena (SO de la Península Ibérica) hay abundantes mineralizaciones de hierro con cantidades apreciables de cobre, oro y tierras raras en skarns desarrollados sobre rocas carbonatadas cámbricas en contacto con plutones calcoalcalinos de composición variada (tonalitas a granodioritas) y edad varisca (ITGE, 1994). En sus cercanías son frecuentes las concentraciones estratiformes de magnetita asociadas al vulcanismo bimodal ligado al «rifting» Cámbrico. Esta relación espacial ha motivado que la mayor parte de los autores hayan propuesto una relación directa entre las concentraciones estratiformes y los skarns (Vázquez y Fernández Pompa, 1976; Dupont, 1979), llegándose incluso a proponer que muchos de éstos no son sino antiguas mineralizaciones volcanosedimentarias recrystalizadas por un metamorfismo de contacto. Por otro lado, las características petrológicas y geoquímicas de estos skarns son perfectamente adscribibles a las de los skarns cálcico-férricos, que a nivel global presentan un enriquecimiento en hierro sin que se pueda invocar la removilización de mineralizaciones volcanosedimentarias cercanas (Casquet y Tornos, 1991).

Con el fin de establecer las relaciones

entre ambos estilos de mineralización se ha realizado un estudio de isótopos estables en la Mina Colmenar-Santa Bárbara (Jerez de los Caballeros, Badajoz). Este estudio es complementario de otro sobre la geoquímica del Sm/Nd y Rb/Sr realizado previamente en las magnetitas del skarn (Galindo *et al.*, 1995).

Encuadre geológico

La mineralización de Colmenar es una concentración estratiforme de magnetita y silicatos cálcicos que reemplaza a un delgado nivel del mármoles de 3-40 m (CA₁) y sus rocas encajantes -esquistos y rocas ortoderivadas- que se sigue a lo largo de más de 5-6 km bordeando el núcleo metamórfico de Las Mayorgas (IGME, 1981). Cerca de las rocas ígneas del flanco oeste de la estructura -plutón de Brovales, con tonalitas y, en menor grado, gabros, dioritas y leucogranitos- el nivel está muy skarnificado (minas de San Guillermo, Colmenar-Santa Bárbara y Santa Justa), aunque parece haber una zonación mineralógica con la distancia al plutón de Brovales (Coullaut, 1979). Es probable que en esta zona haya una importante banda de deformación subparalela a los contactos mayores y que funciona durante la intrusión

del plutón de Brovales, canalizando una importante actividad hidrotermal a lo largo del nivel de mármoles y rocas asociadas. Lejos de las intrusiones hay concentraciones estratiformes de magnetita en las rocas carbonatadas y volcanosedimentarias cámbricas, así como en chimeneas volcánicas (Coullaut *et al.*, 1980). Este nivel CA₁ se encuentra unos 30-100 m por debajo de las calizas masivas del Cámbrico Inferior (CA₂) que sólo desarrollan un skarn en el inmediato contacto con el plutón de Brovales (masa Santa Bárbara). Finalmente, también se desarrolla un endoskarn sobre las rocas ígneas cercanas a los exoskarns. La paragénesis en todos los skarns es muy monótona. La magnetita está intercrecida con ferroactinolita, pirita, calcopirita y otras fases accesorias, tales como epidota y minerales de tierras raras. En los skarns sobre rocas detríticas e ígneas abunda también la plagioclasa. Localmente hay un pequeño skarn temprano de granate ($\approx \text{Ad}_{50}\text{-Gr}_{50}$) y/o clinopiroxeno de composiciones también intermedias entre diopsido y hedembergita. En relación con un evento tardío hay una asociación de calcita rosa, cuarzo y sulfuros rellenando huecos, reemplazando a lo anterior o jalonando fracturas.

Geoquímica isotópica

La composición isotópica de las calizas encajantes del skarn es muy variable y los pocos datos existentes no indican ninguna tendencia general con la distancia a las zonas alteradas hidrotermalmente. Sólo en las zonas más cercanas a los skarns hay un aligeramiento isotópico del oxígeno desde valores ya claramente modificados por eventos postsedimentarios (de 17.9 a 14.6‰ [SMOW] en CA₁ y de 18.9 a 14.9‰ en CA₂) y que se interpreta como debido a la infiltración de fluidos externos y calientes. La similitud entre los valores en Colmenar y Santa Bárbara sugiere que el fluido que formó ambos skarns era el mismo. Sin embargo, la relación fluido/roca no parece haber sido lo suficientemente elevada como para modificar la composición isotópica del carbono, que parece ser tamponada por las calizas encajantes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, -0.7 a -0.4‰ en las más alteradas y entre -3.4 y 1‰ en las menos). Se desconoce la temperatura de esta infiltración, por lo que no se puede estimar la composición de estos fluidos.

Respecto a los silicatos los datos son más reveladores. La composición del $\delta^{18}\text{O}$ en los granates (entre 7.2 y 8.0‰) indica que hay una circulación temprana de aguas enriquecidas en ^{18}O ($\delta^{18}\text{O} \approx 10$ -11‰). Estos valores están dentro del campo de las aguas equilibradas con las rocas metamórficas (≈ 3 -20‰) o ígneas de tipo H (9.5-13‰; Sheppard, 1986). La composición del $\delta^{18}\text{O}$ en los anfíboles ligados a la magnetita no muestra una tendencia clara según estén intercrecidos con la magnetita o rellenados geodas tardías (7.5-9.1‰). La $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ estimada, entre 8.2 y 10.6‰ para un rango de temperatura de entre 350 y 450°C, es consistente - aunque algo más ligera - con la estimada anteriormente e indica un origen similar.

La composición de la calcita rosa tardía es distinta a la de los mármoles, con valores notablemente más bajos en $\delta^{13}\text{C}$ (-12 a -8‰) pero con una $\delta^{18}\text{O}$ parecida a la de los mármoles isotópicamente más ligeros (10-12‰). Para una temperatura de precipitación de unos 300-350°C, la $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ calculada es de 5 a 7‰ y la $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluido}}$ de -9.4 a -7.1‰. La composición del cuarzo contemporáneo (11.6-11.7‰) indica valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ similares (5-6‰).

Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ en piritita, entre 15 y 19‰ (CDT), son muy altos para suponer un origen puramente magmático (≈ -3 a 2‰; Ohmoto, 1986) y bajos para derivar de la reducción abiogénica sin fraccionamiento de sulfato marino cámbrico (26.4 a 34.4‰). Si se excluyen los cambios en fO_2 -

pH como causa de esta variabilidad, es lógico asumir que estos valores son debidos a la reducción biogénica de sulfato marino y, por lo tanto, producto del lavado hidrotermal de sulfuros de las rocas volcanosedimentarias cercanas. Son típicos de la homogeneización hidrotermal de piritita diseminada en series paleozoicas. Un único valor de $\delta^{34}\text{S}$ de piritita de la mina Bilbaína -mineralización volcanosedimentaria en el Cámbrico- es algo más ligero (11‰) pero consistente con esta hipótesis.

Discusión y conclusiones

Los skarns que se desarrollan en el contacto del plutón varisco de Brovales con dos niveles de carbonatos de edad Cámbrico Inferior son cogenéticos y probablemente relacionados con la propia intrusión ígnea y el desarrollo sincrónico de una banda de deformación. Los isótopos estables indican la existencia de dos eventos hidrotermales. Durante el primero, que es el dominante, tiene lugar la circulación de fluidos enriquecidos en ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}$, 8-11‰). Es el responsable de la formación del skarn granatítico y de la mineralización de magnetita con ferroactinolita. La presencia de un importante endoskarn sincrónico con la deformación y con la propia intrusión de las rocas ígneas, así como el limitado rango de la $\delta^{18}\text{O}$ parecen indicar que estos fluidos están equilibrados a altas temperaturas con las rocas ígneas. Sin embargo, la ENd de las magnetitas del exoskarn es muy similar a la de las mineralizaciones volcanosedimentarias cámbricas sugiriendo que hay una removilización hidrotermal de las magnetitas estratiformes sin que haya un reequilibrio con las rocas ígneas (Galindo *et al.*, 1995). Únicamente en las magnetitas del endoskarn hay una tendencia del $\text{ENd}_{\text{magnetita}}$ hacia los valores típicos de las rocas ígneas. Los datos de la $\delta^{34}\text{S}$ en la piritita sincrónica con la magnetita apoyan un lavado de las rocas encajantes como la fuente más probable del azufre. En estas condiciones parece difícil asumir que los fluidos hidrotermales hayan sido capaces de lavar hierro, y por extensión otros metales, y azufre de la serie volcanosedimentaria sin que haya intercambio isotópico de oxígeno, mucho más abundante. Esto parece sugerir que o bien la composición isotópica del oxígeno está tamponada por la de la serie volcanosedimentaria o bien la removilización ha sido muy local. Esto implica que durante la formación del skarn sólo ha habido una recristalización de la magnetita y los sulfuros contenidos en la serie. En estas condiciones, la removilización

local de una protoconcentración no tiene por qué modificar ni la composición del fluido percolante ni la firma geoquímica original de la protomineralización previa. Con los datos actuales nos inclinamos por esta última posibilidad.

El segundo evento es mucho menos importante y está caracterizado por la circulación de fluidos isotópicamente más ligeros ($\delta^{18}\text{O}$, 5-6‰). Este rango de $\delta^{18}\text{O}$ es incompatible con un origen puramente magmático, pero puede tener otros varios orígenes. Pueden ser fluidos derivados de la deshidratación de rocas metamórficas de bajo grado, aguas connatas o fluidos superficiales que han percolado y equilibrado parcialmente el ^{18}O en el basamento. Aunque no hay evidencias definitivas, la relación con fracturas extensionales frágiles y tardías y el carácter acuoso y poco salino de estos fluidos sugiere que son de origen superficial modificado. El carbono aquí parece derivado de la destrucción de la materia orgánica de los sedimentos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto de la CICYT AMB92-918-CO2-02 y de la Acción Integrada Hispano-Británica HB94-306/B. Agradecemos a C. Galindo y F. Darbyshire su colaboración en el estudio de estas mineralizaciones.

Referencias

- Casquet, C., Tornos, F. (1991). En *Skarns, their petrology and metallogeny*. Augusthitis, A. ed., Atenas, 555-591.
- Coullaut, J.L. (1979). En *I Curso Rosso de Luna*, IGME, 1-20.
- Coullaut, J.L., Babiano, F., Fernández Carrasco, J. (1980). *Jornadas Minero-Metalúrgicas Huelva*, 97-108.
- Dupont, R. (1979). *Tesis Doctoral*, Inst. Nat. Polytechnique Lorraine.
- Galindo, C., Darbyshire, D.P.F., Tornos, F., Cuervo, S. (1995). En *Mineral Deposit: From their origin to their environmental impacts*. Pasava, J., Kribek, B. y Zak, K. (eds.), Balkema, 41-43.
- IGME (1981). *Hoja Geológica 1/50.000 (Magna) núm. 875*. IGME.
- ITGE (1994). *Mapa Metalogenético de España escala 1/200.000 núm. 67-68*. ITGE, 190 pp.
- Ohmoto, H. (1986). *Reviews in Mineralogy*, 16: 491-560.
- Sheppard, S.M.F. (1986). *Reviews in Mineralogy*, 16: 165-184.
- Vázquez, F., Fernández Pompa, F. (1976). *Memorias IGME*, 89, 130 pp.