

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe  
Coruña. 2000. Vol. 25, pp. 135-137

# Relación entre dolomitización y mineralización en el yacimiento de Zn-Pb de Reocín, Cuenca Vasco-Cantábrica, España

## Relationship between dolomitization and mineralization in the Zn-Pb ore deposit of Reocín (Basc-Cantabric Basin, Spain)

VELASCO F(1)1, ALONSO JA(2), CUETO J(2), HERRERO JM(1), MUÑIZ F(2),  
SEEBOLD I(2), YUSTA I(1).

(1) Dept. Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco. Apdo 644 48080 Bilbao

(2) Dept. Exploración Minera. Asturiana de Zinc, SA. Apdo 1. Torrelavega (Cantabria)

El yacimiento Zn-Pb de Reocin, se encuentra encajado en dolomías del Cretácico Inferior (Gargasiense-Clansayesiense), en el cierre sureste del Sinclinal de Santillana (Cantabria). Fue descubierto en 1856 y desde entonces se encuentra en producción, estimándose que se han extraído unas 58.5 Mt, con leyes alrededor del 8% Zn y 1.5% Pb, por lo que puede considerarse uno de los más importantes de Europa. Presenta una morfología variable, estratiforme en la parte Oeste (Capa Sur) con potencias medias de 1 a 1.5 m, a discordante en la mitad Este (Flexión y Barrendera), donde la mineralización aparece en masas, lentejones y diseminaciones (Seebold et al, 1992). En detalle la mineralización aparece rellenando huecos, pequeños filones, y ocasionalmente diseminada en la roca de caja.

La mineralogía es relativamente simple y consiste en esfalerita mayoritaria, galena, marcasita y escasa pirita. La observación macro- y microscópica revela tres tipos de esfalerita: (1) esfalerita bandeada, generalmente depositada en ritmos paralelos ("*scha-lenblende*") rellenando paleocavidades, o interlaminada con dolomita ferrosa, desarrollando aumento de grano y cierto automorfismo a techo de las microbandas; (2) esfalerita coliforme a estalactítica y con crecimiento geopetal descendente; estos dos tipos preceden al ciclo de depósito de la dolomita blanca (*saddle dolomite*) que recubre las drusas y huecos finales; (3) eventualmente aparece un tercer tipo de esfalerita acaramelada, rellenando microfisuras tardías. La composición de los tipos bandeados señala variaciones zonales discontinuas en el interior de los cristales, de tipo bimodal con

máximos en 2.4 y 5 % de FeS, contenidos en Cd por debajo de 630 ppm y aún menores en Hg, Mn y Cu. La galena, normalmente subautomorfa, es pobre en Ag y se encuentra dispersa y sobre impuesta a los agregados coliformes de blenda. Localmente exhibe textura en "espinas de pez", intercrecida con esfalerita y dolomita. La marcasita y dolomita blanca crecen libremente y tapizan los espacios vacíos, siendo los últimos minerales de la secuencia mineral. Localmente, pueden encontrarse rellenando huecos, algunos cristales muy tardíos de calcita.

A partir de las relaciones entre las diferentes tipos de carbonatos y la mineralización, así como las zonaciones en su crecimiento, se han establecido dos fases principales de dolomitización. La primera comprende la formación de dolomita rica en Fe, con composición diferente según afecte al techo de las calizas margosas (D1, "dolomía de muro") o al resto de la secuencia urgoniana (D2, "dolomía de caja"). Esta dolomitización es claramente epigenética y tuvo lugar antes o durante la regresión cenomaniense, puesto que muestra una superficie discordante y evidencias de karstificación con desarrollo de cavernas, techos subsidentes y brechas de colapso. La segunda dolomitización, contemporánea con el depósito de los sulfuros, fue originada por la entrada de nuevos fluidos hidrotermales al sistema karstificado. Estos fluidos causaron disolución, mineralización y fracturación hidráulica (brechas). A este evento pertenecen la dolomita D3 (halo de "dolomita blanca"), D4 ("dolomía pelítica") y D5 ("saddle dolomite"), consideradas como previa, simultánea y posterior, respectivamente, al depósito de los sulfuros.

Los análisis de microsonda señalan un predominio de la dolomita ferrosa, variando desde fases no estequiométricas ricas en calcio (D1), hasta un marcado dominio de las ricas en hierro (D2), con un máximo de 12% mol. de  $\text{FeCO}_3$ . El segundo episodio de dolomitización, comienza con una alteración o reemplazamiento local de dolomita por dolomita (lavado del hierro de las dolomías de caja por dolomita blanca, D3). Continúa con el depósito mayoritario de dolomita rica en hierro (mineralógicamente entre ankerita y dolomita ferrosa, D4), coprecipitado en bandas alternantes con esfalerita. Esta dolomita puede exhibir laminaciones y estratificación cruzada, con presencia de materia carbonosa, illita y cuarzo (como "sedimentos internos"). Finalmente, las drusas y resto de huecos fueron tapizados o rellenados por el crecimiento de una dolomita blanca muy pura (D5).

En resumen, el primer periodo de dolomitización (D1 y D2), fue muy intenso, reemplazante, homogéneo y estéril, con un marcado control tectónico (fallas E-W) y capaz de afectar a la práctica totalidad de los términos carbonatados de la serie. Por el contrario, el segundo periodo acompaña a la mineralización, desarrolla mayor variedad composicional y se deposita rellenando paleocavidades. En ambos casos, los fluidos hidrotermales se introdujeron por las fallas (sinsedimentarias según Seebold et al. 1992) y superficies intraestratos del paquete urgoniano, dando lugar a fenómenos de interacción fluido/roca y/o fluido/fluido.

La transformación diagenética de esmectita y clorita por illita en sedimentos infra-yacentes, podría haber proporcionado el Mg y Fe ( $\pm\text{Mn}$ ) necesario para la precipitación

de dolomita. Las mismas reacciones habrían facilitado agua y metales base, al atravesar y lixiviar los sedimentos detríticos subyacentes (Bustillo y Ordoñez, 1995) e incluso del zócalo paleozoico. Teniendo en cuenta los escasos datos geotermométricos (inclusiones fluidas), reflectividad de la vitrinita y las texturas xenotópicas, se puede sugerir una temperatura de formación de  $\delta^{13}\text{C}^2$  80-100°C. Considerando estas temperaturas y la composición isotópica del C y O de las diferentes generaciones de dolomita, se puede proponer una composición para el fluido de  $\delta^{13}\text{C}^2$  -6‰ PDB, y  $\delta^{18}\text{O}^2$  2 a 5‰ SMOW, compatible con un fluido caliente y profundo de cuenca. Por otra parte, los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  obtenidos con esfalerita, galena y marcasita, presentan una distribución bastante homogénea (entre +5 y +8.5 ‰; media en +7‰ CDT) y sugieren que el azufre en su mayor parte procede de la termo-reducción de sulfatos marinos y son consistentes con la existencia de una fuente hidrotermal. De manera adicional, la composición isotópica del Pb analizado en galenas, confirma una procedencia claramente cortical para los metales y la existencia de un reservorio homogéneo (Velasco et al, 1996), mostrando valores más radiogénicos que los del resto de las galenas de los distritos del centro y este de la cuenca.

## BIBLIOGRAFÍA

- BUSTILLO M, ORDOÑEZ S (1995) *Trans. Inst. Min. Metall.* (sect. B) 104: 55-65
- SEEBOLD I, FERNÁNDEZ, G, REINOSO, J, ALONSO A, ESCAYO MA GÓMEZ F (1992), in García-Guinea/Martínez-Frías (eds), CSIC, 947-967.
- VELASCO F, HERRERO JM, GIL PP, ALVAREZ L, YUSTA I (1994) *Spec. Publ. No.10 SGA*, in Fontboté/Boni (eds), Springer, 246-270.