Evolución mineralógica y textural de los sulfuros masivos de la Faja Pirítica Ibérica

Gabriel R. Almodóvar (1*), Reinaldo Sáez (1), Lola Yesares (2), Manuel Toscano (1)

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, 21071 Huelva (España)
(2) iCRAG and School of Earth Sciences, University College Dublin, Dublin 24 (Irlanda)
*corresponding author: almodovar@uhu.es

Palabras Clave: VMS, evolución textural, Faja Pirítica Ibérica.| **Key Words:** VMS, textural evolution, Iberian Pyrite Belt.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos de sulfuros masivos de tipo VMS responden a un modelo genético que está bien establecido en artículos clásicos como los de Franklin et al. (2005). En dicho modelo se reconoce una evolución del hidrotermalismo, a temperatura creciente, que es más o menos simultáneo con la sedimentación y/o el vulcanismo submarino. Durante su formación hay continuas interacciones entre los fluidos hidrotermales y las mineralizaciones previamente formadas. Estos procesos de interacción fluido-mineralización, intervienen incluso con posterioridad a la propia formación de los depósitos, dando lugar a zonas de enriquecimiento en metales ("zone refining") (Ohmoto, 1996; Franklin et al., 2005).

La Faja Pirítica Ibérica (FPI), es un área de especial interés geológico y metalogénico, que contiene la mayor concentración conocida de sulfuros metálicos en la Corteza Terrestre (> 2.000 Mt, albergando, además un número excepcional de yacimientos supergigantes, entre ellos los de mayor tamaño de su clase en el mundo como Riotinto >500 Mt; Neves-Corvo y Aljustrel ≥250 Mt). Las características generales de los depósitos, así como la geología del contexto geológico, están bien descritas en diversos trabajos (Barriga, 1990; Leistel et al., 1998; Sáez et al., 1999; Tornos, 2006).

En este trabajo se describen las principales asociaciones minerales de los depósitos de tipo VMS de la Faja Pirítica Ibérica (FPI), y sus relaciones espacio-temporales, puestas de manifiesto por medio del análisis mineralogico y textural. A partir del cual se propone un modelo de evolución genética de los depósitos.

LOS DEPÓSITOS DE TIPO VMS DE LA FPI

Los yacimientos de la FPI responden al modelo clásico de los yacimientos de tipo VMS con una parte superior masiva de geometría tabular a lenticular que es congruente con la estratificación, y otra parte inferior diseminada o de stockwork. Generalmente los yacimientos tienden a estar constituidos por varios depósitos masivos con sus correspondientes stockworks, a veces conectados entre sí.

Los depósitos tipo VMS se formaron principalmente cerca del límite Devónico Superior–Carbonífero inferior, y posteriormente fueron afectados por la orogenia hercínica, y otros procesos geológicos más tardíos (Sáez et al., 1999; Almodóvar y Sáez, 2004).

Las mineralizaciones, se encuentran dentro del Complejo Vulcano Sedimentario (CVS) (Schermerhorn, 1971), que está constituido por una gran diversidad de rocas volcánicas y volcanoclásticas, sedimentarias e hidrotermales. Las rocas encajantes más comunes son rocas volcánicas y volcanoclásticas de composición félsica a intermedia, y pizarras negras. Las relaciones espacio-temporales entre dichas rocas encajantes y las mineralizaciones masivas, son principalmente consistentes con reemplazamiento (Fig. 1). Lo cual, sugiere, al igual que han propuesto diversos autores (Barriga, 1990; Sáez et al., 1999), que el depósito de las mineralizaciones se realizó principalmente bajo el fondo marino.

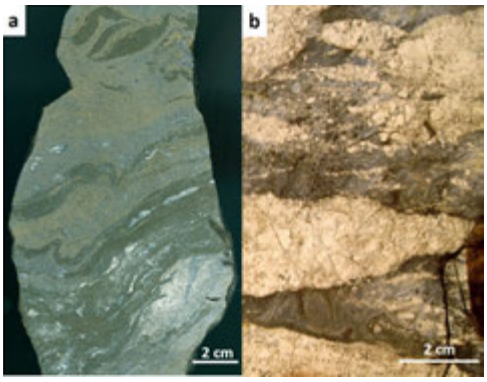

Fig. 1.- Fotos de muestras de mano de mineralizaciones estratiformes. a) roca volcanoclástica constituida por interestratificación de niveles pelíticos y clásticos, de tamaño de grano más grosero, y en los que eventualemte se encuentran fragmentos centimétricos de riolitas o dacítas. La roca presenta pliegues irregulares, que se interpretan como sinsedimentarios. Los niveles clásticos, más permeables, son los que presentan un mayor grado de reemplazamiento por pirita y galena (Mina de Aguas Teñidas). b) intercrecimiento irregular por reemplazamiento, de pizarra negra por mineralización de pirita (Mina de Los Frailes).

En algunos depósitos, también se encuentran rocas ígneas tardías, aunque anteriores al plegamiento hercínico, de composición intermedia a máfica, que se emplazan en la proximidad de las mineralizaciones.

LAS MINERALIZACIONES Y SUS TEXTURAS

Se identifican varios tipos de asociaciones minerales masivas o semimasivas, en función de sus constituyentes principales. Algunas de ellas tienen una distribución limitada a algunos depósitos, como son las de: magnetita ± hematites y las de barita. Mientras que los restantes tipos: pirítica, polimetálica, cuprífera y polimetálica con ± As y ± Sb; tienen una distribución ubicua, o sea, en mayor o menor proporción, están presentes en todos los depósitos.

La mineralización de óxidos de hierro está constituida por magnetita idiomorfa en agregados masivos, aunque a veces se encuentra en cristales tabulares, que son indicativos de un reemplazamiento de hematites por magnetita. En ambos casos, son reemplazados parcialmente por pirita y otros sulfuros. La barita, que se presenta en forma de mineralizaciones masivas y como agregados tabulares palmeados, es recrecida por pirita y es reemplazada por pirita, esfalerita y otros sulfuros.

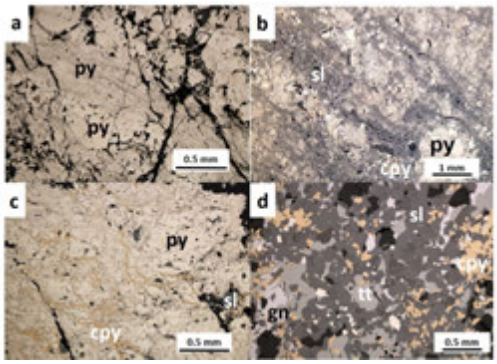

Fig. 2.- Fotos de microscopía de luz reflejada de los cuatro principales tipos de mineralización. a) mineralización pirítica, más frecuente, que está constituida por un bandeado irregular, con un tamaño de grano muy variable (Mina de Aznalcóllar); b) mineralización polimetálica, en la que esfalerita y galena rellenan espacios abiertos y reemplazan parcialmente a la pirita bandeada (Masa Valverde); c) mineralización cuprífera, en la que la calcopirita rellena espacios abiertos y reemplaza a pirita (Mina de Los Frailes); d) mineralización polimetálica con ±As y ±Sb, que presenta una recristalización generalizada (Mina Magdalena). (Pirita – py, esfalerita – sl, galena – gn, calcopirita – cpy, tetraedrita-tennantita – tt).

Las mineralizaciones piríticas constituyen el armazón estructural de los cuerpos minerales. Adoptan texturas muy variadas: framboidales, coloformes, microcristalinas y granudas de diversos tamaños de grano. Su evolución de agregados framboidales, a pirita microcristalina, pirita coloforme, y a cristales idiomorfos de tamaño de grano variable, es muy común en yacimientos de tipo VMS, y fue puesto de manifiesto para la FPI (Velasco et al., 1998). El mayor volumen de las mineralizaciones piríticas está constituido por pirita coloforme y por pirita microcristalina porosa, que tienden a recristalizar por difusión de fluidos diagenéticos, a favor de superficies o zonas porosas y de fractura. De esa manera se obtiene la textura más común de las asociaciones piríticas, como es el bandeado irregular, con bandas de pirita de diversos tamaños de grano (Fig. 2 a).

Las mineralizaciones polimetálicas, se caracterizan por la presencia de esfalerita y galena, con ± calcopirita, mientras que las mineralizaciones cupríferas, están caracterizadas por la presencia de calcopirita, con ± esfalerita. En ambos casos, presentan texturas de relleno de espacios abiertos y de reemplazamiento, de pirita en el caso de las polimetálicas, y de pirita y esfalerita en el caso de las cupríferas (Fig. 2 b y c).

Las asociaciones polimetálicas con ±As y ±Sb, se caracterizan por la presencia de calcopirita, esfalerita, galena, arsenopirita, y tetraedrita-tennantita, sulfosales de Pb, minerales de bismuto, oro y electrum. Todos estos últimos minerales, que caracterizan a esta asociación, también se encuentran dispersos en el resto de mineralizaciones. Suelen presentar texturas de "anneling", con formación de puntos triples a 120º en los límites de granos, y con frecuencia, la esfalerita presenta un maclado anómalo polisintético lamelar. Se identifican con zonas de enriquecimiento en metales ("zone refining"), por removilización y redepósito.

EVOLUCIÓN DE LAS MINERALIZACIONES

En los casos de presencia de mineralizaciones de magnetita y/o barita, los fluidos hidrotermales, comienzan su actividad en condiciones oxidantes, que evolucionan a condiciones reductoras y temperatura creciente, desde las fases piríticas, a las polimetálicas y cupríferas, que completan el modelo típico de evolución de los VMS (Ohmoto, 1996; Franklin et al, 2005). La evolución tardía del sistema se relaciona con fluidos ricos en As y Sb, y un incremento del gradiente térmico, que lleva consigo el emplazamiento de magmas básicos a intermedios en la proximidad de los niveles mineralizados.

REFERENCIAS

Almodóvar, G.R., Sáez, R. (2004) Los sulfuros masivos de la Faja Pirítica Ibérica. En Geología de España (J.A. Vera, ed.). SGE – IGME, 207-209.

Barriga, F.J.A.S. (1990) Metallogenesis in the Iberian Pyrite Belt. In: Dallmeyer R.D., et al. (eds.) Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer, 369-379.

Franklin, J. M., et al. (2005) Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, in Hedenquist, J.W., et al., (eds.)100th Anniversary Volume. Soc. Econ. Geol., 523-560.

Leistel, J.M., et al. (1998) The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. Mineral. Deposita, 33, 2-30.

Ohmoto, H. (1996) Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective. Ore Geol. Rev., 10, 135-177.

Sáez, R., et al. (1999) The Iberian Type of volcano-sedimentary massive sulphide deposits. Mineral. Deposita, 34, 549-570.

Tornos, F. (2006) Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: The Iberian Pyrite Belt. Ore Geol. Rev., 28, 259-307.

Velasco, F. et al. (1998) A new sulphur isotopic study of some Iberian Pyrite Belt deposits: evidence of a textural control on sulphur isotope composition. Mineral. Deposita, 34, 4-18.

Trabajo realizado dentro del Proyecto MOS. CGL2016-79204-R