

El yacimiento de Pb-Zn de Rubiales (Lugo, España): hipótesis genética

D. Arias Prieto (*).

(*) División de Recursos Minerales. I.T.G.E. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

ABSTRACT

The genesis of the Rubiales orebody seems to be in direct relation with the development of the Hercynian Orogenesis. It can be classified as a hydrothermal deposit of tectonic segregation in a shear zone.

Key words: Rubiales Pb-Zn deposit, Hercynian Orogenesis, tectonic segregation, shear zone.

Geogaceta, 6 (1989), 10-12.

Introducción

El origen del yacimiento de Rubiales parece estar en relación genética con el desarrollo de la Orogenia Hercínica, habiéndose emplazado en la intersección entre una zona de cizalla de F_2 y un sistema de fallas normales longitudinales de F_2 - F_3 , dentro de la Serie de Transición del Cámbrico inferior.

Deformación pre-mineralización

En el área de la mina viene representada por las siguientes fases de deformación (fig. 1):

En la primera fase se originan una serie de pliegues asimétricos vergentes al Este, con un flanco corto verticalizado y un flanco largo suavemente inclinado hacia el Oeste; van acom-

pañados de una «slaty cleavage» o una «schistosity» (S_1).

Durante la segunda fase se han desarrollado dos cabalgamientos, que hemos denominado «ZW» y «ZE», afectando en ambos casos a los flancos inversos de dos anticlinales de primera fase y conservándose prácticamente intacto el flanco normal; en relación con estos cabalgamientos se ha desarrollado una zona de cizalla de tipo

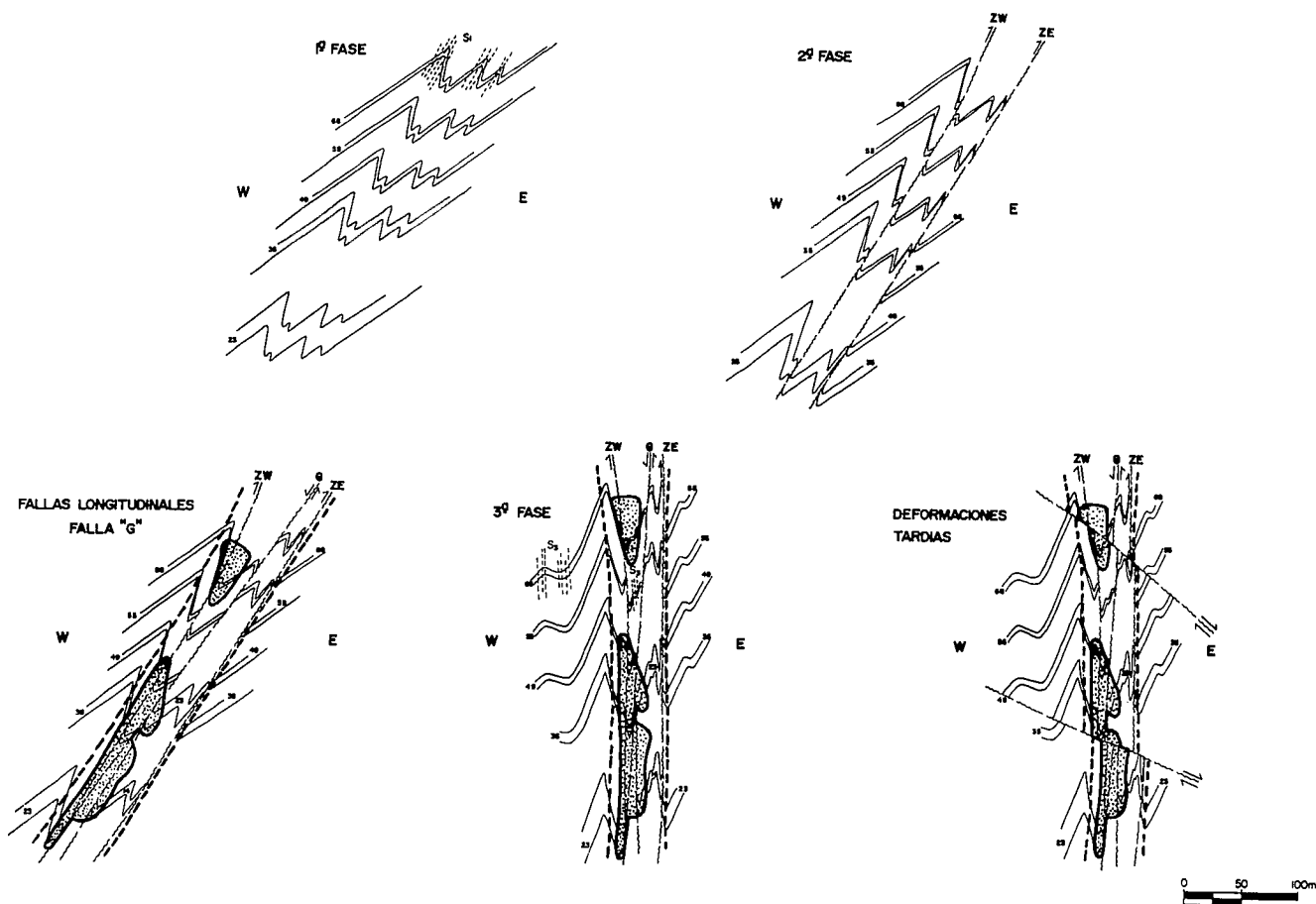


Fig. 1.—Esquema estructural y evolución del yacimiento de Rubiales durante la Orogenia Hercínica.

dúctil-frágil, en la terminología de Ramsay (1980), que se extiende esencialmente entre las superficies de cabalgamiento, dando lugar a un adelgazamiento de las rocas de la Serie de Transición cuyo espesor disminuye en un 60-70% en el caso de las calizas y en un 40-50% en las pizarras.

Deformación sin-mineralización

Durante la interfase F₂-F₃ tuvo lugar el desarrollo de un sistema de fallas normales longitudinales de dirección N 44° W y buzamiento medio de 85° SW. En la zona de Rubiales se han reconocido hasta la fecha cuatro fallas de este tipo, la más importante y mejor estudiada es la denominada

falla «G» ya que a ella se asocia el yacimiento. El movimiento de esta falla debió ser esencialmente vertical con un salto de unos 320 m. (fig. 1).

Asociadas a la falla «G» aparecen las fallas «C» y «D», con una dirección N 71° W, buzamiento de 85° NE y salto vertical normal de 8 a 10 m. (fig. 2).

Las vías de acceso de las soluciones mineralizantes que dieron lugar al depósito debieron corresponder a los ejes estructurales formados por la intersección de la falla «G» y el cabalgamiento «ZW», y por las fallas «D» y «C» con el «ZW» (fig. 2), entorno a los cuales se presenta la mayor concentración metálica, con leyes superiores al 3% Pb y 15% Zn (Arias, 1988).

En su origen los procesos de reemplazamiento han sido los principales responsables tanto de la alteración hidrotermal (anqueritización + sericitización, silicificación y cloritización) como del depósito de los sulfuros. La morfología del yacimiento y la distribución espacial de la alteración parecen indicar que el principal mecanismo en los procesos de reemplazamiento debió ser la infiltración. La difusión debió tener lugar con carácter secundario, pudiendo verse texturas típicas de este proceso tales como, parches de blenda, islas y cristales esqueléticos de anquerita y reemplazamientos preferentes según direcciones cristalográficas.

El origen de las soluciones hidrotermales podría estar en la zona de cizalla asociada al cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (Martínez Catalán, 1981). Estos fluidos hidrotermales podrían disolver los metales contenidos en las rocas a través de las cuales circulan, concentrándose en la solución.

El plomo y el cinc de Rubiales podrían derivar de las pizarras del miembro inferior de la Serie de Transición o de las pizarras de la Serie de Cándana, siendo movilizados durante los procesos retrometamórficos producidos por la circulación de los fluidos hidrotermales. Los fondos geoquímicos de las pizarras del miembro inferior de Transición en zonas periféricas al depósito alcanzan valores que oscilan entre 20 y 100 p.p.m. para el plomo y de 25 a 3.100 p.p.m. para el cinc, cuya lixiviación podría ser suficiente para generar el yacimiento de Rubiales.

Deformaciones post-mineralización

Los pliegues de tercera fase dan lugar a la verticalización del depósito y de las estructuras producidas por las fases anteriores. Durante esta etapa el yacimiento debía estar prácticamente formado, si bien aún continuaba en pequeña escala el depósito de sulfuros, pudiendo verse texturas sin-fase 3 tales como venas y filoncillos a lo largo de los planos de S₃, rellenos en «saddle reefs» en pliegues F₃ y rellenos en los cuellos de los «boudins» de F₃.

Las deformaciones póstumas del hercínico producen dos sistemas conjugados de fallas normales dispuestos radialmente al arco asturiano, que cortan y desplazan la masa mineralizada dejándola prácticamente como la tenemos en la actualidad (figs. 1 y 2).

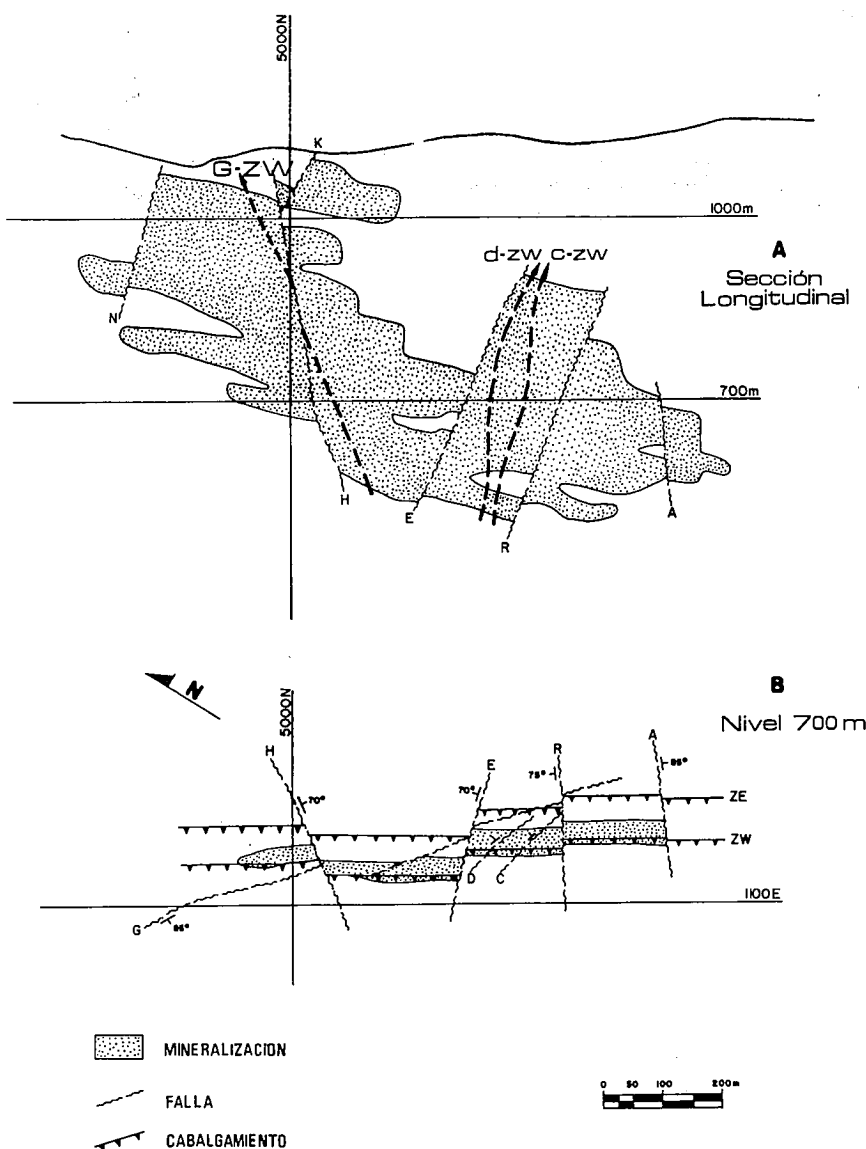


Fig. 2.—Morfología y estructura del yacimiento de Rubiales: (A) Sección longitudinal; (B) Planta en el nivel 700 m.

Conclusiones

La tipología del depósito de Rubiales es muy poco frecuente dentro de los yacimientos de Pb-Zn, teniendo un carácter prácticamente único la presencia de un intenso y extenso reemplazamiento de una serie calcárea como consecuencia de un proceso de segregación tectónica en una zona de cizalla. Depósitos con un control estructural comparable serían: el distrito

de «Coeur d'Alene» (Idaho, EE.UU.), el distrito de «Cobar» (New South Wales, Australia), y el campo filoniano de Hoyo de Mestanza (Ciudad Real, España).

De acuerdo con lo expuesto en este trabajo, el yacimiento de Rubiales se podría clasificar como un depósito hidrotermal de segregación tectónica en una zona de cizalla, que en relación con la Orogenia Hercílica sería pre-fase 3 a sin-fase 3.

Referencias

Arias, D. (1988): *La caracterización geoquímica y mineralógica del yacimiento de Pb-Zn de Rubiales (Lugo, España)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, 246 p.
 Martínez Catalán, J. R. (1981): *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (sector Oeste de la zona asturoccidental-leonesa)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 291 p.
 Ramsay, J. G. (1980): *J. Struc. Geol.*, 2, 83-99.

Fraccionación de los elementos traza durante la fusión parcial incongruente de metapelitas

R. Benito García (*), J. López Ruiz (*).

(*) Museo Nac. Ciencias Naturales, C.S.I.C. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

ABSTRACT

During anatexis of metapelites, the trace element fractionation can't be modelled by the mathematical expressions derived by Shaw (1970). In this case, the equations of Hanson (1978) should be used, when the mineralogy of residual solid is known, or the expressions obtained by Hertogen and Gijbels (1976), when the composition of the initial solid is known.

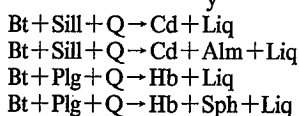
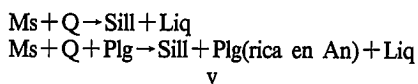
In this paper, the mathematical expressions presented by these last authors to treat incongruent melting processes, are extended to a more general case when the breakdown of one phase (α) takes the form $\alpha + \beta + \gamma = \delta + \epsilon + \text{Liq}$.

Key words: *anatexis, incongruent melting, trace element, metapelites.*

Geogaceta, 6 (1989), 12-14.

Introducción

Los datos experimentales (p. ej. Winkler, 1979) indican, y los complejos migmatíticos (p. ej. Brown, 1979; Martín, 1980; Torres-Roldán, 1983) confirman, que en la fusión parcial de metapelitas, el líquido inicial está constituido por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. En estadios más avanzados, moscovita y biotita empiezan a intervenir en el proceso mediante reacciones del tipo:



Por el contrario, cordierita, granate, distena y los minerales opacos participan en pequeña proporción en la fusión y/o se forman en algunas reac-

ciones, por lo que el residuo que resulta está formado, fundamentalmente, por estos minerales.

En los procesos de fusión en los que una de las fases del sistema reacciona y funde incongruentemente y/o alguna(s) desaparece(n), el comportamiento de los elementos traza no puede modelarse utilizando las clásicas ecuaciones de Shaw (1970). En estos casos, si se conoce la composición mineralógica y química del residuo, puede recurrirse a las expresiones (*):

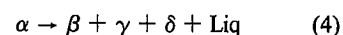
$$C_L^i = \frac{C_o^i}{D_{rs}^i + F[1 - D_{rs}^i]} \quad (1) \quad C_L^i = \frac{C_{rs}^i}{D_{rs}^i} \quad (2)$$

propuestas por Hanson (1978), y si se conoce la composición del material originario, a la ecuación de Hertogen y Gijbels (1976):

$$\frac{C_L^i}{C_o^i} = \frac{1}{D_{o,n}^i + F[1 - P_{L,n}^i] + F_{n-1}[P_{L,n}^i - D_{o,n}^i]} \quad (3)$$

en la que, en el caso de la fusión incongruente, hay que sustituir P_L^i por Q_L^i (**).

Estos últimos autores establecieron las ecuaciones de balance de masas para el caso particular en el que la fase incongruente (α) funde según una reacción del tipo:



Sin embargo, como se ha expuesto más arriba, minerales tan abundantes como moscovita y biotita reaccionan y funden incongruentemente según reacciones más complejas que la (4).

En este trabajo se modifican las ecuaciones propuestas por Hertogen y Gijbels (1976) para la fusión incon-

(*) La definición de los símbolos empleados en las distintas ecuaciones se encuentra en el Apéndice.

(**) La expresión de este parámetro se expone más adelante.