

Contribución al estudio de las mineralizaciones Pb - Zn en el entorno del macizo granítico de Peñas de Haya (Guipúzcoa - Navarra).

por F. VELASCO, J. M. HERRERO y A. PESQUERA

Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apartado 644. Bilbao.

ABSTRACT

A preliminary study of vein mineralizations of Pb-Zn associated with Carboniferous dark slates and Tardihercynian granite has been made. Ore and gangue minerals are strongly deformed and brecciated, and sulfide remobilization is common. During the process of formation of these mineralisations there are two different phases: a hydrothermal phase, to which a post-intrusive Hercynian age is assigned, and a later remobilization phase. These deposits can be classified as mesothermal from a study of the main paragenesis. The most probable genetic patterns are discussed.

RESUMEN

Se presenta un primer estudio de las mineralizaciones filonianas Pb-Zn asociadas a pizarras oscuras y granito tardihercínico. Las menas y gangas aparecen fuertemente deformadas y brechificadas y es frecuente la removilización de los sulfuros. En el proceso de formación de estas mineralizaciones se distinguen varias fases: una fase hidrotermal de edad hercínica post-intrusiva y una última fase de removilización. Las paragénesis principales permiten clasificar estos yacimientos como mesotermales. Se discuten los modelos genéticos más probables.

INTRODUCCIÓN

En el Paleozoico del macizo de Haya-Cinco Villas (Navarra-Guipúzcoa) se encuentran numerosos yacimientos de Pb-Zn, considerados como hidrotermales peribatolíticos (Ortiz y Burkhalter, 1971), relacionados genéticamente con el granito de Peñas de Haya. La mayor parte de ellos son de pequeñas dimensiones con potencias desde varios centímetros a 1-2 metros y excepcionalmente 5-8 metros. Se encuentran afectados por una tectónica de fractura que dificulta y en algunos casos hace imposible su explotación. En la actualidad sólo se trabaja en Arditurri, situado en el borde NW del stock granítico.

Estos yacimientos tienen semejanzas con los de tipo Linares, y así han sido clasificados, y con los franceses de Peyrebrune. Los típicamente plombo-cincíferos, con una paragénesis de esfalerita+siderita+fluorita+galena y esfalerita+cuarzo, predominan sobre un segundo grupo rico en siderita y menos tectonizado (San Pedro, Meazuri, San Joaquín, etc.) que parecen haberse formado posteriormente.

Los trabajos en curso nos han conducido a discutir su génesis, en conexión con las rocas ígneas próximas y las formaciones sedimentarias encajantes, y a proponer nuevas hipótesis genéticas.

En la Tabla I, presentamos un resumen de la mineralogía de los yacimientos objeto de este trabajo. Son el resultado del examen macro y microscópico de las asociaciones minerales presentes. La mayor parte de nuestras conclusiones han sido extraídas de los yacimientos de Modesta y Arditurri, que se describen en este trabajo.

T A B L A I
COMPOSICION MINERAL DE ALGUNOS YACIMIENTOS EN EL ENTORNO DEL GRANITO DE PEÑAS DE HAYA (GUIPUZCOA - NAVARRA)

| LABOR MINERA | MINERALOGIA | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|-------------|-----------|-----------|----------|----------|----------|---------|--------|------------|-----------|-------------|-----------|--------|------------|----------|----------|----------|--------------|
| | Cuarzo | Magnetita | Hematites | Siderita | Ankerita | Dolomita | Calcita | Pirita | Esfalerita | Pirrotina | Calcopirita | Marcasita | Galena | Sulfosales | Fluorita | Baritina | Goethita | Min. superg. |
| 1. Cportuna | x | | | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| 2. Sta. Bárbara | x | | | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| 3. Olandieta | x | | | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| 4. Incensoro | x | | | x | | | x | x | x | | x | x | x | | x | x | x | x |
| 5. Otsamentegi | x | | | x | x | | x | x | x | x | x | x | x | x | x | | x | x |
| 6. Gaztelu | x | | | x | | | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| 7. Truchas | x | | | x | | | x | x | x | | | | | | x | x | x | x |
| 8. 20, 30, 40 | x | | | x | | | x | x | x | | | | x | | x | | x | x |
| 9. San Joaquín | x | | | x | | | | | | | | | | | | | x | x |
| 10. San Pedro | x | | | x | | | | | | | | | | | | | x | x |
| 11. Castillo | x | | | x | | | x | x | | | | | x | | | | x | x |
| 12. San Narciso | x | | | x | | | x | x | x | x | | | x | | x | | x | x |
| 13. S. Maximiliano | x | | | x | | | x | x | x | | | | x | | x | x | x | x |
| 14. San Marcial | x | | | x | | | x | x | x | | | | x | | x | x | x | x |
| 15. Porvenir | x | | | x | x | x | x | x | x | x | | | x | | x | | x | x |
| 16. Real Compañ. | x | | | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| 17. Eskolamendi | x | x | x | | | | | | x | | | | | | | x | | x |
| 18. Ley | x | | | x | | | x | | | | | | | | | | x | x |
| 19. Lesaca | x | | | x | x | | x | x | x | x | x | | x | x | | | x | x |
| 20. Yanci | x | | | x | | | | x | x | | | | x | | | | x | x |
| 21. Sumbilla | x | | | x | | | x | x | x | x | | | x | | | | x | x |
| 22. Goizueta | x | | | x | x | x | x | x | x | x | | | x | x | x | | x | x |
| 23. Zaria | x | | | x | | | | x | x | | | | x | | | | x | x |
| 24. Ezcurra | x | | | | | | | | x | | | | x | | x | | x | x |
| 25. Leiza | x | | | x | | | | | x | | | | x | x | x | | x | x |

CONTEXTO GEOLOGICO

Las rocas encajantes de los yacimientos Pb-Zn son pizarras oscuras, alternando con areniscas calizas, y congl-

merados del Carbonífero superior. Esta serie detrítica constituye una facies *Culm flyschoid* con una potencia aproximada de 2 000 metros. Estos materiales descansan sobre una serie carbonatada de colores grisáceos (calizas de Aranaz) muy recristalizada, a la que Lamare (1956) atribuye una edad de Devónico indiferenciado, Heddebaut (1973), Namuriense y Campos (1976). Carbonífero bajo.

Las calizas de Aranaz (Fig. 1) representan el núcleo de la gran antiforma que constituye el conjunto paleozoico. El flanco NW de esta estructura ha sido atravesado por la intrusión granítica (stock de Peñas de Haya) que se dispone elongada en dirección NE-SW. El granitoide está constituido fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico perfitico, albíta-oligoclasa y biotita. Su heterogénea composición es conocida desde antiguo (Termier, 1905; Lapparent, 1913) y últimamente ha sido estudiado por Campos et al. (1975).

Campos (1976) y Hueschmidt (1977). Todos han reconocido la existencia de facies internas y de borde.

Alrededor del stock se ha desarrollado un metamorfismo de contacto de grado medio. La aureola metamórfica está débilmente representada en los flancos Este y Oeste del granito.

La estructura del paleozoico en esta área está condicionada por los efectos de las orogénias hercínica y alpina. Hemos comprobado la existencia de dos fases de deformación hercínica: la primera da pliegues isoclinales de dirección N-S, tumbados, y una segunda da pliegues similares de dirección N 25° - 75° E y N 110° - 160° E, conjugados, buzando 60° - 70° (Campos et al., 1975; Campos, 1976). El área NW del Paleozoico sufre una deformación adicional de bóveda, debida al empuje de la intrusión granítica. La existencia de «kinks bands» asociados a la segunda fase de

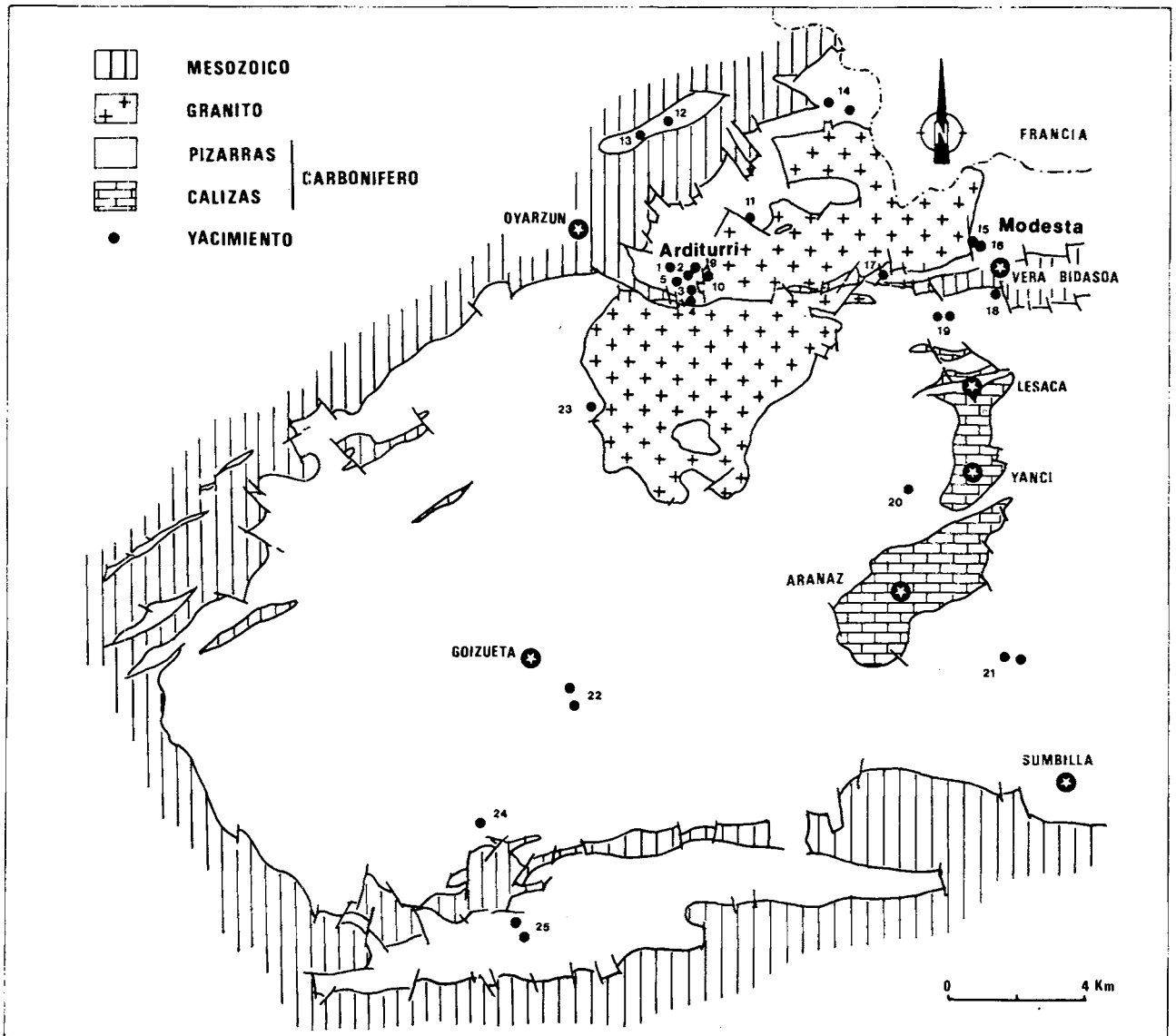


Fig. 1. Situación de los yacimientos plombo-cincíferos de Peñas de Haya (esquema cartográfico según Campos (1976), modificado). La numeración de las mineralizaciones se corresponde con la Tabla I.

deformación ha permitido a Heuschmidt (1977) señalar la presencia de otras fases. Las deformaciones hercínicas terminan en esta zona con el desarrollo de fracturas E-W que volvieron a actuar en el ciclo alpino: gran falla de Artxulegi. La edad de la intrusión ha sido fijada como posterior a la 2.ª fase de deformación hercínica, entre el Namuriense y probablemente antes del Estafaniense (Campos, 1976). Sin embargo Hueschmidt (1977) la incluye entre la 1.ª y 2.ª fase o en el curso de la 2.ª fase hercínica.

Las estructuras alpidicas desarrollan pliegues NE-SW que en el Sur varían hasta tomar la dirección E-W. Campos (1976) piensa que hay una deformación solidaria zócalo-cobertera que en el NW condiciona la antiforma de S. Narciso, también mineralizada.

En este área es frecuente la aparición de diques de diabasas que han sido usados por los mineros, en algunos casos, como guías de la mineralización. Representan el magmatismo básico subsecuente a la intrusión granítica.

DESCRIPCIÓN DE LOS YACIMIENTOS

Del examen mineralógico y textural y de las observaciones de campo realizadas en los diferentes indicios y yacimientos visitados (Tabla I, fig. 1) se puede extraer la conclusión de que existe un estrecho parentesco entre todas las mineralizaciones de Pb-Zn citadas. Sólo los yacimientos de Eskolamendi (magnetita), junto con los de hematites bandeados (hematites+calcita+cuarzo) de Mina Ley (Vera de Bidasoa) son la excepción a esta regla.

Hemos optado por resumir las características de estas mineralizaciones describiendo los dos conjuntos mineros más representativos, Arditurri y Modesta, situados a ambos lados del stock granítico.

Conjunto minero de Arditurri

En este campo filoniano, situado al NW del stock granítico, en las inmediaciones de Oyarzun (Guipúzcoa), se encuentran localizados un gran número de filones, de diverso desarrollo, como son: Oportuna, Otsamentegui, Gaztelu, Truchas, San Joaquín, Olandieta, Incensoro, etc., con una dirección general NS, oscilando unos 10-20° y en general buzando al Este.

Las mineralizaciones han sido afectadas por una fracturación intensa. Localmente la removilización modifica la mineralización primaria, lo que hace difícil su estudio. Con posterioridad son afectadas por numerosas fallas transversales de dirección E-W.

Es frecuente que los diques de diabasas se sitúan a techo y/o muro de las mineralizaciones, encontrándose también como fragmentos brechoides en el interior de los filones. Creemos que estas mineralizaciones filonianas se introdujeron en las fracturas de dirección N-S, algunas previamente ocupadas por diabasa.

Como conclusión del estudio morfológico se pueden poner de manifiesto tres aspectos fundamentales: naturaleza filoniana de las mineralizaciones, intensa tectónica de fracturación durante y después del depósito y zonalidad mineralógica, vertical y horizontal.

Las asociaciones minerales en el Complejo de Arditurri son:

1) Cuarzo + Esfalerita

2) Siderita + (Esfalerita) + (Cuarzo) + (Calcita)

3) Esfalerita (Pirrotina + Calcopirita) + Pirita + Calcita + Cuarzo + (Fluorita) + (Galena)

4) Fluorita + Galena + Esfalerita + Baritina

5) (Minerales supergénicos)

Entre paréntesis figuran las especies minoritarias.

La asociación (1) forma masas compactas de grano fino y de color marrón alcanzando potencias de hasta metro y medio (Mina de Olandieta), compuestas por un intercrecimiento de cuarzo y esfalerita (fig. 2) en el que se distingue a veces un bandeado paralelo a los hastiales, marcado por la abundancia relativa de blenda y presencia de fluorita en el eje del filón. Este sulfuro está exento de exsoluciones y es pobre en hierro. La asociación (2) consiste fundamentalmente en masas de siderita, fragmentadas y brechificadas, llenas las fracturas y huecos por una matriz de esfalerita, (fig. 3) cuarzo y calcita.

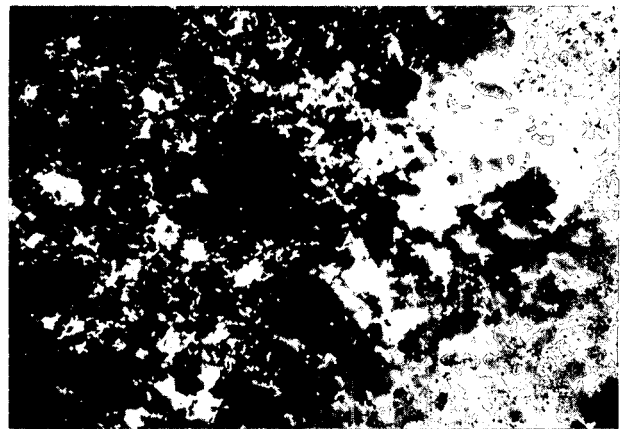


Fig. 2. Intercrecimiento de cuarzo y esfalerita. Mina de Olandieta. Luz reflejada; aprox. 60 X.

La asociación (3) representa la paragénesis hidrotermal de mayor interés en esta zona. Al microscopio pueden observarse efectos de fuerte tectonación: clastos de pirita, exsoluciones de calcopirita y/o pirrotina en esfalerita, adaptaciones de los cristales más pequeños al flujo y sombras de presión (fig. 4). Las removilizaciones son muy frecuentes, sobre todo en galena y calcopirita. La repartición zonal, siderita y cuarzo en



Fig. 3. Siderita brechificada y matriz de calcita, cementada por esfalerita (color oscuro) en Olandieta.

zonas cercanas al granito y fluorita-galena en las partes más alejadas, denota un cierto «telescoping».

La paragénesis (4) es característica de los filones más apartados del contacto con el granito: Otsamentegui, Incensoro; igualmente se encuentran en la parte más alta de los filones próximos al contacto (Oportuna, Olandieta, Santa Bárbara). La fluorita aparece masiva, localmente con galena, esfalerita y baritina.



Fig. 4. Clasto de pirita (blanco), envuelto por esfalerita (gris) y galena con matriz de cuarzo (negro). Mina Otsamentegui. Luz reflejada, aprox. 140 X

La alteración supergénica desarrolla en la zona de los filones expuesta a la meteorización, carbonatos (calcita, hidrocincita, auricalcita, pirita), óxidos e hidroxidos (goethita, hematites), silicatos (hemimorfita), etc.

Para este conjunto filoniano de Arditurri proponemos, como modelo de sucesión geocronológica, el esquematizado en la Tabla II. En la actualidad se investiga la posible existencia de un episodio volcánico que durante el carbonífero aportase los elementos metálicos a la serie detrítica. Estos elementos serían varias veces removilizados durante la orogenia hercínica, dando lugar a los depósitos filonianos que a su vez fueron tectonizados y removilizados en las postrime-

T A B L A II

| | I | II | III |
|--------------|-----|-----|-----|
| Cuarzo | --- | --- | --- |
| Clorita | --- | --- | --- |
| Siderita | --- | --- | --- |
| Carbonatos | --- | --- | --- |
| Pirita | --- | --- | --- |
| Marcasita | --- | --- | --- |
| sfalerita | --- | --- | --- |
| Fluorita | --- | --- | --- |
| Calcopirita | --- | --- | --- |
| Pirrotina | --- | --- | --- |
| Galena | --- | --- | --- |
| Sulfosales | --- | --- | --- |
| Baritina | --- | --- | --- |
| Min. Superg. | --- | --- | --- |

Tabla II. Diagrama de sucesión geocronológica del campo minero de Arditurri (Guipúzcoa).

rias hercínicas y/o durante la orogenia alpina, originándose la segunda etapa mineralizadora. La adaptación de los minerales a las condiciones fisicoquímicas ambientales, ha dado lugar a la formación de los minerales supergénicos típicos en este tipo de yacimientos.

Mineralizaciones de Vera de Bidasoa: Mina Modesta

El campo filoniano de Mina Modesta se encuentra en las cercanías de Vera de Bidasoa (Navarra) y está constituido esencialmente por dos filones: filón Porvenir y filón de la Real Compañía, igualmente encajados en materiales carboníferos (pizarras y conglomerados), si bien el primero de ellos penetra en el granito. El filón Porvenir tiene un desarrollo prácticamente continuo, de dirección aproximadamente N 158° E, buzando unos 80° al W y una potencia media de 15 metros. El filón de la Real Compañía, de menor potencia, tiene una orientación aproximada N 30° E, y presenta una fuerte fracturación que le confiere una morfología complicada.

Mientras que el primer filón es esencialmente rico en hierro y apenas se encuentra fracturado, el filón de la Real Compañía exhibe una morfología y mineralogía más compleja. Esto es debido a la acción de intensos fenómenos tectónicos que han llegado a individualizar masas mineralizadas en forma prismático-triangular («tiendas de campaña»). Sin embargo, Heuschmidt (1977), interpreta esta morfología como una mineralización plegada y posteriormente fallada.

El filón Porvenir está afectado por dos sistemas de fractura conjugados E-W y SW-NE, que lo desplazan ligeramente. Encaja en el granito, en donde su potencia aumenta, mientras que al alejarse de la aureola se adelgaza y se bifurca, terminando en otras ramificaciones menores, cada vez más ricas en cuarzo.

La mineralogía encontrada en Modesta es, en general muy similar a la encontrada en Arditurri. Distinguimos tres asociaciones importantes:

- 1) Siderita + Cuarzo + Pirita
- 2) Esfalerita + Siderita + Pirita + Calcopirita
- 3) Esfalerita + Calcopirita + Galena + Fluorita + Calcita

El análisis textural de estas asociaciones se ve oscurecido por una intensa brechificación y la presencia de estructuras cataclásticas (fig. 5) que borran en mayor o menos grado, las texturas primarias de depósito. Las brechas están constituidas fundamentalmente de porfiroclastos heterométricos (1 cm hasta 1 m) de siderita y esfalerita, inmersos en una matriz de pirita, esfalerita, carbonatos, calcopirita, etc.

La asociación (3) aparece normalmente con una estructura bandeada (fig. 6) característica de este yacimiento. Localmente se puede encontrar «pirita nebulítica» (Kalliokoski, 1965), de grano fino, que resulta de una tectonización post-mineral muy intensa (fig. 7).

Hemos extraído del trabajo de Pesquera y Velasco (1979), los datos para la sucesión mineral en la que distinguimos dos fases hidrotermales, la última de removilización y una final de alteración supergénica (Tabla III).

DISCUSIÓN

La característica principal de los yacimientos estudiados es la existencia de estructuras y texturas brechoides, local-

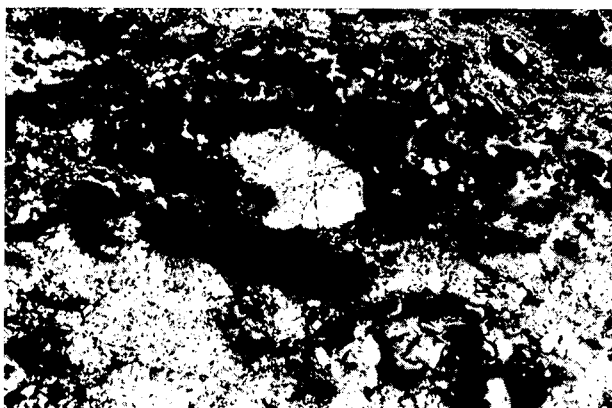


Fig. 5. Pirita (blanco), esfalerita (gris) y calcita (negro) cataclásticas. Mina Modesta, aprox. 35 X.



Fig. 6. Estructura bandeada de cuarzo, fluorita, calcita y siderita (franjas claras) y esfalerita, calcopirita, galena (bandas oscuras).

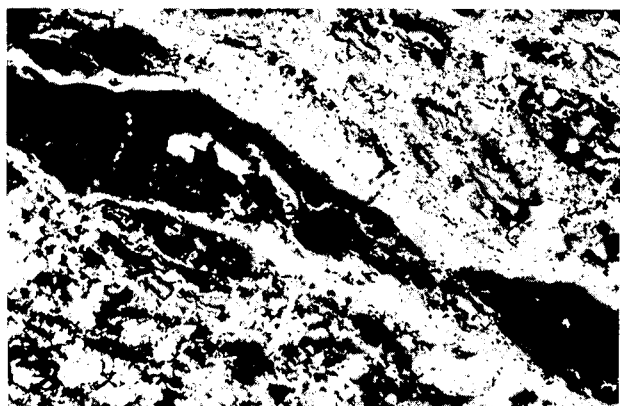


Fig. 7. Formas lenticulares de esfalerita (gris-oscuro) con exsoluciones de pirrotina, rodeada de pirita «nebulítica». Luz reflejada, aprox. 65 X.

| | I | II | III |
|--------------|-------|-------|-------|
| Cuarzo | ----- | ----- | ----- |
| Clorita | ----- | | |
| Esfalerita | ----- | ----- | |
| Siderita | ----- | ----- | |
| Carbonatos | ----- | ----- | ----- |
| Pirrotina | ----- | ----- | |
| Pirita | ----- | ----- | ----- |
| Marcasita | ----- | ----- | ----- |
| Calcopirita | ----- | ----- | |
| Fluorita | ----- | ----- | |
| Galena | ----- | ----- | |
| Sulfosales | ----- | | |
| Baritina | ----- | | |
| Min. Superg. | | | ----- |

Tabla III. Diagrama de sucesión geocronológica de los yacimientos plombo-cincíferos de Modesta (Navarra).

mente cataclásticas que evidencia una tectónica sin y post-mineral. Esta información nos ha permitido confeccionar diagramas que dividen la formación de los depósitos en tres fases, dos primeras claramente hidrotermales y una última, poco desarrollada, de alteración supergénica. La primera, fase hidrotermal principal, es volumétricamente la más importante y destaca sobre una segunda fundamentalmente de removilización y recristalización a la escala de la nuestra. En la fase principal es posible distinguir dos episodios de mineralización separados por una fuerte brechificación de los minerales ya depositados, que son cementados por una segunda generación, fuertemente sulfurada, a la que corresponde la esfalerita rica en exsoluciones de pirrotina y calcopirita, galena, calcopirita, carbonatos, cuarzo, etc.

La relación volumétrica, entre los distintos minerales de las asociaciones presentes, varía de unos puntos a otros dentro de un mismo filón y, también, en la horizontal a la escala del campo minero. Estas variaciones dibujan una zonalidad bien conocida y descrita en otros yacimientos similares.

El régimen de presiones estimado para la formación del depósito hidrotermal principal, según los estudios de campo y de laboratorio, y atendiendo a la existencia de propilitización en las diabasas, marca un límite superior de aproximadamente 500 bars, es decir correspondientes a profundidades inferiores a los 2 km. Estas bajas presiones están de acuerdo con el carácter de relleno filoniano y concuerdan con la presencia de la asociación esfalerita+pirita+pirrotina monoclinica (Scott, 1976). Justifica, además, la existencia de «telescoping» en los filones.

Por otra parte, los datos decrepitométricos de fluorita y el contenido en hierro de la esfalerita, asociada a pirrotina (Kullerud, 1953; Barton y Toulmin, 1966) permiten que estimemos la temperatura máxima de la fase hidrotermal alrededor de los 280° - 330° C, válida para los yacimientos de Olandieta y Modesta, y menor en los yacimientos más alejados del borde del granito.

Se constata, por tanto, que las mineralizaciones son de origen hidrotermal, siguiendo direcciones aproximadas N-S,

presentando paragénesis mesotermales, claramente «telescopadas» en las proximidades al contacto granítico. En todos los casos, el relleno mineral se realizó con posterioridad a la consolidación de la roca ígnea y de los diques de diabasa, los cuales se encuentran fracturados y propilitizados junto a las mineralizaciones.

Con los datos disponibles podemos plantear dos modelos genéticos: (1) la mineralización pudo ser aportada por las soluciones hidrotermales con foco generador en el magma granítico y, por tanto, constituir su cortejo filoniano; (2) las mineralizaciones pueden ser fruto de la removilización de elementos diseminados en la serie paleozoica, que encontraron en el fenómeno intrusivo el motor capaz de hacer posible su remoción y transporte, hasta depositar su contenido durante el enfriamiento del granito en las zonas fracturadas. Ambos modelos (exógeno y endógeno, según Amstutz, 1964) coinciden en su carácter epigenético.

El primero, caso típico de mineralización hidrotermal plutónica, presupone que la solución fuente partió del foco magmático próximo (granitoide de Peñas de Haya), pero no tiene en cuenta que idénticas mineralizaciones se encuentran en partes bien alejadas del ámbito de intrusión. (Goizueta, Sumbilla, Leiza y Ezcurra).

Por otra parte, sabemos que estas mineralizaciones se encuentran siempre encajadas en materiales carboníferos (pizarras, areniscas y conglomerados). Aunque hasta el momento no disponemos de suficientes datos geoquímicos de la serie detrítica, si hemos encontrado anomalías en el contenido de Pb y Zn en algunos términos de la serie en las proximidades de Arditurri. Esta información coincide con la existencia de altos contenidos, e incluso de hallazgos de horizontes portadores de blenda y otros minerales en el Tarn y en el Pirineo francés (Beziart et al., 1976; Pouit, 1976). La migración y removilización del débil contenido en metales hacia fracturas, favorecida por los gradientes térmicos que aportaría la intrusión granítica, sería fácilmente explicable, utilizando soluciones hidrotermales calientes procedentes de la roca metamórfica encajante, por corrientes de convección, o bien por la mezcla de éstas con soluciones calientes procedentes del granito. Para explicar estos depósitos habría que tener en cuenta mecanismos de tipo termogravitacional (Dandurant et al., 1972; Cotseque et al., 1974). El resultado sería el mismo: depósitos familiares (Routhier, 1969) localizados en fracturas, como un caso de secreción lateral, en relación a la envolvente rocosa.

Los resultados de los trabajos emprendidos que comprenden el análisis geoquímico de las rocas encajantes y el conocimiento exhaustivo del magmatismo y la historia de esta intrusión, pueden resolver la disyuntiva planteada respecto a la génesis de estas mineralizaciones.

El establecimiento de un único modelo de génesis evidentemente tendrá consecuencias importantes para la investigación minera.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a la Real Compañía Asturiana de Minas por las facilidades prestadas en la realización de éstos

trabajos y en particular a los Sres. F. Ruiz, F. Alonso y A. Llanos. Agradecemos también al Dr. Fortuné (Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie, Université Paul Sabatier, Toulouse, Francia), con quien mantenemos lazos de colaboración en el estudio de estas mineralizaciones, sus aportaciones en la discusión crítica de los problemas genéticos planteados.

BIBLIOGRAFÍA

- AMSTUTZ, G. C. (1961): *Sedimentology and Ore genesis*. Develop. in Sedimentology, Elsevier, 1-7.
- BARTON, P., y TOULMIN, P. (1966): Phase relations involving sphalerite in the ZnS-FeS system. *Econ. Geol.* 61-5, 815-849.
- BEZIART, P., FORTUNE, J. P., et TOLLON, F. (1976): Zonalité minéralogique régionale dans le Paléozoïque du Tarn. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 99, 294-299.
- CAMPOS, J., GARCIA-DUEÑAS, V., SOLÉ, J. y VILLALOBOS, L. (1975): *Mapa Geológico Nacional* (1:50.000) Hoja n.º 25-05. Vera de Bidasoa, 2.ª Serie.
- CAMPOS, J. (1976): *Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del río Bidasoa*. Tesis Doctoral, Universidad de Bilbao, 229 p.
- COSTSEQUE, P., DANDURAND, J. L., FORTUNE, J. P., SCHOTT, J., et TOLLON, F. (1974): On three factors essential to the formation of ore deposits: geochemical pre-concentration and thermal gradient. *Fourth IAGOD Symp.* Varna, II, 269-278.
- DANDURANT, J. L., FORTUNE, J. P., PERAMI, T., SCHOTT, J. et TOLLON, F. (1972): On the importance of mechanical action and thermal gradient in the formation of metal-bearing deposits. *Mineral. Deposita*, 7, 339-350.
- HEDDEBAUT, C. (1973): *Études géologiques dans les massifs paléozoïques basiques*. Thèse Univ. Sc. Techn. Lille.
- HERRERO, J. M. (1977): *Estudio mineralógico y metalogénico del yacimiento plombozincífero de Olandieta, Oyarzun (Guipúzcoa)*. Tesis de Licenciatura Fac. Ciencias, Univ. Bilbao.
- HUESCHMIDT, B. (1977): *Le gîte plombo-zincifère de Modesta (Navarre, Espagne) et ses controles tectoniques*. Thèse doct. Univ. Lyon, 126 p.
- KALLIOKOSKY, J. (1971): Metamorphic features in North American massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 66, 553-669.
- KULLERUD, G. (1953): The FeS-ZnS system. A geological Thermometer. *Norsk. Geol. Tids.* 32, 61-148.
- LAMARE (1956): Présentation de la feuille de Sant-Jean-Pied-de-Port (1:80.000). *Actas del 2.º Congr. Int. de études pyrénéennes* (Luchon-Pau, 1954), II, 73-123.
- LAPPARENT, J. (1913): Les enclaves du granite du Mont Aya en Pays Basque. *Bull. Soc. fr. Minéral. Gauthier-Villars*, Paris, 30 p.
- ORTIZ, A. y BURKHALTER, J. (1971): Mapas españoles previsores de mineralizaciones 1:1.500.000. Contribución al conocimiento de áreas metalíferas de Plomo-Zinc. *I. Congr. Hisp. Luso Amer.*, 1, 73-89.
- PESQUERA, A. (1976): *Estudio mineralógico y metalogénico de los yacimientos de Vera de Bidasoa y Sumbilla (Navarra)*. Tesis Licenciatura, Fac. Ciencias, Univ. Bilbao.
- PESQUERA, A. y VELASCO, F. (1979): Estudio metalogénico del yacimiento Pb-Zn de Vera de Bidasoa (Navarra): Mina Modesta. *Soc. Esp. Mineralogía*, Vol. Extra 1, 43-50.
- POUIT, G. (1976): Gisements et volcanisme. *Mém. h. Sér. géol. France*, n.º 7, 115-126.
- SCOTT, S. D. (1976): Application of the sphalerite geobarometer to regionally metamorphosed terrains. *Amer. Miner.*, 61, 661-670.
- TERMIER, P. (1907): Le granite de la Haya on des Trois Couronnes (Pays Basque). *Bull. Soc. Geol. France*, VII, 9-17.

Recibido, junio 1978.