

## LAS MINERALIZACIONES FILONIANAS DE FLUORITA-(GALENA) DEL CALAR DE SAN JOSE (SIERRA DE BAZA, CORDILLERAS BÉTICAS)

J. Torres-Ruiz (\*) y F. Delgado (\*\*)

### RESUMEN

El distrito de F-(Pb, Zn, Ba) de la Sierra de Baza (al SE de España) está constituido fundamentalmente por mineralizaciones estratiformes y estratoligadas de fluorita-(galena), enclavadas en niveles carbonatados del Ladinense Superior-Carniense. En estos mismos niveles, en algunos sectores como los del Calar de San José y Calar de Santa Bárbara, que constituyen el área de mayor importancia de este distrito minero, dichas mineralizaciones coexisten con otras de tipo filoniano.

La presente nota trata esencialmente de las principales características estructurales y mineralógicas de las mineralizaciones filonianas y de sus relaciones con la evolución del contexto geológico, muy especialmente en lo que se refiere a la tectónica y a su asociación espacial con las mineralizaciones estratiformes y estratoligadas de carácter sedimentario/diagenético. Se han diferenciado dos tipos de mineralizaciones filonianas: unas, representadas por removilizaciones "in situ", a pequeña escala, de las de tipo estratiforme y estratoligado, que han ocurrido en las últimas etapas de deformación alpina; y otras, formadas con anterioridad a la orogenia alpina y directamente relacionadas con una tectónica intratriásica de carácter aparentemente distensivo.

**PALABRAS CLAVE:** Sierra de Baza, depósitos filonianos, fluorita, galena, Tectónica triásica.

### ABSTRACT

The F-(Pb, Zn, Ba) district of Sierra de Baza area (Southeastern Spain) is mainly constituted by fluorite-(galene) stratiform and stratabound mineralizations which are included in Carbonate levels of Ladinian-Carnian age. These levels also contain vein mineralizations but only in certain zones as de Calar de San José and the Calar de Santa Bárbara.

This paper deals with the main structural and mineralogical characteristics of the vein mineralizations and their relations with the geological context evolution. Special attention is given to the tectonic and the spatial association with the stratiform and stratabound mineralizations of sedimentary/diagenetic character. Two types of vein mineralizations may be distinguished: one type is represented by small "in situ" remobilizations, from the stratiform and stratabound mineralizations, which have been formed during the final stages of alpine deformations; the other one has been formed before Alpine Orogeny and probably in direct relation with an intratriassic tectonic phase.

**KEY WORDS:** Sierra de Baza, vein deposits, Fluorite, Galene, Triassic Tectonic.

### Introducción

La Sierra de Baza, situada en la provincia de Granada, al sureste de España, constituye la extremidad occidental de la Sierra de Los Filabres. Aunque con escasa importancia económica, en ella existe un distrito minero de flúor y plomo, esencialmente com-

puesto de forma mayoritaria por mineralizaciones de fluorita-(galena) y, en mucha menor extensión, también por mineralizaciones de fluorita-barita-galena (esfalerita). Si bien con amplios períodos de interrupción, estas mineralizaciones han sido objeto de explotación para la extracción de plomo desde principios del siglo pasado, explotándose también la

(\*) Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada.

(\*\*) Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada.

(\*) y (\*\*) Departamento de Investigaciones Geológicas del C. S. I. C., Universidad de Granada.

fluorita a partir de 1965. En la actualidad sólo continúan en actividad algunas pequeñas labores en la zona del Calar de San José.

Todas las mineralizaciones se encuentran enclavadas en el Complejo Alpujárride, que es el de posición intermedia de los tres que constituyen las zonas internas de las Cordilleras Béticas y que, de abajo a arriba, se denominan: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide (fig. 1). Durante la orogenia alpina todos ellos han sufrido una complicada evolución tectonometamórfica.

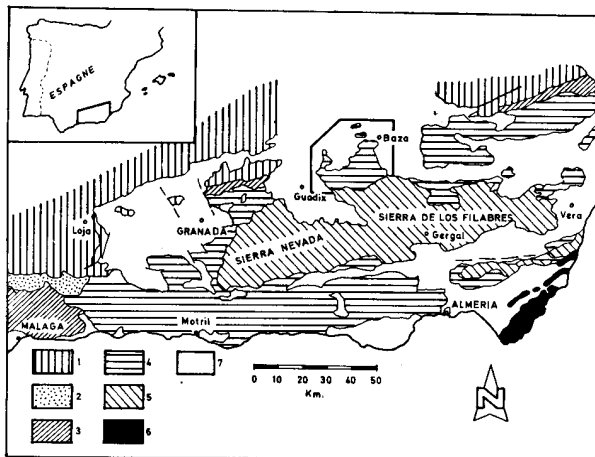


Fig. 1.—Esquema geológico de las Cordilleras Béticas y localización del sector estudiado. 1, Zonas Externas; 2, Unidades del Campo de Gibraltar; 3, Complejo Maláguide; 4, Complejo Alpujárride; 5, Complejo Nevado-Filábride; 6, Rocas volcánicas del Cabo de Gata; 7, Materiales neógeno-cuaternarios.

Dentro del distrito minero, el sector de mayor interés es el formado por el Calar de Santa Bárbara y el Calar de San José (fig. 2). En él se han distinguido clásicamente dos tipos de mineralizaciones, ambas situadas en una formación calizo-dolomítica triásica y, más concretamente, en tramos pertenecientes al Ladinense Superior-Carniense:

1. Mineralizaciones estratiformes y/o estratoligadas.
2. Mineralizaciones filonianas.

Las mineralizaciones estratiformes y/o estratoligadas han sido objeto de diferentes estudios (Goosen *et al.*, 1964; Delgado *et al.*, 1971; Alabert, 1973; Akin, 1974; Fontboté, 1981; Martín y Torres-Ruiz, 1982, entre otros), habiendo sido interpretadas como de origen sedimentario/diagenético temprano, si bien existen algunas discrepancias entre los distintos autores en cuanto a los mecanismos y condiciones precisas de su formación. Recientemente, Martín *et al.* (en prensa) describen mineralizaciones paleokársticas y sus condiciones de formación.

Las mineralizaciones filonianas están situadas en los mismos sectores en donde, en mayor o menor escala, aparecen también mineralizaciones estratiformes y/o estratoligadas. Akin (1974) las considera de origen hidrotermal, formadas por removilización de las de carácter sedimentario. Por su parte, Alabert (1973), aunque no descarta dicha posibilidad, opina que, al menos muchas de ellas, se pudieron formar como rellenos kársticos, a partir de concentraciones primarias sedimentarias y las compara en su origen con otras mineralizaciones paleokársticas existentes en Sierra de Lújar y Sierra Alhamilla. A este respecto, relata la presencia de un filón en la Cantera Relumbre (Sierra de Baza) que, en su opinión, parece corresponder a una fractura sinsedimentaria.

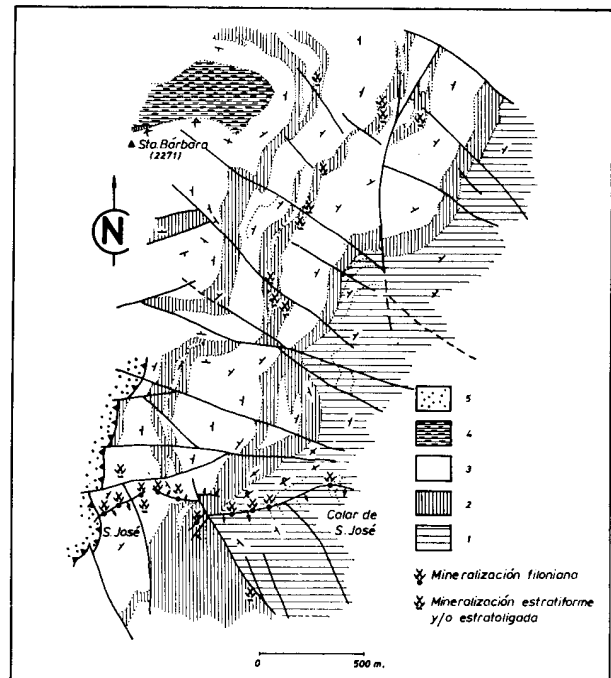


Fig. 2.—Esquema cartográfico del sector del Calar de Santa Bárbara y Calar de San José (Sierra de Baza). Formación Carbonatada de la Unidad de Santa Bárbara: 1, Calizas del miembro G; 2, dolomías del miembro H; 3, calizas del miembro H; 4, margocalizas del miembro I. Unidad de Quintana: 5, Filitas y cuarcitas rojas (ver fig. 3).

En función de algunas de sus características, conviene hacer una distinción entre las mineralizaciones filonianas. Por una parte, existen mineralizaciones de relleno de algunas zonas de fracturas abiertas producidas durante las últimas etapas de deformación alpina. Se trata de diaclasas y/o fallas normales de pequeño salto, subverticales y con unas direcciones comprendidas entre N 130° E y N 170° E. Tales mineralizaciones están directa y estrechamente asociadas con las de tipo estratiforme y estratoligado, a cuyas expensas se forman, y deben ser consideradas como

removilizaciones tardías de estas últimas, efectuadas prácticamente *in situ*. Generalmente están compuestas de forma mayoritaria por fluorita muy recristalizada, de color blanco, verde pálido o violeta, con altas concentraciones puntuales de galena asociada con arcillas rojas de descalcificación. Por otra parte, existe otro tipo de mineralizaciones filonianas que ocupan fracturas más antiguas y, en general, no relacionadas espacialmente de forma tan directa con las de tipo estratiforme y/o estratoligado como lo están las comentadas con anterioridad. Están constituidas esencialmente por fluorita blanca y pequeñas cantidades de galena; muestran una textura brechoide y presentan signos evidentes de haber sido afectadas por varias etapas de deformación alpinas.

El objetivo de este trabajo es el estudio del segundo tipo de mineralizaciones filonianas mencionadas, cuyos principales afloramientos se encuentran en la zona del Calar de San José. Como resultado de dicho estudio, y teniendo en cuenta muy especialmente el contexto en el que están enclavadas, hemos elaborado una hipótesis genética en la que se relaciona su formación con la tectónica triásica.

### Contexto geológico

Según Delgado (1978), el Complejo Alpujárride en la Sierra de Baza está constituido por cinco mantos de corrimiento que, de inferior a superior, se denominan: Tetica, Santa Bárbara, Quintana, Los Blanquizaes y Hernán Valle. Cada uno de ellos consta de una formación inferior esencialmente metapelítica, compuesta por filitas con algunas intercalaciones de cuarcitas, de edad Permo-Werfenense, y una formación superior calizo-dolomítica de edad Trías medio y superior. En el Manto de Hernán Valle, el de posición tectónica superior, las filitas se superponen a un paquete de micaesquistos oscuros, con estauroлита y granate, de probable edad Paleozoico.

El metamorfismo alpino ha afectado con intensidad variable a los materiales de los distintos mantos de corrimiento. Así, mientras en los cuatro mantos inferiores la formación metapelítica presenta paragénesis que en ningún caso sobrepasan las facies de esquistos verdes, en el manto de Hernán Valle se alcanzan paragénesis que alcanzan las facies de las anfibolitas. En cuanto a la formación carbonatada, los materiales del manto de Santa Bárbara han sido los menos afectados y están constituidos por calizas y dolomías muy poco recristalizadas, mientras que los materiales del manto de Hernán Valle han sido los más afectados y están constituidos por mármoles calizos y dolomíticos.

Todas las mineralizaciones existentes en el sector de estudio se encuentran situadas en el manto de Santa Bárbara, el cual muestra un gran desarrollo de su formación carbonatada, que llega a alcanzar un espesor del orden de 2.800 metros.

### Estratigrafía

De forma esquemática, la serie estratigráfica del manto de Santa Bárbara, tomada de Delgado (1978), queda representada en la figura 3. Como puede verse

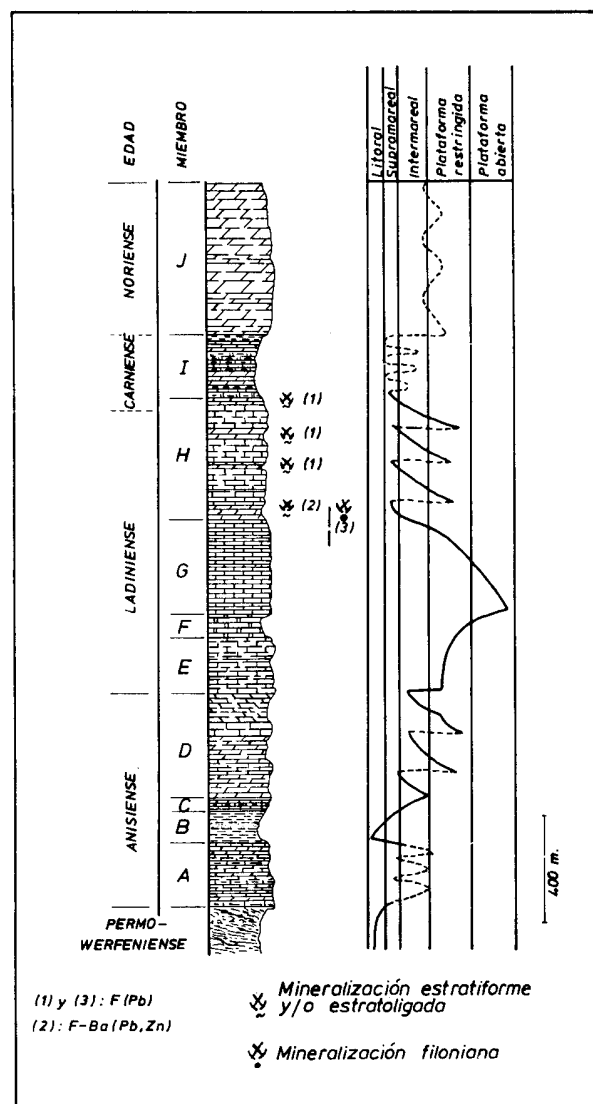


Fig 3.—Serie estratigráfica del Manto de Santa Bárbara: A, Calizas y dolomías en alternancia irregular, con intercalaciones arcillosas y calcoesquistos. B, Filitas y cuarcitas rojas. C, Margas y margocalizas amarillentas con "burrows". D, Alternancia de calizas grises y dolomías grises y cremas. E, Calizas tableadas grises y azuladas. F, Calizas margosas tableadas y margocalizas con abundantes fósiles. G, Calizas grises oscuras y grises azuladas, alternando en bancos más o menos tableados; sílex en la base. H, Calizas grises oscuras con niveles de calizas margosas, alternando con paquetes dolomíticos grises con frecuentes estructuras de tipo "franciscana"; brechas dolomíticas intraformacionales en la base. I, Alternancia irregular de margas, margocalizas, calizas, dolomías y carniolas, con predominio margoso y tonos amarillentos; localmente yeso diseminado. J, Dolomías masivas de color gris claro, con Dasycladáceas y Estromatolitos.

en ella, las mineralizaciones estratiformes y estratoligadas de mayor importancia están situadas en el miembro H, asociadas a los niveles dolomíticos. Sin embargo, las mineralizaciones filonianas objeto de este estudio afectan a la parte basal del miembro H y a la parte superior del miembro G infrayacente.

Toda la formación carbonatada presenta facies típicas de plataforma, con gran predominio de las facies correspondientes a medios restringidos de tipo *lagoon*. Sólo algunos niveles calizos basales del miembro G (calizas micríticas con nódulos de sílex), podrían representar facies de plataforma abierta (Delgado *et al.*, 1982). En conjunto, se trata de depósitos fundamentalmente de aguas someras en los que predominan las facies submareales, sobre todo micritas. Existen también episodios con facies intermareales de laminitas y facies micríticas supramareales con estructuras de desecación y estructuras *tepee*. De muro a techo, y a grandes rasgos, la evolución sedimentaria (fig. 3) se inicia con un ciclo transgresivo hasta el miembro G, a continuación comienza un episodio regresivo que culmina en el miembro I, y, finalmente, aparece un nuevo ciclo transgresivo (Delgado *et al.*, 1982).

### Tectónica

Como se puede observar en la figura 2, en la parte central y norte del área de estudio (Calar de Santa Bárbara), el manto de Santa Bárbara presenta una estructura monoclinial con un buzamiento general de unos 30° hacia el N 10° - 30° W, sólo complicada en la cima y vertiente norte de dicho Calar por una serie de repliegues de escala decamétrica a hectométrica, tumbados y vergentes en conjunto hacia el norte. Sin embargo, en el sur (Calar de San José) este simple dispositivo monoclinial se complica bruscamente con la aparición de un anticlinal volcado, de escala hectométrica, que afecta especialmente a los niveles calizos del miembro G y que se atenúa progresivamente hacia arriba y hacia abajo. Las dolomías basales del miembro H se presentan como brechas intraformacionales que se disponen amortiguando hacia arriba el efecto del pliegue, de tal forma que ya el primer nivel calizo de este miembro aparece mucho menos afectado por dicho pliegue. El flanco norte del anticlinal es invertido y tiene una dirección aproximada de N 80° E, con un buzamiento de 70° a 80° hacia el sur. El flanco sur presenta una dirección norte-sur y un buzamiento de unos 40° hacia el oeste. Su superficie axial tiene una dirección media de N 90° - 100° E y un buzamiento de unos 60° hacia el sur. El eje buza unos 30° hacia el oeste.

Este dispositivo estructural del Calar de San José, permitió a Delgado (1978) considerar que dicho pliegue debió comenzar a originarse ya en el curso de la sedimentación triásica, durante el depósito del nivel dolomítico basal del miembro H y probablemente

antes del primer nivel calizo de dicho miembro. No obstante, la evolución de esta estructura debió continuar muy posiblemente durante buena parte del depósito de los materiales del miembro H. Más tarde, en la orogenia alpina, el conjunto de materiales del Calar de San José volvió a ser deformado, en especial en una fase de deformación relacionada con la tectónica de mantos, que produce pliegues de dirección similar (aproximadamente E-W) y de vergencia norte, por lo que la estructura triásica queda en parte enmascarada.

Pliegues, brechas intraformacionales, *slumpings* y discordancias, dentro de determinados niveles de las formaciones calizo-dolomíticas triásicas, se conocen también en diferentes áreas del dominio Alpujárride, como en Sierra Alhamilla (Weppe y Jacquin, 1966), Sierra de Gádor (Jacquin, 1966 y 1970) y en Sierra de Lújar (Leroy, 1967; Aldaya, 1970 y Ewert, 1976). Estas estructuras ponen de manifiesto la existencia de una cierta inestabilidad tectónica durante el Triásico medio-superior, uno de cuyos exponentes es el vulcanismo básico de esa edad. Respecto a las características de esta tectónica intratriásica no existe unanimidad de criterios. Así, Aldaya (1970) opina que se trata de una tectónica compresiva, mientras que otros autores la catalogan de tipo distensivo. Ewert (1976) interpreta unos grandes pliegues de *slumping*, que aparecen en los materiales carnienenses de la Sierra de Lújar, como "estructuras dobladas" que se pudieron formar a causa de fallas en el basamento producidas por una tectónica distensiva. En Sierra de Baza, Delgado (1978) opina que el pliegue intratriásico del Calar de San José, descrito anteriormente, así como otros pliegues semejantes que hasta ahora hayan pasado desapercibidos, deben ser el resultado de una tectónica gravitatoria ligada a ligeras inclinaciones de la cuenca de sedimentación, y que podrían estar en relación directa con basculamientos de bloques y actuación de fallas normales producidas en una etapa distensiva.

En el área de estudio existen numerosas fracturas producidas en los últimos episodios de deformación alpinos. Entre ellas predomina un sistema de dirección comprendida entre N 130° E y N 170° E con un máximo de frecuencia alrededor de N 160° E. Mucho menos representados, existen otros dos sistemas de direcciones comprendidas entre norte-sur y N 20° E y de N 70° E a N 90° E respectivamente. En todos los casos se trata, generalmente, de diaclasas y fallas normales o de desgarre, de pequeño salto, con buzamientos muy próximos a la vertical.

### Mineralizaciones filonianas

#### Morfología

Las mineralizaciones filonianas objeto de estudio se presentan como rellenos de una serie de fracturas antiguas asociadas al pliegue anticlinal de edad triásica.

sica descrito en el apartado anterior. El conjunto de estos filones determina una zona de fractura situada en la charnela del anticlinal y con una dirección media paralela a la superficie axial de dicho pliegue (fig. 2). A veces, dentro de las fracturas, las mineralizaciones aparecen como cuerpos lenticulares discontinuos. Así mismo, en algunas zonas se presentan varios filones paralelos.

La mayoría de los cuerpos mineralizados presentan buzamientos al sur con valores medios del orden de los 50° a 60°. Sólo en una zona de escasa extensión, una de las fracturas buza al norte con los mismos órdenes de magnitud. A escala de afloramiento, sus relaciones geométricas con las rocas encajantes son variables de unos puntos a otros, observándose desde cuerpos subparalelos a la estratificación a otros que la cortan en ángulos casi de 90°. Sus dimensiones son, asimismo, muy variables. Sus longitudes oscilan desde varios metros a más de una centena, y su potencia está comprendida entre escasos centímetros y uno a dos metros. Sólo puntualmente existen algunos ensanchamientos de hasta tres o cuatro metros. En cuanto a su profundidad, no se puede precisar a excepción de cuando se trata de pequeñas venas. Sin embargo, el conjunto de filones existentes en el Calar de San José afectan, por lo menos, a unos 200 metros de materiales carbonatados de los miembros G y H.

La mineralización presenta un importante estiramiento, paralelo a *grosso modo* a las paredes del filón, desarrollándose una linealidad en algunas zonas; ésta afecta también a la roca encajante con tan solo una ligera desviación por refracción. Esta linealidad, que afecta al conjunto de materiales, es consecuencia de la formación de pliegues vergentes al norte, que aprietan la estructura anticlinal triásica.

#### Aspectos texturales y mineralógicos

Las mineralizaciones están constituidas esencialmente por fluorita, como componente mayoritario, y por pequeñas cantidades de galena. En todos los afloramientos presenta invariablemente una textura brechoide. En algunas zonas se trata de brechas compuestas por cantos de fluorita, con formas subangulosas y subredondeadas y tamaños comprendidos entre varios milímetros y cinco a seis centímetros, cementados por una matriz compuesta esencialmente por calcita y pequeñas cantidades de galena (figs. 4 y 5). Con relativa frecuencia, sobre todo en las proximidades de los hastiales, la mineralización engloba también cantos de rocas encajantes, con formas angulosas a subangulosas y tamaños muy variables, desde el orden del milímetro hasta 10 o 20 centímetros. Además de la textura brechoide, las mineralizaciones presentan puntualmente una foliación milonítica.

El estudio textural y mineralógico pone claramente de manifiesto que existen varias etapas de cristaliza-

ción y de deformación. La primera fase de cristalización importante está constituida masivamente por fluorita que, en ocasiones, engloba cantos de roca encajante y rellena pequeñas fracturas existentes en ellos. Dispersos en la masa de fluorita y en escasas

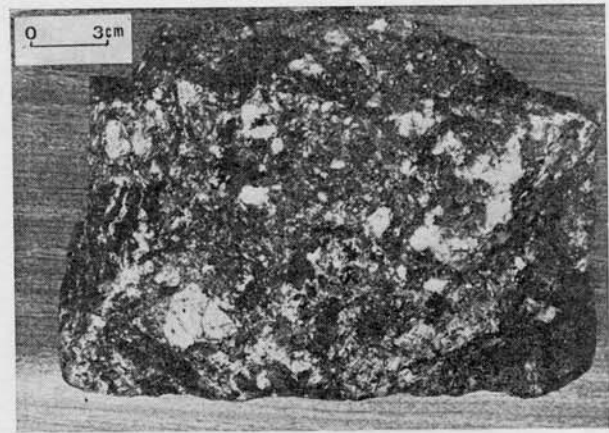


Fig. 4.—Brecha constituida por cantos de Fluorita cementados por Calcita II y pequeñas cantidades de galena.

cantidades, hay cristales de cuarzo, tanto xenomorfos como idiomorfos, con tamaños comprendidos entre 50 y 300 micras. Más raramente existen también pequeños cristales de pirita, parcial o totalmente oxidados. La fluorita aparece, a su vez, muy brechificada y tanto en ella como en los cantos de rocas encajantes englobados (calizas y/o dolomías), se desarrollan estilolitos que, en muchos casos, marcan las superficies de separación entre ambos.

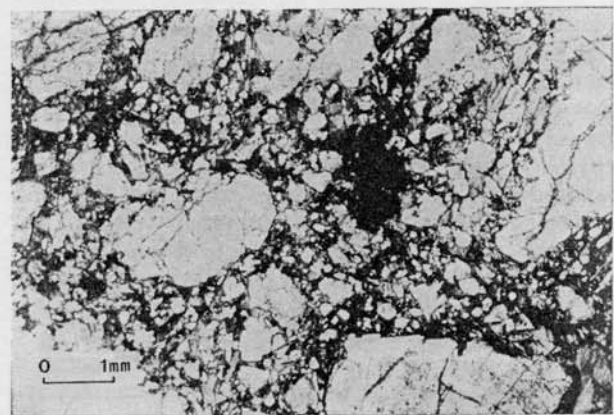


Fig. 5.—Detalle al microscopio de una zona de la figura 4. Luz transmitida, nícoles paralelos.

Los intersticios entre los trozos de fluorita brechificada y, en general, la matriz de las brechas, están compuestos esencialmente por calcita II (la calcita I es la que forma parte de los cantos de roca encajante)



y por pequeñas cantidades de galena. Esta calcita II se presenta en cristales xenomorfos heterométricos, con dimensiones comprendidas entre 100-200 micras y unos 5-6 milímetros. En general, muestra una textura granoblástica y los cristales presentan numerosas maclas. Con frecuencia, los cristales aparecen con una marcada orientación preferencial, con planos de macla deformados y extinción ondulante, todos ellos signos evidentes de haber sufrido una intensa deformación. Puntualmente, corroe ligeramente los bordes de los cantos de fluorita y granos de cuarzo y reemplaza parcialmente a la dolomita que constituye algunos de los cantos de rocas encajantes englobados en la mineralización.

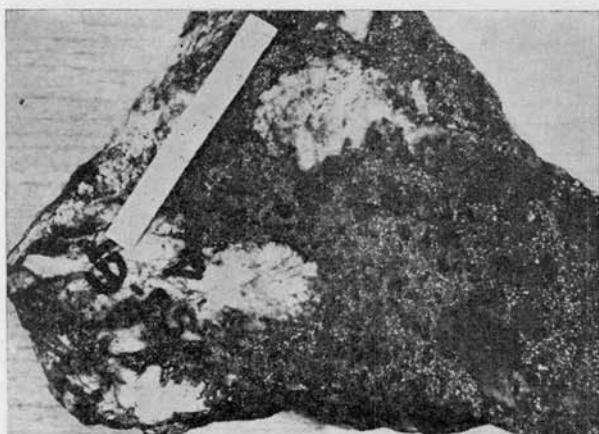


Fig. 6.—Nódulo de galena englobando trozos de fluorita y rocas encajantes.

La galena se encuentra en cantidades muy variables de unas muestras a otras. En general su porcentaje medio es del orden de un dos a un tres por 100, aunque puede alcanzar puntualmente valores mucho mayores (hasta un 10% en determinadas zonas, según Akin, 1974). Se suele presentar como pequeñas manchas irregulares dispersas, con tamaños más frecuentes comprendidos entre varios milímetros y tres o cuatro centímetros. De forma esporádica, se han encontrado también nódulos de hasta 15 a 20 centímetros, que engloban trozos de fluorita y de rocas de caja, estas últimas a veces muy silicificadas (fig. 6). Tanto si se encuentra asociada con la calcita II, y formando parte de la matriz de las brechas, como si está dispersa entre la fluorita, muestra una textura típicamente intersticial. En ocasiones ocupa estilolitos existentes en la fluorita, apareciendo entonces como finos hilos subparalelos y alargados en la dirección del estiramiento que presenta la mineralización. Con frecuencia, y sobre todo en las concentraciones de mayor tamaño, muestra una importante deformación plástica y desarrolla una textura fluidal alrededor de los cantos de fluorita o de roca encajante, los cuales,

a veces, suelen aparecer como amígdalas más o menos estiradas y orientadas con su máximo alargamiento en la dirección del flujo (fig. 7).

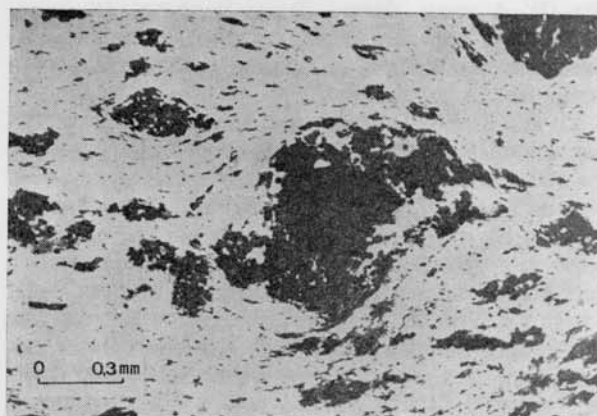


Fig. 7.—Detalle al microscopio de la figura 5 donde se observa la deformación plástica de la galena. Pequeños cantos de fluorita y roca encajante estirados y orientados. Luz reflejada, nícoles paralelos.

Dispersas dentro de la galena existen pequeñas cantidades de esfalerita y pirita, generalmente como cristales de dimensiones inferiores a 200 micras. En ínfimas proporciones, también hay diminutas inclusiones de diferentes sulfosales, cuyos tamaños, salvo en raras ocasiones, son inferiores a 50 micras, que han sido analizadas por microsonda electrónica. Por orden de abundancia en el conjunto de las muestras analizadas se han detectado: jordanita, marrita, tenantita, enargita, proustita y binnita. De todas ellas, jordanita y marrita son las más frecuentes. La primera se presenta en forma de diminutas gotas subsféricas más o menos alargadas, mientras que la marrita se dispone como halos o coronas alrededor de algunos de los cristales de jordanita y, generalmente, formando microintercrecimientos gráficos con la galena. Análisis semicuantitativos de microsonda electrónica han puesto de manifiesto la presencia de trazas de Ag en la galena y la absoluta pobreza en Fe de la esfalerita, por debajo del límite de resolución de la técnica utilizada.

En bastantes muestras, entre la calcita II y en huecos y pequeñas fracturas en la fluorita y la galena, se encuentran cristales hipidiomorfos e idiomorfos de hemimorfita, los cuales normalmente se disponen como pequeños agregados palmeados. En algunas muestras se observa que, con el cuarzo, pseudomorfizan cristales de hábito cúbico que han podido corresponder a antiguos cristales de esfalerita. Frecuentemente, acompañando a éstos existen pequeñas cantidades de smithsonita.

Como principales minerales de alteración, típicos de zonas de oxidación, hay cerusita y goethita. La

cerusita, relativamente abundante, se encuentra, sobre todo, como alteración *in situ* de las pequeñas concentraciones de galena, desarrollándose en sus bordes y a partir de pequeñas fracturas. En algunos casos se presenta también redepositada rellenando huecos. Tanto en un caso como en otro suele mostrar texturas coliformes. La goethita se presenta reemplazando a los cristales de pirita, como producto de su oxidación. De forma esporádica se observan diminutas pajuelas de covellina y cristales de anglesita asociados a la cerusita. En algún caso, cerusita y anglesita marcan la separación entre fluorita y/o cristales de cuarzo y galena, sin que ésta muestre signos de corrosión, por lo que ambos minerales, en pequeñas cantidades, podrían existir también como generación primaria.

En la mayoría de las muestras, la última fase de cristalización está constituida por una generación tardía de calcita III que rellena huecos y fracturas. Sus cristales son de hipidiomorfos a idiomorfos. En algunas zonas, junto a ella cristaliza azurita y malaquita, bien como agregados de diminutos cristales idiomorfos o reemplazando a las distintas generaciones de calcita a través de planos de exfoliación.

#### **Comparación entre las mineralizaciones filonianas y las mineralizaciones estratiformes y estratoligadas del entorno. Consideraciones genéticas**

Como se señala en la figura 3, las principales mineralizaciones estratiformes y estratoligadas se sitúan en el miembro H. Están asociadas a intercalaciones dolomíticas estratiformes, las cuales presentan frecuentes digitaciones y acuñamientos entre las calizas. Dicho miembro está compuesto por pequeños ciclos sedimentarios transgresivo-regresivos (Delgado *et al.*, 1982) con la siguiente sucesión estratigráfica de muro a techo:

- calcarenitas dolomitizadas,
- micritas bien estratificadas,
- secuencias perimareales limitadas a techo por superficies de erosión y/o karstificación.

Las mineralizaciones estratiformes se encuentran esencialmente asociadas a las calcarenitas (Martín *et al.*, 1982), existiendo también mineralizaciones paleokársticas estratoligadas asociadas a las secuencias perimareales (Martín *et al.*, en prensa).

La mayor parte de estas mineralizaciones están constituidas fundamentalmente por fluorita y pequeñas cantidades de galena. Aunque escasamente representadas, al sur del Calar de San José y situadas en la parte basal del miembro H, existen también mineralizaciones de fluorita-barita con pequeñas cantida-

des de galena y esfalerita. Tanto unas como otras, con frecuencia desarrollan estructuras tipo cebrá.

Las mineralizaciones filonianas estudiadas encajan en la parte superior del miembro G y niveles basales del miembro H. En algunos socavones de la parte noroeste del del calar de San José, se puede observar que llegan a asociarse espacialmente con las mineralizaciones de carácter estratiforme y/o estratoligado. En la figura 3 se muestra la posición relativa de ambos tipos de mineralizaciones.

Desde el punto de vista mineralógico y químico, las mineralizaciones filonianas son muy similares a las estratiformes y estratoligadas, constituidas por fluorita-(galena). En ambos casos, las proporciones relativas de las menas y su secuencia de cristalización son análogas, incluso a nivel de los minerales accesorios. La principal diferencia estriba en la estructura que desarrollan. Así, mientras que las mineralizaciones estratiformes y estratoligadas suelen presentar estructuras tipo cebrá ("piedra indiana"), en las mineralizaciones filonianas esta estructura no está nunca presente, sino que, invariablemente, muestran una estructura brechoide.

El principal problema que concierne a la génesis de las mineralizaciones filonianas estriba en determinar la época en que se produjeron las fracturas que condicionan dichas mineralizaciones. Ello es difícil de dilucidar debido a la complicada evolución tectónica que han sufrido los materiales y que se inició ya durante el Trías. Además, como señala Delgado (1978), las direcciones de las estructuras triásicas son aproximadamente coincidentes con las de otras estructuras desarrolladas en diferentes etapas de deformación alpinas. No obstante, se deben tener en cuenta las siguientes consideraciones:

- La asociación de las mineralizaciones filonianas con una estructura anticlinal de edad triásica y su localización en una zona de fractura situada en la charnela, con una dirección paralela a la superficie axial, y el hecho de que otras fracturas de dirección similar, pero claramente alpinas, no estén mineralizadas.
- Dichas mineralizaciones afectan a materiales situados estratigráficamente debajo de los que contienen mineralizaciones estratiformes y estratoligadas, algunas de las cuales son de carácter paleokárstico.
- Las mineralizaciones filonianas están claramente afectadas por varias fases de deformación.
- Existe una importante similitud mineralógica y química entre las mineralizaciones filonianas y las mineralizaciones estratiformes y estratoligadas de fluorita-(galena) y ambas muestran análogas secuencias de cristalización.

- En las numerosas fracturas desarrolladas en las últimas etapas de deformación alpina sólo existen pequeñas removilizaciones puntuales de las mineralizaciones estratiformes y estratoligadas y sólo en aquellas zonas donde éstas son atravesadas por las fracturas.

Todos estos hechos nos hacen pensar que las mineralizaciones filonianas estudiadas debieron originarse con anterioridad a la orogenia alpina, probablemente de forma penicontemporánea con algunas de las mineralizaciones estratiformes y estratoligadas de fluorita-(galena) existentes en el miembro H, a partir de soluciones percolantes de composición similar a las que dieron lugar a dichas mineralizaciones. De esta forma, el hecho de la coexistencia espacial de las mineralizaciones estratiformes y estratoligadas y las filonianas, todas ellas con una gran similitud mineralógica y química, nos inclina a pensar que los tres tipos podrían corresponder a tres aspectos morfológicos y texturales diferentes de una misma época mineralógica. Otra posibilidad es que, como apunta Alabert (1973), se trate de mineralizaciones más tardías, producidas por soluciones de origen kárstico, que removilizaron mineralizaciones sedimentarias primarias.

### Agradecimientos

Agradecemos al doctor G. M. Molin, del Instituto di Mineralogia e Petrologia de la Universidad de Padua (Italia), la realización de los análisis de microsonda electrónica.

Este estudio forma parte del proyecto de investigación núm. 1968, subvencionado por la Comisión Asesora Nacional de Investigación Científica y Técnica.

### Bibliografía

- ALDAYA, F.  
1970. Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar. Zona Bética, provincia de Granada (nota preliminar). *Bol. Geol. y Min.*, 81, 539-560.
- AKIN, A.  
1974. Die Flußspat und Bleiglanz Vererzungen in Karbonatgestein der Sierra de Baza, Südspanien. *Min. Dep.*, 9, 61-68.
- ALABERT, J.  
1973. *La province Plombo-Zincifère des Cordillères Bétiques (Espagne Méridionale). Essai Typologique.* Thèse.
- DELGADO, F.  
1978. *Los Alpujarrides en Sierra de Baza (Cordillera Bética, España).* Tesis doctoral, Universidad de Granada, 483 págs.
- DELGADO, F.; OVEJERO, G. y JACQUIN, J. P.  
1971. Localización estratigráfica y Medio Paleogeográfico de las mineralizaciones (galena y fluorita) de Sierra de Baza (Granada, España.. *I Cong. Hisp.-Luso-Amer. Geol. Econ.*, E 4-13, 119-125. Madrid-Lisboa.
- DELGADO, F.; ESTÉVEZ, A.; MARTÍN, J. M. y MARTÍN-ALGARRA, A.  
1982. Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujarrides (Cordilleras Béticas). *Estudios geol.*, 37, 45-57.
- EWERT, K.  
1976. Estratigrafía, litología y mineralizaciones del Manto de Lújar (Zona Bética). *Stud. Geol.*, 11, 109-120.
- FONTBOTÉ, L.  
1981. Strata-bound Zn-Pb-F-Ba-deposits in carbonate rocks: New aspects of palaeogeographic location, facies factors and diagenetic evolution. (With comparison of occurrences from the Triassic of Southern Spain, the Triassic-Liassic of Central Perú and other localities). Thesis. Universidad de Heidelberg, 192 págs.
- GOOSEN, P.; AUTENBOER, T. VAN  
1964. Mineralisation et fluorine zèbrée dans la Sierra de Baza (andalousie, Espagne). *Bull. Soc. Belge de Geol. Pal. et Hydrol.*, 73, 511-517.
- JACQUIN, J. P.  
1966. La "franciscaine", un problème de petrogenèse dans les dolomies du Trias Alpujarride de la Sierra de Gador (Almería, Espagne). *Ann. Centre Enseign. Sup. Brazzaville*, 2, 79-90.  
1970. *Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gador (Almería, Espagne).* Thèse. Universidad de Nantes, 2, 501 págs.
- LEROY, H.  
1967. *Le gisement de plomb de Sierra de Lújar (Espagne).* Thèse. Universidad de Limoges-Poitiers, 189 páginas.
- MARTÍN, J. M. y TORRES-RUIZ, J.  
1982. Algunas consideraciones sobre la convergencia de medios de depósito de las mineralizaciones de hierro y plomo-zinc-fluorita de origen sedimentario encajadas en rocas triásicas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujarride del sector central de la Cordillera Bética. *Bol. Geol. y Min.*, 93, 314-329.
- MARTÍN, J. M.; TORRES-RUIZ, J.; VELILLA, N. y FENOLL HACH-ALI, P.  
Palaeokarstic lead-(Zinc)-Fluorite deposits in shallowing upward sequences in the Triassic of the Alpujarrides (Betic Cordillera, Southern Spain).
- WEPPE, M. y JACQUIN, J. P.  
1966. Etude préliminaire du gisement plombifère de Coto-Laisquez (Sierra Alhambilla, Almería). *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs.*, 68, 4, 105-120.

Recibido el 12 de diciembre de 1983.  
Aceptado el 14 de abril de 1984.