

GEOLOGIA Y METALOGENIA DEL YACIMIENTO DE ESTIBINA - SCHEELITA DE "SAN ANTONIO" ALBURQUERQUE (Badajoz)

P. GUMIEL MARTÍNEZ*
A. ARRIBAS MORENO*
J. SAAVEDRA ALONSO*

RESUMEN.—Se estudian en este trabajo la geología en general de las inmediaciones de la mina "San Antonio" (paragénesis antimonita-scheelita), y sus caracteres metalogénicos. Estratigráficamente se ha caracterizado un conjunto esquistograuwáquico infraordovícico, un Ordovícico-Silúrico de cuarcitas y esquistos ampelíticos y un Devónico rico en materiales carbonatados. Se han apreciado tres fases de deformación y dos sistemas de fracturas.

La mineralización es de origen endógeno, y corresponde a un yacimiento hidrotermal en el que el primer mineral en depositarse fue la scheelita. Esta mineralización se encuentra dentro de una banda auroantimonífera de dirección hercínica que atraviesa la Península desde Oporto hasta Valdepeñas, en la provincia de Ciudad Real.

SUMMARY.—The geological setting of the stibnite-scheelite "San Antonio" deposit is studied in this paper. The region consists of Lower Ordovician schists and graywackes, Ordovician to Silurian quartzites and carbonaceous schists, and Devonian carbonate rocks. Three tectonic phases and two fracture systems have been identified in the area.

The mineralization was originated by hydrothermal solutions —scheelite being the first mineral to be deposited. The mine is located within an Hercinian Au-Sb belt which crosses the Iberian Peninsula from Oporto (Portugal) to Valdepeñas, in the Ciudad Real province (Spain).

INTRODUCCION

Un yacimiento mineral no es un hecho aislado, sino que es un acontecimiento más dentro de un proceso geológico de conjunto.

Los caracteres metalogénicos de un yacimiento están en íntima relación con los rasgos geológicos y estructurales de la serie de materiales adyacentes.

* Departamento de Mineralogía de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca.

Por consiguiente se considera fundamental para el establecimiento de hipótesis metalogénicas de un yacimiento, un previo estudio geológico del contexto.

El objeto de este trabajo consiste en el estudio metalogénico de la mineralización de estibina-scheelita de "San Antonio". Esta encaja dentro de una zonalidad a escala batolítica en la que del centro al borde, aparecen sucesivamente mineralizaciones de U, Sn-W, Pb-Zn, Sb-Au y Sb-W.

La metodología de trabajo ha consistido en abordar los siguientes puntos:

- Cartografía geológica regional.
- Cartografía geológica local.
- Estudios de laboratorio.

La cartografía geológica regional a escala 1:50.000, se llevó a cabo sobre un área lo suficientemente extensa para permitir la comprensión de los caracteres estructurales de la zona, dada la complejidad tectónica y la escasez de afloramientos en algunas partes de la misma.

De la geología regional se pasó a estudiar la geología local en un entorno restringido al coto minero, del que se presenta una cartografía detallada a escala 1:1.000, así como cortes realizados sobre el propio terreno, y un bloque diagrama ilustrativo de la disposición subvertical del filón de antimonio.

Posteriormente a la fase de campo, se ha realizado una fase de laboratorio que consistió fundamentalmente en el estudio petrográfico y mineralógico de secciones transparentes y pulidas, lo que ha permitido establecer los caracteres metalogénicos del yacimiento.

Finalmente como consecuencia de todo ello, se ha establecido una hipótesis acerca del origen de la mineralización.

CARACTERISTICAS GENERALES

a) Situación.

La zona de estudio comprende las siguientes hojas topográficas a escala 1:50.000.

- Hoja 701. Valencia de Alcántara.
- Hoja 702. San Vicente de Alcántara.
- Hoja 726. Pino de Valencia.
- Hoja 727. Alburquerque.
- Hoja 750. Gallina. De ésta tan sólo el extremo NW.

b) Situación de la zona en el conjunto del sistema hercínico sub-ibérico.

La cadena hercínica en el macizo ibérico, puede dividirse en un cierto número de zonas correspondientes a unidades que se orientan paralelamente a la dirección principal hercínica.

Según las zonas establecidas por LOTZE (1945), el sector considerado, encuadra en la Zona de Ossa-Morena y comprende la parte más occidental hasta la frontera con Portugal (Fig. 1).

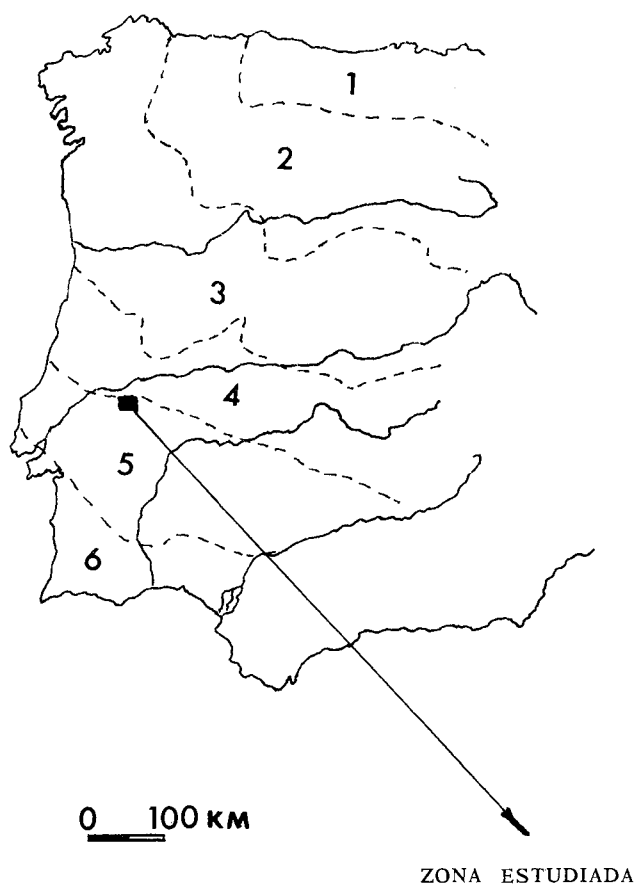


FIG. 1

1. Zona Cantábrica
2. Zona Asturoccidental-Leonesa
3. Zona Galaico-Castellana
4. Zona Lusitano-Alcúdica
5. Zona de Ossa-Morena
6. Zona Sur Portuguesa

ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

El área comprendida en este trabajo, anteriormente, no ha sido estudiada desde un punto de vista específico por ningún autor y sólo aparecen referencias marginales.

No existen trabajos sobre minería, hidrogeología o cualquier otra rama relacionada con la geología de la zona.

Las únicas referencias de trabajos anteriores plenamente sobre la zona, están recopilados en las Hojas y Memorias del I.G.M.E. a escala 1:50.000. Son las siguientes:

- Memoria y Hoja de la H-727 (Alburquerque) a escala 1:50.000 del I.G.M.E. (1942).

En la misma se describen rasgos geológicos generales presentando una estratigrafía que comprende desde el Silúrico hasta el Devónico inclusive. Las dataciones están corroboradas por datos paleontológicos. Igualmente presentan una introducción a la petrografía y minería de la región.

- Memoria y Hoja de la H-750 (Gallina) a escala 1:50.000 del I.G.M.E. (1954).

Realizada por F. HERNÁNDEZ PACHECO y ROSO DE LUNA. Estos autores describen una estratigrafía general que comprende desde el Cámbrico hasta el Cuaternario, basada en las características litológicas. Igualmente presentan un esquema tectónico de la representación hercínica en dicha zona extremeña, junto con una introducción a la minería y canteras.

Además existen:

- La Memoria y Hoja 726 (Pino de Valencia) del I.G.M.E. (1951), Cáceres. Escala 1:50.000.
- La Memoria y Hoja 701 (Valencia de Alcántara) del I.G.M.E. (1951), Cáceres. Escala 1:50.000.
- La Memoria y Hoja 702 (San Vicente de Alcántara) del I.G.M.E. (1951), Badajoz. Escala 1:50.000.

Así como la Síntesis de la Cartografía existente a escala 1:200.000 del I.G.M.E. de las siguientes Hojas.

- Hoja 58-59 (Villarreal-Badajoz) 1.^a edición 1970.
- Hoja 50 (Valencia de Alcántara) 1.^a edición 1970.
- Hoja 51 (Cáceres) 1.^a edición 1970.

Estas son las únicas referencias sobre trabajos previos realizados especialmente en el sector estudiado.

GEOLOGIA REGIONAL

El sector estudiado está constituido esencialmente por depósitos de relativa variedad y complejidad, pertenecientes en su mayoría al Paleozoico, concretamente al Paleozoico inferior y medio, apareciendo tan sólo en la hoja 750 un conjunto de materiales pertenecientes al Cenozoico.

LITOESTRATIGRAFÍA

Imprecisión del límite Cámbrico-Precámbrico

Según BLADIER (1974), en las zonas donde puede observarse el Precámbrico extremeño, éste aparece constituido por tres grandes series que, de muro a techo, son las siguientes:

- A) Una serie de paraneises feldespáticos análogos a la formación "Ollo de Sapo".
- B) Una serie "Lepto-anfibólica".
- C) Una serie de esquistos negros y grauwas oscuras que constituyen la denominada "Serie Negra".

Se trata de una potente serie, cuyos niveles más representativos están constituidos por esquistos negros detríticos y una alternancia de cuarcitas gris-negras, grauwas, bancos de liditas, y calizas, en las que aparecen intercalaciones de lavas ácidas. Por consiguiente, existe una convergencia de facies con ciertas series paleozoicas, lo que dificulta más su diferenciación.

En la zona de estudio no ha sido encontrada la formación conglomerática que caracteriza la base del Cámbrico. Además dada la problemática existente sobre la serie esquistoso-arcósica, con espilitas, que suele aparecer por encima de estos conglomerados, es muy difícil establecer con precisión el límite cámbrico-precámbrico. Ello se debe a que, para algunos autores (Vegas y Delgado), constituye una serie de transición, mientras que para otros (Capdevila, Matte), son series de techo de la "Serie Negra", es decir precámbricas, o (Mac Pherson, Lotze, Fricke) claramente cámbricas. Por esta razón, teniendo en cuenta que no ha sido observada en la zona la discordancia precámbrico-cámbrico, así como por la falta de datos paleontológicos, faltan criterios válidos para asignar a la formación que constituye el núcleo más antiguo del sector una edad determinada. Por consiguiente, se ha designado como *conjunto Infraordovícico* a todos los materiales que aparecen por debajo de la serie de cuarcitas y esquistos ordovícicos.

Conjunto Infraordovícico

Litológicamente, el conjunto de materiales infraordovícicos aparece representado en el sector por una potente serie flyschoides, esquisto-arenosa y grauwaquica, que varía desde esquistos clorítico-biotíticos a verdaderas filitas. Hasta el presente no ha sido datada paleontológicamente.

Hacia el contacto con el batolito granítico de Valencia de Alcántara-Alburquerque, se observa una gradación insensible desde esquistos más o menos metamorfizados a verdaderas corneanas.

Este conjunto constituye el sustrato más antiguo del sector y ocupa el núcleo de una antiforma cuyo eje coincide aproximadamente con la línea Valencia de Alcántara-San Vicente de Alcántara, de dirección WNW-ESE, típicamente hercínica.

Como posteriormente se indica, estos materiales, así como toda la zona, están intensamente afectados por la orgénesis hercínica, tanto por lo que se refiere a los plegamientos como a la fracturación.

EL PALEOZOICO INFERIOR

En el Paleozoico inferior se pueden diferenciar varios dominios, no sólo desde el punto de vista litológico sino también cronológico, debido al hallazgo de fauna, si bien su indeterminación específica no ha permitido las dataciones a nivel de piso.

Ordovícico

Las formaciones que constituyen el Ordovícico parecen estar bien representadas al norte de la “franja blastomilonítica” del eje Badajoz-Córdoba (BLADIER, 1974; LAURENT, 1974).

En el sector estudiado, el Ordovícico está representado por una potente serie detrítica que se supone discordante, pues la discordancia no ha podido observarse, ya que la ocultan los derrubios y coluviones que se forman debido a la erosión de las cuarcitas, sobre un sustrato Precámbrico superior y/o Cámbrico basal (Conjunto Infraordovícico).

Litológicamente de muro a techo parece que comienza por:

- Un conglomerado poligénico de cantos de cuarcitas y esquistos de la Serie Negra, esquistos metamórficos plegados (BLADIER 1974), el cual no ha podido observarse en la zona por la razón a que antes aludíamos.
- Cuarcita en “facies armoricana”, aparece tan sólo en algunas zonas, normalmente formando relieves importantes.
- Encima aparecen niveles de esquistos y de grauwas, intercalados con bancos decimétricos a métricos de cuarcitas de tonos beige.
La presencia de Trilobites (*Ormathops*, *Dalmanites* sp.), que han aparecido al norte de la zona, induce a pensar en su datación ordovícica.
- Encima aparecen tramos de cuarcitas más micáceas de tonos más claros, bien estratificadas, y una potente serie de tendencias flyschoides constituida por esquistos ampelíticos de tonos azul-negros.

Dada la falta de criterios de polaridad, no se puede establecer una estratigrafía más detallada de este sistema. Igualmente desde tal punto de vista cronoestratigráfico, parece que puede tratarse de un Ordovícico.

Silúrico

El límite Ordovícico-Silúrico no se puede establecer con precisión. No obstante, litológicamente, el Silúrico aparece representado por una potente serie de esquistos ampelíticos ricos en materia carbonosa, de tonos azul-negros, que pueden confundirse con la serie de techo del Ordovícico. Presenta intercalaciones de bancos bien estratificados, decimétricos a métricos, de cuarcita de tonos gris-negros.

La serie esquistosa, en la cual no se ha encontrado fauna, presenta variaciones desde esquistos silíceos interestratificados con las cuarcitas, a las que insensiblemente van pasando a medida que aumenta la compactación, hasta esquistos arcillosos y esquistos ampelíticos. Presenta intercalaciones de calcoesquistos, material volcánico ácido (cineritas) y básico (diabasas).

Resulta factible la correlación de esta última serie con las facies volcano-sedimentarias que presenta el Silúrico en el Alentejo (CARVALHO *et alt.*, 1971).

La presencia de "pistas" en las cuarcitas de la serie, parece corroborar la datación de estos materiales como silúricos.

El conjunto Ordovícico-Silúrico aparece en gran parte del área estudiada.

Desde el punto de vista estructural, los materiales postordovícicos constituyen dos amplias sinformas, cuyos ejes llevan la dirección regional hercínica WNW-ESE y que están situadas, una al norte y otra al sur, esta última con mayor desarrollo de la serie esquistosa (*sensu stricto*), de la antiforma cuyo núcleo está constituido por el conjunto de materiales infra-ordovícicos.

La sinforma situada al norte constituye la alineación montañosa de la Sierra de San Pedro, mientras que la sinforma situada al sur comienza con las alineaciones de Puerto Roque, Mayorga, Sierra del Castaño, Sierra de la Carava y Sierra de Santiago, para terminar periclinalmente en Portugal.

EL PALEOZOICO MEDIO

Devónico

Litológicamente, el Devónico del área estudiada viene representado principalmente por dos facies. Se ignora la posición estratigráfica exacta de una con respecto a otra, pero por correlación con el Devónico que aparece más hacia el E. de la zona, parece ser que el tramo calcáreo del que se hablara a continuación está situado por encima.

Se pueden distinguir pues:

- Un tramo de areniscas ferruginosas con esquistos verdoso-amarillentos arenosos. No se han identificado los microconglomerados que entre Badajoz y Azuaga cita BLADIER (*op. cit.*).

El contacto con las ampelitas subyacentes no se observa.

- Un tramo constituido fundamentalmente por calizas más o menos dolomíticas según las zonas. Aparecen interestratificadas liditas y se observa un tránsito insensible a calcoesquistos, que a veces pueden aparecer recristalizados.

La potencia es variable, oscila entre 3 y 4 m., pudiendo incluso llegar a tener más de 100 m.

Constituye este nivel uno de los objetivos de mayor interés de este estudio:

- 1.º Por una parte, desde el punto de vista cronoestratigráfico, dada la presencia de fauna, ha podido ser datado con relativa precisión.
- 2.º Por otra parte, dicho nivel es interesante desde el punto de vista metalogénico puesto que, como se verá posteriormente, constituye la posible estructura receptora de la mineralización de antimonio, objeto de este estudio.
- 3.º Además, puede tener significado como control litoestratigráfico de la mineralización.

En el área estudiada, existen varios afloramientos de este nivel de calcoesquistos, calizas y liditas. Aparece un afloramiento de considerable potencia y con abundante fauna de “crinoideos”, “corales”, en la Sierra de La Calera, situada en la H-726 (Pino de Valencia).

La morfología de estos afloramientos suele ser bastante variable; aparece en forma de lentejones, para convertirse en una banda estrecha bastante difícil de seguir en el terreno, hacia las localidades de La Codosera, Quínolo (caliza de la mina “Caleño”), al N. de Cabezo Pintiero, Atalayas de Valdeborrefo, donde aparece bien representada y muy fosilífera (H-727, Albuquerque) y en las localidades de San Juan y Casas de la Cierva de la H-750 (Gallina).

Desde el punto de vista paleontológico, presenta “Tallos de Crinoideos”, “Corales”, etc. Incluso las liditas asociadas, que aparecen al NE del límite de la zona, presentan también moldes de crinoides, cuya datación parece corresponder a un Devónico alto.

El Devónico así como todo el conjunto de materiales que constituyen el Paleozoico de la zona, está afectado por pliegues y fracturas, las cuales han sido aprovechadas para introducirse la mineralización así como las venas de calcita y cuarzo que existen en la zona.

En el sector estudiado, bien por falta de sedimentación o por efectos erosivos, ya no se reconocen materiales hasta el Terciario.

EL TERCIARIO (NEÓGENO)

Los materiales terciarios únicamente afloran en la H-657 (Gallina) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, dentro del área estudiada.

Fundamentalmente se pueden distinguir tres tipos de formaciones:

- 1.—Depósitos de areniscas conglomeráticas del Neógeno propiamente dicho.
- 2.—Depósitos de rañas.
- 3.—Depósitos cuaternarios.

1. El Terciario aparece representado por areniscas arcósicas con cuarzo y feldespato. El tamaño de grano es muy heterométrico, pudiéndose incluso decir que se trata de una arenisca conglomerática. Cabe resaltar como carácter significativo su compactación.

Para su datación relativa, podemos intentar una correlación, basada en la comparación litológica con los materiales que afloran en Muñogrande (Avila). (NICOLAU y JIMÉNEZ, 1972), a la que asignan una edad miocénica y no oligocénica como anteriormente se pensaba.

Es sabido la existencia de esta "facies" en varios puntos del occidente peninsular (JIMÉNEZ, *com. pers.*), en donde el carácter común es la compactación. Entre otros, en Ventosa del Río Almar, en el Río Adaja entre Hernansancho y Blascosancho, Castrejón, en Coca (JIMÉNEZ, 1973).

Esta compactación suele ser debida a la presencia de carbonato cálcico, aunque en casos muy localizados es resaltada por una intensa caolinización.

En el caso concreto que nos ocupa, no se puede descartar ninguna de estas posibilidades.

Dada la situación cronoestratigráfica de la "facies" de Muñogrande por debajo de las arcosas del "Pontiense", y su convergencia con las facies de areniscas conglomeráticas que aparecen en el sector, a priori, podríamos aceptar que su situación corresponde a un "pre-Vallesiense".

De todos modos parece indudable que se trata de un depósito miocénico, y no oligocénico como se pensó anteriormente (I. G. M. E., 1954).

2. *Depósitos de rañas.*—Las rañas localmente se caracterizan por presentar depósitos aluvionares de masas arcilloso-arenosas con cantos poco rodados de cuarcitas y esquistos. La raña de estos parajes no alcanza gran potencia (2-3 metros).

La matriz arcillosa englobante presenta coloraciones rojizas resultantes de efectos climáticos cálidos y húmedos (Series rojas).

Dada la problemática de su edad, únicamente cabe decir que encuadrarían como el resto de las rañas de la Península en épocas plio-cuaternarias.

3. *Depósitos cuaternarios.*—Con el emplazamiento de la red fluvial actual, las rañas plio-cuaternarias sufren una erosión y desmantelamiento hasta presentar la disposición actual.

Los depósitos cuaternarios de la zona, están representados por aluviones recientes, arenas y canturrales que aparecen en los ríos principales, como el Gévora, y en las conjunciones de la rivera del Fraile y de Alcorneo, en el paraje denominado Tres Arroyos.

SERIE ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA

Por tratarse de una serie esquemática, no se precisa la orientación de la columna; igualmente no se estiman potencias, dado que las series están muy replegadas, y no se tienen criterios por el momento para dar potencias reales ni establecer límites definidos (Fig. 2).

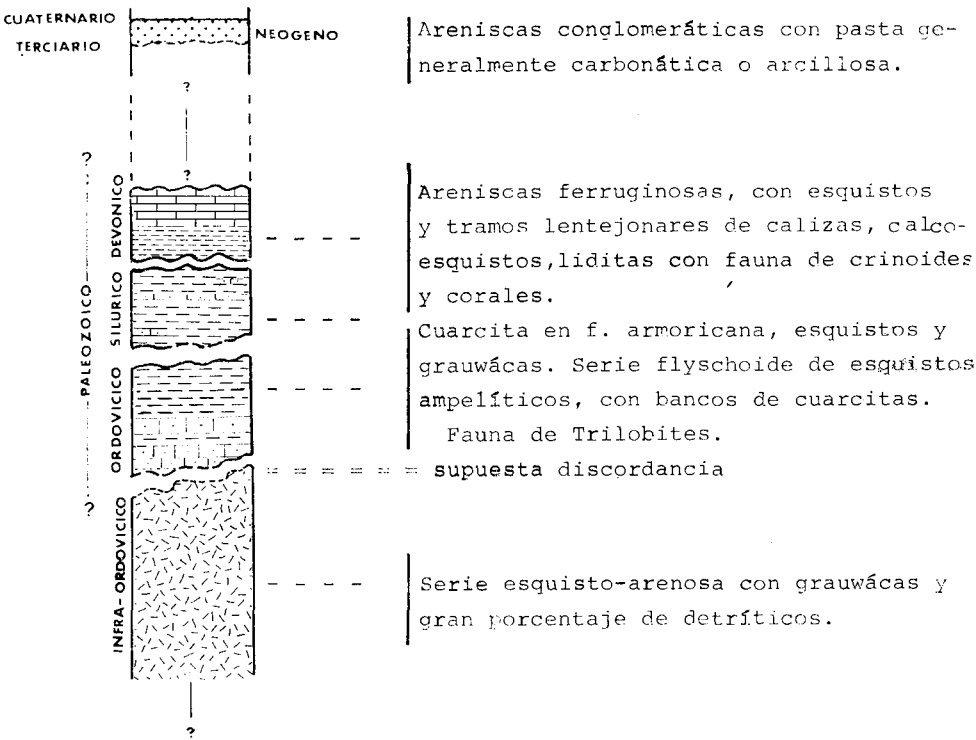


FIG. 2

Se establece una correlación con la serie estratigráfica resumida de LAURENT (1974) (Fig. 3).

PALEONTOLOGÍA

Se ha establecido una cronoestratigrafía a escala de sistema, dada la imposibilidad, por el momento, de una mayor precisión en la clasificación paleontológica de las muestras de fauna recolectadas en la zona.

la H-675 del M. T. N. escala 1:50.000 (Santiago de Carbajo), entre las coordenadas:

39°30'40" — 39°31'30" L.N.

3°31' — 3°32' I.E.

— "Moldes de crinoides" en liditas... .. DEVÓNICO

Este ejemplar fue hallado en el límite NE de la zona, en las inmediaciones del Km. 6 de la carretera de Aliseda-Alburquerque.

— "Crinoideos"... .. DEVÓNICO

— "Corales"... .. DEVÓNICO

Fueron encontrados en la localidad que recibe el nombre de Sierra de la Calera, situada en la H-726 del M. T. N. a escala 1:50.000 (Pino de Valencia), entre las coordenadas:

39°14'10" — 39°15'10" L.N.

3°30' — 3°33' I.E.

Su datación parece corresponder al DEVÓNICO, incluso Devónico bastante superior.

TECTÓNICA

La complejidad tectónica y estructural de la zona es tal que para el establecimiento de un modelo tectónico de rigor serían necesarias mayor número de comprobaciones, hasta tal punto de que, con los datos actuales y dada la escasez de afloramientos en los cuales se puedan realizar mediciones seguras de índole estructural, sólo podemos presentar un esquema general.

Por otra parte determinar tanto las deformaciones continuas como discontinuas que han sufrido los materiales, englobándolas dentro de un modelo teórico de deformación, así como el hablar de campos de esfuerzo, constituye un paso que todavía no se puede realizar.

En síntesis, sólo se ha tratado de establecer las principales dislocaciones que han sufrido los materiales que integran el área de estudio.

En cualquier caso, se debe destacar que, al menos en el área estudiada, si ha existido una anterior orogénesis antehercínica, sus estructuras han sido destruidas por las fases tectónicas posteriores.

OROGÉNESIS HERCÍNICA

La orogénesis hercínica ha sido la responsable de las principales estructuras que existen en la zona, las cuales se caracterizan fundamentalmente por lo siguiente:

- Una marcada orientación fundamental NW-SE.
- Buzamientos que oscilan de subverticales a verticales, en la mayor parte del sector, siendo bastante constante una clara vergencia general hacia el SW.

1. *Deformaciones continuas*

A grandes rasgos se han podido determinar fundamentalmente tres “fases” de plegamiento.

1.1. *La primera fase de plegamiento.*

Se supone que existe en función de ciertas estructuras observadas pero ha sido prácticamente borrada por la superposición a estas estructuras de pliegues de la segunda fase hercínica, la principal en el dominio estudiado.

BLADIER (1974) asigna como representantes de esta fase los pliegues isoclinales de eje N-S inclinados hacia el W, que existen entre la zona de Badajoz y Azuaga.

VAUCHEZ (1974), en la región de Fregenal, asigna a esta fase una dirección NNW-SSE, que proporciona pliegues acostados sinuquiosos, a todas las escalas.

Dada la presencia tan localizada de este tipo de pliegues se habla con cierto reparo de la existencia generalizada de manifestaciones de la fase primera hercínica en la región estudiada.

1.2. *La segunda fase de plegamiento.*

Es la fase principal y prácticamente la primera fase hercínica importante que se observa en la región estudiada. Afecta a todos los materiales, desde el conjunto Infraordovícico hasta el Devónico inclusive, y se manifiesta por pliegues isoclinales que varían desde decimétricos a métricos, y han dado lugar a una esquistosidad de flujo paralela al plano axial, y han sufrido un metamorfismo epi a mesozonal.

Los ejes de los pliegues pueden ser horizontales o con tendencia a la horizontalidad, y los pliegues ser cónicos, simétricos o asimétricos y a veces en acordeón, lo que depende de la litología.

- En la serie esquisto-arenosa, grauwáquica, infraordovícica, destacan pliegues isoclinales donde la esquistosidad de flujo es paralela al plano axial y subparalela en los flancos fuera de la charnela.

Presentan ejes de dirección aproximada N 120°E, la cual es muy constante en toda la región.

- En las cuarcitas y esquistos ordovícicos los pliegues varían desde similares a pliegues en acordeón. Pueden presentar simetrías desde ortorrómbicas a monoclinicas. Mantienen ejes de dirección constante N 120°E - N 130°E. Presentan una esquistosidad de plano axial, localizada preferentemente en los niveles pelíticos.

En las cuarcitas, los pliegues presentan tendencias cónicas, y pueden presentar un mecanismo combinado de flexión-aplastamiento y cizallamiento. Esto coincide con lo apuntado por BLADIER (1974).

- En las calizas, calcoesquistos y liditas del Devónico, los pliegues aparecen como en los casos anteriores, con una marcada dirección N 110°E-N 120°E. En las liditas asociadas, aparecen micropliegues subsoclinales.

Por otra parte los pliegues de la fase 2.^a, pueden replegar una esquistosidad anterior paralela a la estratificación, que pudiera tratarse de la fase 1.^a

- En los numerosos diques de cuarzo que existen en todo el conjunto suelen aparecer pliegues por flexión o incluso boudinados. La dirección de sus ejes sigue conservando la tendencia antes descrita, N 120°E aproximadamente, la que constituye una constante hercínica en la región considerada.

1.3. *La tercera fase de plegamiento.*

Es la responsable de las grandes antiformas y sinformas que se siguen sobre grandes distancias en toda la región.

Da origen a grandes pliegues kilométricos, marcadamente orientados NW-SE, que forman largas bandas de hasta varias decenas de kilómetros. Presentan planos axiales con vergencias acusadas hacia el SW. Las macroestructuras resultantes de esta fase de plegamiento se traducen en una antiforma cuyo eje coincide aproximadamente con una línea teórica, la que va de Valencia de Alcántara a San Vicente de Alcántara, que favoreció el emplazamiento del batolito de Albuquerque, y en cuyo núcleo aflora el conjunto de materiales preordovícicos que aparecen en el centro de la región estudiada (Esquema geológico).

Dicha estructura está limitada al N. y al S. por dos sinformas asimétricas ocupadas por materiales post-ordovícicos.

La banda de cuarcitas y esquistos, límite norte de la antiforma, se sigue a lo largo de la Sierra de San Pedro, y constituye una estructura en sinforma.

El límite sur de la antiforma lo constituye otra estructura en sinforma, muy replegada y ocupada por materiales post-ordovícicos, así como por las formaciones devónicas que existen en la región considerada.

Estos pliegues están generalmente acompañados por una esquistosidad de fractura que afecta sobre todo a los materiales más pelíticos.

Cabe destacar que aunque no de manera continua, en las series más pelíticas, se observan a veces, astillamientos debidos a la intersección de dos esquistosidades.

1.4. *Micropliegues y lineaciones.*

A veces, y debido a fases tectónicas tardías, se observan lineaciones de crenulación y microplegamiento en "Kink", de tendencia horizontal, localizados fundamentalmente en las series esquistosas.

2. *Deformaciones discontinuas*

Los accidentes cortantes, dada su manifestación y número, juegan un importante papel en el aspecto estructural y morfológico de la región estudiada.

En cuanto a las principales direcciones de fracturación, destacan por su gran influencia geomorfológica las siguientes:

- 1.—El conjunto constituido por las NE-SW, cuya representante principal es la gran fractura que cruza la Península desde el Alentejo hasta por lo menos la Sierra de Avila.
Aparecen una serie de fracturas satélites de la gran falla de Plasencia con directrices NNE.
- 2.—Destaca también la familia de fracturas de dirección NW-SE que afecta al granito, y marca a veces determinadas direcciones preferentes en las diversas formaciones que le rodean.
- 3.—Igualmente se observan direcciones comprendidas entre N 85° y N 95°E, prácticamente E-W.
- 4.—Por último, se observa una familia de fracturas con dirección marcadamente N-S, que se reflejan principalmente en el batolito de Albuquerque.

2.1. *Trazado y sentido de las dislocaciones.*

De los cuatro sistemas anteriores, los dos primeros corresponden a fallas de desgarre de componente esencialmente horizontal, y con trazado más o menos rectilíneo.

De las dos direcciones principales de desgarre, una presenta un trazado muy rectilíneo, coincide con la dirección de la banda blastomilonítica asociada (BLADIER, 1974), de dirección media NNW-SSE, es decir, subparalela a las estructuras hercínicas, y cuyo sentido parece ser de carácter sinistral, el cual se acentúa hacia el SW en la zona comprendida entre Badajoz y Córdoba (BLADIER, 1974).

La evaluación del sentido sinistral de las fallas de desgarre E-W se pone de manifiesto en función de la disposición de los flancos de los pliegues de eje vertical, así como de las fracturas acompañantes y de la disposición de las estrías de fricción.

Posiblemente estos accidentes responden a un sentido de compresión E-W favorecido por la existencia de discontinuidades anteriores (BLADIER, 1974).

La otra dirección fundamental es la NE-SW de amplia manifestación en la zona, que ha dado lugar a un desplazamiento claramente sinistral. Las cuarcitas y demás formaciones litológicas afectadas por la fractura, permiten atribuir a este desplazamiento un valor mínimo de aproximadamente 3 Km. en la zona cercana al yacimiento.

2.2. *Edad estimada de las dislocaciones a tenor de las rocas básicas asociadas, representantes de un magmatismo tardihercínico.*

Asociados a las fallas de desgarre que existen en la zona, aparecen diques de microgabros doleríticos, diabasas con típica textura ofítica que presentan típica alteración en bolas.

Se han podido determinar dos tipos de diques básicos asociados a las fallas de desgarre.

- 1.—Unos diques están orientados paralelamente a las fallas de orientación NW-SE. Constituyen diques post-orogénicos, tardihercánicos, correspondientes a épocas de distensión. Ellos parecen existir a lo largo del eje Badajoz-Córdoba (BLADIER, 1974; LAURENT, 1974).
- 2.—Otros diques se orientan preferentemente según direcciones NE-SW, y ocupan la gran fractura del Alentejo-Plasencia.

Según una datación geocronológica efectuada en la Universidad de São Paulo por el Dr. U. G. CORDANI, la roca intruida a favor de la falla tiene una edad de 220 ± 13 M.a., correspondiente al Trías medio-inferior (ARENILLAS y cols., 1975).

Más al N CAPOTE y CASALS (1971) asignan a las fracturas satélites de la estructura del Alentejo-Plasencia una edad tardihercánica, entre finales del Carbonífero superior y el Pérmico, para la región de Muñico (Avila).

Igualmente (ARENILLAS y cols., 1975) asignan al dique sienítico de las Fuentes un emplazamiento durante las primeras épocas del reajuste tardihercánico, del Estefaniense al Pérmico; a favor de una de las fracturas satélites de la serie NNE, que afectan a los granitos y granodioritas.

2.3. *Justificación de la presencia de brechas de falla en ciertos puntos del sector.*

En el área de estudio existen algunas zonas en las que las rocas han sido

brechificadas a lo largo de las fracturas, dando lugar a microbrechas ferruginosas que se encuentran comprendidas en varias estrechas franjas entre fallas de desgarre.

EL BATOLITO GRANÍTICO DE ALBURQUERQUE

El batolito de Alburquerque constituye un afloramiento granítico de considerables dimensiones. Se extiende desde Castelo de Vide en Portugal hasta llegar a rebasar Alburquerque. Presenta una dirección típicamente hercínica NW-SE.

En el área de estudio, longitudinalmente abarca una extensión de 50 kilómetros aproximadamente. Presenta una anchura media de unos 7 kilómetros, alcanzando su máxima potencia de afloramiento en la normal de Alburquerque (12 Kms.), mientras que en la normal de Valencia de Alcántara mantiene su anchura media. Sobre la línea de San Vicente de Alcántara, el batolito sufre un estrechamiento quedando reducido su espesor a 2,5 Kms., aproximadamente.

El emplazamiento del batolito se ha visto favorecido por la existencia de una estructura en antiforma. Este aparece afectado fundamentalmente por el sistema de fracturas NE-SW, y concretamente por la falla de Plasencia, la cual, produce un desplazamiento claramente sinistral sobre el mismo.

Su interés desde el punto de vista metalogénico, se centra en la aureola de mineralizaciones que éste lleva asociadas (U, Sn-W, Pb-Zn, Sb-Au, Sb-W), puesto que puede considerarse como un caso de zonalidad peribatolítica, como ya se indicó anteriormente.

Para su estudio, se presenta una cartografía de facies, las cuales, se han determinado con carácter provisional, como resultado del trabajo de campo y de las observaciones microscópicas. Se han podido determinar fundamentalmente 7 facies *:

FACIES 1: Granito de grano muy grueso, muy porfiroide, biotítico (moscovita esporádica), con grandes cristales de cordierita siempre pinnitizada.

FACIES 2: Granito muy heterogranular y porfiroide (Feldespatos centimétricos rodeados por una pasta fina, milimétrica). Predomina la biotita sobre la moscovita. Aparece también cordierita. Su aspecto se asemeja a un pórfido. Su situación en zonas marginales, induce a pensar en un origen por cristalización a escasa profundidad.

FACIES 3: Granito cordierítico de grano grueso a muy grueso, esencialmente biotítico. La transición con la facies 1 y 2 es muy gradual y difícil de reconocer en determinadas ocasiones.

* En el esquema geológico se ha representado la cartografía de las facies. En la leyenda están señaladas como (F-1, F-2, etc.). Gran parte de los datos han sido tomados del trabajo en colaboración entre el Departamento de Mineralogía de la Universidad de Salamanca y el Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (Francia), actualmente en proceso de elaboración.

FACIES 4: Granito con cordierita más escasa que en los casos anteriores. Presenta variaciones desde granito biotíticos a granito de dos micas. El tamaño de grano varía de medio a grueso, escasamente porfiroide. Existe un tránsito gradual hacia la facies 3.

FACIES 5: Granito de dos micas o moscovítico con biotita subordinada. Prácticamente no se observa cordierita. Suele ser de grano medio, y no aparece porfiroide.

FACIES 6: Granito moscovítico, con algo de biotita muy subordinada, presenta grano medio a fino. Aparecen porfidoblastos de cuarzo y biotita, con abundante turmalina. Su extensión es muy reducida. Aparece ocupando zonas muy restringidas y es de carácter marcadamente marginal.

FACIES 7: Granito de dos micas, (predomina la biotita) de grano medio a fino, no porfiroide, sin cordierita. Es la facies más claramente definida del conjunto.

Se presenta esporádicamente en la mitad occidental del batolito, en pequeñas superficies, que destacan del resto del granito de grano grueso, por erosión diferencial.

De la misma manera que la facies 6, forma pequeñas áreas restringidas.

Dataciones geocronológicas

Aparte de algunas deducciones obtenidas por tectónica regional, únicamente se tenían dataciones absolutas de los granitos de Nisa (MENDES, 1968), para los que atribuye una edad de 290 ± 8 M.a.

Mediante dataciones isotópicas basadas en el método K-Ar, la edad estimada para el granito de Albuquerque es de 284 ± 5 M.a. (PENHA y ARRIBAS, 1974).

Se observa que hay una correspondencia entre la edad de los granitos de Albuquerque y Nisa. Si bien en general la edad absoluta de los granitos uraníferos españoles, es más antigua que la encontrada para los granitos uraníferos portugueses.

La cartografía del área aparece en la fig. 4, así como los cortes correspondientes (fig. 5).

ESTUDIO DEL YACIMIENTO DE ESTIBINA-SCHEELITA DE "SAN ANTONIO"

La mina "San Antonio" se encuentra situada entre los kilómetros 8 y 9 de la carretera de Albuquerque-La Codosera en la provincia de Badajoz.

La explotación está en el paraje denominado Quinola, y el objeto de la misma es la extracción de antimonio.

Este yacimiento, junto con el de Herrera del Duque, constituye una de las principales fuentes de obtención de este metal.

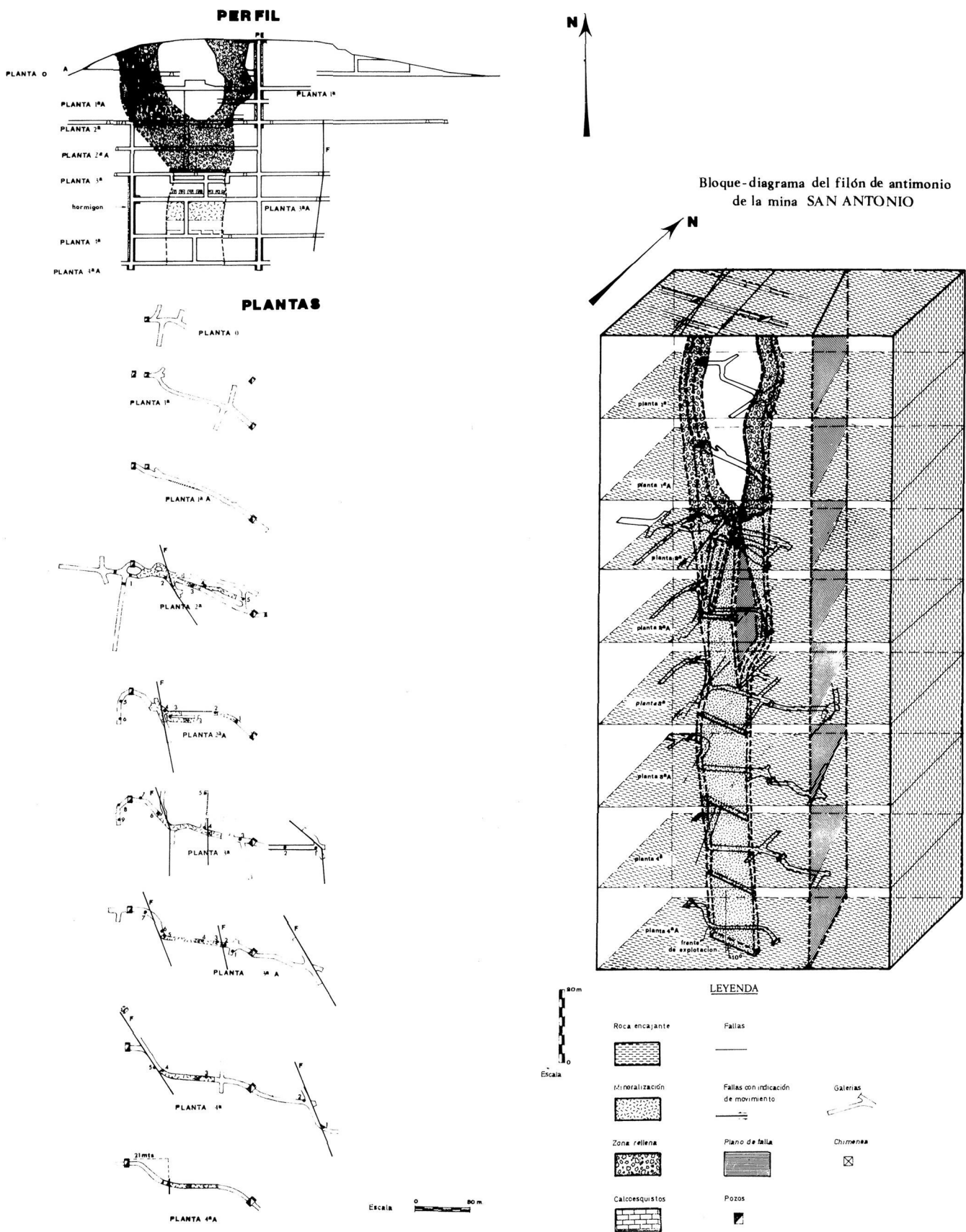


FIG. 6

Los trabajos de extracción se realizan en profundidad, mediante galerías distantes entre sí 20 metros. El actual frente de explotación se encuentra a 130 metros de profundidad.

Se ha realizado un desmuestre en vertical, a diferentes cotas, y otro en horizontal, transversal al filón. Este último abarca las rocas encajantes, el contacto roca encajante-mineralización, y la mineralización. Esto ha permitido realizar una cartografía minera (bloque-diagrama del filón, fig. 6). Igualmente se adjunta la cartografía ,fig. 7) y cortes geológicos del coto minero a escala 1:1.000 (fig. 8).

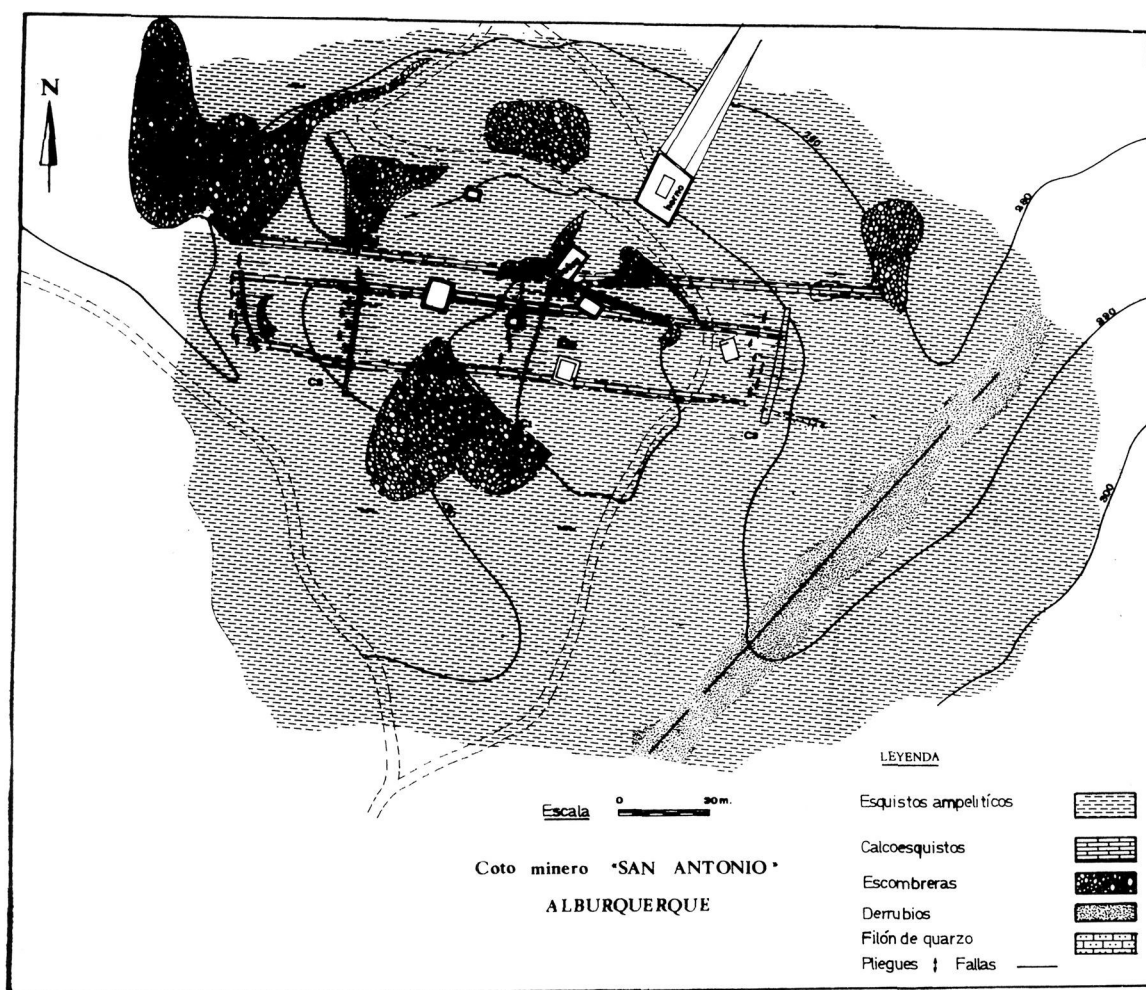


FIG. 7

Naturaleza de las rocas encajantes

Las rocas encajantes de la mineralización están constituidas por calizas y calcoesquistos con cuarzo, de tonos grisáceos, en bancos cuya potencia oscila entre 4 y 8 metros, de aspecto lentejonar, interestratificados con liditas.

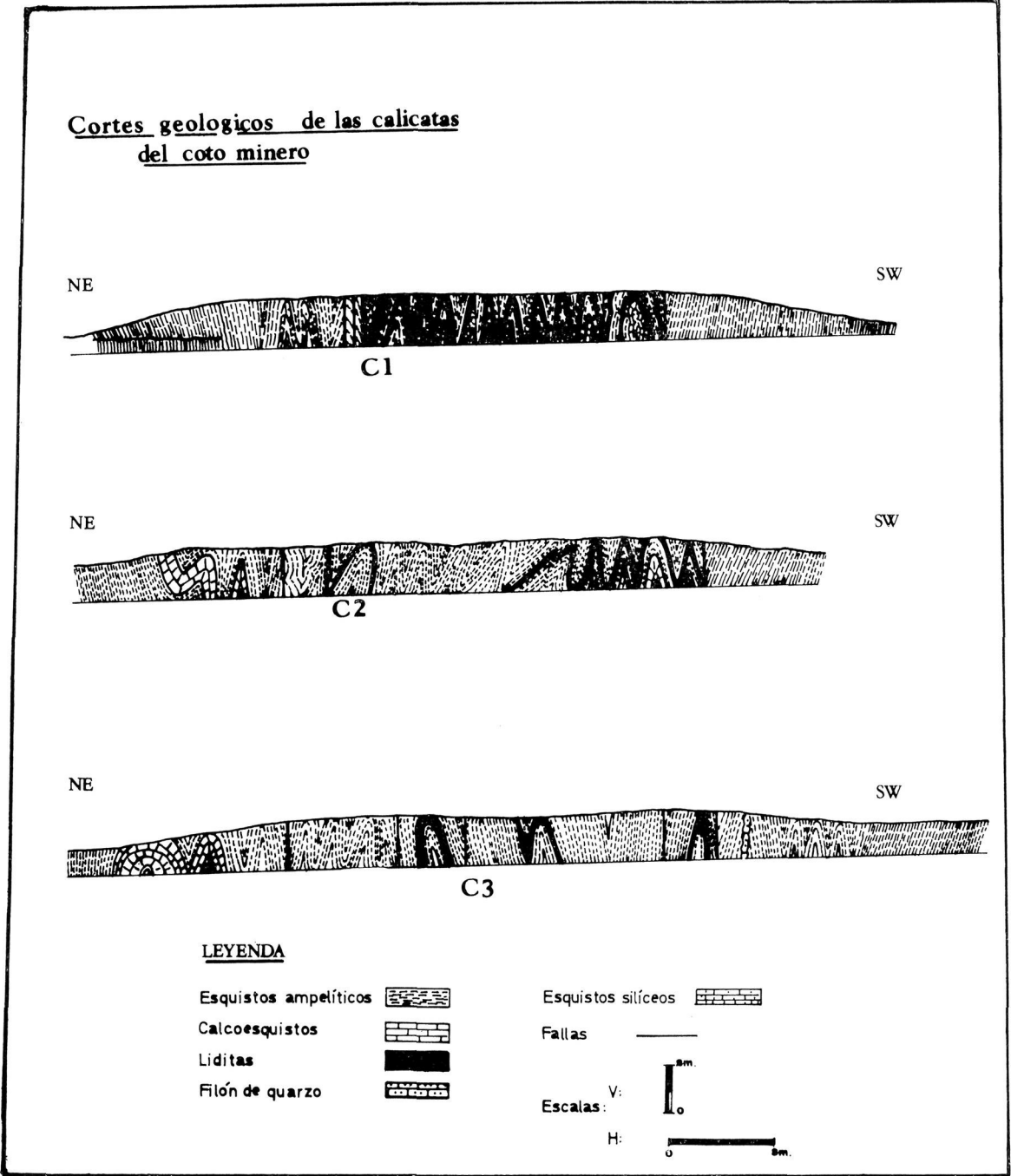


FIG. 8

De modo insensible van pasando gradualmente estas rocas a esquistos ampelíticos ricos en materia carbonosa.

Los calcoesquistos suelen presentar a veces cristales idiomorfos de pirita.

A veces se observan tramos más dolomíticos. La datación de estos materiales, corroborada por el hallazgo de fauna, ha sido estimada como Devónica.

Todas las rocas encajantes, que están afectadas por una esquistosidad de flujo debida a la fase segunda hercínica, aparecen muy replegadas y fracturadas.

Transformaciones físico-químicas

La mineralización aparece localizada en un nivel receptor constituido por calizas y calcoesquistos, en donde ha cristalizado en fisuras, y en parte reemplazando a la roca encajante. Es evidente, pues, la influencia del medio rocoso en el control de la mineralización, puesto que aparece un nivel de calizas y calcoesquistos que ha sido sustituido químicamente por el fluido mineralizador.

Se trata así de un yacimiento *topomineral* en el que se pone de manifiesto la influencia del medio rocoso.

MINERALIZACIÓN

A continuación se describen los minerales que constituyen el yacimiento de San Antonio, distinguiendo los de origen hipogénico y supergénico como resultado de las observaciones microscópicas realizadas sobre las diferentes secciones pulidas.

Minerales Hipogénicos

ESTIBINA: Se presenta generalmente en masas espáticas con tendencias hipidiomórficas, en las que se observan claramente las líneas de exfoliación. Otras veces se presenta en masas alotriomorfas, dentadas y orientadas, según direcciones preferentes (fig. 9).

La estibina se emplaza aprovechado cualquier discontinuidad o fisura de los cristales formados previamente, o incluso según orientaciones favorables en la roca encajante (figs. 9, 10, 11).

Si las condiciones son idóneas para que pueda cristalizar, ésta lo hace formando microcristales con tendencia al idiomorfismo.

La estibina presenta un acusado pleocroísmo de reflexión de blanco a gris con tinte verde oliva, y colores azulados y pardo-marrones entre nícoles cruzados.

Frecuentemente aparece deformada por presión, presentando corrugaciones laminares (corrugated lamellae) y extinción ondulante según (010), y machado sobre (010) y (001).

No se han observado inclusiones ni tampoco exsoluciones.

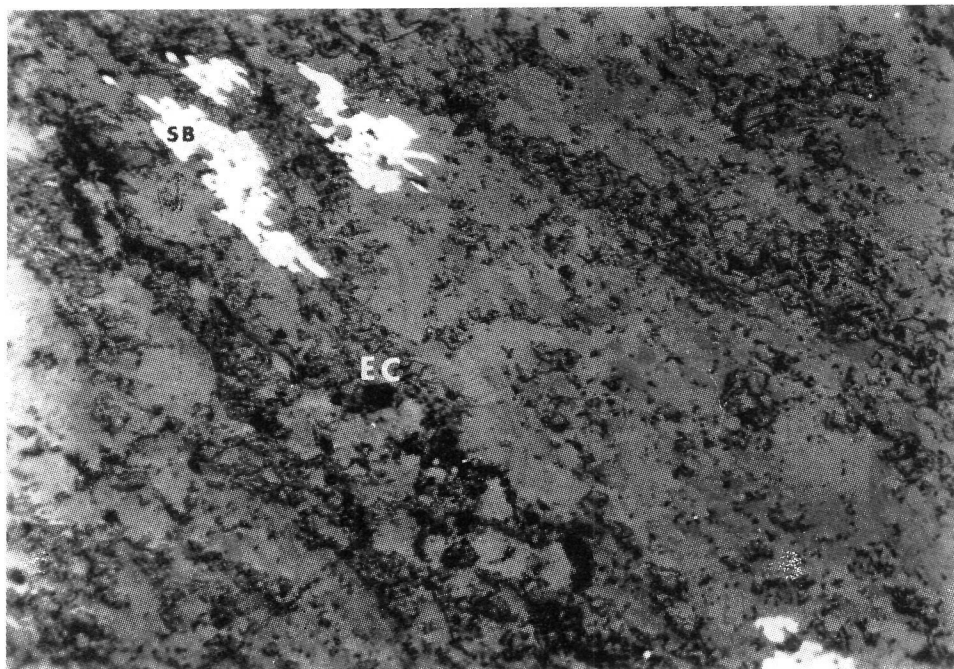


FIG. 9

L.N. × 80. Masas alotriomorfas dentadas de estibina (Sb), orientadas según una dirección preferente en los esquistos carbonosos (E.C.)

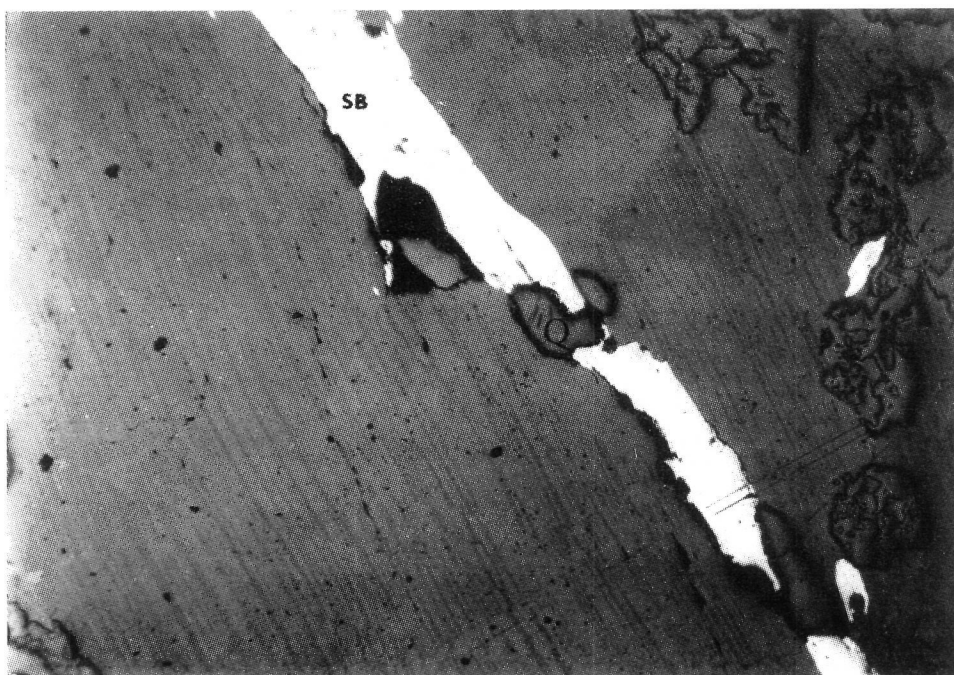


FIG. 10

L.N. × 50. Obsérvese el emplazamiento de la estibina (Sb) a favor de fisuras entre los carbonatos y demás cristales formados previamente. Aparecen en relieve con respecto al resto de la lámina los cuarzos de la ganga (Q)

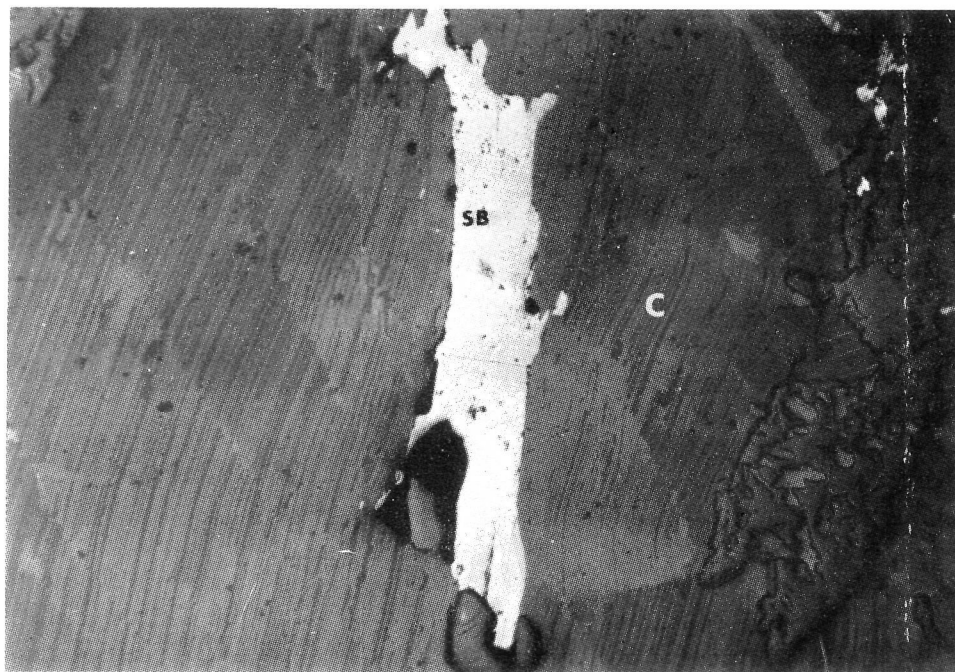


FIG. 11

N.C. × 50. El mismo campo que la anterior girada unos grados en la platina. Las zonas gris clara-gris oscura dentro de la estibina (Sb), reflejan su marcada anisotropía. Obsérvese el maclado fino de los carbonatos

SCHEELITA: Aparece como masas espáticas con tendencia al idiomorfismo. Presenta numerosas grietas y fisuras, las cuales han sido aprovechadas por la estibina para introducirse (fig. 12).

Presenta colores blanco amarillentos y reflectividad baja semejante a la de la ganga. No presenta anisotropía ni tampoco pleocroísmo de reflexión.

Es frecuente observar masas más o menos idiomorfas de scheelita rodeadas de estibina, lo que significa que primeramente cristalizó la scheelita; posteriormente a ella, y aprovechando cualquier discontinuidad de la misma, se introdujo la estibina (fig. 13).

Gangas

Las únicas gangas que se han encontrado asociadas directamente a la mineralización de estibina-scheelita en "San Antonio" son las siguientes:

- *Carbonatos:* Principalmente calcita, la cual aparece en masas más o menos granudas que aprovecharon cualquier fisura de la roca encajante para introducirse. También se encuentra en cristales idiomorfos, que incluso llegan a alcanzar tamaños considerables, apareciendo cristales romboédricos que tapizan a veces drusas y geodas.

Ocasionalmente se encuentra también *siderita*.

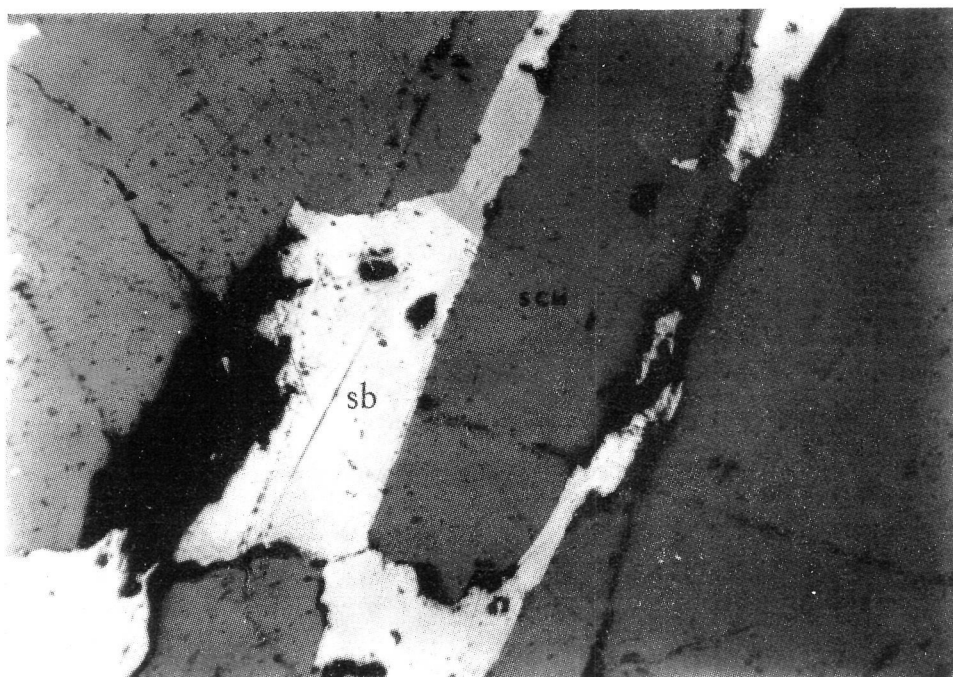


FIG. 12

N.C. × 70. Se observan masas espáticas, con tendencias al idiomorfismo, de scheelita (Sch). Esta presenta numerosas grietas, las cuales aprovecha la estibina (Sb) para introducirse, hasta llegar a observarse cristales de scheelita rodeados por estibina

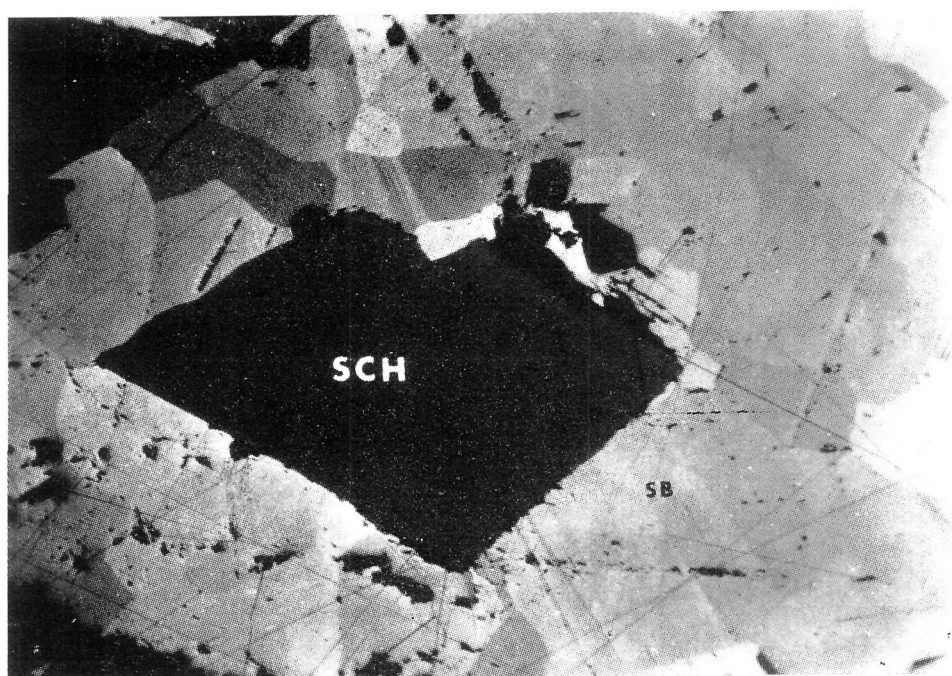


FIG. 13

N.C. × 50. Cristal de tendencia idiomorfa de scheelita (Sch) rodeado por estibina (Sb). Nótese la acusada anisotropía de esta última en el límite de los granos. Es evidente que su depósito es posterior al de la scheelita. Obsérvese que se trata de un cristal de scheelita englobado por estibina

- *Cuarzo*: Aparecen variedades micro y criptocristalinas. Generalmente suele ser bastante abundante, sobre todo en ciertos niveles de esquistos más silíceos.

Minerales supergénicos

Los minerales secundarios más importantes, formados a expensas de la alteración de los minerales primarios, son los siguientes:

- A) *Ocres de antimonio*: Aparecen esporádicamente debido a la meteorización de la estibina. Posiblemente se trate de *Cervantita*.
- B) *Oxidos de hierro y manganeso*: Están distribuidos irregularmente. Se trata de *limonita* derivada posiblemente de la pirita de los calcoesquistos de la roca caja, y de algún *óxido de manganeso* (pirolusita), formado como consecuencia de la meteorización de los carbonatos.

CARACTERES METALOGÉNICOS

Paragénesis y sucesión mineral

El yacimiento de estibina-scheelita de “San Antonio”, pertenece al tipo: *cuarzo, estibina, scheelita (oro)*.

Aunque en el yacimiento todavía no se ha encontrado Au, parece lógico que pueda existir. Además es sabido que en otra mina de antimonio situada en las proximidades de Valencia de Alcántara (“Mina Vidal”), se observa oro en la paragénesis; luego no es de extrañar que en “San Antonio” pueda aparecer.

En la (fig. 14) se indican la paragénesis y sucesión mineral del yacimiento.

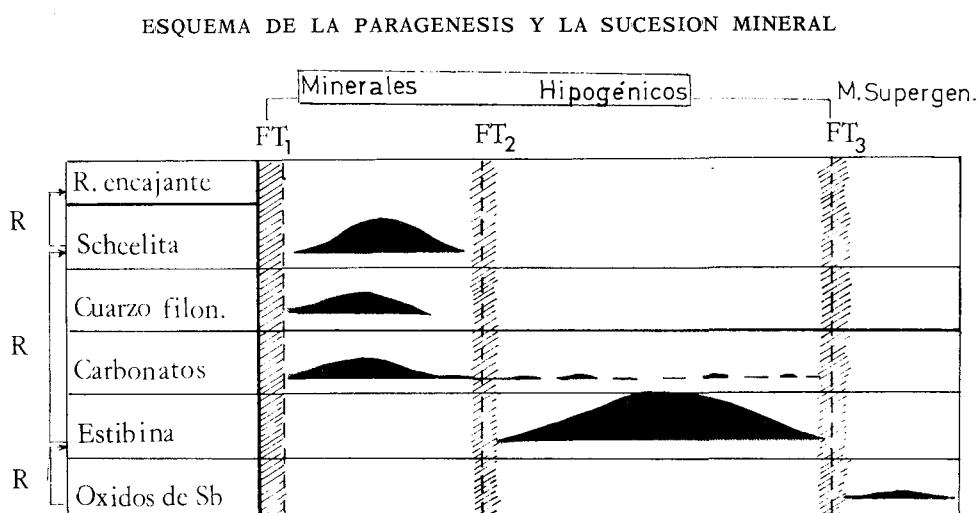


FIG. 14

R: Reemplazamientos.

— : El espesor del trazo es aproximadamente proporcional a la abundancia del mineral en el yacimiento.

- En dicha figura, los componentes de la paragénesis se indican a la izquierda del esquema.
- El espesor del trazo es proporcional a la abundancia del mineral en el yacimiento. Si bien el espesor correspondiente a la scheelita está exagerado y no corresponde a su abundancia, puesto que los carbonatos por ejemplo, son más abundantes, no obstante se hace notar de esta forma, la importancia del mismo en la paragénesis.
- Las etapas microtectónicas se indican por un rayado oblicuo (FT₁, FT₂, FT₃).
- En el diagrama igualmente quedan reflejados los minerales hipogénicos y los supergénicos.
- La R: indica el proceso de reemplazamiento que verifica un mineral al que se ha depositado previamente, o incluso a la roca encajante.

Del estudio de la paragénesis y sucesión mineral, se deducen las siguientes conclusiones:

- 1.—*Scheelita*: Este mineral se deposita posteriormente a la primera etapa de brechificación, y lo hace reemplazando en parte a la roca encajante.
Su desaparición marca la deposición de la estibina, coincidiendo con la 2.^a etapa de deformación. Luego se ve claramente que la estibina es posterior a la scheelita.
- 2.—*Cuarzo*: Se deposita más o menos simultáneamente con la primera etapa de brechificación, y su deposición termina antes que la de la scheelita.
- 3.—*Carbonatos*: Suelen aparecer de forma temprana y son aproximadamente contemporáneos con el cuarzo.
Pueden ser singenéticos con la deposición de la antimonita.
Su desaparición coincide con la etapa que señala el comienzo de las fases de oxidación.
- 4.—*Estibina*: Aparece posterior a una segunda etapa de brechificación. Se deposita de forma mayoritaria en el yacimiento, y lo hace reemplazando en parte a la roca encajante y en parte a la scheelita previamente depositada.
- 5.—*Oxidos de Sb*: Aparecen como consecuencia de movimientos de reajuste que favorecen la distribución de minerales secundarios en determinados niveles supergénicos.
Su deposición se efectúa a expensas de reemplazamientos de la estibina.

Factores de concentración

El depósito de la antimonita viene favorecido fundamentalmente, por la existencia de ciertos factores tectónicos (1) y físico-químicos (2).

- (1).—La estibina rellena siempre fracturas que afectan a la roca encajante y aprovecha fisuras y grietas de los minerales formados previamente, reemplazándolos químicamente.
- (2).—La deposición se verifica preferentemente en niveles calcáreos o calcoesquistosos más o menos silíceos.

Microtectónica

De las observaciones de muestras pulidas al microscopio, se han podido determinar tres etapas tectónicas relacionadas con el emplazamiento de la mineralización.

- FT₁: Precede al depósito de la scheelita y es anterior, o como máximo simultánea con la deposición del cuarzo y los carbonatos.
- FT₂: Precede al depósito de la mineralización antimonífera.
- FT₃: Señala el comienzo de las fases de oxidación y reemplazamiento de la estibina. Generalmente parece debida a movimientos de reajuste que favorecen la formación de minerales supergénicos.

ORIGEN DE LA MINERALIZACIÓN

Conviene recordar que el antimonio es un elemento muy móvil, y como consecuencia se transporta fácilmente, depositándose en general lejos de los focos magmáticos.

Generalmente lo hace mediante solubilidad en forma de iones complejos a baja temperatura. Además el Sb es un elemento calcófilo, y desde el punto de vista metalogénico ocupa un lugar comprendido entre el Hg y el Pb.

La mineralización de "San Antonio", se presenta en forma de "chimenea", (bloque-diagrama del filón), claramente *epigenética*, pero encajada dentro de una serie calcárea en la que ha dado lugar a fenómenos de reemplazamiento. Puede, por lo tanto, considerarse como un yacimiento de origen ígneo, ya que probablemente proviene del granito de Albuquerque, del que representa la manifestación más externa de la serie de mineralizaciones que éste lleva consigo.

El fluido mineralizador depositó primero el WO₄Ca (scheelita), y posteriormente, a menor temperatura, la estibina.

La mineralización representa pues un proceso hidrotermal, cuyo origen endógeno se pone claramente de manifiesto por la epigénesis y evidente reemplazamiento de las rocas encajantes.

El yacimiento de estibina-scheelita de "San Antonio" corresponde, pues, a un yacimiento filoniano topomineral, de origen ígneo, con filones de relleno y reemplazamiento, perteneciente al tipo *cuarzo, estibina, scheelita, oro*.

Cabe añadir que, puesto que se conocen otros indicios de antimonio en varios puntos de la zona, por ejemplo, la mina "Vidal", en Valencia de Alcántara, así como algunos indicios encontrados en las proximidades de "San Antonio" y La Codosera, es factible pensar en la existencia de una banda, más o menos continua, estrechamente relacionada con los calcoesquistos devónicos, que puede presentar mineralizaciones de antimonio.

CORRELACIONES DEL YACIMIENTO CON OTROS SEMEJANTES

En la Península Ibérica, conviene destacar la existencia de algunos depósitos filonianos auro-antimoníferos situados en el distrito de Baixo Douro, al norte de Portugal.

Su emplazamiento en una franja metamórfica sigue directrices NW-SE, y aparece bordeando a macizos graníticos hercínicos.

El contexto geológico aparece constituido por el complejo esquistoso-grauwáquico ante-ordovícico, formaciones ordovícico-silúricas, y un conjunto esquistoso-calcareo devónico.

Cabe destacar que los granitos son esencialmente de tipo calcoalcalino, monzonítico, biotítico con carácter porfiróide. Estos granitos son correlacionables con una fase de granitización postectónica datada como de 280 M.a. (MENDES, 1968).

Relacionadas espacialmente aparecen zonas con mineralizaciones de *Sb-Au* entre Covelo y el Río Duero. También aparecen asociados diques de rocas básicas.

La génesis de los depósitos auro-antimoníferos del distrito de Baixo-Douro está íntimamente relacionada con los dominios graníticos, y parece evidente admitir la existencia de ciertos niveles litológicos favorables para su fijación.

Luego resulta factible, dadas las características geológicas y metalogénicas (puesto que hay ciertas indicaciones sobre la presencia de scheelita en las paragénesis de algunos de los yacimientos filonianos de este área), establecer una correlación con los yacimientos antimoníferos del SW del batolito de Alburquerque.

Por otra parte se pone de manifiesto la existencia de una banda de mineralizaciones auro-antimoníferas que, en dirección hercínica (NW-SE), atraviesa la Península Ibérica, desde Oporto, y a lo largo de la línea Castelo Branco-Alburquerque-Herrera del Duque, hasta Valdepeñas, en la provincia de Ciudad Real.

* * *

Este tipo de paragénesis W-Sb de la Península Ibérica, único ejemplo en Europa, es análogo a las que se encuentran en la región de Otago en Nueva Zelanda (WILLIAMS, 1965).

El distrito minero de Otago constituye el conjunto de yacimientos *Au-W-Sb* más importante del mundo. Generalmente aparecen en esquistos, aunque también hay yacimientos *Au-W* en sedimentos cretácicos y terciarios (Saddle-Hill) y yacimientos detríticos de oro.

Las paragénesis, si bien fundamentalmente son W-Sb-Au, también suelen ir acompañadas de sulfuros de elementos como Ag, Pb, Zn, Bi, Cu, etc.

Mineralizaciones auro-antimoníferas con scheelita, aparecen fundamentalmente en la región central de Otago (Barewood).

En el área de Barewood, la mineralización aparece en esquistos y su dirección es paralela a la de éstos (NW). La paragénesis fundamental es scheelita-estibina-oro, apareciendo también pirita y algo de galena.

Destaca también el área de Carrick en la zona central de Otago. En este área son muy notables los enriquecimientos secundarios de sulfuros (calcopirita).

Se presenta la paragénesis esibina-scheelita con pequeñas cantidades de oro.

Mineralizaciones en las que la paragénesis fundamental es *Au-W*, se encuentran sobre todo en la región de Glenorchy y Buckler Burn al NW de la región de Otago. En éstos aparece como ganga fundamental, cuarzo en forma de lentejones y menos frecuentemente aparece calcita. La scheelita aparece también en forma de pequeños lentejones (mina "Paradise"), y a veces diseminada en el cuarzo.

Una de las áreas mineras más importantes de Otago es Macraes, con una importante producción de oro y scheelita. La dirección de los filones coincide aproximadamente, como en la mayoría de los casos, con la foliación de los esquistos.

En la ganga aparece cuarzo fundamentalmente y a veces también calcita. Es frecuente encontrar pirita y arsenopirita diseminada en la roca encajante.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

El yacimiento de esibina-scheelita de "San Antonio" (Badajoz), se encuentra en el Paleozoico situado al sur del batolito de Alburquerque. Aparece en una sinforma constituida por materiales silúrico-devónicos y concretamente el control litoestratigráfico de la mineralización lo forma una banda irregular de calcoesquistos, a veces silíceos, interestratificados con liditas de edad claramente devónica.

El problema de establecer una estratigrafía detallada del Paleozoico, no ha podido solventarse por la falta de límites definidos. Igualmente la no existencia de criterios de polaridad han permitido tan sólo la realización de una estratigrafía a nivel de sistema, en función de las características litológicas; tan solo a veces, completada cronoestratigráficamente.

No obstante se individualizan varios dominios:

- *Conjunto infraordovícico*; caracterizado por una serie esquistos-arenosa y grauwáquica, desarrollada en el núcleo de la antiforma y apareciendo a ambos lados del granito. Hacia el contacto con éste, aparecen corneanas.

- *El Ordovícico, silúrico y devónico*, aparecen rellenando sinformas, haciéndose más potentes hacia el S. (sinforma sur). Fundamentalmente se trata de cuarcitas y esquistos ampelíticos. El Devónico aparece representado por calcoesquistos y calizas. La importancia de éstos radica en ser el nivel litológico donde reside la mineralización. Por otra parte se establece un intento de correlación con la serie estratigráfica propuesta por LAURENT (*op. cit.*) para la zona situada al este de Badajoz.
- Los efectos tectónico-estructurales de la orogénesis hercínica, se ponen claramente de manifiesto en la región estudiada, destacando fundamentalmente manifestaciones de la deformación continua y discontinua.
- En suma se han podido determinar fundamentalmente dos fases de plegamiento. Si bien la primera existe pero muy borrada por efectos de fases posteriores.
- La segunda fase de plegamiento y principal de la zona aparece orientada NW-SE. (Ejes N 120°E).
- La tercera fase de plegamiento, de la misma orientación, es la responsable de las macroestructuras.
- Respecto a las deformaciones discontinuas, fundamentalmente aparecen representadas por fallas de desgarre cuyas orientaciones principales son:
 - Un sistema NW-SE que coincide con las grandes estructuras hercínicas.
 - Un sistema NE-SW subparalelo a la gran fractura del Alentejo-Plasencia.

Se pone de manifiesto en el área de estudio, el sentido sinistral de las mismas.

Al mismo tiempo, aparecen asociados diques y manifestaciones de rocas básicas (fundamentalmente gabros y diabasas), las cuales han sido utilizadas para obtener dataciones geocronológicas. (220 ± 13 M.a. para la falla de Plasencia).

- Por fin se apuntan ciertas consideraciones sobre el batolito de Alburquerque (facies, datación geocronológica).

Se llega a la conclusión de que el granito se emplaza favorecido por una estructura preexistente (antiforma), al tiempo que se desarrolla la aureola de mineralizaciones que éste lleva consigo, las cuales se ponen de manifiesto en el sector estudiado.

- Del estudio petrográfico de secciones transparentes y pulidas, así como de la geología restringida del coto minero, se llega a la conclusión de que la paragénesis *estibina - scheelita* se explica por una evolución hidrotermal, en la que primero se deposita la *scheelita*, en parte reemplazando a la roca encajante, y posteriormente lo hace la *estibina* (baja temperatura) reemplazando

zando en parte a la scheelita, a minerales anteriores y en parte a la roca encajante.

- Se propone una clasificación metalogénica de la mineralización a la cual se asigna un origen claramente endógeno.
- Se trata de una mineralización *topomineral epigenética*, y constituye un yacimiento filoniano, en parte de reemplazamiento, perteneciente al tipo: *Cuarzo, antimonita, scheelita, oro*.
- Igualmente se pone de manifiesto la existencia de una *banda auroantimonífera* de dirección fundamentalmente hercínica (NW-SE) que cruza la Península desde Oporto hasta Valdepeñas, pasando entre otros puntos por Castello Branco, Alburquerque y Herrera del Duque.

BIBLIOGRAFIA

- ARENILLAS, M.; SAAVEDRA, J. y ARRIBAS, A. (1975): *Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Avila*. Bol. Geol. Min., 86 (3), 233-243.
- BLADIER, Y. (1974): *Structure et Pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne hercynienne sub-ibérique) à l'Ouest d'Azuaga (Espagne). Les roches cataclastiques. Classification, interprétation*. Thèse. Univ. Sci. et Techn. Languedoc, Montpellier.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1971): *Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico Inferior del afloramiento metamórfico de Munio (provincia de Avila)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 69, 175-185.
- CARBALHO, D.; GOINHAS, J.; OLIVEIRA, V. e RIBEIRO, A. (1971): *Observações sobre a geologia do sul de Portugal e consequências metalogénicas*. Estud. Notas e Trab. Serv. Fomento Mineiro, Porto, 20 (1-2), 153-199.
- I.G.M.E. (1942): *Memoria de la Hoja n.º 727 (Alburquerque, Badajoz)*.
- (1951): *Memoria de la Hoja n.º 710 (Valencia de Alcántara, Cáceres)*.
- (1951): *Memoria de la Hoja n.º 702 (San Vicente de Alcántara, Badajoz)*.
- (1951): *Memoria de la Hoja n.º 726 (Pino de Valencia, Cáceres)*.
- (1954): *Memoria de la Hoja n.º 750 (Gallina, Badajoz)*.
- JIMÉNEZ, E. (1973): *El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas*. Stvd. Geol., 5, 107-136.
- LAURENT, Ph. (1974): *Structure et Pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Chaîne hercynienne sud-ibérique) à l'Est d'Azuaga (Espagne). Description et interprétation de la déformation dans les blastomylonites*. Thèse. Univ. Sci. et Techn. Languedoc, Montpellier.
- LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotek. Forsch. (Berlin), 6, 78-92.

- MENDES, F. (1968): *Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal*. Miner. Geol. Univ. Lisboa, 11 (1), 1-150.
- NICOLAU, J. y JIMÉNEZ, E. (1972): *Sobre el afloramiento pseudo-oligocénico de Muñogrande (Ávila)*. Stvd. Geol., 4, 153-155.
- PENHA, H. y ARRIBAS, A. (1974): *Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles*. Bol. Geol. Min., 85 (3), 271-273.
- VAUCHEZ, A. (1974): *Etude tectonique et microtectonique d'un secteur de la chaîne hercynienne sud-ibérique: les nappes et plis couchés de la région de Fregenal-Oliva de la Frontera*. Thèse. Univ. Sci. et Techn. Languedoc, Montpellier.
- WILLIAMS, G. J. (1965): *Economic Geology of New Zealand*. Commonwealth Min. Metall. Congress Australia and New Zealand.

(Recibido el 18 - XII - 75)

(Admitido el 2 - II - 76)