

**EL ROBLE, UN YACIMIENTO DE
SULFUROS MASIVOS
VOLCANOGENICO**

Franklin Ortiz B. (*)

RESUMEN

El yacimiento de El Roble es un depósito de alto tenor de cobre y oro asociado a rocas volcánicas y sedimentarias Cretáceas de la Cordillera Occidental. Las primeras operaciones mineras se iniciaron en la mina Santa Anita hacia el año de 1968. Posteriormente se encontró el cuerpo de El Roble en un área al norte de Santa Anita y hoy produce concentrados de Cu-Au de alta ley mediante una pequeña explotación minera subterránea en vía de ampliación para extraer 300 toneladas/día. Las reservas de mineral, combinadas entre probadas y probables, definidas a través de un programa de exploración realizado por la Kennecott of Colombia fueron de 1.100.000 toneladas con contenidos promedios de 4.9% de Cu y 3.7 gramos/ton de Au.

Tanto el depósito de El Roble como el de Santa Anita se encuentran dentro de rocas del Grupo Cañasgordas. El Roble, en particular, está encajonado en cherts carbonosos hacia el contacto superior con basaltos toleíticos. Diques félsicos asociados a un pequeño "stock" diorítico intruyendo las rocas del Grupo Cañasgordas y probablemente de edad Miocena, cortan la mineralización. Las rocas toleíticas están muy cizalladas y casi totalmente cloritizadas. En la mineralización de Santa Anita se presenta una típica zona de enrejado con abundantes venas de cuarzo, calcita y sulfuros, además de clorita en las rocas encajonantes.

Los cherts, suprayaciendo la unidad volcánica, se presentan en: un horizonte predominantemente carbonoso de color negro de hasta 90 metros de espesor que encierra el cuerpo de sulfuros masivos, y en capas grises y blancas con algunas delgadas zonas de chert negro y eventualmente algo de dolomita. Todos están muy plegados, lo cual se evidencia con pliegues isoclinales de orden métrico. Una unidad clástica de lutitas, arenisca, grawackas y conglomerados suprayace los cherts.

El depósito es un cuerpo masivo de forma lenticular e inclinación muy vertical. En este sentido mide unos 100 metros, tiene 300 metros de longitud y alcanza un espesor máximo de 45 metros. El cuerpo consta esencialmente de sulfuros masivos y una brecha silícea de bajo tenor. La brecha se presenta casi paralela al buzamiento de la roca de caja. Cerca a la zona central del cuerpo se encontró una banda de medio metro de sulfuros y chert intercalados en capas muy delgadas de orden centimétrico. Es un rasgo sedimentario que se ha preservado a pesar de las modificaciones que el yacimiento ha sufrido, y una evidencia muy importante para establecer el origen del yacimiento.

(*) Profesor Titular, Universidad Nacional Seccional de Medellín, Facultad de Ciencias. Departamento de Ciencias de la Tierra. A.A. 3840 Medellín.

Mineralógicamente el yacimiento contiene predominantemente pirita, calcopirita y pirrotina. Hay cantidades muy subordinadas de esfalerita, electrum, marcasita y grafito, mientras que la ganga es principalmente de cuarzo dominante, con algo de calcita y dolomita. La calcopirita muestra el maclaje "oleander-leaf" típico e indicativo de una alta temperatura. Esto, junto con la presencia de grafito y otros rasgos texturales, indican que un importante evento térmico afectó al depósito.

El yacimiento de El Roble fué originado en una cuenca marina de características euxínicas, en la cual los sulfuros y las soluciones mineralizantes hidrotermales estuvieron asociadas a vulcanismo submarino. El depósito puede considerarse de origen volcánico-exhalativo mostrando características geológicas, químicas y mineralógicas muy similares a los depósitos ofiolíticos del "Tipo Chipre"

ABSTRACT

The El Roble ore body is a small, high grade copper-gold deposit associated with ophiolitic rocks outcropping near the crest of the Western Cordillera. The first mining operation in the area was the Santa Anita mine which began in 1968. Later, the El Roble body was found in an area north of Santa Anita and today it supports a small underground mining and milling operation which will be increased to produce 300 ton/day. From 1981 to 1983, Kennecott of Colombia conducted an exploration program that delineated ore reserves of 1,100,000 tons of combined proven and probable ore containing 4.9% of Cu and 3.7 grams of gold per metric ton.

The El Roble and Santa Anita deposits are found within rock units of the Cañasgordas Group. The El Roble body is hosted by carbonaceous chert beds which occur at the upper contact between tholeiitic basalts and a thick sequence of younger clastic sediments. A small diorite stock of probably Miocene age, intrudes the Cañasgordas Group immediately south of the mine and dikes associated with this stock cut the ore body. The tholeiitic rocks of this deposit are tectonized and exhibit almost complete alteration of primary mafics to amphiboles and a later alteration of mafic and felsic components to chlorite and calcite. There is a typical stringer zone in the Santa Anita body showing abundant quartz and chlorite, and some calcite. The cherts overlying the volcanic rocks are distinctly bedded; they consist of a black carbonaceous horizon, up to 90 meter thick, enclosing the massive sulfide body, and white to dark grey chert sometimes interbedded with black chert and locally dolomites. All of them are strongly folded as evidenced by tight, isoclinal, metric folds. The clastic unit overlying the cherts consist of shales, graywackes, sandstones and conglomerates.

The El Roble ore body is a steeply dipping lens-shaped body 300 meters long, 100 meters deep and up to 45 meters thick. It lies conformably within the black chert unit. The ore body consists mainly of massive sulphide ore and a low grade siliceous breccia ore. The siliceous breccia ore occurs roughly parallel to the dip of the enclosing rocks. At one location only, near the center of the body, a half meter wide

band of a very finely alternating interlamination of sulfides and chert was found. This is an important genetic sedimentary feature.

Mineralogically, it consist primarily of pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, along with subordinate sphalerite, electrum, marcasite and graphite in a gangue which varies locally from quartz to dolomite. Chalcopyrite is a high temperature mineral showing typical "oleander-leaf" twin lamellae. The mineralogical composition, the textural relationships observed, and the presence of graphite clearly indicate thath an important thermal event affected the ore body. The El Roble deposit appears to have formed in a euxinic sedimentary bassin, in which sulfides and mineralizing solutions of hydrothermal origin associated with submarine volcanism were expelled. The deposit can be considered of volcanogenic-exhalative origin showing geological, mineralogical and chemical similarities with those of other ophiolitic (Cyprus Type) Cu-Au deposits.

INTRODUCCION

Se entrega en este artículo una síntesis de un trabajo de investigación realizado por el autor en la mina El Roble, la única explotación para cobre que existe hoy en Colombia. Aunque actualmente su desarrollo minero puede considerarse como relativamente pequeño, los trabajos exploratorios allí efectuados indican que es un yacimiento se sulfuros masivos de alto contenido de cobre y algo de oro, con reservas comprobadas y una infraestructura que lo hace ser el primero en importancia para nuestro país.

Dadas las particularidades del yacimiento que lo colocan como el prototipo en nuestro medio de un depósito de sulfuros masivos volcanogénico, es el propósito general del trabajo el presentar los conocimientos que sobre él el autor ha acumulado en varios años de estudio intermitente, intentando divulgar una información que considera útil en la búsqueda de yacimientos similares en la Cordillera Occidental y en otras regiones del país. Un objetivo muy específico del estudio fué establecer la génesis del depósito y los diversos cambios sufridos en su historia geológica.

Localización y aspectos geográficos.

El área de estudio y la mina propiamente dicha está localizada en el Departamento del Chocó, noroccidente del país (Figura 1), a unos 4 kilómetros al norte del municipio del Carmen de Atrato. El acceso se realiza por la carretera que va de Medellín a Quibdó, a unos 120 kilómetros de la primera, y desviándose de ella 9 kilómetros en el sitio conocido como "El Siete" por la vía que se construye hacia la población de Urrao (Antioquia). Los trabajos mineros actuales se ubican a una altura de 2.100 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.).

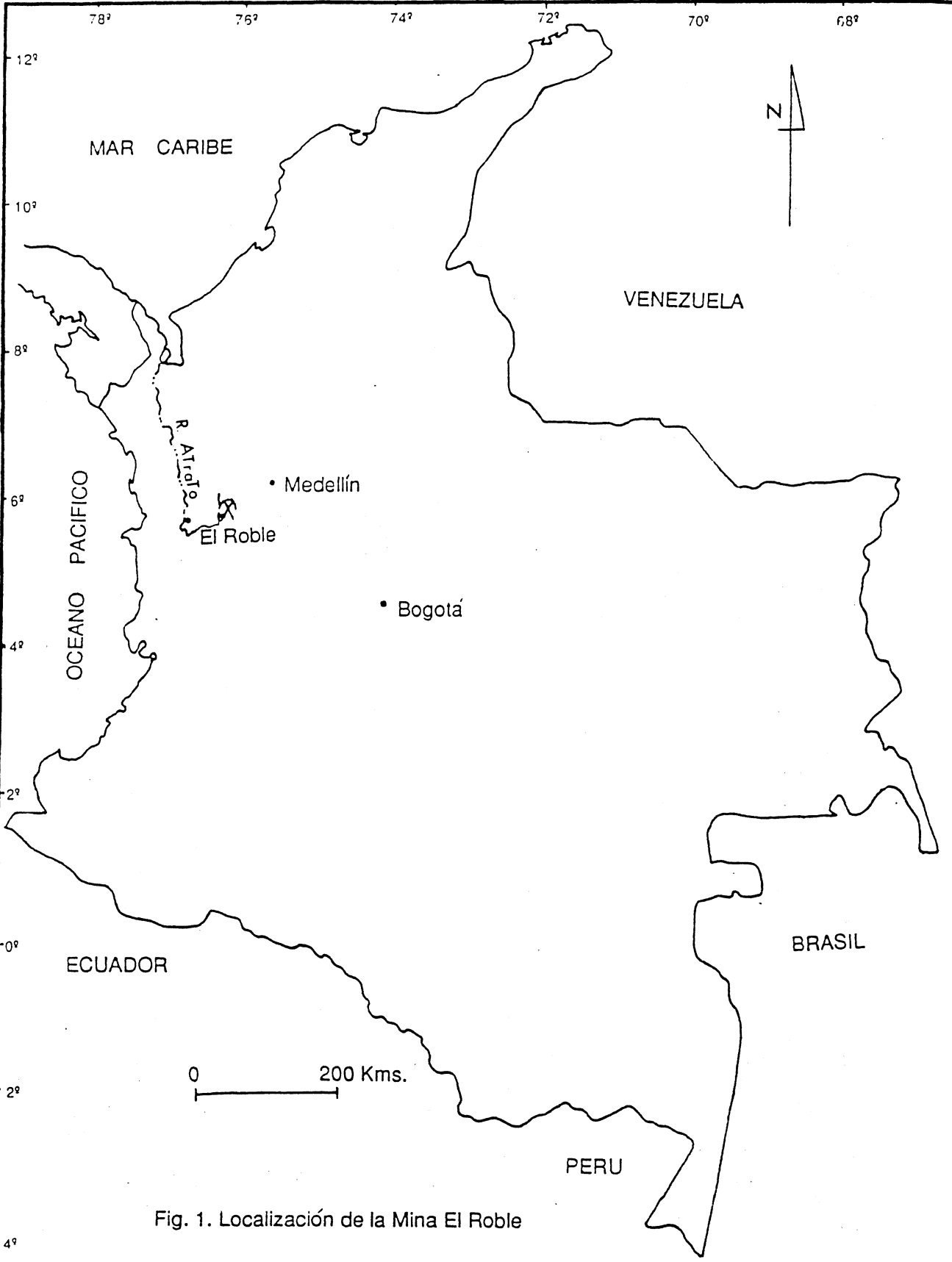


Fig. 1. Localización de la Mina El Roble

La región está drenada por el Río Atrato que en esta parte recorre la zona de norte a sur, atravesando un área de topografía bastante abrupta. Las elevaciones allí fluctúan entre 1.600 y 2.700 m.s.n.m. con pendientes hasta de 45 grados. El clima es tropical, de templado a frío, de alta precipitación, aunque se dan períodos de lluvia y sequía bien marcados. La temperatura promedio anual varía poco y las variaciones diarias están entre 18-28°C. Una densa flora tropical virgen aún se encuentra cubriendo un alto porcentaje en las partes altas, hacia las vegas del río hay más aberturas y tiene cultivos principalmente de pastos.

MARCO GEOLOGICO

Generalidades.

Se ha encontrado en las numerosas investigaciones de esta región del país que lo predominante en el desarrollo de la Cordillera Occidental y la Serranía del Baudó fué la formación de un complejo volcánico y sedimentario marino durante el Mesozoico (figura 2), (de acuerdo a JULIVERT, 1973, este complejo correspondió a un dominio "eugeosinclinal" del basamento colombiano), cuya composición y estratigrafía ha sido descrita y denominada diferentemente por los diversos investigadores.

Así, en el sector central de la Cordillera Occidental, NELSON (1957) describe el Grupo Diabásico y el Grupo Dagua. El Grupo Diabásico es una unidad de rocas volcánicas toleíticas (basaltos, diabasas y espilitas) en la cual la estructura de lavas almohadilladas es frecuente y donde también hay presencia de brechas, tufas, cherts y sedimentos arcillo-calcáreos. El Grupo Dagua es una secuencia de rocas meta-sedimentarias de origen pelágico (metacherts, metacalizas, metareniscas, pizarras y filitas) y rocas sedimentarias de origen turbidítico y pelágico (cherts, areniscas, calizas y lutitas silíceas) que fueron reagrupadas por BARRERO (1977) como las Formaciones Cisneros y Espinal respectivamente.

En un marco más amplio, GOOSSENS y ROSE (1973) habían agrupado los afloramientos del occidente colombiano y ecuatoriano con el nombre de "Complejo Igneo Básico" correlacionando la Formación Piñón, y su cobertura de pelitas, tufas, chert y rocas piroclásticas básicas, con el grupo Diabásico. En el sector norte hay secuencias muy similares, allí se han definido: El Grupo Cañasgordas en la Cordillera Occidental (ALVAREZ, 1970; ALVAREZ y GONZALEZ, 1978; RESTREPO et al., 1979), una secuencia volcánica-sedimentaria con dos unidades denominadas informalmente la Formación Barroso (conteniendo rocas volcánicas básicas del Cretáceo temprano) y la Formación Penderisco (consta de

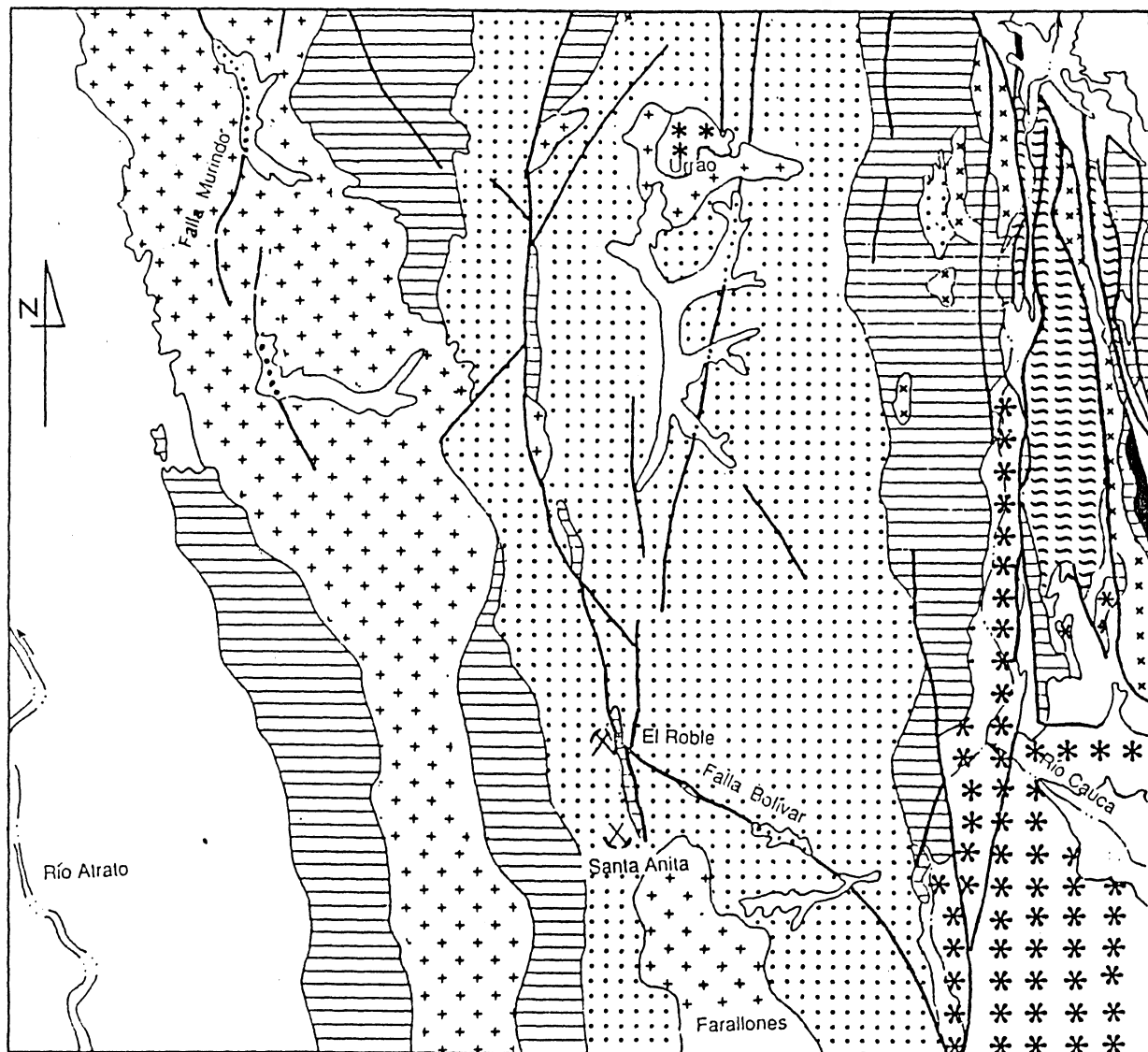
sedimentos biogénicos y/o químicos y sedimentos turbidíticos); y la Formación Quebradagrande en el flanco occidental de la Cordillera Central (BOTERO, 1963; ALVAREZ y ECKARDT, 1970; GONZALEZ, 1978), la cual contiene rocas volcánicas toleíticas y sedimentitas marinas.

En general parece aceptarse que las rocas volcánicas de la Cordillera Occidental fueron formadas bien en un arco volcánico inmaduro del Cretáceo superior construido sobre corteza oceánica (BAUM y GÖBEL, 1980; GÖBEL, 1978; GOOSSENS, 1976; BARRERO, 1979; PICHLER et al., 1974; ALVAREZ, 1983), o en un ambiente de cuenca oceánica como lo indican los resultados de estudios litogeoquímicos realizados en ellas (PICHLER et al., 1974; GOOSSENS et al., 1977; ORTIZ, 1979). La interpretación parece válida de acuerdo a los estudios de geofísica (CASE et al., 1971) que indican la ausencia de corteza continental, al occidente del sistema de falla de Romeral, y las consideraciones petrogenéticas de los intrusivos situados al occidente de dicho sistema dadas por ALVAREZ (1983), que indican para estos cuerpos un emplazamiento de zonas donde no debió existir corteza de tipo continental. Las rocas de esta cordillera fueron probablemente deformadas durante el Cretáceo temprano, luego de nuevo deformadas y metamorfozadas en el Cretáceo tardío cuando emergieron y fueron acrecionadas al bloque siálico (ALVAREZ, 1983); para MnCOURT et al. (1984) la secuencia volcano-sedimentaria fué acrecionada en el Terciario inferior. Una consecuencia de estas deformaciones es la presencia de pliegues isoclinales y fallas comunmente de tipo inverso que afectan las rocas, con posibles relaciones estructurales y genéticas para con las mineralizaciones que en aquellas estén presentes.

También importante como unidad litológica y quizás ocupando un 15% del área en la Cordillera Occidental son los intrusivos tonalíticos Terciarios que cortan las secuencias anteriores; éstos son portadores de importantes mineralizaciones de pórfidos cupríferos y también son la fuente de numerosas vetas auríferas. Los mejores ejemplos son el Batolito de Mandé y los plutones de Urrao y Farallones en la región norte. En síntesis, el marco geológico general nos muestra, en una muy preliminar aproximación genética, el hecho de que el yacimiento de El Roble (localizado en la Cordillera Occidental), es una mineralización originada dentro o encima de una corteza oceánica. Su asociación con los procesos volcánicos o sedimentarios que produjeron las rocas Cretáceas o con el magmatismo tonalítico Terciario afectándolas, es algo que se dilucidará con los detalles y evidencias a entregarse en los siguientes numerales.






Geología regional y local.

En las generalidades sobre la región occidental se han dado






LEYENDA




ROCAS ESTRATIFICADAS

-  Rocas y sedimentos no consolidados del Terciario-Cuaternario
-  Rocas sedimentarias y volcánicas del Terciario
-  Formación Penderisco
-  Formación Barroso y Quebradagrande
-  Rocas metamórficas principalmente Paleozoicas

ROCAS INTRUSIVAS

-  Rocas intrusivas ácidas Terciarias
-  Rocas intrusivas ácidas Mesozoicas y/o Paleozoicas
-  Rocas ultramáficas

CONVENCIONES

-  Contacto geológico
-  Falla
-  Falla cubierta

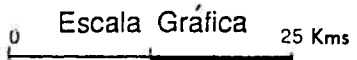


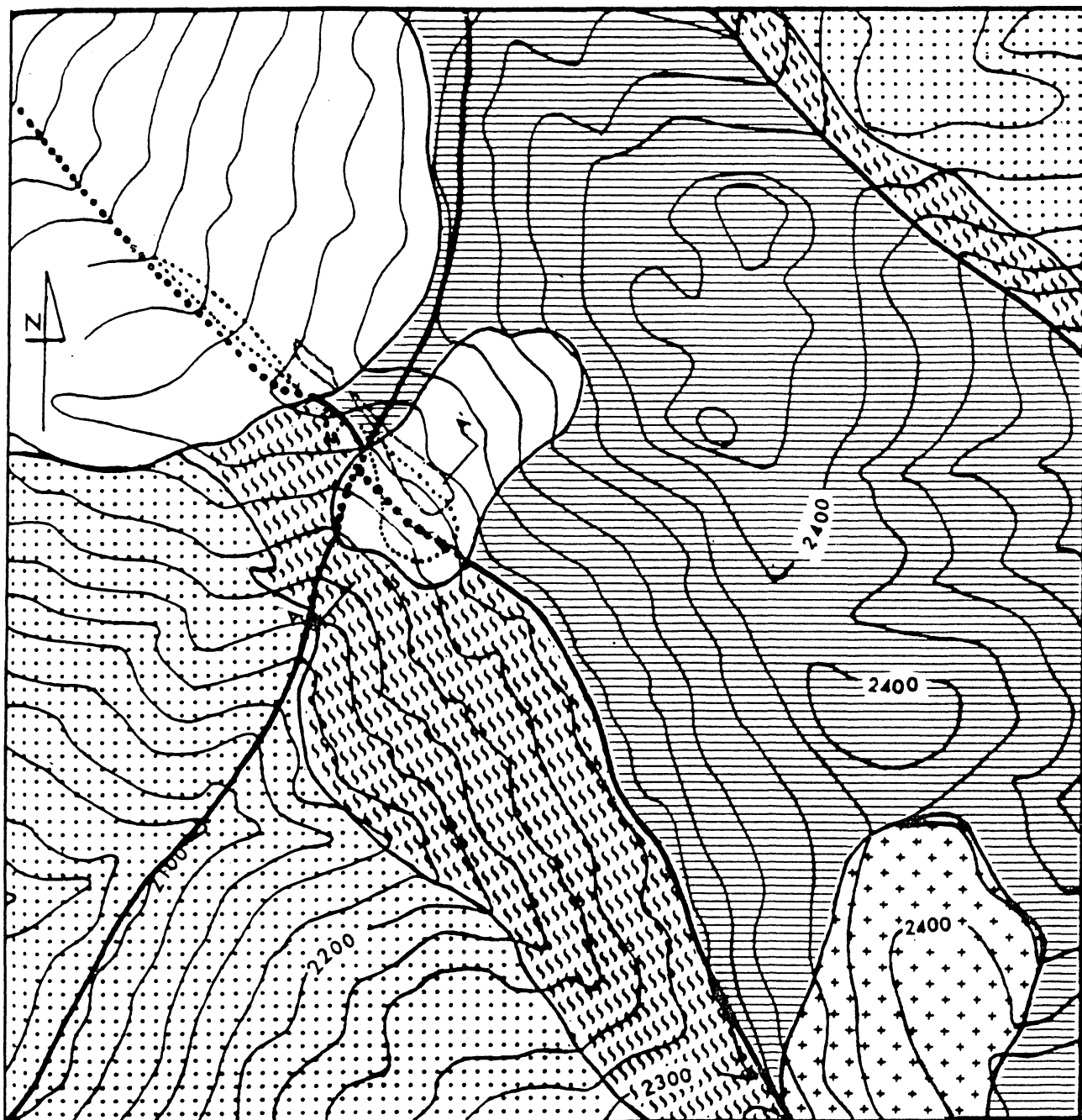
Fig.2 MAPA GEOLOGICO DE PARTE DE LA REGION NOROCCIDENTAL DE COLOMBIA
Tomado del mapa geológico de Ingeominas (1979) con modificaciones del autor.

unas ideas muy amplias sobre la estratigrafía de la Cordillera Occidental, sin embargo deben detallarse mucho más para ubicar el preciso ambiente geológico en el que se encuentra la mineralización. Inicialmente veamos los rasgos geológicos regionales de parte de los departamentos de Antioquia y Chocó (en el sector norte de la cordillera), para luego centrarnos en la geología local alrededor de la mina.

La distribución areal de las principales unidades litológicas se presenta en la Figura 2, en la Figura 3 se detallan los aspectos geológicos alrededor del yacimiento. El primero es un mapa geológico simplificado a escala 1:500.000 basado en el mapa geológico del departamento de Antioquia con algunos cambios para integrar el sector oriental del Chocó. Tres unidades principales han sido cartografiadas en este sector: una unidad predominantemente volcánica (Formación Barroso), una unidad sedimentaria (Formación Penderisco), y rocas intrusivas tonalíticas. Estas constituyen la gran unidad morfoestructural de la Cordillera Occidental limitada por las depresiones intermontañosas del río Cauca (al oriente) y el río San Juan-Atrato (al oeste). En la parte más oriental (Figura 2) se presenta parte del flanco occidental de la Cordillera Central, otra importante unidad morfoestructural de Colombia.






La Formación Barroso aflora como dos grandes franjas a lado y lado de la Cordillera Occidental (Figura 2). Aunque aquí se denomina Formación Barroso a ambas franjas, hay que advertir que estrictamente el nombre le fué aplicado únicamente al complejo volcánico que se extiende en la depresión del cauca. En general, es un complejo lávico y volcánico clástico compuesto por diabasas, basaltos, lavas con estructuras almohadilladas, tobas, hyaloclastitas, brechas y aglomerados. Incluidas en ellas hay también cuerpos de gabros y en ocasiones paquetes de rocas sedimentarias (chert, lutitas silíceas y a veces calizas).

En medio de las dos grandes franjas se encuentra una delgada franja de rocas volcánicas (Figura 2), de menos de un kilómetro de ancho y unos 12 kilómetros de longitud, que se ha considerado perteneciente al mismo volcanismo básico. Esta aflora en el eje de la cordillera y está espacial y temporalmente asociada a la mineralización; el cuerpo en El Roble se localiza, en contacto fallado, en la margen occidental, mientras que la mineralización de Santa Anita se encuentra dentro del volcánico. Las rocas de esta unidad tienen una casi compleja alteración de los minerales máficos primarios a anfíboles, así como tardía alteración de los componentes máficos y félsicos a clorita y calcita. Las rocas también evidencian cizallamientos muy fuertes con el desarrollo de rocas esquistosas, especialmente hacia los contactos fallados con los cherts negros.








LEYENDA

UNIDADES LITOLÓGICAS

-  Coluviones Cuaternarios
-  Rocas intrusivas Terciarias
-  Unidad sedimentaria clástica Cretácea
-  Unidad de chert negro, gris y blanco Cretáceo
-  Unidad de rocas volcánicas básicas Cretácea

CONVENCIONES

-  Contacto Geológico
-  Falla
-  Limite del cuerpo mineralizado al nivel de producción
-  Limite del cuerpo mineralizado al nivel de exploración
-  A—A' localización del corte geológico (fig.8)

Escala Gráfica

0  200 m

Fig. 3 MAPA GEOLOGICO ALREDEDOR DE LA MINA EL ROBLE.
(modificado del mapa de la Kennecott-1983)

La unidad está limitada en ambos contactos (oriental y occidental) por los cherts negros y grises (Figura 3). Estos cherts en el sector de las mineralizaciones afloran en una extensión de unos 100 metros a lado y lado de la unidad volcánica; sin embargo, su espesor real es difícil de precisar a causa de las deformaciones afectándolas. Es común en ellas los pliegues isoclinales de orden métrico en las proximidades al contacto con los cuerpos masivos de sulfuros.

En general, toda la secuencia está muy plegada y fallada lo cual ha dificultado bastante la clarificación de su estratigrafía y la determinación real del espesor del paquete sedimentario. Las fallas y fracturas tienen una dirección preferencial norte-sur paralela al tren cordillerano, aunque estructuras NW son notorias por su forma peculiar en S cuando se unen con las norte-sur. En este sentido se puede notar una fractura que sigue la dirección del río Bolívar, la cual en la cartografía fue prolongada para unirla con la falla del río Atrato en el área de estudio (Figuras 2 y 3). De acuerdo a lo observado en la mina esta falla tiene características que parecen indicar que es de tipo inverso con ángulo muy bajo e inclinación al Este. A ella se atribuye la causa de las deformaciones en los cherts, el alargamiento y desmembración del cuerpo de El Roble y el desarrollo de la esquistosidad en las rocas volcánicas. Su ubicación hacia el contacto entre los cherts y las rocas volcánicas es una guía muy importante para la localización de nuevos cuerpos en la zona a un nivel regional.

Alejado de este sector, en los límites oriental y occidental de la cordillera, están las zonas tectónicas del Cauca y Atrato con fallas muy complejas. La primera, aparentemente activa, se caracteriza por la presencia de amplias zonas de rocas cataclásticas, mientras que la segunda sería una falla inversa de ángulo alto (IRVING, 1971). Los cuerpos intrusivos ubicados en el área (Figura 2) afloran de muy variadas formas y dimensiones. De ellos el principal es el batolito de Mandé, un gran cuerpo granitoide que aflora hacia la parte oeste como una gran faja alargada de unos 20 kilómetros de ancho, y cuya extensión ha sido reconocida por unos 200 kilómetros (mapa geológico de Colombia, 1976).

En general es un cuerpo principalmente tonalítico y granodiorítico, aunque en varias áreas está intruido por pórfidos dacíticos y andesíticos (RAMIREZ et al., 1979; ALVAREZ, 1983). Otros cuerpos expuestos de menor extensión están localizados hacia el eje cordillerano, por ejemplo, el del páramo de Urrao y el de Farallones. Todos ellos son del Terciario con edades que varían entre 34 y 11 m.a. De particular interés en estos intrusivos es la presencia de mineralizaciones vetiformes de oro y sulfuros básicos hacia

las zonas periféricas, y de mineralizaciones cupríferas especialmente en las facies porfídicas del batolito de Mandé. Por otra parte, al intrusivo de Farallones se cree se encuentran asociados los numerosos diques de pórfidos dacíticos y andesíticos, de hasta 10 metros de espesor, que intruyen las rocas de caja y a la mineralización (Figuras 4, 5 y 6).

En el caso de El Roble hay que especificar una relación espacial, aunque no temporal, que muestra al sur del yacimiento el "stock" de Farallones, y un poco hacia el occidente de él, al batolito de Mandé. A este último, GAVIRIA (1977) atribuyó la fuente de los fluidos hidrotermales que originaron el depósito, mientras que al primero, el autor atribuye la causa del evento térmico que afectó al cuerpo de El Roble. El magmatismo ácido Terciario parece, por lo tanto, jugar un papel muy importante en la evolución de la mineralización.

CARACTERISTICAS DE LAS MINERALIZACIONES

Generalidades.

Las mineralizaciones cupríferas en el área del Carmen de Atrato varían en su tamaño, relativa proporción de los tipos de mena y las deformaciones de carácter singenético y postdeposicional que las afectó, pero todas tienen rasgos de un origen común. En opinión del autor, aunque los cuerpos de El Roble y de Santa Anita están espacialmente separados, pueden considerarse que son consecuencia del mismo fenómeno mineralizante mostrando cada uno características que son complementarias para establecer un modelo idealizado de yacimiento.

La mineralización de Santa Anita es una típica mena en enrejado dentro de las rocas volcánicas, mientras que El Roble es un cuerpo masivo originalmente bandeado y ubicado en el contacto entre las rocas sedimentarias pelágicas y las rocas volcánicas. Santa Anita puede considerarse como un depósito de venas entrecruzadas, las cuales se extienden irregularmente en las rocas volcánicas, donde tanto la mena como la roca de caja han sido deformadas por esfuerzos dinámicos que originaron recristalización y movilización de los sulfuros y la ganga hacia las áreas de dilatación. La mineralización evidencia en sus texturas zonas irregulares de sulfuros (pirita y calcopirita) que muestran claros efectos cataclásticos.

En Santa Anita la parte mineralizada varía en espesor desde unos pocos centímetros hasta unos 10 metros dentro de una amplia zona de falla; allí la mena ocurre como bloques irregulares y lenticulares limitada por una roca volcánica muy cloritizada y cizallada. El material es una mena silícea

y fragmental que contiene cuarzo, pirita y calcopirita; calcita a veces está presente en venas que cortan la asociación mineral anterior, especialmente en las zonas densamente fracturadas.

El cuerpo de Santa Anita podría corresponder a la parte más profunda del depósito en su forma original, quizás fué la zona localizada directamente en los canales de alimentación de los fluidos hidrotermales mineralizantes dentro de las rocas volcánicas. Esta mena silíceo no necesariamente tiene que ser continúa con la mena masiva que ocurre por ejemplo en El Roble, y de allí la posición espacial que los dos cuerpos tienen. Infortunadamente el depósito de Santa Anita fue abandonado hace muchos años y es poco lo que de él se puede estudiar en la actualidad. Por esta razón, las descripciones siguientes estarán centradas primordialmente en las características que el cuerpo de El Roble presenta.

Geometría y estructura del yacimiento .

El yacimiento de El Roble es esencialmente un cuerpo masivo de forma lenticular, visto en planta y en un corte vertical (Figuras 4, 5). La tendencia del cuerpo según el eje mayor es N45°W y el buzamiento es variable de 70°E a vertical. Sus dimensiones son: longitud máxima 300 metros, aunque está partido en dos por fallamiento; ancho máximo 45 metros, al nivel del túnel de explotación; y una altura de unos 100 metros, que debió ser mayor dado que el cuerpo está expuesto en superficie y ya ha sido algo erosionado.

El cuerpo mineral se encuentra encerrado completamente por un chert negro muy deformado y hacia el contacto oriental por las rocas volcánicas cizalladas. Los contactos con las rocas encajonantes son tajantes y fallados, pudiéndose apreciar en varias partes bloques de sulfuros masivos mezclados con rocas básicas y félsicas dentro del chert negro, y rocas milonitizadas con alto contenido de material carbonoso.

La mena es esencialmente masiva, aunque hay variaciones y dentro del cuerpo ocurren zonas de material brechado. En parte la mena brechoide es predominantemente sulfurosa y en parte es silíceo con sulfuros diseminados y de bajo tenor en cobre (Figura). Este tipo de mena ocurre hacia el centro y hacia el contacto oriental del cuerpo y es casi paralela a la inclinación de la roca de caja. Cerca a la porción central del cuerpo y en el nivel inferior, o de exploración, se encuentra una delgada zona bandeada de 0.5 metros de espesor en la cual los sulfuros (con estratificación finamente gradada y de orden centimétrico) se presentan intercalados con chert gris a rojizo (Figura 8). La orientación del material bandeado y de las capas en los cherts encerrando en cuerpo es paralela. Es éste un importante rasgo sedimentario heredado cuyas causas pueden

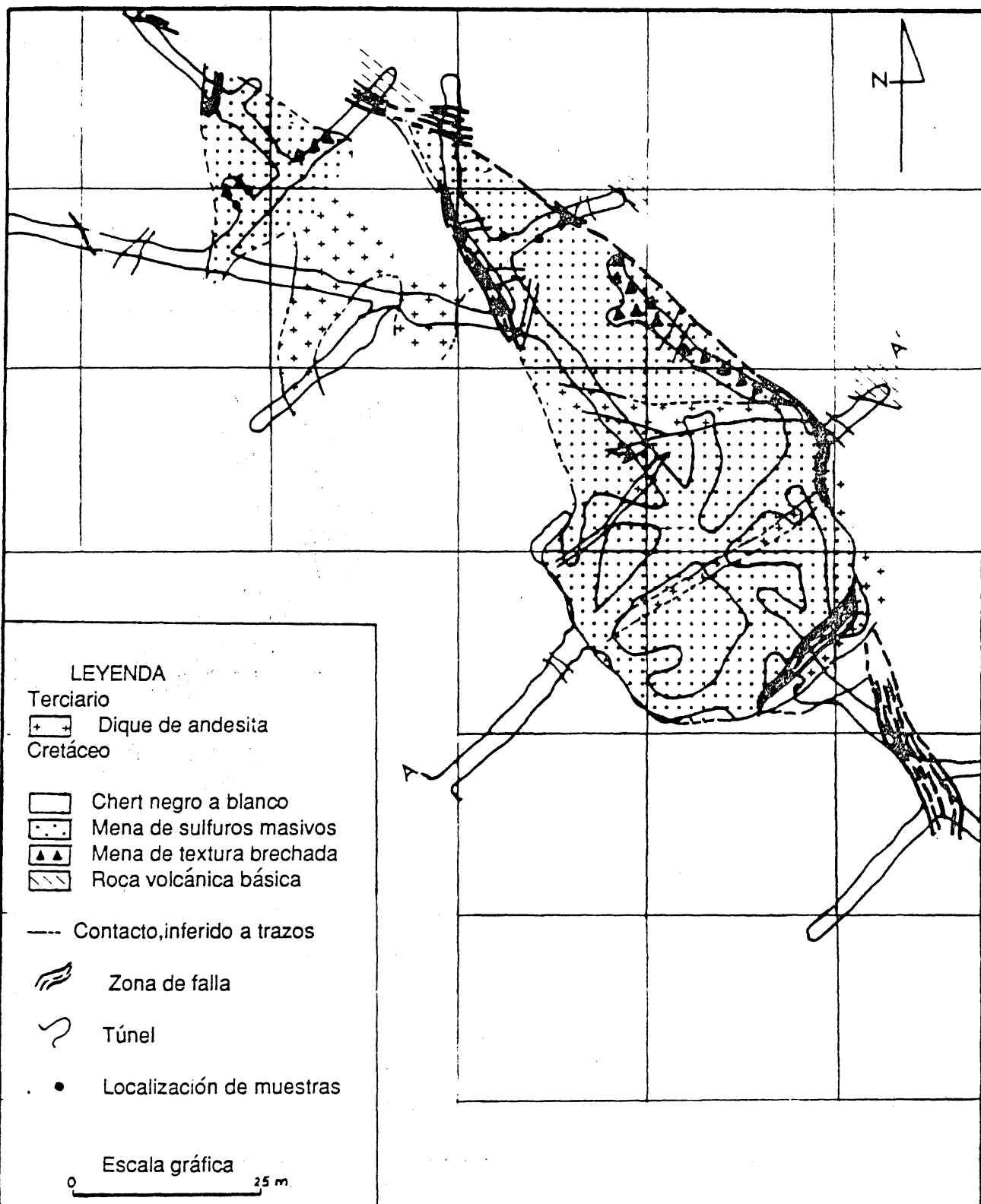


Fig. 5 Geología en el nivel de explotación, vista en planta-Mina El Roble.
 Tomado del mapa elaborado por la Kennecott-(1983) con modificaciones del autor.

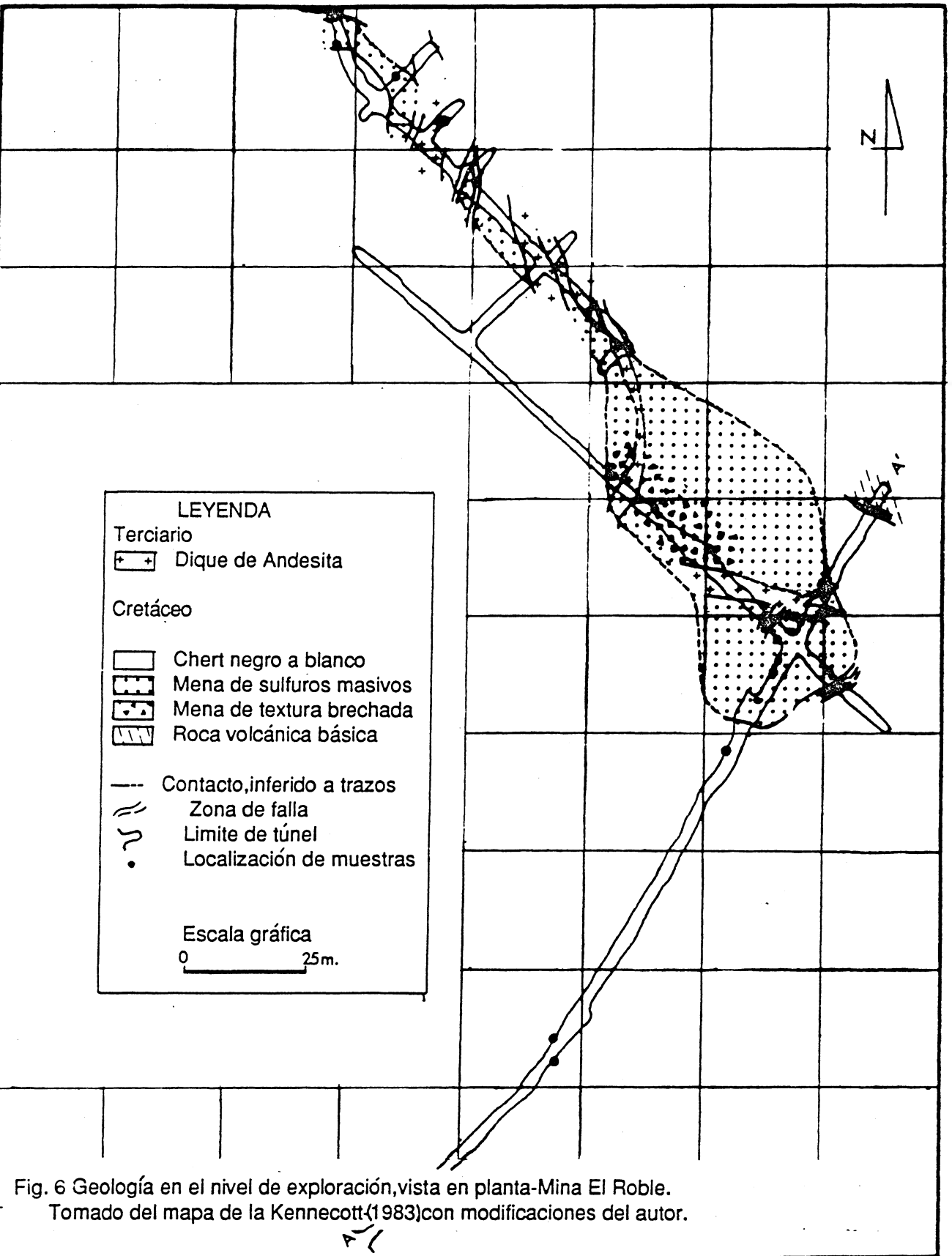




Fig. 10 Microfotografia mostrando pirita cataclastica (gris claro), cementada por calcopirita de alta temperatura (gris oscuro). Lo negro es ganga (cuarzo). Luz reflejada, nicolls ||s, ancho de la microfotografia es 1.34 mm.

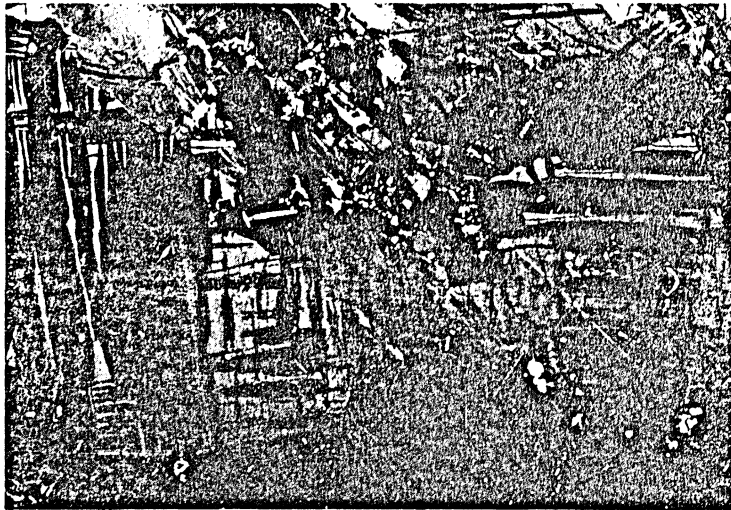


Fig. 1 Microfotografia de calcopirita de alta temperatura. Notese el tipico maclaje lamellar "Oleander-Leaf". Nicolls X, ancho de la microfotografia 1.34mm.

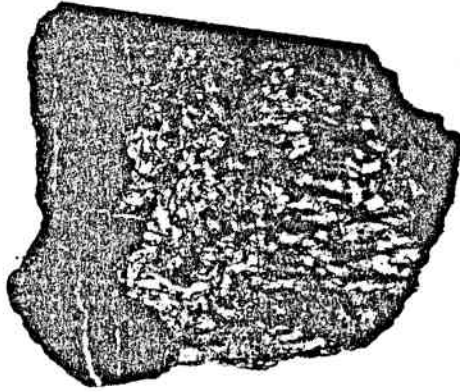


Fig.4 Fotografia de una muestra pulida del mineral de Santa Anita. Calcopirita y pirita en cuarzo; las areas oscuras son roca volcanica cloritzada y cizallada. El ancho de la muestra es 8.5cms.

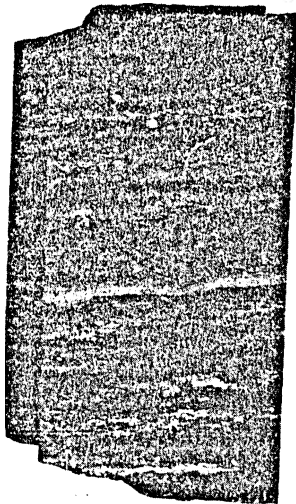


Fig. 8 Fotografia de un corte del mineral finamente bandeado. Notese las bandas de pirita ; el especimen tiene 9 cms. de alto.

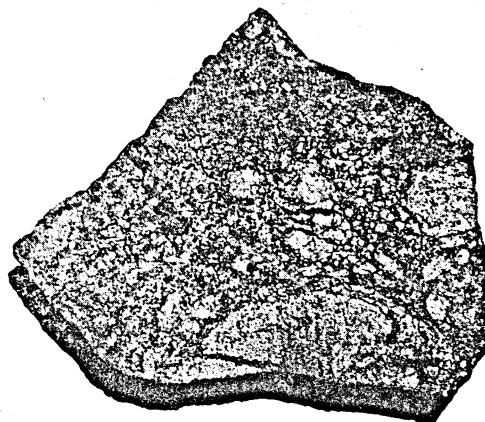


Fig.9 Fotografia de un corte de mineral brechado de El Roble. Los grandes clastos contienen calcopirita y pirita de grano grueso y fino ; el mineral grisaceo son carbonatos y algo de cuarzo. El ancho de la muestra es 9 cms.

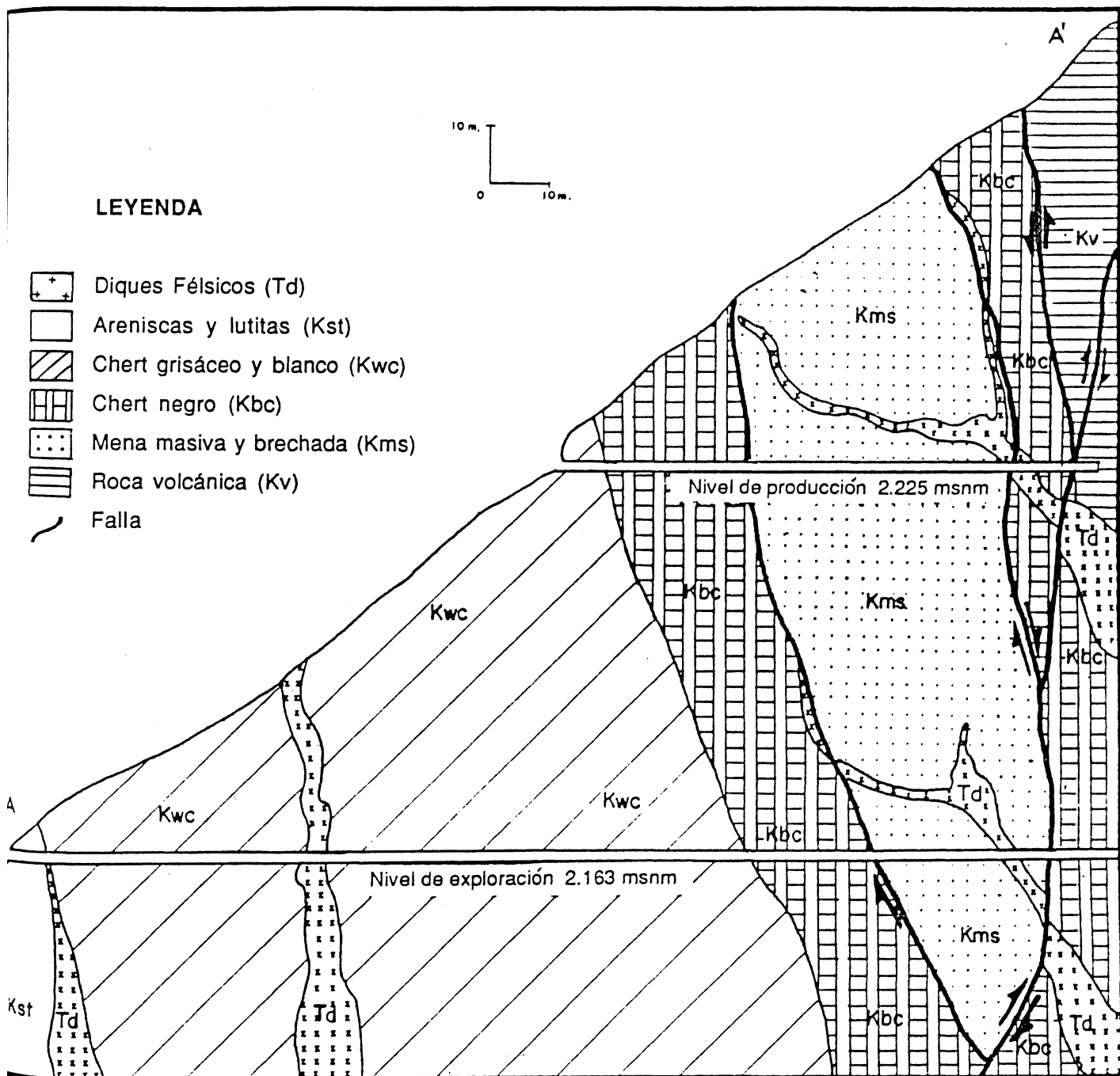


Fig.7 Corte geológico del yacimiento, N45°E , A -A' en línea con la entrada al nivel de exploración.

atribuirse al momento de su formación, en una estructura topográfica muy local en el piso oceánico.

Mineralogía, texturas minerales .

El rasgo composicional más importante es que la mena es un agregado compacto de pirita y calcopirita como los sulfuros más dominantes. Se presentan menores cantidades de pirrotina, especialmente hacia los niveles inferiores del cuerpo y algo de esfalerita. Esta última sólo visible en el microscopio; muy rara es la ocurrencia de marcasita. Oro (electrum) se encuentra en partículas muy finas asociado a los sulfuros. Minerales de ganga son cuarzo, el más abundante, calcita y dolomita en contenidos muy bajos.

Magnetita es un mineral ubicuo en este yacimiento, pero presente en cantidades tan bajas o menores que la esfalerita. Trazas de carbón y grafito como resultado de la recristalización de la materia orgánica en el chert interestratificado con los sulfuros, fueron detectados en las muestras recuperadas en las proximidades o en el contacto con los diques félsicos que intruyen la mineralización.

Los análisis químicos realizados en las muestras de canal sistemáticamente tomadas dentro del cuerpo mineral muestran la gran variabilidad de los sulfuros, el oro y la plata en el yacimiento. El contenido de cobre es generalmente de 0.1% a 19.3% con un valor promedio de 4.9%. Los valores de oro fluctúan de 0.1 gramos/ton a 13.1 gramos/ton y un contenido promedio de 3.7 gramos/ton, mientras que la plata tiene un intervalo de valores de 0.9 a 38.9 gramos/ton.

Dado que el exámen microscópico puede ser muy difícil de interpretar, en particular si los minerales están como mezclas de más de una fase (tal es el caso de pirrotina), o en granos tan finos que sus propiedades cristalográficas resultan dudosas, se describirán sólo aquellas especies minerales que se definieron sin ninguna duda.

Pirita.

Es el sulfuro más abundante en la mena. El exámen sistemático de las diversas muestras estudiadas en el microscopio revela la ocurrencia de varios tipos de pirita dentro del depósito que posiblemente están indicando la existencia de varias generaciones de este mineral. Granos de pirita esférica y subesférica, de dimensiones en el rango de 0.04 a 0.01 milímetros y aún menor, se presentan en el cuerpo, a veces como bandas bien demarcadas alternando con el cuarzo. existen también masas mayores, irregulares, esparcidas en la mena con texturas coloidales que gradan a granos subhedrales y aún euhedrales; localmente en ellas se encuentra pirita framboidal de un origen posiblemente

biogénico. Hay una transición en varias áreas hacia cristales de grano fino y aún a presentarse grandes cristales idiomórficos de hasta 2 milímetros, visibles en muestras de mano. La variedad de pirita con textura coloidal, coloforme y framboidal es considerada como formada en una etapa inicial de primera generación y será llamada Pirita I. Aquella típicamente presente en cristales idiomórficos corresponderá a la Pirita II, o de última generación.

En el estudio microscópico este mineral muestra haber pasado por, al menos, un evento de deformación y un evento térmico. La pirita idiomórfica revela deformaciones causadas por un esfuerzo tectónico; en ella, el rompimiento originó una notoria textura cataclástica (Figura 10) y al mismo tiempo fracturas de clivaje y grietas irregulares. Las mismas que fueron utilizadas por otros minerales para producir el reemplazamiento de la pirita y dar así lugar a una textura de transformación. Es igualmente notorio observar como esta textura persiste en su estado cataclástico, aún después que los minerales asociados han desarrollado texturas de recristalización.

Por otra parte, en la pirita formada de la recristalización de las masas coloidales hay también una clara tendencia a preservar las texturas originales. Su relativa persistencia de forma y en el tamaño de los granos sin deformación alguna es probablemente debido a sus dimensiones tan pequeñas (esferas individuales de diámetro < 0.01 milímetros) y a su alta dureza. Esta pirita o pirita I se presenta comúnmente intercrecida en bandas alternando con esfalerita, calcopirita y cuarzo. En la textura concéntricamente bandeada de los framboides se puede observar un arreglo rítmico de los minerales mencionados.

A una escala mayor, hay también un ordenamiento zonal entre las capas de sulfuros y la ganga en la forma en que se describió en el numeral anterior. La presentación de esta zonación, de la estructura coloidal y de las fluctuaciones rítmicas ha sido interpretado como variaciones en la composición y en la precipitación química de los fluidos mineralizantes bajo condiciones de baja temperatura.

Otras relaciones texturales muestran cómo la pirita II, se presenta rodeada por calcopirita, pirrotina y los carbonatos. El mineral aparece reemplazado por calcopirita y pirrotina. A su vez, junto con ellos, está atravesado por venas de cuarzo y carbonatos. Cuarzo se encuentra también intercreciendo con la pirita II.

En el caso de la calcopirita, ella ocurre en dos situaciones: cementando la pirita cataclástica y rellenando intersticios entre los cubos de pirita. Existen además, en algunos cristales de pirita II, inclusiones de calcopirita

orientadas paralelamente a sus direcciones cristalográficas, en especial en las fracturas de clivaje. Este tipo de relación podría reflejar la exsolución del mineral a consecuencia de la recristalización de la pirita I a la pirita II. Los granos de pirita coloidal remanentes como reliquias aparecen entonces rodeando a los cubos de pirita.

Magnetita, que ocurre intercrecida en un vistoso enrejado con pirita en parte parece desarrollar una textura de reemplazamiento; en especial podría confirmarse esta interpretación si se mira en conjunto con un asociado ubicuo a ambos, la pirrotina.

Calcopirita .

Es el otro mineral más abundante en el yacimiento. El mineral principalmente encontrado es una calcopirita isométrica con un marcado anisotropismo en nicols cruzados (Figura 11). En esta posición se pueden observar mejor los agregados equigranulares y el fuerte maclaje lamellar de la estructura de transformación típico de una calcopirita de alta temperatura. La estructura cúbica de la calcopirita se observa también esporádicamente en algunas muestras de mano, donde cristales individuales alcanzan hasta 0.5 centímetros de diámetro; las muestras han sido halladas especialmente en sitios próximos a donde se localizó el bandeamiento de los sulfuros y el chert.

Similar a como se presenta la pirita, se encuentra también una calcopirita de textura coloidal, es más escasa y siempre está asociada a la pirita I. Este tipo de calcopirita ha sido considerada como formada a muy baja temperatura, mientras que la calcopirita cúbica que aparece siempre con la pirita idiomórfica es la típica de alta temperatura. La recristalización entre los dos tipos de calcopirita es un parámetro muy importante, ya que la temperatura de transformación de calcopirita tetragonal a cúbica ocurre a $547 \pm 5^{\circ}\text{C}$, de acuerdo a la determinación experimental hecha por YUND y KULLERUD (1966). Esta temperatura es el dato más preciso que hasta ahora se puede dar para la definición de las condiciones de formación del yacimiento.

Texturalmente, en la mena, la calcopirita ocupa los intersticios entre cubos de pirita y también se encuentra en inclusiones dentro de ella. Es un tipo de relación que no es rara de encontrar cuando se ve el material en el microscopio. La relación pirita-calcopirita es muy importante en la definición de los cambios que ha sufrido el yacimiento, puede interpretarse como el reemplazamiento de pirita por calcopirita, pero sin ampliar su significado para darle un sentido epigenetista. A este respecto, es prudente aclarar que el término como tal sólo implica la ocupación de un mineral nuevo en la posición del otro sin establecer nada acerca del proceso causante de ello, o de cualquier etapa

intermedia que haya ocurrido para llegar a su situación actual. La textura mencionada es interpretada por el autor como una textura de deformación que ha resultado en la recristalización de los sulfuros; en este caso, la pirita creció mucho más fácilmente como cristales euhedrales (porfidoblastos) en una matriz de calcopirita.

Pirrotina.

Pirrotina es un mineral cuyo comportamiento químico y cristalográfico causa muchas dificultades para su exacta determinación. Los datos precisos de los rayos X muestran que realmente existen tres fases (RAMDHOR, 1980): Fase I es un FeS químicamente balanceado y hexagonal; la fase II corresponde a $Fe_{1-x}S$ es hexagonal; y la fase III (de composición $Fe_{1-x}S$, pero con $x >$ en II), ocurre en forma monoclinica. Estas fases pueden ocurrir puras aunque se encuentran muchas veces en mezclas como consecuencia del rompimiento de la fase de más alta temperatura. Información detallada al respecto se encuentra en EHLERS (1972), CRAIG and SCOTT (1974) y en RAMDHOR (1980). Su mención es importante en nuestro caso, ya que el mineral hallado en El Roble corresponde a una pirrotina hexagonal de alta temperatura y composición química aproximada $Fe_{1-x}S$ (0.9 de Fe) determinada por microsonda. Su hábito más común es en masas xenomórficas y en poliedros de granos idiomórficos con un típico maclaje lamellar, aunque también aparece en pequeños granos rodeada por calcita y dolomita.

Aparentemente la pirrotina está en equilibrio con pirita y tiene un rango de formación que podría establecerse en unos 300°C según RAMDHOR (1980); sin embargo es de aplicación dudosa como geotermómetro de acuerdo con CRAIG and SCOTT (1974). La pirrotina tiene relaciones texturales interesantes en las muestras estudiadas. Aparece reemplazando e intercreciendo a la pirita, rodeando a la magnetita, y a su vez es rodeada por calcopirita y en última instancia por la ganga. Su composición paragenética la coloca en un evento de mineralización posterior al que originó la pirita I y un poco después de la pirita II, es decir, en el evento que afectó la pirita I después de su formación. Esta fase de transición se ha considerado fue causada por calentamiento y por lo tanto se podría aceptar la temperatura arriba mencionada.

Otros minerales .

Los minerales que seguidamente se mencionan se encuentran en mínimas cantidades, sin embargo es importante su mención dado que tienen un valor económico o eventualmente pueden ayudar a establecer una variable de presión y/o temperatura para el yacimiento.

Esfalerita .

Es el siguiente sulfuro en importancia en El Roble, pero en volumen sólo se presenta en cantidades no significativas. El mineral ocurre en granos muy finos, de tan sólo 0.05 milímetros de diámetro, como agregados alotriomórficos y en texturas concéntricas intercrecido a pirita y calcopirita. Su presentación sugiere una precipitación rítmica y contemporánea con la pirita I. En general, está rodeada por calcopirita de alta temperatura e intercrece con partículas muy finas de oro. Ha sido sugerido por HUTCHINSON y SCOTT (1981) que la composición química de la esfalerita podría ser útil para determinar la presión de formación del yacimiento, en particular, cuando el mineral está en equilibrio con pirita y pirrotina como en nuestro caso.

Oro .

En las partículas detectadas en el microscopio aparece en cristales xenomórficos o como gotas dentro de la calcopirita de alta temperatura, a veces intercrecido con esfalerita. Sus dimensiones son muy pequeñas, granos alrededor de 0.01 milímetro, lo cual ha dificultado su identificación aún bajo el microscopio. El mineral, sin embargo, es muy importante desde el punto de vista económico por su relativamente alto contenido promedio (3.7 grs/ton), lo cual ha ayudado bastante a la rentabilidad del depósito.

En realidad es una aleación de Oro-Plata (Electrum) de acuerdo con los análisis de la microsonda, siendo la relación aproximada de oro/plata de 5/1. El valor de esta relación, en los resultados obtenidos a partir de los cálculos estimados de los análisis del ensayo al fuego, en las muestras del mineral en bruto que se tomaron para la evaluación de las reservas varió de 1/10 a 1.

Magnetita .

De los óxidos metálicos que pudieron determinarse, aunque presente en cantidades muy limitadas, la magnetita ocupa un lugar muy importante. En general, el mineral ocurre en granos finos diseminado especialmente en la ganga, es decir, en asocio con cuarzo, los carbonatos y a veces con clorita en la roca de caja. Originalmente ocurrió como una magnetita titanífera que pudo resultar de la transformación de otros minerales (especialmente de los ferromagnesianos), en las rocas volcánicas durante el paso de los fluidos hidrotermales. Posteriormente se incorpora a la mena masiva con los fluidos asociados a los diques félsicos y el evento térmico que este magmatismo ocasionó.

Dentro del cuerpo de los sulfuros masivos, en un sólo sitio se encontraron los sulfuros (pirita, pirrotina y calcopirita) íntimamente ligados a un mineral relativamente

gruesogranular (visible en muestras de mano) de forma tabular y de hábito radial. Los cristales individuales tienen dimensiones de 0.1-1.0 milímetros de espesor y una longitud de 0.5 cm. Al microscopio la textura presenta un enrejado de magnetita-rutilo y pirita idiomórfica y texturas de reemplazamiento de pirrotina y calcopirita con los primeros.

La presencia de estos grandes cristales de rutilo y pirita intercrecida es interpretada como un proceso de reemplazamiento a alta temperatura de un mineral titanífero (magnetita titanífera o ilmenita). El rutilo en este caso resultó de la transformación de las menas titaníferas que originaron simultáneamente pirita. Es posible que la temperatura haya sido un factor de gran influencia para que los productos (rutilo y pirita) sean mucho más gruesogranulares que el mineral original, y que además estén típicamente orientados. Este tipo de transformación generalmente ha sido reconocido en las proximidades a fuentes termales portadoras de mineralizaciones metálicas en las cuales durante la propilitización de las rocas de caja la magnetita junto con los piroxenos, anfíboles y la clorita son convertidos a pirita (RAMDHOR, 1980).

Magnetita, sin embargo, aisladamente no se puede utilizar como termómetro geológico y la evaluación arriba indicada sólo sirve para mostrarnos una vez más que el cuerpo mineral ha sido modificado por un evento termal, probablemente de alta temperatura.

Carbón, materia carbonosa y grafito .

Aunque los dos primeros no constituyen propiamente minerales, son importantes como indicadores también de los cambios sufridos por el yacimiento y las rocas de caja. El material carbonoso ocurre muy abundante en los cherts negros y especialmente en los contactos y en las zonas más tectonizadas. Su presencia en afloramientos es fácilmente detectada por las superficies negras y brillantes de cizallamiento y el material que tiñe las manos; al microscopio de luz reflejada es un poco más difícil. El carbón, en el microscopio, se reconoce fácilmente porque ha llegado a ser anisotrópico a causa de la pregrafitización que ha desarrollado. En este caso exhibe una alta reflectancia al compararlo con los minerales de la ganga (aparece en partículas muy finas diseminado en el cuarzo y los carbonatos).

Por otra parte, el grafito exhibe un clivaje perfecto y una alta reflectividad semejante a la de un mineral de mena. Su pleocroísmo, usando los nicolls cruzados, es muy notorio, de blanco a grisáceo oscuro y es uno de los minerales que tiene los efectos anisotrópicos más destacados. Los granos individuales son tabulares y en agregados con otros

minerales desarrolla láminas idiomórficas. Aparece irregularmente distribuido en el cuarzo y los carbonatos, y generalmente rodea y reemplaza calcopirita y pirita a manera de anillos de reacción (?). También aparece rellenando intersticios entre la pirita idiomórfica y la calcopirita de alta temperatura.

En su posición paragenética actual tanto grafito como el carbón y la materia carbonosa están indicando que la mineralización sufrió un notable calentamiento, el cual fue seguramente el causante de la transformación parcial del material carbonoso a carbón y luego a grafito en la fase de más alto grado. El grafito, generalmente es considerado de alta temperatura, y su presentación junto con las etapas transicionales son una clave muy importante en el variado número de evidencias que el yacimiento de El Roble contiene.

Mineralogía en la zona de oxidación.

La combinación en el área de una topografía muy abrupta, un clima tropical con tan alta precipitación y una densa vegetación son factores adversos para que se den en la región las condiciones óptimas para la formación de una zona de enriquecimiento supergénico y/o una amplia zona de gossan sobre los cuerpos de sulfuros masivos. El por qué de ello está en la rapidez con que se erodan los materiales primarios y en el continuo lavado de los minerales secundarios que impiden precisamente la presencia de estas zonas, particularmente en las partes altas y de pendientes tan fuertes en que se han encontrado, hasta ahora, los cuerpos minerales.

Existen, sin embargo, factores muy especiales para que en el caso de El Roble y de Santa Anita, se encuentre, al menos, una relativa e importante zona de oxidación. En especial en El Roble, la zona de gossan se originó sobre un antiguo derrumbe que tuvo el mayor movimiento encima del cuerpo mineralizado, arrastró parte de los sulfuros expuestos en superficie, y logró estabilizarse precisamente a la altura del hoy denominado nivel de explotación. Allí los sulfuros masivos dentro del material altamente permeable del coluvio sufrieron la acción de los agentes atmosféricos; la oxidación y lixiviación de los minerales dió lugar a la formación de abundantes óxidos hidratados de hierro y al enriquecimiento del oro por su liberación al no ser atacado por los ácidos resultantes.

La zona de coluvio y de óxidos de hierro hidratados alcanza unos 20 metros de espesor sobre el cuerpo mineral, pero una vez se llega a la roca fresca, y hacia el interior del cuerpo de sulfuros masivos, la transición de la parte oxidada a los sulfuros sin alteración es de muy poca extensión. En las paredes de los túneles se observan manchas verdes y azules de malaquita, azurita y algo de covellina.

No existe, sin embargo, una zona de enriquecimiento supergénico. Un mineral abundante en el nivel de exploración es la calcantita que aparece formando estalactitas y estalagmitas de hasta 30 cm de longitud.

En general, aunque los minerales en la zona de oxidación no son muy abundantes, reflejan un proceso secundario que puede ser importante no sólo desde el punto de vista económico, sino también como guía de exploración para la localización de nuevos cuerpos, en especial si se realizan estudios detallados por medio de métodos geoquímicos o simple cartografía geológica superficial.

Paragénesis.

El estudio sistemático de las relaciones observadas en el campo, las muestras de mano y las secciones pulidas permite una evaluación de las asociaciones mineralógicas y el orden de depositación de los minerales identificados en el yacimiento. En la secuencia paragénica definida se revelan, al menos, tres etapas en la formación y modificación de los minerales primarios, y una última etapa que tiene que ver con los cambios sufridos por estos minerales al ser expuestos a las condiciones superficiales. Los rangos de temperatura a los cuales ellas ocurrieron se han dado en base a los minerales presentes y a la información experimental que en la literatura existe sobre su formación. No hay datos más precisos provenientes de inclusiones fluidas o de análisis isotópicos en muestras del yacimiento. Una síntesis de la secuencia paragenética se presenta en la Figura 12.

Las variaciones observadas en la mineralogía y la textura del cuerpo y las rocas de caja sugieren que inicialmente el paso de los fluidos mineralizantes estuvo controlado por el fracturamiento y la alteración hidrotermal de las rocas volcánicas. En ese momento, se dió en ellas la depositación de pirita, magnetita y clorita, en parte como reemplazamiento de minerales ferromagnesianos, mientras que en los sitios encima y relativamente próximos hubo una abundante precipitación de sulfuros de hierro, algo de cobre y de zinc, junto con el oro.

En esta etapa se conjugó la presencia de texturas coloidales y euhedrales en la pirita, y de minerales de baja y alta temperatura que posiblemente se formaron en diferentes sitios, los cuales eran dependientes de su posición relativa al sitio de alimentación de las soluciones sulfurosas. El rango de temperatura de esta etapa pudo estar en el orden de 200-380°C, similar a las temperaturas medidas en las fumarolas negras halladas en las dorsales oceánicas.

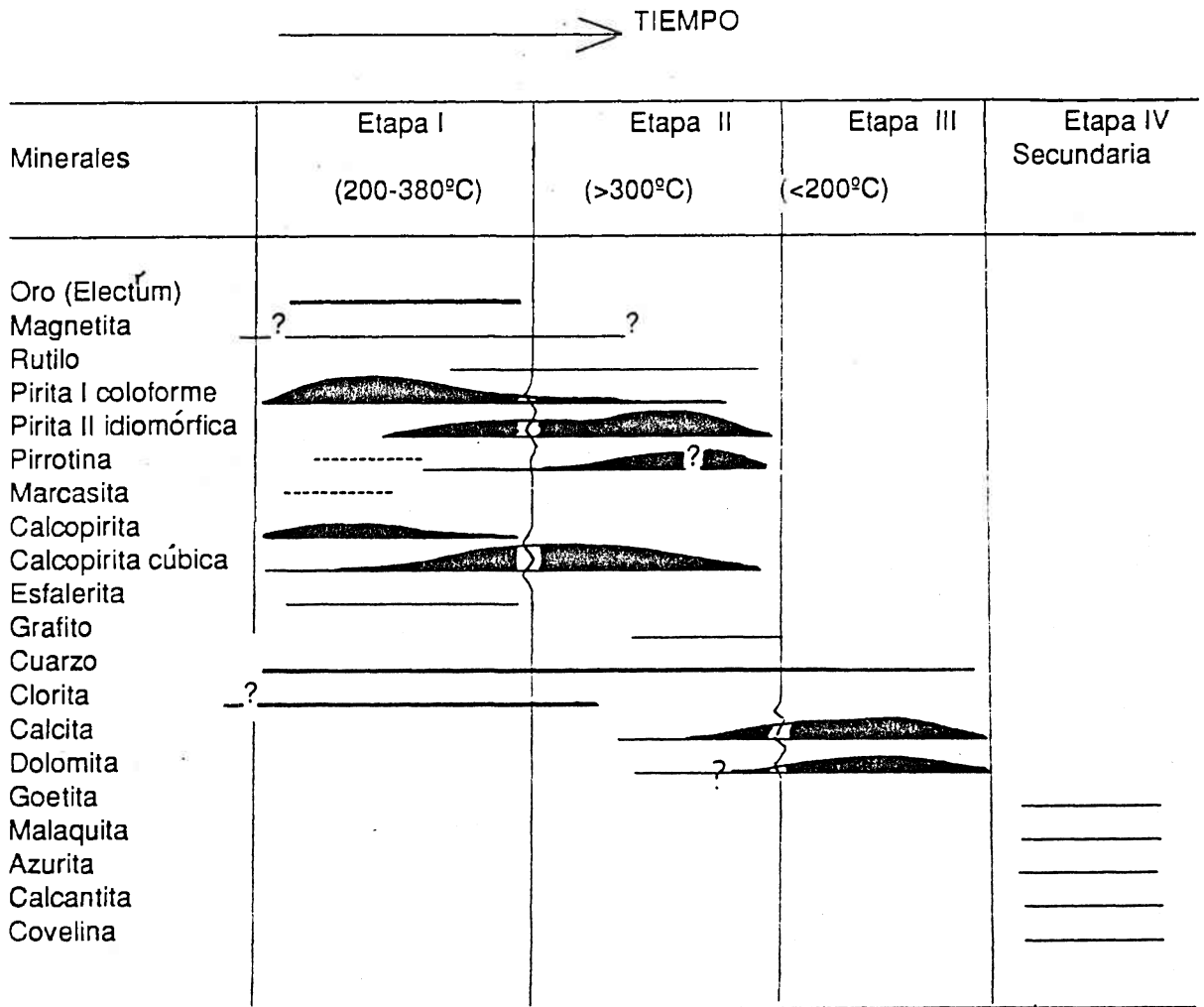


Fig. 12 Representación paragenética mostrando el orden de aparición de los minerales en el yacimiento. La amplitud de la línea indica la mayor abundancia del mineral. Líneas verticales representan etapas de fracturamiento; en zig zag, etapas de disolución. Líneas a trazos indica la presencia incipiente o dudosa de un mineral. En interrogación, el período en que pudo estar presente un mineral.

La primera etapa fue seguida posiblemente por disolución y recristalización, además de un menor fracturamiento, que originó la mayor abundancia de los sulfuros de cobre y de hierro. Detalles de esta fase han sido borrados y/o se han mezclado con los de un evento de calentamiento que afectó al yacimiento mucho tiempo después de su formación. Evidencias del evento térmico aparecen en las texturas de deformación y de reemplazamiento presentes en los varios minerales como se mencionó en el numeral anterior; los efectos del metamorfismo térmico en extensión son muy difíciles de evaluar, pero no debió ser mayor al orden métrico. La temperatura se considera que superó los 300°C, aceptando el rango de transformación de pirita a pirrotina hexagonal antes mencionado. Valores máximos deben corresponder a las temperaturas de intrusión de los diques félsicos y a las de formación de la calcopirita de alta temperatura y/o del grafito.

Una nueva fase de fracturamiento afectó al yacimiento y las rocas de caja un poco después del evento térmico, en parte al mismo tiempo, durante el cual vino el paso de fluidos residuales enriquecidos en carbonatos y en sílice. Quizás hubo recristalización y reacomodación de los sulfuros para rellenar áreas de dilatación en el yacimiento. Las temperaturas no debieron superar los 200°C que serían las temperaturas de los fluidos hidrotermales ricos en carbonato y asociadas a las últimas fases del magmatismo que originó los diques félsicos. En general estas temperaturas debieron ser más bajas que en la fase anterior.

Posteriormente, el cuerpo fue deformado, plegado y fallado; finalmente llegando a ocupar la actual posición donde expuesto a la erosión sufre los cambios inherentes a un ambiente superficial que origina la destrucción de los sulfuros primarios para dar lugar a los minerales de la zona de oxidación; ésto a temperaturas muy inferiores a los 100°C y en general en el orden de los 25°C y a una atmósfera de presión.

MODELO SUGERIDO PARA EL ORIGEN DEL YACIMIENTO

En la mayor parte del trabajo se ha hecho énfasis en las características del yacimiento y de su entorno. Se inició con una visión general sobre la geología de la Cordillera Occidental y su formación en virtud de una intensa actividad volcánica, principalmente Cretácea, que ocurrió en el fondo oceánico, o quizás en una zona al borde entre la convergencia de una placa oceánica y una continental. Las huellas de su acrección al continente, y de los procesos orogénicos que dieron lugar a la cordillera en su posición actual, quedaron impresas en su litología y en las deformaciones afectándolas. Se continuó con los detalles geológicos específicos, a una escala muy puntual alrededor y

en el yacimiento mismo, que confirmaban el simultáneo origen de las rocas asociadas y el cuerpo mineral. Igualmente se mostraron las características internas del yacimiento que están indicando cómo ciertos procesos geológicos posteriores lo habían afectado, oscureciendo y modificando sus rasgos originales.

Basado en estos datos, ayudando de la información acumulada en los estudios de depósitos similares en otras regiones de la tierra, así como de las investigaciones de yacimientos modernos formándose en los océanos, el propósito de este capítulo es reconstruir un modelo idealizado de cómo pudo ser el yacimiento originalmente.

El modelo conceptual supone que él se originó sobre el piso del océano en una zona muy activa volcánicamente donde se generó una nueva litósfera. Dicha actividad pudo ser similar a la que hoy se observa en las fumarolas negras halladas a lo largo de los ejes de las dorsales que se extienden en las cuencas oceánicas, por ejemplo en la dorsal del Pacífico oriental (FRANCHETEAU et al., 1978, 1979), o en las regiones en las cuales hay una circulación hidrotermal muy activa a causa de la formación de nuevos océanos tales como en el Mar Rojo, El Afar y en el Golfo de Adén (DEGENS and ROSS, 1969).

Un esquema simplificado de la mineralización en su estado original (Figura 13) nos muestra al depósito de El Roble como una zona de sulfuros masivos formada por la precipitación de las menas en la interfase entre sedimentos no consolidados y las rocas volcánicas del piso oceánico. La mineralización en enrejado de Santa Anita se habría formado al interior de las rocas volcánicas altamente fracturadas. La fuente de la mineralización son los abundantes fluidos hidrotermales que están asociados al magmatismo producido por la fusión parcial del manto y volcanismo básico que formó la nueva corteza oceánica. Estos fluidos ascendieron a través de las aberturas en las rocas volcánicas ocasionando una intensa cloritización y la precepitación de sulfuros de hierro y cobre junto con cuarzo. Las estructuras y texturas que forman están caracterizadas por las numerosas venas entrecruzadas que observan en Santa Anita y la amplia zona de alteración hidrotermal que presentan las rocas volcánicas encajonantes de las venas.

Mineralizaciones similares a las descritas en Santa Anita se han encontrado en los basaltos alterados hidrotermalmente que se han recuperado en las dorsales oceánicas (por ejemplo del Pacífico Oriental, TUFAR et al., 1985), en los cuales se presentan disseminaciones y venas de piritita, calcopiritita y otros sulfuros metálicos. Igualmente si se revisa la literatura de yacimientos de sulfuros masivos en complejos ofiolíticos como el de Troodos, en Chipre, (CONSTANTINOIU and GOVETT, 1972, 1973) o Ergani-Maden, en Turquía (GRIFFITHS et al., 1972) se encuentra que estos depósitos también

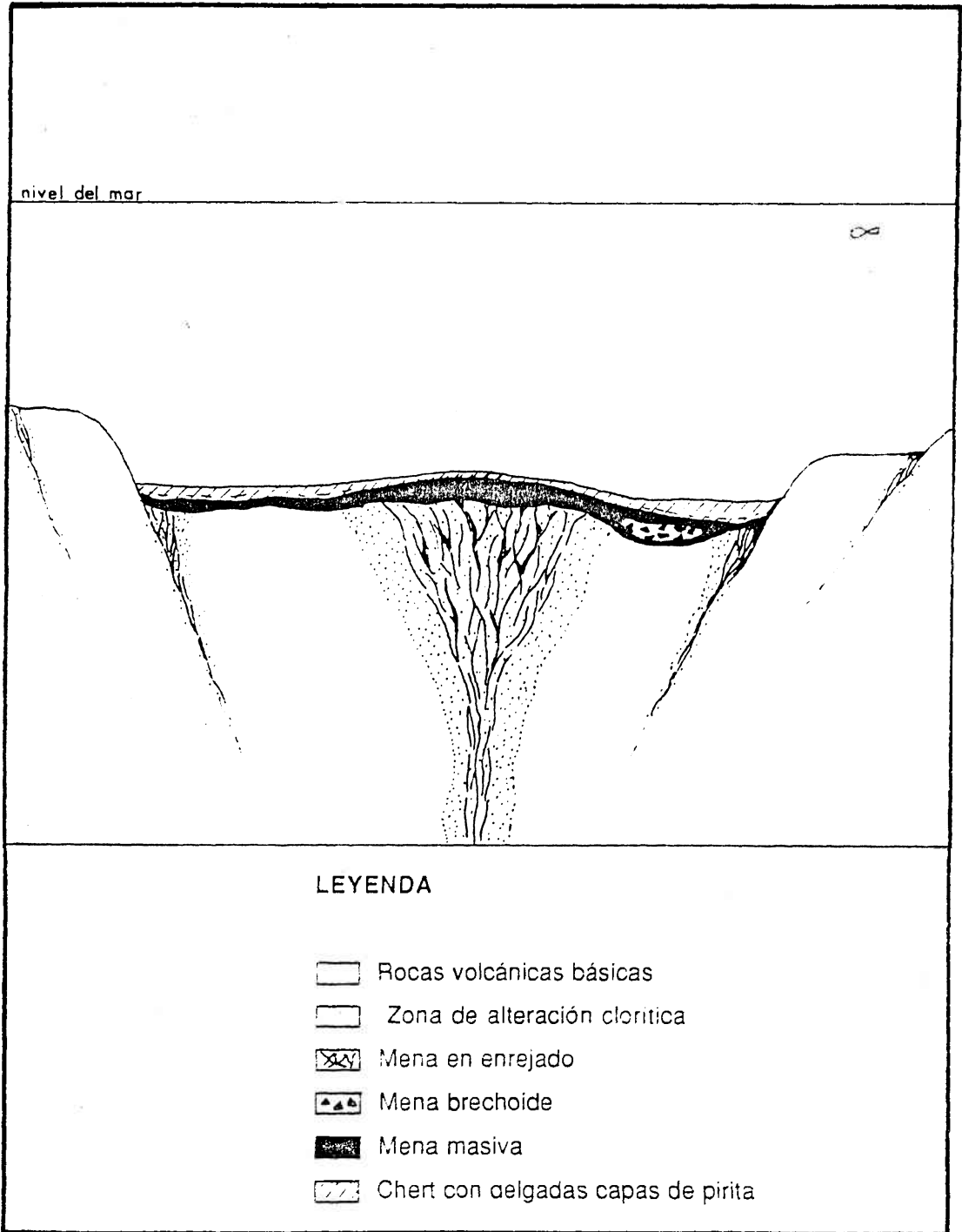


Fig.13 Esquema idealizado del Yacimiento original.

contienen mineralizaciones idénticas. Lo interesante en Chipre es que allí se ha encontrado una extensión vertical de las venas por unos 760 metros (KLAU and LARGE, 1980).

La mineralización estratiforme mostrada en la parte superior del esquema, entre las rocas volcánicas y los sedimentos pelágicos, corresponde a la mena de textura masiva, bandeada y brechoide con pirita, calcopirita, algo de pirrotina y escasa esfalerita que se encuentra en El Roble. La historia deposicional sugerida por las texturas observadas en los minerales y el cuerpo de El Roble parece indicar una depositación casi contemporánea de los sulfuros y la ganga. Inicialmente ocurrió una precipitación de minerales primarios que son finogranulares y coliformes, pirita, calcopirita, esfalerita y marcasita en los sitios de mezcla de los fluidos hidrotermales con el agua de mar. Siguió una disolución por el continuo flujo de las aguas calientes originando facies de granos gruesos con la subsiguiente introducción de fluidos ricos en cobre y una ligera zonación en el cuerpo masivo, quizás la formación de brechas en ciertas partes del cuerpo mineral. Igualmente en otros sitios debió darse la precipitación simultánea de chert y sulfuros.

La formación de dos mineralizaciones bien diferentes (masiva y enrejado) da lugar a una zonación típica para estos yacimientos; zonación similar a la descrita por HUTCHINSON y SEARLE (1971) en los depósitos de Chipre. Estos a su vez tienen características petrológicas y geológicas que sugieren una similitud de origen con los depósitos modernos hallados en las dorsales oceánicas.

Las modificaciones posteriores del cuerpo, durante la acreción y continentalización, así como las transformaciones causadas por las intrusiones ígneas Terciarias originaron la forma actual del cuerpo y las texturas de recristalización y de deformación descritas en el capítulo anterior.

Aunque no es el propósito del trabajo, presentar una discusión sobre el ambiente tectónico del occidente colombiano basado en la información geológica que se ha acumulado en el yacimiento y del origen propuesto para él, los ambientes asumidos y aceptados para los yacimientos de los complejos ofiolíticos de Chipre y de otras regiones del globo con los cuales este yacimiento tiene una gran similitud, indican que estos yacimientos son originados en antiguos centros de expansión. Si esto es correcto, el extrapolar tal ambiente al marco tectónico de la región occidental de Colombia, nos introduce una posibilidad que obliga a restringir dentro de la Cordillera Occidental una área antigua de corteza oceánica. La posible zona de expansión hoy podría ser ubicada en el eje de la actual Cordillera Occidental, en el sector norte de ella y en un

área que se hallaría entre la depresión del Cauca y la cuenca del Atrato (Figura 2).

También, es válido pensar en una cuenca interior, en la zona externa de un arco de islas asociado a una antigua zona de subducción, pensando en comparar el depósito de El Roble con otro tipo de yacimiento de sulfuros masivos con el cual se podría establecer alguna similitud, aunque ésta es mucho más difusa. Es el denominado Tipo Besshi, un depósito que ha sido considerado por MITCHELL and BELL (1973) y SAWKINS (1976, 1984) como representativo de un yacimiento claramente diferente a los de Tipo Kuroko (característicamente localizados al interior de los arcos de islas) y del Tipo Chipre.

Los yacimientos Tipo Besshi son de composición muy parecida a los de Chipre, pero están restringidos en el Japón a la secuencia metamórfica de Sanbagawa (rocas básicas, pizarras pelíticas y esquistos silíceos) y han sido explicados como originados en un ambiente tectónico más complejo, esto es en: a) corteza oceánica desarrollada análogamente a los de Chipre, pero con una imbricación tectónica en sedimentos de borde en la región de la zona de subducción (Mélange); b) en la formación temprana de una zona de subducción; y c) en la formación de "rift" con ascensos en la zona de subducción (BAUMANN, 1986).

De cualquier forma, de ser válido el origen planteado para El Roble, su ubicación geológica en la Cordillera Occidental está dando una clave adicional que puede ser utilizada para la clarificación del marco geológico de esta región en el esquema de la Tectónica de Placas. También es muy importante este ambiente geológico porque él daría un rasgo tectónico que serviría como guía de exploración regional en la búsqueda de nuevas mineralizaciones.

CONCLUSIONES

En la presentación de las características geológicas del yacimiento de El Roble se han encontrado algunos aspectos claves sobre su origen. Estos son importantes guías que pueden usarse para desarrollar futuros programas de exploración conducentes a: ubicar nuevos cuerpos de mineral en el ambiente geológico de la Cordillera Occidental; a la prospección específica del área de la mina El Roble y en el futuro desarrollo minero de los cuerpos hasta ahora allí definidos. Algunas claves en la dilucidación de su origen y guías de exploración son:

- El yacimiento consiste en un(os) cuerpo(s) de sulfuros estratoligados de forma lenticular que pueden llegar a tener unas pocas decenas de metros de espesor. Sus extensiones laterales alcanzan varios cientos de metros. Las modificaciones y deformaciones son tan grandes que pueden

tomar años de estudio la interpretación de su forma estratiforme original (si es posible!).

- Los sulfuros son finogranulares, aunque el tamaño incrementó como consecuencia de la recristalización por un evento térmico que afectó el cuerpo. La mineralogía de los sulfuros es simple (pirita, calcopirita, pirrotina, marcasita y esfalerita). El oro se encuentra con la calcopirita.

- Zona de enrejados ("stockwork") está presente en las rocas volcánicas subyacentes. Estas rocas están muy alteradas hidrotermalmente v.g. cloritizadas. En el caso de Santa Anita hay una mineralización que muestra venas de cuarzo y calcita con pirita y calcopirita.

- El chert está presente interestratificado con los sulfuros, generalmente encerrando los cuerpos de sulfuros masivos (en este caso son carbonosos y de color negro). Hay gran preferencia de las mineralizaciones a localizarse entre el contacto de los chert negros y las rocas volcánicas cloritizadas.

- Las zonas de gossan, debido a la poca extensión areal que pueden cubrir en esta región, son poco útiles como guías de exploración, al menos en la cartografía a escala regional. Sin embargo, a escalas detalladas o semidetalladas en el rango 1:10.000-1:5.000, ó más amplio, deben analizarse cuidadosamente, en particular para detectar la presencia de oro y de texturas reliquias en los óxidos que den luces sobre la presencia de determinados sulfuros (v.gr. calcopirita).

- Parece muy útil detectar la actividad hidrotermal próxima a los cuerpos de mineral como guía de exploración. El uso de litogeoquímica, en este caso, requiere de un buen conocimiento de la estratigrafía de la mineralización, la mineralogía de la unidad a muestrear y de la geología del área a explorar

- Halos de Zn, Ba y Hg podrían usarse como indicadores próximos a las mineralización hidrotermal exhalativa.

- El origen del yacimiento es submarino volcánico exhalativo, entendiéndose por ésto que los metales sulfurosos fueron precipitados de soluciones hidrotermales que fueron descargadas directamente, a través de aberturas en el piso marino, en zonas con actividad volcánica y bajo condiciones que propiciaron la ocurrencia de aguas estancadas. En la presencia de sedimentos pelágicos ricos en materia orgánica se da su saturación por sulfuros provenientes de las soluciones hidrotermales y la concentración de los sulfuros en la interfase chert-basalto.

En las rocas volcánicas basales se da la existencia de los sulfuros metálicos en forma de enrejados.

AGRADECIMIENTOS

En la realización de este trabajo han aportado su ayuda numerosas personas y varias entidades a las cuales el autor expresa y guarda especiales agradecimientos; en la dificultad para nombrar a todas y cada una de ellas debe limitarse a mencionar en forma general a las entidades donde se realizó el mayor porcentaje del estudio, esto es a la empresa "Minas El Roble" (hoy ERESSA S.A.) y a la Universidad Nacional.

BIBLIOGRAFIA.

ALBERS, J.F.; ETAYO, F. y otros. 1983. Evaluación de los recursos minerales no combustibles de Colombia. Publ. Geol. Esp. Ingeominas, Bogotá, No.14-11. pp 1-55.

ALVAREZ, J. 1983. Geología de la Cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides MesoCenozoicos. Bol.Geol. Ingeominas, Bogotá. Vol. 26, No.2, pp 1-175.

ALVAREZ, J. y ECKARDT, F. 1970. Geología detallada de la parte suroeste del cuadrángulo I-8. Tesis Fac. Minas. U. Nal., Medellín, 64p.

ALVAREZ, E.; GONZALEZ, H. 1978. Geología del cuadrángulo I 7, Urrao. Ingeominas (en imprenta).

ANGULO, R. 1978. Recursos minerales de Colombia. Publ. Geol. Esp. Ingeominas, Bogotá, No.1. pp 1-544.

ARANGO, J.; KASSEM, T.; DUQUE, H. 1976. Mapa geológico de Colombia. Ingeominas, Bogotá. Escala 1:1.500.000.

BARRERO, D. 1976. Mapa metalogenético de Colombia, Ingeominas. Escala 1:5.000.000.

BARRERO, D. 1977. Geology of the central western cordillera west of Buga and Roldanillo, Colombia. Thesis Ph.D. Colorado School of Mines.

BARNETT, G.S. 1984. Sampling and exploration -Equis and El Roble. AIME preprint 84-368, 6p.

BAUM, W. and GÖBEL, V.W. 1980. Investigations on metallogeny, calcs-alkaline magmatism, and related tectonism in a continental margin province, western Colombia, S.A.Proc. fith Quadrental IAGOD symposium, Germany. Stugart, p 591-605

BAUMANN, L. 1986. Geosynclinal Sulphide deposits in the plate tectonic scheme: in Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits, K.H. Wolf editor, vol.14 Elsevier pub., N.Y., p 185-221.

BOTERO, G. 1963. Contribución al conocimiento de la zona central de Antioquia. Anales Fac. Minas. No.57. pp 1-101.

CASE, J.; DURAN, L.; LOPEZ, A.; MOORE, W. 1971. Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panamá. Geol. Soc. Am. Bull. Vol.82. No.10, pp 2685-2712.

CLARK, L.A. 1983 Genetic implications of fragmental ore textures in Japanese Kuroko deposits. Canadian Inst. Mining Metall. Bull., Vol.76. No.849. pp 105-114.

COLEMAN, R.G. 1971. Plate tectonics emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. Jour.Geoph. Research. Vol.76. pp 1212-1222.

COLEMAN, R.G. 1977. Ophiolites, Ed. springer verlag, Berlín, 229p.

CONSTANTINOU, G. and GOVETT, G.J.S. 1972. Genesis of sulphide deposits, ochre and umber of Cyprus. Trans. Inst. Min. Metall., sect.B: Appl. Earth Sci., Vol.81, p 34-46.

CONSTANTINOU, G. and GOVETT, G.J.S. 1973. Geology, geochemistry and genesis of Cyprus sulphide deposits. Econ. Geol. Vol.68., p 843-858.

CRAIG, J.R. and SCOTT, S.D. 1974. Sulphide phase Equilibria: in short course Sulphide Mineralogy. pub. by Min. Soc. Am., Vol.1, Cs 1-104.

DEGENS, E.T.; ROSS, D.A. (eds). 1969. Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea: a geophysical and geochemical account. Springer verlag New York.

EHLERS, E.G. 1972. The interpretation of geological phase diagrams. Ed. W.H. Freeman and Co. San Francisco, 280p.

FRANCHETEAU, J.; NEEDHAM, H.D.; CHOUKROUNE, P.; JUTEAU, T.; SÉGURET, M.; BALLARD, R.D.; FOX, P.J.; NORMRK, W.; CARRANZA, A.; CORDOBA, D.; GUERRERO, J.; RANGIN, C.; BOUGAULT, H.; CAMBON, P.; and HEKINIAN, R. 1978. Massive deep-sea sulphide deposits discovered on the East Pacific Rise. Nature, 227. p 523-528.

FRANCO, J.V. 1986. Diseño y construcción de un equipo geoelectrico de prueba en la mina El Roble. Trabajo de grado. Univ. Nal. Medellín. 80p.

GAVIRIA, A. 1977. Estudio geológico de la mineralización cuprífera de El Roble (Carmen de Atrato, Chocó). Proyecto de Grado I. U. Nal. Fac. Minas, Medellín, 89p.

GÖBEL, V.W. 1978. Über Bau und geologische Entwicklung der südlichen Zentral-kordillere: Forsch.Geol. Palaönt., Munster, Bd. 44/45, s. 127-141.

GOOSSENS, P.J. 1976. Lithologic, geochemical and metallogenic belts in the northern Andes, and their structural relationships. Soc. Min. Eng. AIME. Tr., Vol 260. p 60-67.

GOOSSENS, P.J.; ROSE, W.I.jr; FLORÉS, D. 1977. Geochemistry of tholeiites of the basic igneous complex of northwestern South America. Geol.Soc. Amer. Bull. Vol. 88. p 1711-1720.

GOOSSENS, P.J. and ROSE, W.I. jr. 1973. Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol 84. p. 1043-1052.

GRIFFITHS, W.R.; ALBERS, J.P. and OENER, O. 1972. Massive sulphide copper deposits of the Ergani-Maden area southeastern Turkey. Econ. Geol. Vol.67. p 701-715.

HUTCHINSON, M.N. and SCOTT, S.D. 1981. Sphalerite Geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S System. Econ. Geol. Vol.76. p 143-153.

HUTCHINSON, R.W. and SEARLE, D.L. 1971. Strata-bound deposits in Cyprus and relations to others sulphides ores. Soc. Mining Geo. Japan (Proc. IMA-IAGOD meetings '70, IAGOD vol.) Spec. Issue, Vol.3. p 198-205.

IRVING, E. 1971. La evolución de los Andes más septentrionales de Colombia Bol. Geol. Ingeominas, Bogotá, Vol.19 89p.

KLAU, W. and LARGE, D.E. 1980. Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits a discussion of their classification and metallogenesis. Geol. Jahrb. Reihe D. Vol.40, p 13-58.

JULIVERT, M. 1973. Les traits structuraux des Andes Colombiennes. Rev. Géographie Phys. Géologie Dynamique. Vol.15. fasc.1-2, p 143-156.

MARIN, C.M.V. 1986. Caracterización mineralógica y textural de los minerales de la mina El Roble Carmen de Atrato, Chocó, Tesis de Grado, Fac. de Minas, Medellín, 156p.

MAZO, J. y GUTIERREZ, N. 1971. Estudio geológico y de beneficio del mineral de cobre de la mina Santa Anita, Carmen de Atrato (Chocó) Min.Minas, zona minera de Medellín.

McCOURT, W.; ASPDEN, J and BROOK, M. 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Jour. Geol. Soc. London*, 141, p 831-846.

MITCHELL, A.H.G. and BELL, J.D. 1983. Island-arc evolution and related mineral deposits. *J. Geol.*, Vol. 81. p 381-405.

MUTIS, J.V. 1954. El cobre en Colombia. *Bol. Minas*, año 1, No.7.

MUTIS, J.V. 1983. Catálogo de los yacimientos, prospectos y manifestaciones minerales de Colombia. *Publ. Geol. Esp.* Vol.13. p 1-462.

NELSON, H.W. 1957. Contributions to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. *Leidse Geol. Mededeel.*, Vol 22. p 1-76.

ORTIZ, F.; GOMEZ, J. 1971. Estudio geológico del yacimiento de magnesita en Bolívar (Valle), *Fac. Minas, Univ. Nal.* Tesis de Grado, Medellín, 80p.

ORTIZ, F. 1979. Petroquímica del volcanismo básico de la Cordillera Occidental. *Bol. Ciencias de la Tierra*, Vol.4, p 29-44.

ORTIZ, F. 1990. Massive sulphide in Colombia in: *Stratabound ore deposits in the Andes*. Springer verlag, Heidelberg, sp. publ., vol 8, p 379-387.

PICHLER, H.; STIBANE, F.R. WEYL, R. 1974. Basischer Magmatismus und Krustenbau im südlichen Mittelamerika, Kolumbien und Ecuador. *Neues Jb.f.geol. u Palaont Mh.*, Jg 1974, H.2, S. 102-126.

RAMDHOR, P. 1980. The ore minerals and their intergrowths. 2nd Edition. Vol.1 and 2. Pergamon press, Oxford, 1207p.

RAMIREZ, A.O.; ARIAS, T.A.; ALMINAS, H.V. and MOSIER, E.L. 1979. Estudio geoquímico en el área Pantanos-Pegadorcito, municipio de Frontino y Dabeiba, Antioquia. *Bol. Geol. Ingeominas*, Vol. 22, No.2, p 53-98.

RESTREPO, J.; TOUSSAINT, J.F.; ZULUAGA, J; HOYOS, P. 1979. Algunas consideraciones sobre la geología de la parte septentrional de la Cordillera Occidental. *Univ. Nal. Fac. Ciencias. Publ. Esp. Geol.* Vol.20, No.26.

SAWKINS, J.F. 1976. Metal deposits related to intracontinental hot spot and rifting environments. *J. Geol.* Vol.84. p 653-671.

SAWKINS, J.F. 1984. Metal deposits in relation to plate tectonics. Springer verlag, Heilderberg, 350p.

SILLITOE, R.H.; JARAMILLO, L.; DAMON, P.E.; SHAFIQULLAH, M and ESCOBAR, R. 1982. Setting, characteristics and age of the Andean porphyritic copper belt in Colombia. Econ. Geol. Vol.77. p 1837-1850.

TUFAR, W.; GUNDLACH, H. and MARCHIG, V. 1985. Ore paragenesis of recent sulfide formations from the East Pacific Rise., mon, series on minerals deposits; Gebrüder Borntraeger, Berlín-Stuttgart. Vol.25, p 75-93.

SINGEWALD, Q.D. 1950. Mineral resources of Colombia (other than petroleum). U.S.Geol.Survey Bull. 954-B, 204p.

WOKITTEL, R. 1960. Recursos minerales de Colombia: compilación de los estudios geológicos oficiales en Colombia, Bogotá. Servicio Geol. Nac. Ed. Lumbre, Vol.10. 393p.

YUND, R.A. and KULLERUD, G. 1966. Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S System. Jour. Petrol., Vol.7, p 454-488.