

00369
3
24

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS



**MINERALOGIA Y PARAGENESIS
DEL DEPOSITO DE SULFUROS MASIVOS SINSEDIMENTARIOS
LA ESMERALDA, ESTADO DE MEXICO**

T E S I S

Que presenta para obtener el grado de:
MAESTRO EN CIENCIAS
(Geología)

BAUL ENRIQUE RUBINOVICH KOGAN

México, D. F., 1988

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

C O N T E N I D O

	Pág.
CAPITULO 1. INTRODUCCION	
1.1	Generalidades..... 1
1.2	Justificación del estudio..... 15
1.3	Objetivos..... 16
1.4	Metodología e instrumentación..... 16
1.5	Trabajos previos..... 17
CAPITULO 2. GEOGRAFIA	
2.1	Localización y acceso..... 28
2.2	Fisiografía y geomorfología..... 29
2.3	Drografía..... 29
2.4	Hidrografía..... 30
2.5	Clima y vegetación..... 30
CAPITULO 3. GEOLOGIA	
3.1	Geología regional..... 31
3.2	Geología local..... 33
3.2.1	Metarriolita Las Huertas..... 34
3.2.2	Filitas grafitico - calcáreas..... 37
3.2.3	Esquistos de clorita - muscovita..... 37
3.2.4	Esquistos de biotita..... 38
3.2.5	Filitas sericitico - cloríticas..... 41
3.2.6	Metacalizas..... 41
3.2.7	Diques andesíticos..... 42
3.2.8	Diques aplíticos..... 43
3.2.9	Ignimbritas..... 43
3.2.10	Derrames basáltico - andesíticos..... 43
3.3	Geología estructural..... 46
3.4	Significado tectónico..... 47
3.5	Metamorfismo..... 48
CAPITULO 4. EL DEPOSITO DE LA ESMERALDA, ESTADO DE MEXICO	
4.1	Historia minera..... 50
4.2	Forma del depósito..... 52
4.3	Relaciones estratigráficas..... 55
4.4	Mineralogía de la mena..... 57
4.4.1	Descripción de muestras individuales..... 57
4.4.2	Sulfuros..... 78
4.4.3	Sulfosales..... 90
4.4.4	Distribución de los metales en la mena..... 104
4.5	Mineralogía de la ganga..... 108

4.6	Alteraciones.....	112
4.7	Relaciones texturales.....	114
4.8	Microtexturas framboidales.....	115
4.8.1	Consideraciones teóricas.....	115
4.8.2	Microtexturas framboidales en La Esmeralda.	119
4.9	Paragénesis.....	124
4.10	Controles de la depositación. Emplazamiento	126
4.11	Metamorfismo del depósito.....	128
4.12	Génesis del depósito. Clasificación.....	132
4.13	Prospección de nuevos depósitos.....	133
CAPITULO 5. CONCLUSIONES.....		135
AGRADECIMIENTOS.....		138
REFERENCIAS.....		139

I L U S T R A C I O N E S

Figura 1.-	a) Relaciones atómicas Cu:Pb:Zn observadas depósitos estratiformes. Se observa una tendencia a incrementarse el cobre cerca de la fuente volcánica, y el zinc y el plomo alejados de ella. b) Relación Pb:Zn (en % en peso) en muchos depósitos estratiformes (Modificado de Stanton, 1972; Sato, 1977; Craig y Vaughan, 1981).....	3
2.-	Sección esquemática idealizada de un yacimiento Kuroko típico (Modificado de Franklin y colaboradores, 1981).....	7
3.-	Localización de los principales depósitos de México cuya naturaleza sinsedimentaria ha sido reconocida.....	19
4.-	Mapa de localización geográfica del área de La Esmeralda, Municipio de Temascaltepec, Estado de México.....	24
5.-	Geología simplificada del área de los depósitos vulcanogénicos La Esmeralda - Tizapa - Santa Rosa (Modificado de Parga-Pérez et al., 1984a).....	25

Figura 6.-	Mapa geológico que muestra la ubicación del área de Tizapa - La Esmeralda dentro del Complejo Metamórfico de Tierra Caliente (Modificado de Ortega-Gutiérrez, 1981).....	32
7.-	Columna litológica esquemática del Área de La Esmeralda; se desconoce el espesor de las unidades mencionadas.....	35
8.-	<p>a) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de la metarriolita "Las Huertas". Se observa una foliación bien definida por un mosaico granoblástico de cuarzo y mica blanca (nicoles cruzados, X160).</p> <p>b) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de las filitas grafitico - calcareas. Se observa una foliación bien desarrollada, definida por bandas de material carbonoso (negro) y bandas de cuarzo, micas y calcita. Como mineral accesorio común se observa ilmenita detrítica (nicoles cruzados, X40).....</p>	36
9.-	<p>a) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de los esquistos de clorita - muscovita. Se observan dos foliaciones bien desarrolladas, definidas por bandas de mica blanca y clorita. El cuarzo se presenta como bandas cristaloblásticas y los minerales opacos son muy abundantes (nicoles cruzados X40).</p> <p>b) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de los esquistos de biotita. Se observa textura porfidoblástica con matriz esquistosa constituida por bandas de cuarzo y biotita. La muestra presenta intensa milonitización y grandes cristales de biotita, posiblemente postmiloníticos (nicoles cruzados, X40).....</p>	39
10.-	<p>a) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de las filitas sericítico - cloriticas. Se observa foliación, definida por bandas de sericita, clorita y zonas carbonosas. Es muy abundante la ilmenita detrítica alterada parcialmente a leucoxeno (nicoles cruzados, X160).</p> <p>b) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de las metacalizas. Se observa foliación muy bien definida por bandas de material carbonoso. Abunda la pirita diseminada; hay algo de cuarzo, y vetillas de calcita secundaria (nicoles cruzados, X400).....</p>	40

Figura 11.-

a) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de los diques andesíticos. Se observan grandes cristales de plagioclasa en una matriz que presenta intensa alteración, posiblemente propilitica. Se reconocen algo de epidota, clorita y minerales opacos, probablemente sulfuros (nicoses cruzados, objetivo X400). b) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de los diques aplíticos. Se observan cuarzo intercrecido con feldespato potásico, plagioclasa y abundante mica blanca en textura sacaroide (aplitica) (nicoses cruzados, X40)...

44

12.-

a) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de las rocas piroclásticas. Se observan fragmentos líticos de rocas andesíticas, dioríticas y metamórficas. Al centro un fragmento con intercrecimiento gráfico entre cuarzo y feldespato, posiblemente perteneciente a una roca granítica. También fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico incluidos en una matriz microcristalina (nicoses cruzados, X40). b) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de los basaltos de olivino. Se observan fenocristales de olivino, con los bordes alterados a iddingsita, y de ortopiroxenos; la matriz es de plagioclasa y piroxenos (nicoses cruzados, X40).....

45

13.-

Geología simplificada del área de La Esmeralda, Municipio de Temascaltepec, Estado de México; para la secuencia y edad de las unidades ver columna litológica de la Figura 7, p. 35 (Modificado de Parga-Pérez et al., 1984a).....

53

14.-

Secciones geológicas interpretativas del área de La Esmeralda, Municipio de Temascaltepec, Estado de México. La posición de las secciones se indica en el mapa de la Figura 13; la geología del subsuelo y la posición de los lentes de sulfuros se interpretó en base a los datos obtenidos a partir de perforaciones; para la secuencia y edad de las unidades ver columna litológica de la Figura 7, p. 35 (Modificado de Parga-Pérez et al., 1984a).....

54

15.-

Relaciones texturales observadas en la mena de La Esmeralda: a) Muestra ESM-159. Pirita (1) que incluye un sector de galena (2)

parcialmente reemplazado por omyheita (3).
 b) Muestra ESM-159. Freibergita (1) que reemplaza parcialmente a boulangerita (6) intercrecida con esfalerita (5). También pirita (2) y arsenopirita (3) en cristales subedrales y cuarzo (4) que incluye a esfalerita (ángulo inferior izquierdo).
 c) Muestra ESM-160. Sector irregular redondeado de casiterita (1) incluido en pirita (4), que también incluye esfalerita; también un sector de intercrecimiento entre esfalerita (2) y galena (3). d) Muestra ESM-162. Sector de boulangerita (3) que incluye sectores irregulares de freibergita (2) y galena (1) totalmente rodeado por esfalerita (1)..... 61

Figura 16.-

Relaciones texturales observadas en la mena de La Esmeralda: a) Muestra ESM-163. Esfalerita (1) intercrecida con galena (3), sulfuro que presenta reemplazamiento por bournonita (4). Arriba y a la derecha ganga de cuarzo que incluye esfalerita y cristales euedrales de pirita (2). b) Muestra ESM-164. Cristales euedrales de pirita (1) aislados, agrupados o incluidos en cuarzo (7). Sector de esfalerita (2) intercrecida con boulangerita (4) y bournonita (5) que incluye un pequeño sector de galena. A la derecha ganga de feldespatos potásico (8) y cuarzo (7) que incluye cristales redondeados de monacita (6). c) Muestra ESM-164. Esfalerita (1) y bournonita (2) en ganga de cuarzo (3) que forma cristales euedrales, calcita (4) y ankerita (5). d) Muestra ESM-167. Cristales subedrales de pirita (1), xenotima (2) y monacita (3) incluidos en feldespatos potásico (4)..... 64

17.-

Relaciones texturales observadas en la mena de La Esmeralda: a) Muestra ESM-169. Framboide aislado en cuarzo (1) que incluye un núcleo de galena (2) totalmente rodeado de cristales de pirita (3) y parcialmente reemplazado por calcopirita (4) y freibergita (5). b) Muestra ESM-170. Bandeamiento entre cuarzo (7), micas (8) y freibergita (6). El cuarzo incluye cristales euedrales de pirita (1), esfalerita (2), galena (3), calcopirita (4) y boulangerita (5). c) Muestra ESM-170. Se observa esfalerita (1) intercrecida con boulangerita (4); también pirita (2), calcopirita (3), freiber-

gita (5), rutilo (6), cuarzo (7) y minerales micáceos (8). d) Muestra ESM-171. Framboide aislado en cuarzo (5). Núcleo de pirita (1) formando textura de "panal de abeja" rodeado de dos capas de cristales de pirita (4) que incluyen entre ellas un sector de calcopirita (3) en la parte superior y de boulangerita (2) en la parte inferior.

70

Figura 18.-

Relaciones texturales observadas en la mena de La Esmeralda: a) Muestra ESM-172. Galena (1) reemplazada por freibergita (2) e intercrecida con escasa esfalerita (3); ganga de cuarzo (4) y micas (5). b) Muestra ESM-173. Textura framboidal constituida por un núcleo de pirita (1) rodeado de cristales mayores del mismo sulfuro (2) y de un sector de tetraedrita argentífera (3); ganga de cuarzo (4) y micas (5). c) Galena (3) de grano grueso que incluye freibergita (5) y pirita (6), intercrecida con bournonita (4) ganga de cuarzo (1) y micas (2).....

73

19.-

Texturas esquemáticas de los yacimientos tipo Kuroko. a) Mena amarilla, compuesta de cristales euedrales a subedrales de pirita (1) en una matriz de calcopirita (2). b) Mena negra, compuesta de una matriz de esfalerita (2) y galena (3) en intercrecimiento irregular y cristales euedrales a anedrales de pirita (1).....

80

20.-

a) Cristal central euedral de pirita que incluye áreas de galena y esfalerita; "bandas" de esfalerita y galena intercrecidos denotando cristalización simultánea; la galena del sector inferior derecho incluye cristales tabulares de micas; ganga de cuarzo parcialmente euedral, que incluye sulfuros, y micas. b) Cristal de pirita, con esfalerita incluida, parcialmente reemplazado por boulangerita; arriba al centro pequeño sector de esfalerita; ganga de cuarzo cristalino.....

81

21.-

a) Espectro de energía dispersiva de la esfalerita, el sulfuro más abundante en el depósito La Esmeralda. Se trata de esfaleritas claras, cuyo contenido medio de hierro es de alrededor de 6.7 %. Se observan los siguientes picos, de izquierda a derecha (a es alfa y b es beta): S Ka-b; Fe Ka-b; Zn Ka-b. b) Espectro de energía dis-

persiva de tetraedrita argentífera (freibergita), principal mineral de mena del depósito La Esmeralda. Para las composiciones ver Tabla 3. El espectro representa una freibergita de contenido medio de plata (alrededor del 15 %). Se observan los siguientes picos, de izquierda a derecha (a es alfa y b es beta): S Ka-b; Ag La-b; Sb La-b; Fe Ka-b; Cu Ka-b; Zn Ka-b. Nótese la ausencia de arsénico en el espectro.....

85

Figura 22.-

a) Imagen de electrones secundarios. Cristales aciculares de boulangerita incluidos en galena; ángulo superior izquierdo de pirita; ángulo inferior derecho cristales euedrales de cuarzo. b) Imagen de electrones secundarios. Galena removilizada entre los cristales tabulares de mica que incluye sectores de boulangerita y cristales euedrales de pirita.....

87

23.-

a) Espectro de energía dispersiva de la owyheeita, sulfosal que conjuntamente con la freibergita son los principales minerales de plata del depósito La Esmeralda. Las owyheeitas analizadas presentan alrededor del 10 % de plata. Se observan los siguientes picos, de izquierda a derecha (a es alfa y b es beta): S Ka-b; Ag La-b; Sb La-b; Pb La-b. Nótese la alta proporción de plata en el espectro. b) Espectro de energía dispersiva de la boulangerita, sulfosal muy abundante en el depósito La Esmeralda. Se observan los siguientes picos, de izquierda a derecha (a es alfa y b es beta): S Ka-b; Sb La-b; Pb La-b.....

97

24.-

a) Imagen de electrones secundarios. Cristales euedrales de pirita que incluyen sectores de esfalerita y galena. El mineral blanco es boulangerita que presenta algunas inclusiones alargadas de galena y de calcopirita (arriba); ganga de cuarzo cristalino b) Ampliación de a) donde se observan las inclusiones de galena en la boulangerita, posiblemente debidas a exsolución.....

99

25.-

a) Imagen de electrones secundarios que muestra la relación entre owyheeita y berthierita; ganga de cuarzo cristalino.
b) Distribución de Ag en el área de a).
c) Distribución de Pb en el área de a).
d) Distribución de Sb en el área de a).

- e) Distribución de Fe en el área de a).
- f) Distribución de Si en el área de a). 102

Figura 26.-

- a) Imagen de electrones secundarios que muestra un sector de freibergita que incluye galena, sulfuro que a su vez incluye omyheita; abajo al centro sector de esfalerita; ganga de cuarzo cristalino.
- b) Distribución de Ag en el área de a).
- c) Distribución de Sb en el área de a).
- d) Distribución de Cu en el área de a).
- e) Distribución de Zn en el área de a).
- f) Distribución de Pb en el área de a). 103

- 27.- Comparación entre los contenidos relativos totales de Pb - Zn - Ag (x100) de la mena de La Esmeralda con otros sulfuros sin sedimentarios de México..... 106

- 28.- a) Imagen de electrones secundarios. Cristales de pirita parcialmente reemplazados por ankerita; resto de ganga de cuarzo criptocristalino y micas. b) Imagen de electrones secundarios. Grieta en pirrotita rellena de barita, mineral de ganga por demás raro en el depósito de La Esmeralda.. 111

- 29.- a) Imagen de electrones secundarios. Coalescencia de framboides "tipo a", incluidos en cuarzo. Nótese el fragmento roto superior, de igual naturaleza, que indica movimientos prediagenéticos. Los núcleos de microcristales de pirita han servido para la depositación de otros sulfuros, que desde el centro hacia afuera, son: galena, esfalerita y pirita gruesa. Posteriormente la freibergita reemplazó parcialmente a la galena, mientras que la calcopirita no presenta una clara relación de reemplazamiento pero se encuentra siempre asociada en las áreas de freibergita. b) Un detalle de a). Algunos de los framboides muestran deposición directa de esfalerita, sin mediar la capa de galena. Nótese la abundancia de freibergita en el interior de la textura coalescente y la capa exterior de cristales euedrales relativamente grandes de pirita.. 120

- 30.- a) Imagen de electrones secundarios. Un detalle de la Figura 29a. Coalescencia de framboides y deposición concéntrica de galena, esfalerita y pirita gruesa. En el borde inferior izquierdo la esfalerita se

deposita directamente sobre el núcleo framboidal, sin mediar la capa de galena.
 b) Imagen de electrones secundarios. Un detalle de la Figura 30a donde se observa un sector de galena parcialmente reemplazada por freibergita, la capa de esfalerita y la zona exterior de cristales euédrales de pirita relativamente grandes..... 121

Figura 31.-

a) Imagen de electrones secundarios. Coalescencia de framboides "tipo b", compuestos de tres tipos de pirita: un núcleo de microcristales similar al "tipo a", una zona intermedia de cristales pseudoradiales de pirita y una capa exterior de pirita en cristales euédrales relativamente grandes, también similar a la que recubre el "tipo a". Se observan pequeños sectores de galena entre la segunda y tercera capa. A veces hay hasta cuatro capas de pirita gruesa, sirviendo la exterior para coalescer con el framboides adyacente; otras, los framboides se unen por la pirita radial, sin mediar los cristales euédrales. Pocas veces no se observa el núcleo de microcristales, estando el esferoide compuesto únicamente de los cristales radiales mediante los cuales coalesce con los vecinos. b) Imagen de electrones secundarios. Coalescencia de framboides "tipo c", compuestos de un núcleo "gigante", seguido de pirita gruesa y unido a otros framboides por esos cristales y por un cristal mayor de arsenopirita. No se presentan otros sulfuros en este tipo de microtexturas coalescentes..... 123

32.- Secuencia paragenética generalizada para el depósito de La Esmeralda..... 127

Tabla 1.-	Manifestaciones sinsedimentarias en los Estados de Guerrero, México, Michoacán y Jalisco.....	18
2.-	Muestras del depósito La Esmeralda.....	58
3.-	Composición de algunas freibergitas de La Esmeralda (ZAP).....	98
4.-	Análisis químicos puntuales de la mena de La Esmeralda.....	105

RESUMEN

En el área de La Esmeralda, Municipio de Temascaltepec, Estado de México, aflora una potente secuencia de rocas metavolcánicas y metasedimentarias pertenecientes al Complejo Metamórfico de Tierra Caliente. Dichas secuencias, de posible edad permotriásica, han sufrido un metamorfismo de grado bajo a medio.

Mediante perforaciones se han identificado varios lentes de sulfuros polimetálicos concordantes con las rocas vulcanosedimentarias encajonantes, las cuales son metatobas riolíticas, esquistos de sericita y de clorita-sericita. Los lentes de sulfuros se encuentran encajonados por rocas que guardan una posición estratigráfica superior a las del yacimiento contiguo de Tizapa.

Los lentes portadores de sulfuros son mucho menos consistentes que los de Tizapa, debido a que están muy entremezclados con los minerales de ganga, sericita, cuarzo, carbonatos y fosfatos fundamentalmente, lo que reduce grandemente las posibilidades económicas del depósito.

La textura de grano fino, las piritas framboidales y las características clásticas, son evidencias del origen sinsedimentario de las menas metálicas. Las asociaciones mineralógicas identificadas son propias de los sulfuros exhalativos-sedimentarios: pirita-esfalerita-galena-freibergita-calcopirita. También se reconocieron arsenopirita y pirrotita, este último sulfuro en las partes más profundas del depósito. La casiterita incluida en los cristales de pirita es una característica de los depósitos sinsedimentarios.

El principal mineral argentífero es la tetraedrita, sulfosal que presenta contenidos variables de plata; también se identificaron owyheeita y argentita. Las otras sulfosales reconocidas son boulangerita, semseyita, bournonita, berthierita y jamesonita.

La mineralización en La Esmeralda se caracteriza por ser rica en hierro, zinc, plomo, plata y antimonio, y deficiente en cobre y arsénico.

ABSTRACT

In the area of La Esmeralda, municipality of Temascaltepec, State of Mexico, an outcrop of a thick sequence of metavolcanic and metasedimentary rocks is present which belongs to the Tierra Caliente Metamorphic Complex. These rocks, possibly of Permo-Triassic age, have been affected by a low or medium grade metamorphism.

Drillings programs have cut several lenses of polymetallic sulfides concordant with the volcano-sedimentary host rocks identified as metamorphosed rhyolitic tuffs and sericite and chlorite-sericite schists. The host rocks of the sulfide lenses are stratigraphically above those of the nearby Tizapa deposit.

The sulfide bearing lenses in La Esmeralda have less economic potential than those of Tizapa. The main gangue minerals are sericite, quartz, carbonates and phosphates.

The fine grained texture, the framboid texture occasionally found in pyrite and the clastic nature of the metallic ores indicates a synsedimentary origin. The mineralogical associations are typical of exhalative sedimentary sulfides: pyrite-sphalerite-galena-freibergite-chalcopyrite. Arsenopyrite and pyrrhotite are also present, the latter in the deepest part of the deposit. Cassiterite inclusions in pyrite crystals are characteristic of synsedimentary deposits.

The main silver-bearing mineral is tetrahedrite, a sulfosalt with a variable silver content; owyheeite and argentite were also identified. Other sulfosalts present are boulangerite, semseyite, bournonite, berthierite, and jamesonite.

Mineralization at La Esmeralda shows a characteristic enrichment of iron, zinc, lead, silver and antimony and low copper and arsenic content.

1. INTRODUCCION

1.1 Generalidades

La actividad volcánica submarina ha actuado a través de la historia de nuestro planeta transportando del manto a la corteza diversos elementos y suministrando las condiciones térmicas necesarias para que la circulación convectiva del agua selectivamente redistribuya y concentre los metales y el azufre, procesos que han dado lugar a los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos.

Los yacimientos vulcanogénicos eran desconocidos como grupo hace algo más de treinta años. La comprensión de su naturaleza evolucionó paralelamente a la teoría de tectónica global, que revolucionó las concepciones sobre la génesis de los yacimientos minerales. De esta forma, estos depósitos no son considerados en el volumen del cincuenta aniversario de *Economic Geology* (1955), ni en ninguno de los textos clásicos de geología económica de la época (p.e. Bateman, 1961). Dos décadas después la situación había cambiado drásticamente, de tal manera que en 1979 dos números de *Mining Geology* (v. 28, Nos. 150 y 151) se dedicaron a yacimientos de esta naturaleza. De igual forma, el setenta y cinco aniversario de *Economic Geology* (publicado en 1981), incluye una contribución que resume el conocimiento que se tenía hasta la fecha acerca de los yacimientos vulcanogénicos (Franklin *et al.*, 1981) y otra sobre los depósitos sedimentogénicos (Lewis y Williams, 1981); además, dos artículos analizan los yacimientos de sulfuros masivos vulcanogénicos a la luz de la evolución cortical (Meyer, 1981; Anhaeusser, 1981). Dos años más tarde *Economic Geology* publica una completa monografía sobre los depósitos tipo Kuroko, cuyos treinta y cuatro artículos son el resultado de una investigación conjunta de los principales estudiosos de los yacimientos vulcanogénicos de Canadá, Estados Unidos de América y Japón.

Los sulfuros masivos vulcanogénicos están ampliamente distribuidos espacial y temporalmente, reconociéndose distintos tipos de depósitos, los cuales no se encuentran uniformemente repartidos a través de la columna geológica, siendo su secuencia temporal un documento de gran importancia en la comprensión de la historia evolutiva de la Tierra.

Los depósitos de esta naturaleza son abundantes en los terrenos precámbricos, reconociéndose en todas las áreas de escudos del planeta. Son muy importantes en los cinturones eugeosinclinales paleozoicos, y se encuentran también en

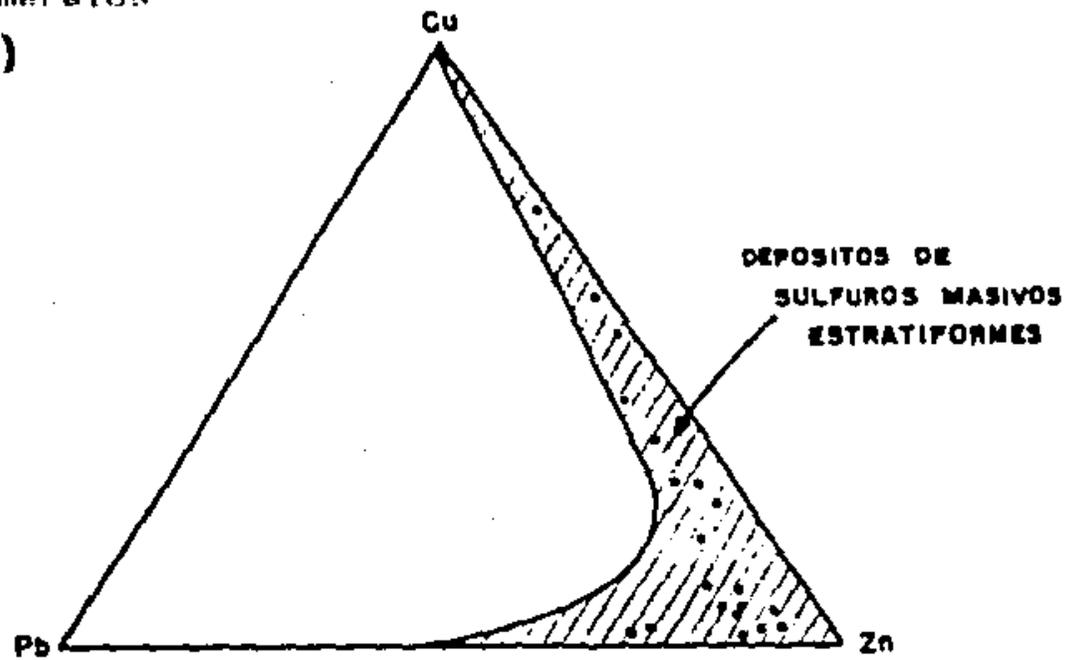
terrenos mesozoicos, terciarios y recientes. Los yacimientos conocidos más antiguos provienen de rocas de antigüedad superior a 3,400 Ma (Arqueano de Groenlandia y Australia Occidental), mientras que los más modernos están actualmente en formación en las profundidades del Mar Rojo y en varios sitios de convergencia y divergencia de las placas tectónicas, incluyendo sectores bien conocidos en mares mexicanos. Muchos depósitos fueron reclasificados como miembros de esta clase, reconociéndose en 1983 más de mil yacimientos de sulfuros masivos vulcanogénicos (Ohmoto y Skinner, 1983).

Los depósitos vulcanogénicos varían mucho en cuanto a sus dimensiones: los hay desde muy pequeños hasta algunos que contienen varios cientos de millones de toneladas. Los cuerpos de mena tienden a ser de forma discoidal o elipsoidal, concordantes con las unidades estratigráficas que los encajonan. Cada depósito forma parte del edificio volcánico y está interestratificado con flujos volcánicos, domos, brechas de explosión o de deslizamiento y con sedimentos químicos, tales como pedernal o capas de sulfato en los depósitos fanerozoicos.

Dentro de la secuencia volcánica, debajo de los cuerpos de mena, generalmente existe una chimenea de rocas alteradas hidrotermalmente, que puede extenderse algunos cientos de metros hacia abajo, presentando a veces sulfuros, especialmente de cobre, formando vetillas finamente entrelazadas (stockwork). Estas chimeneas representan los conductos de alimentación de los fluidos hidrotermales, a través de los cuales se vertían en el fondo marino. Lateralmente los lentes de sulfuro gradúan a sedimentos químicos, tales como pedernal, que pueden extenderse sobre amplias áreas. Los sulfuros y los sedimentos químicos se han acumulado lentamente por la acción fumarólica hidrotermal, que constituye el cierre del ciclo eruptivo, o una etapa de quietud dentro del mismo.

Los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos cubren un amplio rango de composiciones, y son fuente importante de cobre, zinc, plomo, plata y oro. Otros metales y minerales no metálicos se aprovechan de yacimientos vulcanogénicos, tales como cadmio, mercurio, bismuto, cobalto, estaño, barita y yeso. En la Figura 1a se muestra la relación Cu-Zn-Pb de muchos yacimientos conocidos de Europa, Norte América, África y Australia (Stanton, 1972; Sato, 1977; Craig y Vaughan, 1981). Del diagrama triangular es claro que existen depósitos que contienen sólo cobre, otros tienen cobre y zinc, con variada relación de estos metales, y que el plomo se incrementa substancialmente cuando la relación Zn/Cu excede de alrededor de 60:40. El plomo no necesariamente se presenta, y

a)



b)

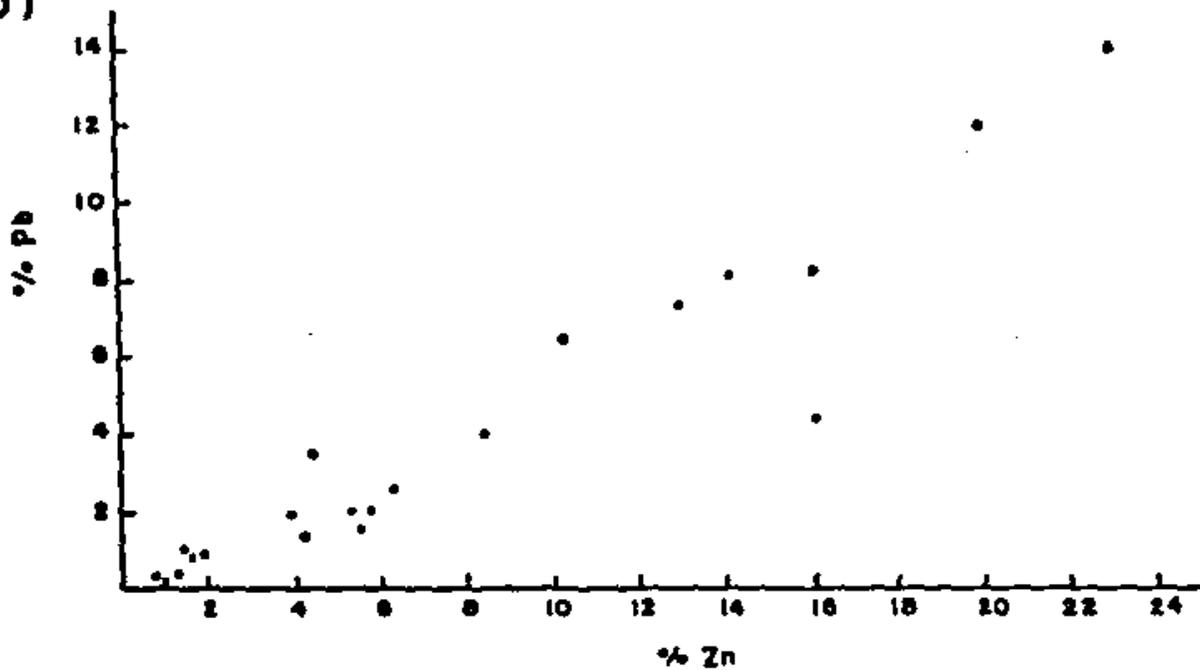


Figura 1.- a) Relaciones atómicas Cu:Pb:Zn observadas en muchos depósitos estratiformes. Se observa una tendencia a incrementarse el cobre cerca de la fuente volcánica, y el zinc y el plomo alejados de ella. b) Relación Pb:Zn (en % en peso) en muchos depósitos estratiformes (Modificado de Stanton, 1972; Sato, 1977; Craig y Vaughan, 1981).

algunos yacimientos tienen zinc prácticamente como único elemento no ferroso. Una característica del diagrama que salta a la vista, es la ausencia de puntos en el lado Cu-Pb del triángulo, indicando que no existen yacimientos dominados por esos dos metales. La distribución de Pb versus Zn mostrada en la Figura 1b indica la abundancia de estos dos metales en los sulfuros masivos vulcanogénicos.

En los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos el sulfuro más abundante es la pirita, con o sin pirrotita asociada; le siguen en importancia la esfalerita, la calcopirita y la galena. En menores proporciones suelen presentarse bornita, calcosita, arsenopirita, tetraedrita, bismuto nativo, bismutinita, sulfoarseniuros de cobalto y varios sulfoantimoniuros. La magnetita se presenta a veces en los sedimentos adyacentes a los cuerpos de sulfuros. La barita y la fluorita son minerales relativamente frecuentes. La ganga más común está formada por cuarzo, varios carbonatos, clorita y sericita.

En los yacimientos de esta naturaleza, la plata se encuentra contenida en tetraedrita argentífera (freibergita), sulfosales de plomo-plata, plata nativa y electrum; el oro se presenta como mineral nativo o electrum. Existe una tendencia clara a concentrarse el oro en las menas cupríferas y la plata en las ricas en plomo-zinc.

Algunos autores han dividido los depósitos de sulfuros masivos de acuerdo a diferentes criterios. Varias clasificaciones se basan en la fuerte tendencia de los sulfuros masivos vulcanogénicos a la segregación de cobre del zinc-plomo, teniendo las menas de cobre entre 2.5 y 3.5 % del metal, y las de zinc-plomo entre 0.5 y 1.5 %. Stanton (1972), considerando las características de dicha segregación, divide los yacimientos vulcanogénicos en tres categorías: 1) depósitos donde se presentan las menas de cobre y de zinc-plomo en cuerpos separados, respondiendo a la tendencia general de manifestarse los cuerpos de cobre debajo de los de zinc-plomo; 2) yacimientos donde las menas de cobre y las de zinc-plomo están en yuxtaposición en un cuerpo de sulfuros, respondiendo a la tendencia de presentarse el cobre en la base de los lentes y los minerales de zinc-plomo en la parte superior, a los cuales pueden superponerse masas de barita; y, 3) depósitos donde los minerales de cobre y de zinc-plomo se presentan en masas adyacentes, sin orden estratigráfico, como en los dos casos anteriores, pero con una tendencia a segregarse los minerales de cobre de los de zinc-plomo.

Hutchinson (1973) clasificó los depósitos vulcanogénicos de sulfuros masivos de acuerdo a su contenido metálico,

teniendo en cuenta el ambiente tectónico de formación como criterio secundario de clasificación. Considera tres divisiones: 1) depósitos de zinc-cobre, principalmente del Arqueano y asociados a rocas volcánicas; 2) depósitos de plomo-zinc-plata, asociados a rocas volcánicas y sedimentarias, predominantemente de edad proterozoica y fanerozoica; y, 3) depósitos de pirita cuprífera, asociados predominantemente a rocas volcánicas máficas y ultramáficas, principalmente de edad fanerozoica.

Dentro de la clasificación de Hutchinson se pueden considerar dos grandes grupos de yacimientos vulcanogénicos, considerando la composición global de las vulcanitas asociadas: uno en que predominan las asociaciones basálticas u oceánicas, y otro con rocas más félsicas, de asociación basalto-andesita-riolita. El cobre es el principal elemento de mena del primer grupo, caracterizando al segundo la abundancia de zinc-plomo, con cobre como elemento subordinado.

En el grupo de depósitos más félsicos, el zinc o el cobre son los metales dominantes en los yacimientos precámbricos, mientras que el plomo es generalmente más abundante en los depósitos del Fanerozoico. Las lavas de composición andesítica a riolitica abundan en los depósitos de todas las épocas, mientras que los basaltos se presentan especialmente en la base de las secuencias volcánicas. Esto es especialmente notable en los depósitos del Precámbrico, donde pueden definirse bien los ciclos basalto-andesitariolita o basalto-riolita (Spence y de Rosen-Spence, 1975). Hay muchas diferencias entre los depósitos más antiguos del grupo, los del cinturón Abitibi en Canadá, y los más jóvenes, los yacimientos miocénicos Kuroko de Japón, presentándose todas las gradaciones entre ellos, que quizá reflejen diferencias en la historia tectónica.

Sangster y Scott (1976, *in* Franklin *et al.*, 1981) consideraron tres tipos de depósitos: 1) yacimientos con asociaciones volcánicas predominantes; 2) yacimientos con asociaciones sedimentarias predominantes; y, 3) yacimientos con asociaciones volcánicas y sedimentarias mixtas.

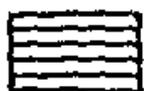
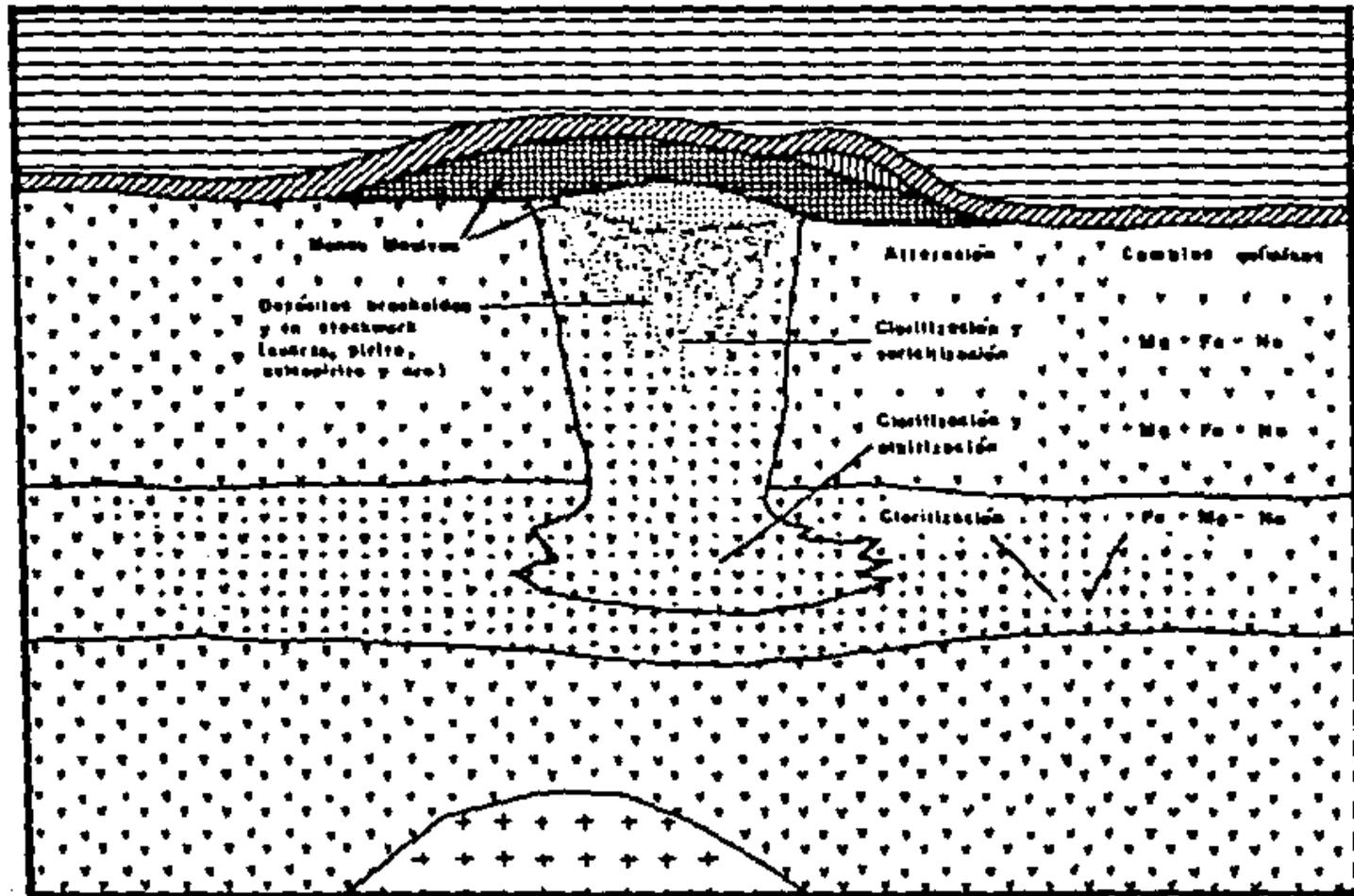
Sawkins (1976) propone una clasificación en cuatro grupos, en base a las características tectónicas y composición de los yacimientos: 1) tipo Kuroko; 2) tipo Chipre; 3) tipo Besshi; y, 4) tipo Sullivan.

Solomon (1976, *in* Franklin *et al.*, 1981) divide los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos en tres categorías, de acuerdo al metal dominante: 1) de zinc-plomo-cobre; 2) de zinc-cobre; y, 3) de cobre.

Franklin y colaboradores (1981) consideran cuatro categorías de depósitos de sulfuros masivos, en términos de composición: 1) de cobre; 2) de cobre-zinc; 3) de zinc-plomo-cobre; y, 4) de plomo-zinc; estando los yacimientos vulcanogénicos principalmente comprendidos en los dos tipos intermedios.

Maynard (1983) considera dos grupos principales de depósitos, teniendo en cuenta el régimen de placas tectónicas que les dió origen y los metales dominantes: uno formado en bordes de placas divergentes o regímenes de tensión, que dan origen a los depósitos tipos Mar Rojo y Chipre, en que las asociaciones minerales son dominadas por cobre, y otro formado como resultado de la convergencia de placas (regímenes compresionales de subducción), con una gran variedad de metales que originan los depósitos tipo Kuroko y Besshi. El segundo grupo puede ser subdividido en depósitos de arcos insulares primitivos, principalmente de cobre y zinc, y depósitos de arcos insulares maduros, que contienen cobre, zinc, bario y plomo, perteneciendo los yacimientos Kuroko de Japón a la segunda subdivisión. Prácticamente todos los depósitos del Arqueano pertenecen al primer tipo, sugiriendo que la presencia o ausencia de corteza continental es el factor dominante en la formación de uno u otro tipo de depósitos. En los yacimientos relacionados con los arcos maduros, como los de Japón, que incluyen apreciable influencia de la corteza continental, la química es compleja. Por lo contrario, la escasas áreas de corteza continental en tiempos arqueanos deben haber originado pocas zonas de subducción que dieron origen a yacimientos de tipo maduro. Probablemente los depósitos tipo Besshi también pertenecen al grupo primitivo, pero se distinguen por su asociación con gruesas secuencias de grauvacas y serpentinitas, pero salvo la compleja mineralogía de los yacimientos tipo maduros, ambos son prácticamente iguales.

Los depósitos Kuroko ('negro' en idioma japonés) deben su nombre al color oscuro de sus menas, en especial a las asociaciones ricas en esfalerita. Tienen su localidad tipo en el distrito Hokuroku de Japón, donde se presentan en grupos de yacimientos asociados con erupciones fisurales submarinas en sistemas de rift o de estructuras circulares de subsidencia. Los yacimientos están encajonados en unidades volcánicas, las cuales incluyen materiales depositados por corrientes de turbiedad interestratificados con domos y flujos de lava riolítica y dacítica (Figura 2). Debido a que estos depósitos no han sufrido metamorfismo ni deformación, han servido como modelo para interpretar yacimientos más antiguos, frecuentemente polideformados.



Lutitas e Tefas



Manto emeralda: pirita + calcopirita +
cuarzo + estafiorita + magnetita



Pedregal: pirita
+ zeolitas + orillas
+ carbonatos + hematita



Rocas volcánicas alteradas



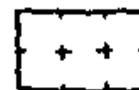
Barita



Rocas volcánicas félsicas o
intermedias no alteradas



Manto negro: pirita + estafiorita
+ calcopirita + arsenio + barita
+ pirrotita + cuarzo



Intrusión félsica subvolcánica

Figura 2.- Sección esquemática idealizada de un yacimiento Kuroko típico (Modificado de Franklin y colaboradores, 1981).

En estos yacimientos varios cuerpos lenticulares pueden presentarse en la misma secuencia vulcanosedimentaria, o incluso alrededor del mismo orificio volcánico, en diferentes niveles estratigráficos. Los cuerpos del distrito contienen alrededor de 10 millones de toneladas con un promedio de 2 % de cobre, 1.7 % de plomo, 5 % de zinc, 14 % de azufre (como pirita) y significantes cantidades de plata.

Los yacimientos tipo Kuroko de Japón se consideraban tradicionalmente como incluidos en un horizonte del Mioceno Medio (Sato, 1977), de 13 Ma. A partir de edades radiométricas, datos paleontológicos y correlaciones estratigráficas del distrito Hokuroku, Tanimura y colaboradores (1983) consideran que, si bien los yacimientos que se presentan agrupados son contemporáneos entre sí, los grupos de depósitos muestran diferencias de edades, las cuales están comprendidas entre 16 y 11 Ma.

La presencia de abundantes vesículas en los basaltos, y el carácter explosivo y fragmental de las rocas volcánicas félsicas asociadas, llevó a considerar a los yacimientos Kuroko como formados a profundidades someras, inferiores a 500 m. Guber y Ohmoto (1978) y Guber y Merrill (1983), con base en estudios de foraminíferos, concluyeron que la profundidad de depositación de la mena, en todo el distrito Hokuroku fue de $3,500 \pm 500$ m. También las observaciones de minerales huéspedes en inclusiones fluidas sugieren formación a profundidades superiores a los 2,000 m (Pisutha-Arnond y Ohmoto, 1983). Por otro lado, Dudás (1983), basado en los datos de solubilidad del agua en los fundidos silicatados, ha concluido que los basaltos vesiculares pueden formarse en aguas de hasta 4,000 m de profundidad, y Burnham (1983) ha demostrado que a esas profundidades son posibles las explosiones piroclásticas.

Tanimura y colaboradores (1983) y Guber y Green (1983) concluyen, en base a observaciones litológicas, paleontológicas y de distribución de las unidades estratigráficas, que la subsidencia del distrito Okuroku, desde condiciones próximas a la costa a ambiente profundo, tuvo lugar como resultado de esfuerzos tensionales en un corto lapso de tiempo menor de dos millones de años, que comenzó hace 17 Ma. La región permaneció en el mar profundo hasta hace aproximadamente 5 Ma y fue luego ascendida nuevamente a ambientes prácticamente costeros, como resultado de esfuerzos compresionales; este ascenso tuvo lugar también en un corto espacio de tiempo, menor de dos millones de años. Los modos de subsidencia y emersión fueron controlados por fracturas del basamento, de tal manera que los bloques corticales, de varios kilómetros de largo, fueron hundidos o elevados diferencialmente, creando un relieve submarino compuesto de

elevaciones y depresiones limitadas por fallas de alto ángulo. Es muy posible, pero no está comprobado, que la existencia de fracturas del basamento y un fondo marino irregular sean factores esenciales para la formación de los depósitos tipo Kuroko.

De acuerdo con Tanimura y colaboradores (1983) el tipo de actividad ígnea en el distrito Hokuroku varió con el tiempo, comenzando con un vulcanismo andesítico hace alrededor de 20 a 30 Ma, cambiando a actividad bimodal -riolítica y basáltica- durante un periodo entre 17 y 5 Ma, para volver nuevamente a ser de composición andesítica. La mineralización Kuroko se presenta durante el periodo de vulcanismo bimodal, cuando la región se encontraba en mar profundo.

A pesar de la concepción generalizada en el sentido de que todas las rocas félsicas en el distrito Hokuroku derivaban de un único cuerpo magmático, Ohmoto y Takahashi (1983) y Guber y Green (1983) han deducido la existencia de varios centros de actividad ígnea félsica separados entre 5 y 10 km, y alineados subparalelamente a los sistemas de fracturas del basamento sugeridas por Scott (1978). Ohmoto y Takahashi (1983) sugirieron que cada centro volcánico entró en actividad en diferentes tiempos, pero que todos ellos tienen una historia similar: 1) desarrollo de calderas; 2) mineralización tipo Kuroko en las depresiones de las calderas; y, 3) actividad resurgente.

Se conoce que los yacimientos Kuroko de Japón están cercanamente asociados con domos dacíticos ("riolita blanca") (Sato, 1977), interpretándose que la mineralización seguía a la formación del domo y a la extrusión de la "riolita blanca" en el fondo oceánico o cerca de la cresta de los domos, es decir que la mineralización se originaba en "altos" submarinos. Después de un detallado análisis estructural, Hashiguchi (1983) concluye que los sulfuros se acumularon originalmente en depresiones submarinas, y que la extrusión dómica ocurrió durante y después de la mineralización, siendo los domos la principal causa de la deformación y texturas clásticas de las menas, pero no de la deposición original.

El modelo más aceptado de crecimiento de los cuerpos de mena de los yacimientos Kuroko es la formación, a partir de fluidos hidrotermales, de sulfuros acumulados en el siguiente orden, desde el fondo a la cima de los yacimientos: menas ricas en pirita, menas amarillas ricas en cobre, y menas negras ricas en zinc y plomo. Por otro lado, Kuroda (1983) concluye que gran parte de la mineralización masiva se formó en el interior de los sedimentos inconsolidados.

Una de las características más comunes de los depósitos Kuroko es la presencia de texturas clásticas a escala tanto macroscópica como microscópica, las cuales indican procesos de movimiento, brechamiento, transporte y redeposición de los granos minerales y fragmentos de mena durante y después de la depositación original.

Eldridge y colaboradores (1983) han concluido que las menas de los sulfuros masivos vulcanogénicos han crecido por dos diferentes procesos. El primero involucra la precipitación de sulfuros primarios de grano fino, consistentes de esfalerita, galena, pirita y barita, la clásica asociación de mena negra. Esta precipitación aparentemente tiene lugar como resultado de la mezcla rápida de los fluidos hidrotermales calientes con el agua marina fría. El segundo proceso implica la interacción continua de los sulfuros constituyentes de la mena negra con fluidos tardíos, originando una sucesión de transformaciones metasomáticas. Primero los minerales depositados directamente de las soluciones recristalizan como mena negra de grano grueso, luego son alterados a mena amarilla rica en calcopirita, y finalmente a una asociación rica en pirita. En el esquema anterior, la mayor parte de la mena amarilla rica en calcopirita se forma después de la mena negra. Por otro lado, los estudios paragenéticos de los stockwoks silíceos que infrayacen los cuerpos masivos, llevaron a Pisutha-Arnond y Ohmoto (1983) a la misma conclusión: calcopirita formada después que la mayor parte de la esfalerita, galena y pirita.

Los procesos químicos resultantes de la mezcla de los fluidos hidrotermales con el agua marina son considerados por Ohmoto y colaboradores (1983), autores que también hacen comparaciones entre los contenidos metálicos observados y teóricos de las menas masivas, considerando que el zoneamiento mineral dentro de los cuerpos de mena fue producto de fluidos inicialmente no saturados con respecto a todos los minerales de mena, pero saturados con respecto a pirita y cuarzo. El rápido enfriamiento provocó un desequilibrio que llevó a la precipitación de la mena negra, la cual fue secuencialmente alterada por soluciones de temperatura ascendente, conclusiones concordantes con las de Eldridge y colaboradores (1983) y Pisutha-Arnond y Ohmoto (1983).

Los estudios microtermométricos llevados a cabo por Pisutha-Arnond y Ohmoto (1983) indican que la mayoría de los sulfuros y sulfatos de los depósitos Kuroko se forman en un rango térmico entre 150 y 350°C, durante el periodo de incremento de temperatura de las soluciones hidrotermales. La mena negra ya estaba formada antes de los 300°C, mientras que la calcopirita y el cuarzo se depositaron arriba de esa

temperatura. A iguales conclusiones llegan Bryndzia y colaboradores (1983) con respecto a los depósitos en formación a 21°N en la trinchera del Pacífico Oriental.

Las investigaciones de Pottorf y Barnes (1983) de los sulfuros de los depósitos del Mar Rojo han indicado temperaturas de formación entre 200 y 350°C, esencialmente idénticas a la de los depósitos de 21°N y Kuroko. También se sugiere un aumento de la temperatura con el tiempo, a raíz de la comparación de los rangos térmicos de formación entre los sedimentos metalíferos y las vetillas con metales que los cortan. Estas conclusiones son sorprendentes, debido a la concepción, tan generalizada, de que las menas hidrotermales se depositaban en la etapa de disminución de la temperatura de las soluciones formadoras.

Watanabe y Sakai (1983) y Kusakabe y Chiba (1983), basados en análisis isotópicos de azufre y oxígeno en barita y anhidrita asociadas en los depósitos Kuroko, han concluido que el ión sulfato en los fluidos mineralizantes proviene, principalmente, del agua de mar. La anhidrita, según los investigadores mencionados, se precipita a temperaturas de alrededor de 200°C, como resultado de la mezcla de menos del 20 % de fluido mineralizante con agua de mar fría.

Los estudios de isótopos de oxígeno llevaron a Tsutsumi y Ohmoto (1983) a deducir que las capas 'tetsusekiei', que sobreyacen a las menas masivas Kuroko, se formaron a temperaturas de alrededor de 100°C, durante el periodo de descenso térmico de las soluciones hidrotermales, las cuales alcanzaron los 350°C durante la formación de los sulfuros. Kalogeropoulos y Scott (1983), a partir de estudios de inclusiones fluidas, concluyen que la actividad hidrotermal post-tetsusekiei llegó hasta los 250°C, lo cual coincide con las observaciones de las zonas de alteración, varios cientos de metros arriba de los horizontes Kuroko, realizadas por Green y colaboradores (1983), y con los estudios microtermométricos de las vetas post-Kuroko, de Pisutha-Arnond y Ohmoto (1983).

Green y colaboradores (1983) y Ohmoto (1983) establecen que la actividad hidrotermal fue intermitente durante repetidos ciclos, durante un periodo de varios millones de años. Cada ciclo comenzó a temperaturas inferiores de 100°C, superando los 250°C, para declinar debajo de los 100°C nuevamente. Los investigadores mencionados sugieren que la mineralización Kuroko se originó, en la mayoría de los casos, durante el primer ciclo de actividad hidrotermal. Por otro lado, Ohmoto y colaboradores (1983), a partir de observaciones de las relaciones entre la sedimentación, el valor de $d^{34}S$ de los sulfuros diagenéticos y del espesor de las capas sedimenta-

rias sobre las menas masivas, estiman que el tiempo requerido para formar un depósito Kuroko típico, o la duración de un ciclo de actividad hidrotermal único, es entre 200 y 50,000 años. Cathles (1983) calcula entre 100 y 5,000 años dicho ciclo, en base a modelos numéricos de la hidrología de los sistemas Kuroko.

Las rocas debajo de los lentes de mena han sido intensamente alteradas, con una zona de raíz que contiene calcopirita y pirita, fuertemente sericitizada y silicificada. Varios tipos de alteración están asociados con los depósitos Kuroko, cada uno de los cuales forma un halo de variada extensión alrededor de los cuerpos de mena (Urabe *et al.*, 1983; Date *et al.*, 1983; Hashiguchi *et al.*, 1983). La clorita se presenta localmente, pero es más abundante en las zonas exteriores, reemplazando a los minerales máficos, mientras que algunas de las chimeneas de presentan asociaciones minerales de avanzada argilitización, con azufre presente. Los sulfatos y la fuerte lixiviación de las chimeneas Kuroko contrasta con el metasomatismo alto en magnesio libre de sulfatos, propio de las rocas asociadas a yacimientos arqueanos.

Anteriormente se consideraba que la fuente de los fluidos formadores de mena de los yacimientos Kuroko eran líquidos magmáticos, mezcla de ellos con agua de mar, aguas oceánicas, mezcla de varios fluidos magmáticos, o una combinación de agua meteórica y marina calientes (Sato, 1977; Ohmoto y Skinner, 1983). La interpretación paleogeográfica de los yacimientos Kuroko, presentada por Ohmoto (1983) y Guber y Merrill (1983) indica que la contribución del agua meteórica a la formación de los fluidos hidrotermales es muy improbable. Por otro lado, la salinidad de las inclusiones fluidas primarias de las menas Kuroko medidas por Bryndzia y colaboradores (1983) y Pishuta-Arnond y Ohmoto (1983) indica valores que van desde el del agua marina normal hasta el doble de esa cifra. Para explicar esos altos valores, Urabe y colaboradores (1983) sugieren la contribución de grandes cantidades de fluido magmático muy salino.

La composición isotópica y de los elementos mayores de las inclusiones fluidas, determinada por Pishuta-Arnond y Ohmoto (1983), difieren significativamente de los valores del agua marina normal; por ejemplo, $\delta D = -15$ a $+6$ por mil, y $\delta^{18}O = -8$ a $+4$ por mil. Las inclusiones también contienen altos valores de Na, K, Ca, Cl y CO_2 , y bajos de Mg. Comparando estos contenidos con la de los fluidos de los poros de las muestras recuperadas por el Deep Sea Drilling Project, se deduce que la composición isotópica y química de los fluidos formadores de mena de los yacimientos Kuroko, puede alcanzarse como resultado

de la interacción continua entre las rocas volcánicas y el agua de mar derivada de los poros, durante el periodo de intensificación térmica creciente del sistema hidrotermal, no siendo necesario la intervención de fluidos magmáticos (Pisutha-Arnond y Ohmoto, 1983).

Los estudios experimentales de las reacciones de intercambio catiónico entre los fluidos y las rocas, y la aplicación de los datos experimentales a aguas geotermales modernas en la región de las Tobsas Verdes, han demostrado que la composición química del agua de mar es alterada incluso a temperaturas de 25°C en un ambiente rico en tobas, y es controlado por las reacciones de intercambio catiónico con esmectita, con feldespatos y soluciones, y por la solubilidad del yeso, anhidrita y calcita (Mizukami y Ohmoto, 1983). Los modelos presentados por Pisutha-Arnond y Ohmoto (1983), Mizukami y Ohmoto (1983) y Ohmoto y colaboradores (1983) se basan en el hecho de que el sistema fluido-roca es siempre dominado por la composición rocosa, de tal manera que las composiciones isotópicas y químicas de los fluidos están controladas por las de la roca fresca y las de los minerales formados durante la diagénesis.

Los modelos químicos clásicos del azufre en los fluidos Kuroko asumían que contenido total del elemento era de alrededor de 10^{-2} molar, y el logro del equilibrio entre todas las especies minerales con azufre en los fluidos y los minerales de mena. No obstante, Goldfarb y colaboradores (1983), Pottorf y Barnes (1983), y Ohmoto y colaboradores (1983) consideran relaciones de desequilibrio entre SO_4^{2-} y H_2S y entre los minerales durante la precipitación de la mena. Los investigadores mencionados, indican que la química del azufre y de los metales de los fluidos Kuroko antes de la mezcla con el agua de mar fría o a la interacción con minerales formados previamente en las menas, puede estimarse, asumiendo que los fluidos estaban saturados respecto a pirita y cuarzo, pero no saturados en relación a todos los otros minerales de mena. Los cálculos indican un aumento constante en el contenido de H_2S , desde alrededor de $10^{-4.2}$ molar para fluidos iniciales a temperatura próxima a los 200°C, hasta alrededor de $10^{-1.2}$ molar para fluidos tardíos a temperatura de alrededor de 350°C, pero un total constante del contenido de sulfato de alrededor de 10^{-2} molar. Basándose en esos cambios en la química del azufre, y en los valores observados de $d^{34}S$ de los minerales con azufre, Ohmoto y colaboradores (1983) sugieren que el H_2S de los fluidos fue derivado de dos fuentes: (1) reducción parcial del SO_4^{2-} del agua de mar, que fue fijado en las rocas

como yeso y anhidrita durante la diagénesis e hidrotermalismo temprano, y (2) disolución de la pirita de la roca encajonante.

Las investigaciones previas a 1983 asumían, en los fluidos, concentraciones de 10 ppm o mayores de Pb, Zn, Fe y Cu. Los análisis de inclusiones fluidas de Pishuta-Arnond y Ohmoto (1983) y de cálculo de solubilidades de Ohmoto y colaboradores (1983), indican un rango de concentraciones de 1 a 10 ppm de Zn, Pb, Fe y Ba, y entre 0.1 y 1 ppm de Cu.

Los estudios de isótopos de plomo de la mena y de la roca encajonante en el distrito Hokuroku, han llevado a Fehn y colaboradores (1983) a concluir que el plomo de los fluidos derivó de las rocas volcánicas y sedimentos que infrayacen a los depósitos Kuroko, mientras que Ohmoto y colaboradores (1983) arrivan a la misma conclusión comparando los contenidos de metales pesados en las zonas de alteración clorítico-sericitica con aquéllos de las zonas con menor grado de alteración hidrotermal.

Fehn y colaboradores (1983) concluyen que los depósitos individuales en los grupos de yacimientos fueron formados por sistemas hidrotermales diferentes. Ohmoto y colaboradores (1983), y Cathles (1983), considerando la historia termal, los contenidos metálicos probables de los fluidos formadores de mena y los mecanismos depositacionales deducidos, entre otros aspectos, calculan que el promedio de un grupo de depósitos Kuroko contiendo entre 3 y 20 millones de toneladas de sulfuros de mena, en un área entre 1.5 y 3 Km², puede ser producto de una intrusión de 10 Km³, cuyo contenido metálico fue adquirido de un volumen de 20 a 40 Km³ de roca encajonante.

Las menas masivas en los depósitos vulcanogénicos se caracterizan por una relación extremadamente baja SiO₂/BaSO₄ ((1) y Au/Ag (alrededor de 0.01). Por comparación de los parámetros que controlan la solubilidad y precipitación del cuarzo, barita, oro nativo, sulfuros de plata y sulfosales, Ohmoto y colaboradores (1983) han concluido en que dichas características mineralógicas son consecuencia de una mezcla rápida de los fluidos hidrotermales con el agua oceánica fría oxigenada. Los principales factores que determinan las cantidades y proporciones de minerales y metales en los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos, son: (1) la historia térmica, que es influenciada principalmente por el tamaño de la intrusión y la distancia relativa de la zona de descarga a la fuente térmica; (2) la composición del agua de mar, particularmente sus contenidos en oxígeno y SO₄⁻²; y (3) el tipo de roca dominante en la región.

1.2 Justificación del Estudio

El Complejo Metamórfico de Tierra Caliente posee varias manifestaciones de sulfuros masivos vulcanogénicos. En la parte norte de dicho complejo, en el Estado de México, muy próximo al límite con el Estado de Michoacán, se localizan los depósitos de Tizapa, Santa Rosa y La Esmeralda, a diferentes niveles dentro de la secuencia vulcanosedimentaria, y en rocas que han sufrido metamorfismo de grado bajo a medio. Los tres yacimientos mencionados, y una manifestación superficial de sulfuros, denominada El Río, son conocidas como minas de zinc, plomo y plata, para las cuales no existen estudios mineralógicos ni paragenéticos detallados.

Los sulfuros se presentan en forma de lentes concordantes y, menos frecuentemente, diseminados dentro de las rocas vulcanosedimentarias metamorfizadas encajonantes. La mena presenta muchas diferencias texturales, observándose variaciones de mena negra a cortos intervalos dentro de los lentes de sulfuros. La mineralización se caracteriza por ser rica en hierro, zinc, plomo, plata y antimonio, y deficiente en cobre y arsénico. Los sulfuros y sulfosales son, en orden de abundancia: pirita, esfalerita, galena y tetraedrita argentífera (freibergita); en menor proporción se presentan arsenopirita, pirrotita, calcopirita, boulangierita, owyheita, senseyita, berthierita, jamesonita y casiterita.

Debido a la falta de información referente a la mineralogía de los minerales metálicos de los yacimientos vulcanogénicos mencionados, y en especial del depósito de La Esmeralda, se decidió hacer un estudio tendiente a suplir esta deficiencia en muestras procedentes de núcleos de perforación.

Un estudio de esta naturaleza permitirá interpretar la evolución de los fluidos mineralizantes al compararse con la mineralogía de yacimientos situados en otros niveles dentro de la misma secuencia vulcanosedimentaria. También podrá establecer pautas concretas con respecto a una futura recuperación metalúrgica en la explotación de los sulfuros polimetálicos investigados, debido a que los estudios mineralógicos y texturales son de directa aplicación en dichos procesos.

1.3 Objetivos

Los principales objetivos de este trabajo son: definir la mineralogía de mena del depósito de La Esmeralda, determinar las variaciones texturales de la mena, efectuar algunos análisis cuantitativos de las sulfosales presentes, en particular de las especies argentíferas, y determinar la secuencia de depositación de los minerales de mena.

1.4 Metodología e Instrumentación

Para cumplir con los objetivos propuestos se efectuó el muestreo de los núcleos de perforación realizados durante la exploración geológico-minera del depósito La Esmeralda a cargo del Consejo de Recursos Minerales (C.R.M.). Se seleccionaron los intervalos con más contenido de plata, a fin de identificar los minerales argentíferos.

Se elaboraron superficies pulidas, embebidas en resina y en el sentido del núcleo, para los estudios por microscopía de luz reflejada y electrónica y láminas delgadas para las determinaciones petrográficas.

El estudio minerográfico tuvo por objeto definir las texturas y la mineralogía de la mena, así como la discriminación del material para la siguiente etapa de investigación con el microscopio electrónico de barrido.

Las determinaciones por microscopía electrónica consistieron, luego de recubrir las superficies pulidas con carbón a efectos de uniformizar la conductividad, en la identificación de especies mineralógicas de difícil determinación mediante microscopía por luz reflejada, y en la realización de análisis cuantitativos de las sulfosales argentíferas mediante la utilización de espectros de rayos x de energía dispersiva. Para tal fin, se dispuso del programa de corrección interelemental denominado ZAP, el cual no utiliza patrones de comparación y corrige las concentraciones de espectros continuos según número atómico, absorción y fluorescencia. La microscopía electrónica se realizó en el C.R.M., que dispone de una microsonda Jeol 35-C con dos espectrómetros de longitud de onda, de cuatro y dos cristales, respectivamente, y un espectrómetro Ortec de energía dispersiva con microcomputadora. Se completaron las observaciones cualitativas con el microscopio electrónico del Instituto de Geología de la U.N.A.M., un equipo de iguales características

que el mencionado del C.R.M., pero con sólo un espectrómetro de energía dispersiva adaptado, de marca Kevex, donde no se efectuaron tareas de cuantificación de minerales.

Durante las determinaciones por microscopía óptica y electrónica se tomaron fotomicrografías ilustrativas de las texturas y minerales de mena. Además de las ilustraciones tomadas mediante electrones secundarios con el microscopio electrónico de barrido, se efectuaron fotomicrografías de distribución de elementos con el equipo del C.R.M., utilizando los espectrómetros de longitud de onda. Se presentan además fotografías de los espectros continuos de los minerales característicos tomadas directamente a partir de la pantalla del espectrómetro Kevex del Instituto de Geología.

Con el material disponible se procedió a confeccionar este informe, a manera de tesis, donde se compara la mineralogía del depósito de La Esmeralda, motivo de este trabajo, con la de otras manifestaciones de sulfuros masivos vulcanogénicos de México.

1.5 Trabajos Previos

Los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos han sido poco estudiados en México. Posiblemente, la falta de trabajos sobre estos yacimientos se deba al hecho de que pocos depósitos hayan sido explotados con anterioridad y que aún menor sea el número de los que se trabajan actualmente en el país, aunado al relativamente reciente reconocimiento, a nivel mundial, de las características genéticas de estos depósitos. Lo anterior es particularmente notable en el caso de los estudios de carácter mineralógico, los cuales son, en general, muy escasos y de poca profundidad. A continuación se presentan los antecedentes más relevantes de los trabajos realizados sobre los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos en el país y los de la región del Complejo Metamórfico de Tierra Caliente, donde se encuentra encajonado el depósito de La Esmeralda.

Se han reportado numerosas manifestaciones vulcanogénicas en México y en Guatemala (Petersen y Zantop, 1980), las cuales son recopiladas para la porción sudoccidental del país por Núñez-Miranda y Torres-Rodríguez (1984) de datos obtenidos del archivo técnico del Consejo de Recursos Minerales (C.R.M.) (Tabla 1 y Figura 3). De estos yacimientos, algunos como El Cuale, en Jalisco, y Campo Morado, en Guerrero, han sido explotados anteriormente, o están en producción en

Tabla 1.- MANIFESTACIONES SINGESEDIMENTARIAS EN LOS ESTADOS DE
QUERÉTARO, MEXICO, MICHOACÁN Y JALISCO 191

ESTADO	NOMBRE DEL DEPOSITO	LATITUD N	LONGITUD W	METALES	ROCA ENCAJONANTE	
Gro.	Azuquecas, Oroches, Tizatlpa	18°35'	99°46'	Cu,Zn,Ag,Pb,Au	Tobas, brechas, arcosas y pizarras	
	Ray de la Plata	18°19'	99°35'	Ag,Pb,Zn,Au,Cu	Metavolcánico andesítico y fósico, tobas y brechas	
	Toluimapan	19°20'	99°50'	Pb,Zn,Ba	Metavolcánico andesítico	
	La Aurora	18°14'	100°04'	Ag,Ag,Pb	Secuencia vulcanosedimentaria	
	Campo Morán	18°12'	100°07'	Pb,Zn,Ag,Cu,Au,As	Calizas, pizarras, andesitas y diques riolíticos	
	Alfama (Achotla)	18°08'	100°10'	Au,Ag,Cu,Zn	Tobas y lutitas	
	El Mirasol	18°22'	100°51'	Au	Secuencia vulcanosedimentaria	
	La Lucha	18°18'	100°59'	Cu,Au,Ag,Pb	Brechas volcánicas	
	Totola del Rio	17°58'	100°09'	Au,Ag,Cu	Secuencia vulcanosedimentaria	
	Pandolma	17°48'	100°10'	Au	Secuencia vulcanosedimentaria	
	El Oro	17°47'	100°05'	Au	Secuencia vulcanosedimentaria	
	Reforma, Nuevo Huanay y Maraña	17°42'	99°57'	Au,Ag,Cu,Pb,Zn	Calizas, pizarras arcillosas y andesitas	
	Barla Luisa y Niza Vieja	17°38'	100°05'	Au	Secuencia vulcanosedimentaria	
	Campo Seco-San Marcos	18°00'	100°00'	Ag,Pb,Sb	Secuencia vulcanosedimentaria	
	Cerro Seco	18°02'	99°58'	Cu,Ag	Bocas eruptivas cubiertas por pizarras y volcánicas	
	La Niche I	17°23'	99°45'	Au	Esquistos alterados y oxidados	
	La Niche II	17°21'	99°44'	Pb,Ag,Cu,Fe	Esquistos alterados y oxidados	
	Nizas Viejas I	17°17'	99°48'	Cu,Au	Secuencia vulcanosedimentaria	
	Copper King	17°48'	101°18'	Cu,Au,Ag	Esquistos cristalinos, pizarras y calizas	
	Hto.	Tizapa	19°02'	100°14'	Ag	Esquistos de sericita y filitas carbonosas
San Antonio		19°07'	100°00'	Au,Ag,Pb,Zn	Metandesitas	
Mich.	Vecchi, El Alamo, El Oro, El Soyote	19°31'	100°18'	Ag,Pb,Zn,Cu	Calizas, esquistos, pizarras	
	Tzeltzucars	19°08'	100°44'	Cu	Areniscas, conglomerados y graodioritas	
	Las Hojeras y Las Trancas	19°13'	100°47'	Cu,Ag	Areniscas intercaladas con lavas andesíticas	
	Playazas	19°02'	100°53'	Cu	Areniscas, tobas y pizarras intercaladas	
	San Patricio y Las Niñitas	19°31'	100°54'	Ag,Sb,Cu,Zn	Pizarras, areniscas y tobas intercaladas.	
	El Padre	18°52'	103°17'	Ba,Cu,Fe	Areniscas arcillosas	
	Dulces Nombres	18°52'	103°15'	Pb	Areniscas arcillosas, lutitas.	
	El Taboquillo y La Cuesta	18°58'	103°11'	Pb,Ba	Lutitas y pizarras	
	Marta	18°42'	102°49'	Cu	Calizas, lutitas y areniscas	
	Aguililla	18°47'	102°46'	Ag,Au	Filitas, areniscas	
	Enramadas de Lago	18°34'	102°19'	Cu	Esquistos, pizarras	
	Piedra Chica	18°55'	100°48'	Ba	Pizarras	
	San Ignacio	18°38'	100°56'	Pb,Zn,Cu,Au,Ag	Areniscas	
	Barranca Majuchil	18°48'	100°54'	Cu,Au,Ag	Calizas	
	Montana y La Florida	18°35'	100°53'	Cu	Areniscas	
	San Lucas	18°35'	100°48'	Sb		
	Barranca Nueva	18°49'	103°15'	Ba,Pb	Brecha	
	Jal.	El Progreso y La Comaja	21°18'	101°43'	Pb	Lutitas dentro de la secuencia vulcanosedimentaria
		San Juan y Santa Rita	20°40'	105°13'	Au,Ag,Pb,Zn,Cu	Intercalamientos de lutitas con tobas riolíticas
		Amaltesa o El Buenacruzado	20°18'	104°58'	Ag,Zn,Pb,Au	Tobas riolíticas y sedimentos marinos
Fuente Arcejuéz (Mina La Andrica)		20°18'	104°47'	Ag,Pb,Zn,Cu,Au,Fe	Calizas, riolitas y tobas	
SE de la Sierra del Rio		19°14'	103°16'	Pb	Calizas, conglomerados, limolitas y tobas lutíticas	
El Bisicadón y Las Plomosas		19°21'	103°20'	Pb,Zn,Ag,Au	Calizas, lutitas y areniscas	
La Estrella		19°47'	104°17'	Cu,Au,Ag	Tobas andesíticas y areniscas tobáceas	
Distrito de Antón		19°51'	104°18'	Pb	Tobas limolíticas	
Niza San Francisco		19°47'	104°21'	Pb	Areniscas tobáceas	
Distrito de El Cuale		20°22'	105°07'	Ag,Pb,Zn,Au	Calizas, lutitas, riolitas, dacitas y tobas ácidas	

(1) Fuente Múnoz-Miranda y Torres-Rodríguez (1984). Originalmente tomado del Archivo Técnico del C.R.E.

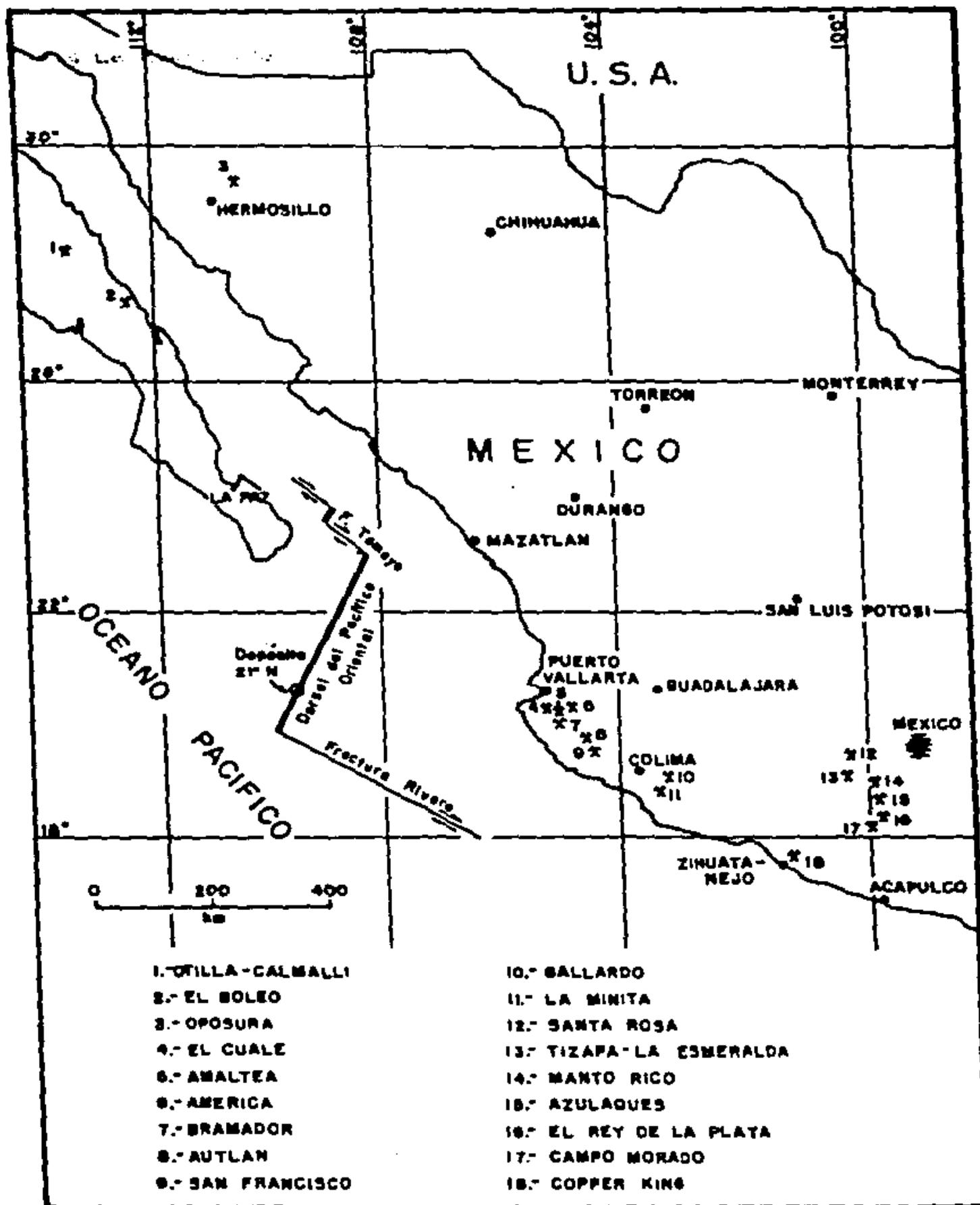


Figura 3. - Localización de los principales depósitos de México cuya naturaleza sinsedimentaria ha sido reconocida.

nuestros días. Otros depósitos, tales como Tizapa, en el Estado de México, y Copper King y América, en Guerrero, tienen suficientes reservas como para convertirse en minas productoras en el futuro, si el precio de los metales vuelve a niveles razonables.

Hirayama (1985), quien visitó numerosos depósitos vulcanogénicos entre 1981 y 1985, como consejero para el C.R.M. de la Japan International Cooperation Agency (J.I.C.A.), establece que, en términos generales, los depósitos mexicanos son muy diferentes a los tipo Kuroko de su país. Algunos de los aspectos que recalca el investigador sobre los depósitos mexicanos son la falta de definición del zoneamiento de las menas metálicas, la textura de grano mucho más fino y la escasez o ausencia de sulfatos (barita y yeso), aunado a que la alteración hidrotermal que acompañó a la depositación de los metales es mucho menor que en los yacimientos de Japón, y a que los límites entre las tobas mineralizadas y los estratos estériles superiores no están, en general, muy definidos. En algunos depósitos, tal como el de Azulaques, en Guerrero, la mena negra se concentra en capas arcillosas, intercaladas en tobas y brechas tobáceas, indicando que las emanaciones hidrotermales formadoras de los minerales metálicos fueron posteriores al vulcanismo submarino que originó las tobas y brechas tobácea, lo cual es muy distinto a lo que aconteció en la formación de los depósitos Kuroko de Japón (Hirayama, 1985).

Los estudios de carácter geoquímico, referidos a los yacimientos vulcanogénicos mexicanos, son muy pocos. Merece mención el efectuado por Rosas-Solis (1983) que en su análisis del zoneamiento geoquímico de los sulfuros masivos sinsedimentarios de México, formula algunas observaciones referentes a la distribución de elementos traza y halos geoquímicos como ayudas desde el punto de vista exploratorio.

El conocimiento de los sulfuros sinsedimentarios de México tuvo varios avances en el convenio C.R.M. - J.I.C.A. Urabe (1982), colaborando para dicho proyecto, clasifica los depósitos vulcanogénicos mexicanos según los tipos clásicos reconocidos a nivel mundial de sulfuros masivos, y hace una comparación entre los ambientes tectónicos en los que se originaron los depósitos de esta naturaleza y los de cobre porfirico en el territorio de México, concluyendo en que estos dos tipos de yacimientos son mutuamente excluyentes, en función de la magnitud del ángulo de la placa en subducción, que origina tipos particulares de vulcanismo durante la mineralización. Los aspectos anteriores, que relacionan la mineralización con la tectónica global ya habían sido desarrollados por Sillitoe (1980) y también, posteriormente, en el texto de Sawkins (1984). Hutchinson (1973) estableció una

secuencia temporal desde los sulfuros masivos vulcanogénicos ricos en cobre (tipo Besshi) a los ricos en zinc - plomo (tipo Kuroko), consistente con la evolución del sistema de arco insular. En contradicción con las ideas del autor mencionado, en México no se han notado diferencias de edad entre los yacimientos considerados como tipo Besshi y los tipo Kuroko, pero se necesitan mucho más estudios, de carácter integral, para poder integrar un modelo regional que explique la formación de los yacimientos vulcanogénicos del país.

El depósito vulcanogénico de El Boleo (Santa Rosalía), B.C.N., cuya génesis fue tan largamente discutida (Wilson, 1955), es el único que se encuentra en secuencias vulcanosedimentarias del Plioceno, sobreyaciendo vulcanitas andesítico - basálticas miocénicas. Gustafson y Williams (1981), clasifican a este yacimiento como sedimentogénico, debido a que la mena metálica se concentra en los lentes conglomeráticos de la Formación Boleo, principalmente formada por tobas ácidas. En la formación mencionada no se observan ni areniscas ni lutitas, y la matriz del conglomerado es también de origen volcánico. Debido a estas características, Sawkins (1976) y también Urabe (1982) consideran al depósito de El Boleo como vulcanogénico.

Todos los otros depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos de México se consideran como mesozoicos, con la excepción de los contenidos en formaciones metamórficas, como los yacimientos de Tizapa, La Esmeralda y Santa Rosa, en el Estado de México y Campo Morado y El Rey de la Plata, en Guerrero.

Los depósitos en formación situados a 21°N sobre la trinchera del Pacífico, en la Zona Económica Exclusiva de México (ZEE) (Francheteau, *et al.*, 1979), pueden considerarse como ejemplos actuales de yacimientos tipo Chipre, contenidos en secuencias ofiolíticas. Igualmente, el depósito de Oxec, en territorio de Guatemala, es considerado como ejemplo de yacimiento tipo Chipre (Petersen y Zantop, 1980). Debe mencionarse, que las manifestaciones de este tipo, salvo la del complejo igneo de Troodos, en la isla de Chipre, son muy pequeñas y de bajo contenido de cobre (Sangster, 1979).

Los depósitos de Calmalli, Otilia y otros menores, próximos al porfido cuprífero de El Arco, en B.C.N., están contenidos en la potente secuencia andesítico - basáltica de la Formación Alisitos. Estos depósitos presentan las características de los vulcanogénicos, incluyendo las frecuentes zonas de pedernal ferruginoso que recubren los sulfuros masivos (Echavarrri-Pérez y Rangin, 1978). Las rocas ultramáficas próximas a los yacimientos son consideradas por algunos

investigadores como secuencias ofiolíticas ascendidas, en cuyo caso Calmalli y Otilia serían yacimientos tipo Chipre. No obstante Gastil (1975), considera a esas secuencias como intrusiones de rocas gabroides, con lo que los depósitos serían clasificados como tipo Besshi. La Formación Alisitos es considerada por Hayama y Silva (1978) como una secuencia toleítica de arco, cubierta por un paquete de 2,000 m de espesor de sedimentos clásticos; estas características son típicas de los depósitos tipo Besshi. Otro ejemplo de depósito tipo Besshi es Copper King, en Guerrero, que se presenta en andesitas y filitas del Cretácico Inferior y Medio.

Los yacimientos mexicanos tipo Kuroko más típicos incluyen América, Rubi, Amaltea y Bramador, en el Estado de Jalisco. Las secuencias estratigráficas alrededor de estos depósitos, muy similares entre sí, sugieren formación contemporánea.

Otros sulfuros masivos en México tienen características transicionales entre los depósitos Kuroko y los contenidos en rocas sedimentarias. Al respecto, cabe mencionar que algunas manifestaciones de la parte superior de El Cuale, Jalisco, como Chivos de Arriba y La Prieta, son típicamente depósitos Kuroko (Macías-Romo y Solís-Richardo, 1985), mientras que los cuerpos Socorredora y Naricero presentan las características de los depósitos sedimentogénicos. Otro distrito que presenta características entre vulcanogénico y sedimentogénico es el de Campo Morado, en Guerrero, estudiado por Lorinczi y Miranda (1978).

Los yacimientos de barita La Minita y Gallardo, en el Estado de Michoacán, son transicionales entre los Kuroko y los yacimientos contenidos en rocas carbonatadas; el depósito cercano de Tabaquito claramente indica su origen vulcanogénico (Gaytán-Rueda *et al.*, 1979).

Hay varios yacimientos posiblemente sinsedimentarios en México, de origen muy discutido, entre ellos deben ser citados los "mantos de reemplazamiento" de Fresnillo y Taxco, los sulfuros de cobre, plomo y zinc reportados infrayaciendo a las capas de hierro de El Violín, en Guerrero, del Jurásico Inferior, al igual que los sulfuros de Francisco I. Madero, en Zacatecas (Arturo Gómez-Caballero, comunicación personal) y los niveles piríticos de la Sierra de Guanajuato, entre Comanja y Arperos (Dr. Zoltan de Cserna, comunicación personal), entre muchos otros.

Los depósitos contenidos en formaciones metamórficas, tales como Tizapa, La Esmeralda y Santa Rosa, en el Estado de México, son diferentes a los anteriores debido a su deposición

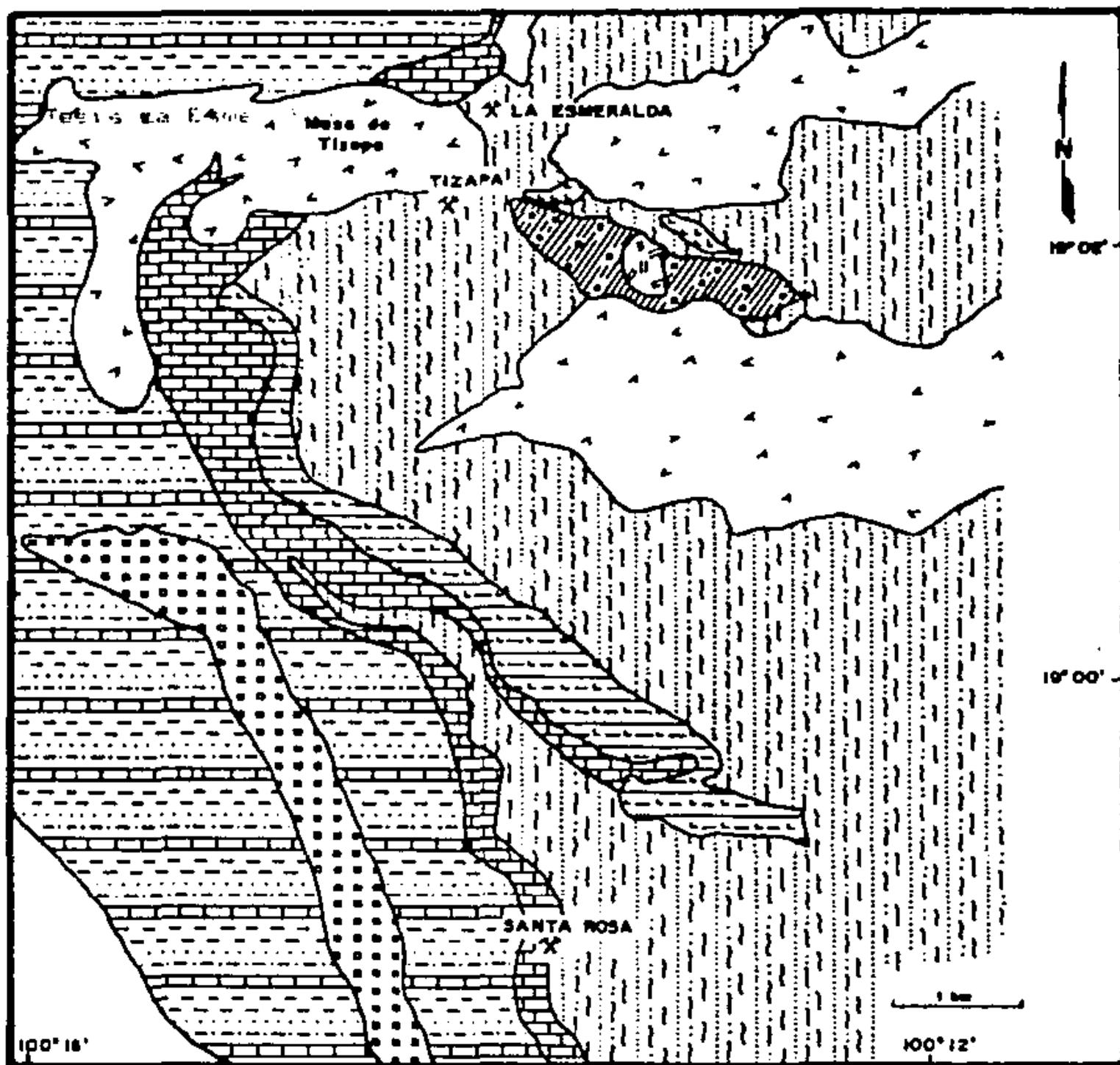
más temprana. Urabe (1982) considera al yacimiento de Tizapa, próximo a Zacazonapan, estado de México, como el equivalente metamorfizado de El Cuale, Jalisco; la porción sur de Tizapa es interpretada por el autor mencionado como un típico Kuroko, mientras que la parte norte semeja un sulfuro masivo contenido en rocas sedimentarias.

Debido a que el depósito de La Esmeralda (ver mapa de localización de la Figura 4), al igual que otras manifestaciones vulcanogénicas, tales como Tizapa y Santa Rosa (Figura 5), se encuentra encajonado en las rocas metamórficas del Complejo Tierra Caliente, se mencionarán brevemente algunos antecedentes sobre los trabajos previos desarrollados referentes a dichos terrenos.

Las metamorfitas de la extensa región de Tierra Caliente, que se extienden cubriendo gran parte del norte del Estado de Guerrero, del sureste del Estado de Michoacán y del suroeste del Estado de México, han sido objeto de algunos estudios desde fines del siglo pasado y en las primeras décadas del actual. Dollfus y Montserrat (1867) hacen referencia a las rocas metamórficas aflorantes cerca del poblado de Tejupilco; Aguilera y colaboradores (1896) contribuyeron con descripciones acerca de las unidades litológicas del área; Hall (1903) describe algunas secciones geológicas en la región de Tierra Caliente; Villarrello (1906) y Villafaña (1910) mencionan datos geológico-mineros del área de Zacualpan, Edo. de México; Groethe y Salazar-Salinas (1912) describen la geología de la zona Sultepec - Zacualpan.

Los trabajos más actuales relacionados con el Complejo Metamórfico de Tierra Caliente incluyen el de Fries (1960), autor que define formalmente al Esquisto Taxco, considerándolo como del Paleozoico Tardío y a la Rocaverde Taxco Viejo, yacente en discordancia sobre el Esquisto Taxco, unidad a la que el investigador mencionado considera como del Triásico Tardío. Años más tarde, de Cserna y colaboradores (1974) publicaron una edad radiométrica Pb-alfa, del Precámbrico Tardío para el Esquisto Taxco, fechamiento muy discutido en varias publicaciones posteriores.

Merecen citarse las contribuciones de Campa-Uranga y colaboradores (1976, 1977), Campa-Uranga (1978) y Campa-Uranga y Ramírez (1979), referidas especialmente a la evolución tectónica de la región. Estas investigaciones consideran que, en términos generales, todas las rocas metamórficas constituyen una secuencia vulcanosedimentaria única de arco insular, de edad Jurásico Tardío - Cretácico Temprano, la cual cabalga sobre las calizas de plataforma del Albiano - Cenomaniano. Estas secuencias están ampliamente expuestas en los Estados de



- | | | | |
|---|---|--|--|
|  | Basalto
Cuaternario |  | Calizas recristalizadas
Permotriásico |
|  | Riolito flúvial
Cuaternario |  | Molerrillita "Los Huertos"
Permotriásico |
|  | Diorita
Cuaternario |  | Secuencia Metavolcanosedimentaria
Permotriásico |
|  | Levas escalonadas
Permotriásico |  | Aguapanela "Arroyo Frío"
Permotriásico |
|  | Calizas, lutitas y subgrauvaca
Permotriásico | | |

Figura 5. - Geología simplificada del área de los depósitos vulcanogénicos La Esmeralda - Tizapa - Santa Rosa (Modificado de Parga-Pérez et al., 1984a).

Morelos y Guerrero.

Durante la década de los años setentas se publicaron varias hojas geológicas a escala 1:50 000: CETENAL (1975a, b) y DETENAL (1977, 1978), correspondientes a las Hojas Amatepec, Tejupilco, Bejucos y Palmar Chico, las cuales abarcan un gran sector del Complejo Metamórfico de Tierra Caliente.

Varios trabajos versan sobre el potencial económico-minero de las metamorfitas de Tierra Caliente, mereciendo mención el de Nieto-Obregón y colaboradores (1977). A raíz del trabajo anterior, y debido a que durante caminamientos por el área ubicada al suroriente de Zacazonapan, se identificaron dos socavones antiguos en el cauce del Arroyo de Tizapa, y una manifestación superficial de sulfuros oxidados encajonados en filitas grafiticas, el área de Tizapa - La Esmeralda tomó gran interés desde el punto de vista exploratorio. Ello motivó la creación del proyecto "Eje Neovolcánico", por parte del C.R.M.

Los análisis químicos de las muestras colectadas indicaron altas concentraciones de plata, lo que incrementó el interés exploratorio en la zona, sobre todo considerando la tendencia de los sulfuros masivos sinsedimentarios a presentarse en grupo, pues años antes se había reconocido al depósito de Santa Rosa, situado 6 km al sur de Tizapa - La Esmeralda, como de origen vulcanogénico.

Los trabajos se concentraron en el yacimiento de Tizapa, Municipio de Zacazonapan, donde el C.R.M. realizó una exhaustiva labor de barrenación a partir del año 1980. Contemporáneamente se efectuaron perforaciones en el área de La Esmeralda, Municipio de Temascaltepec, lo que permitió la toma de muestras de los núcleos y la consiguiente realización del presente estudio. Las tareas de exploración finalizaron en 1984, realizándose a partir de esa fecha varias gestiones tendientes a la venta y explotación del depósito de Tizapa, mismas que en fecha reciente se concretaron con la firma de un tratado entre la Secretaría de Programación y Presupuesto y el gobierno de Japón. La Esmeralda ofreció expectativas menos ambiciosas, debido al menor tonelaje cubicado. Por otro lado, durante 1980 también el C.R.M. realizó un programa de barrenación en el área de El Río, depósito encajonado en la misma secuencia vulcanosedimentaria que Tizapa y La Esmeralda, el cual pertenece actualmente, al igual que el depósito de Santa Rosa, a la Compañía Minera Peñoles, la cual, últimamente, ha realizado nuevas labores exploratorias en el área.

A la fecha se han realizado en la zona de Tizapa - La Esmeralda - Santa Rosa varios estudios, los cuales incluyen dos tesis doctorales (Colorado-Liévano, 1979; González-Partida,

1981), dos tesis de maestría (Eliás-Herrera, 1981; Parga-Pérez, 1981) y algunas tesis de licenciatura (Rodríguez-Salinas, 1982; Romo-Vargas, 1982; Montero-Urrusquieta, 1985). Los trabajos de Eliás-Herrera y de Parga-Pérez, autores que colaboraban en el proyecto "Eje Neovolcánico" del C.R.M., hacen una importante contribución a la petrografía metamórfica y estructural, al presentar una cartografía detallada de parte de la secuencia metamórfica expuesta entre Zacazonapan y Tejupilco. Por otro lado, la publicación de Díaz-García (1980) describe con detalle las secuencias metamórficas en el área de Zacualpan, Edo. de México, y cuestiona la relación discordante entre el Esquisto Taxco y la Rocaverde Taxco Viejo, considerada por Fries (1960).

Los trabajos tendientes a comprender la estratigrafía de la región de Tierra Caliente se deben a de Cserna (1978, 1982 (1983)), de Cserna y colaboradores (1978), de Cserna y Fries (1981). En las dos primeras se presenta la cartografía a escala 1:100 000 de gran parte de la región. Allí se considera a las secuencias metamórficas como parte del basamento paleozoico, a las cuales sobreyacen en discordancia las secuencias de la Rocaverde Taxco Viejo del Triásico Tardío (?) - Jurásico Temprano (?), que a su vez cubren discordantemente las rocas mesozoicas de la Formación Acuitlapán del Jurásico Tardío Cretácico Temprano, y las rocas de la Formación Amatepec del Cretácico Temprano.

El C.R.M. realizó estudios de geofísica terrestre por el método TURAM y polarización inducida en una superficie de 100 has., diversas labores mineras en el área de Tizapa y distintas pruebas metalúrgicas en ese yacimiento. La mineralogía de los depósitos de Tizapa y La Esmeralda se describe someramente en informes inéditos del C.R.M. y en el resumen de la VII Convención de la Sociedad Geológica Mexicana (Parga-Pérez *et al.*, 1984a, b, c).

Actualmente, el Instituto de Geología tiene un proyecto de investigación interdisciplinaria en el Complejo Metamórfico de Tierra Caliente, el cual incluye diversos tipos de estudios: estratigráficos y estructurales, del metamorfismo del área, de evaluación de posible contenido micropaleontológico de las rocas metamórficas de bajo grado (especialmente radiolarios), de mineralogía de la mena de los yacimientos vulcanogénicos y petrológicos de los cuerpos de rocas ultramáficas aflorantes en diversos sitios del complejo.

2. GEOGRAFIA

2.1 Localización y acceso

El depósito La Esmeralda se encuentra ubicado en el Municipio de Temascaltepec, en la parte suroccidental del Estado de México, cerca de los límites con el Estado de Michoacán, a unos 70 km en línea recta de Toluca, capital del Estado de México, y a 4 km al sudeste del poblado de Zacazonapan, cabecera del municipio del mismo nombre. Las coordenadas geográficas de la mina La Esmeralda son 19° 02' 30" N y 100° 13' 50" W (Figuras 4 y 5).

Zacazonapan se encuentra comunicado por caminos de terracería en buen estado que entroncan con carreteras pavimentadas; el depósito de La Esmeralda es accesible desde Zacazonapan por una brecha de unos cinco kilómetros de longitud, factible de recorrer por cualquier tipo de vehículo.

A Zacazonapan se llega desde Toluca por dos caminos, el más corto es por la carretera pavimentada Valle de Bravo - Colorines - Santo Tomás de los Plátanos - Zuluapan, desde donde se toma la terracería al suroriente que pasa por Otzoloapan y llega a Zacazonapan; el total del recorrido Toluca - Zacazonapan por esta vía es de 152 km.

La segunda vía de acceso a Zacazonapan es por la carretera pavimentada Toluca - Bejuocos, que pasa por Temascaltepec y Tejupilco, hasta el Km 14, donde se toma la desviación a Luvianos, desde donde parte un camino de terracería hasta Zacazonapan; el total del recorrido Toluca - Zacazonapan por esta vía es de 156 km, poco más que por el camino anterior.

El camino de terracería accesible desde el tramo Zacazonapan - Lampazos, es la vía más rápida entre Toluca y Zacazonapan, por Temascaltepec, siendo el tiempo de recorrido desde Toluca de algo más de dos horas.

2.2 Fisiografía y geomorfología

Según la división de provincias fisiográficas de Raisz (1959), el área de La Esmeralda se localiza en los límites de dos provincias fisiográficas, el Eje Neovolcánico (Faja Volcánica Transmexicana) y la subprovincia Balsas - Mexcala de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur.

En el área se distinguen algunos conos volcánicos y mesetas formadas por derrames basálticos jóvenes correspondientes al evento tectonomagnético que dió origen a la Faja Volcánica Transmexicana.

La geomorfología está gobernada por la relación discordante que guardan las rocas metamórficas con los derrames basálticos y conos volcánicos asociados. Su emplazamiento cambió bruscamente el drenaje, propiciando la formación de sedimentos lacustres, los cuales en la actualidad están casi totalmente erosionados.

La topografía actual manifiesta una etapa de erosión madura, parcialmente rejuvenecida por levantamiento tectónico regional y vulcanismo reciente. Existen profundas cañadas y cascadas sobre el cauce de los arroyos, especialmente en el contacto entre los basaltos modernos y las secuencias metamórficas.

2.3 Orografía

Los rasgos más prominentes del Área lo constituyen la Sierra de La Pila y la profunda barranca excavada por el Río Temascaltepec. Son notables algunas mesetas de basalto, tales como la Mesa de Tizapa, bajo la cual se localizan los cuerpos de sulfuros del yacimiento del mismo nombre.

2.4 Hidrografía

El sistema de drenaje del área de La Esmeralda es de tipo dendrítico, consistente de gran cantidad de pequeños cauces intermitentes. Los arroyos, que en épocas de lluvia tienen carácter torrencial, poseen gran pendiente y saltos de hasta cuarenta metros; el principal es el Arroyo El Ahogado, de aguas permanentes, al cual se le unen los Arroyos El Campanario, San Pedrito, San José, Tizapa y Arroyo Frio. El Arroyo El Ahogado vierte sus aguas al Río Temascaltepec, que junto con el Mina de Fierro son los principales cursos fluviales del área. Al Río Temascaltepec se le une el Tilostoc formando el Río Tuzantla, afluente del Balsas, que desemboca en el Océano Pacífico.

2.5 Clima y vegetación

En la región predomina el clima seco y caliente; las máximas precipitaciones se concentran entre los meses de junio a octubre, con rangos que oscilan entre 700 y 1,000 mm anuales; la temperatura media anual es de 20-30°C.

La flora más notable de esta región está constituida por encino, tepeguaje, guaje, parota, ceiba, varias coníferas, huizache, arbustos (boj) y pastizales diversos, éstos últimos sustento de la ganadería bovina del área, principal actividad económica desarrollada.

3. GEOLÓGIA

3.1 Geología Regional

Los terrenos cristalinos del sur de México son divididos por Ortega-Gutiérrez (1981) en cuatro complejos: Oaxaqueño, del Proterozoico medio; Acatlán, del Paleozoico; y Xolapa y Tierra Caliente (Figura 6), del Paleozoico? - Mesozoico. El área de La Esmeralda - El Campanario se encuentra ubicada en la porción norte del Complejo Metamórfico de Tierra Caliente, el cual está ampliamente expuesto en la parte suroccidental del Estado de México, norte del Estado de Guerrero y oriente del Estado de Michoacán, y debe su nombre al clima extremoso imperante en la zona. Dicho complejo parece representar la parte supracortical de un arco magmático y cuencas sedimentarias asociadas, desarrollados en asociación con un margen convergente pacífico, principalmente durante la fase mesozoica del régimen tectónico Cordillerano.

El Complejo Metamórfico de Tierra Caliente consiste de varias unidades de origen volcánico y sedimentario intercaladas, que se encuentran distribuidas al sur de la provincia fisiográfica de la Faja Volcánica Transmexicana. Dichas unidades han sido cartografiadas con diferentes nombres formales e informales: Esquisto Taxco y Rocaverde Taxco Viejo (Fries, 1960), Formación Ayotusco (Díaz-García, 1980), como "secuencia metamórfica vulcanosedimentaria de Teloloapan-Ixtapan de la Sal (Campa-Uranga *et al.*, 1974), y augengneis Arroyo Frio y Filitas Temascaltepec y Amatepec (Parga-Pérez, 1981), entre varios otros. Las rocas constituyentes pertenecen al dominio de depósito eugeosinclinal, y muestran, en general, un metamorfismo de bajo grado, equivalente a la facies es Esquisto Verde. Las unidades de origen sedimentario están formadas por esquistos de clorita - muscovita, filitas sericitico cloríticas, filitas grafiticas, metacalizas y esquistos cuarzo feldespáticos. Las unidades de origen volcánico, o con participación de material volcánico, están constituidas por metalavas, metaaglomerados y metagrauvascas (esquistos verdes).

Las edades implicadas en la evolución tectónica y metamórfica de este complejo aún no están claramente establecidas. Fries (1960) infiere edades correspondientes al Paleozoico y Triásico al Esquisto Taxco y a la Rocaverde Taxco Viejo, respectivamente. Por otro lado, el hallazgo de amonites dentro de la secuencia volcánica de Ixtapan de la Sal, en el Estado de México, y su correlación con el Esquisto Taxco y la Rocaverde Taxco Viejo, llevó a Campa-Uranga y colaboradores (1974) a asignar a toda la secuencia vulcanosedimentaria una edad jurásica -

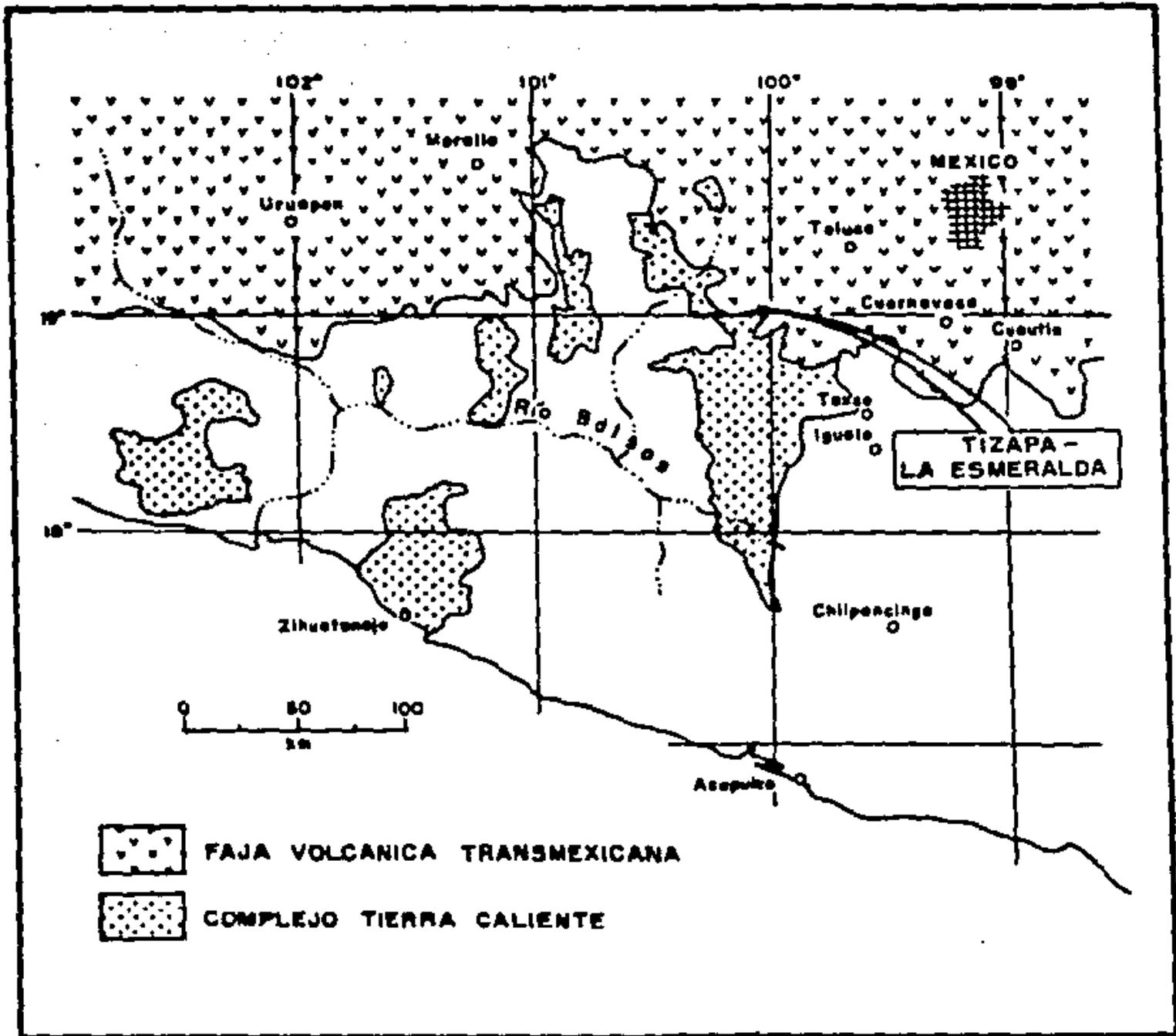


Figura 6. - Mapa geológico que muestra la ubicación del área de Tizapa - La Esmeralda dentro del Complejo Metamórfico de Tierra Caliente (Modificado de Ortega-Gutiérrez, 1981).

cretácica. También se identificó fauna de amonites del Aptiano en la secuencia metamorfozada de Campo Morado, Guerrero, (Burckhardt, 1930, fide Ortega-Gutiérrez, 1981) y del Jurásico (de Cserna, 1978), ambos hallazgos en el área del Complejo Metamórfico de Tierra Caliente.

De Cserna y colaboradores (1974b) fecharon radiométricamente, según el método Pb-alfa, una intercalación de rocas metarriolíticas en el Esquisto Taxco, asignándole una edad de $1,110 \pm 120$ Ma, que está en divergencia con las consideraciones de Campa-Uranga (1978), que establece una edad del Jurásico - Cretácico para toda la secuencia, con base en datos bioestratigráficos. Por otro lado, de Cserna (1978) asigna a parte de la secuencia metamórfica al Precámbrico? - Paleozoico, y las tesis de maestría de Elías-Herrera (1981) y Parga-Pérez (1981) aportan nuevos datos para considerar que un basamento prejurásico estuvo involucrado en la evolución tectónica de Tierra Caliente. De Cserna y colaboradores (1978) aportan nuevas fechas radiométricas del Paleozoico superior para la secuencia metamórfica expuesta en Petatlán, Guerrero, y, contradictoriamente, Cuevas y colaboradores (1981) reportan una edad Rb/Sr para el Esquisto Taxco de 180 ± 44 Ma (Jurásico Medio). Ortega-Gutiérrez (1981) concluye, a partir de los datos mencionados, que el Complejo Tierra Caliente representa un terreno orogénico compuesto, cuya evolución tectónica se inició, probablemente, en la mitad superior del Paleozoico y continuó hasta el Cretácico.

3.2 Geología Local

A continuación se describirán las unidades litológicas expuestas en el área de estudio en orden estructural más que estratigráfico, debido a que todavía no están resueltos los problemas tectónicos, lo cual ayudaría a establecer la estratigrafía a detalle.

Se interpreta que la parte estructuralmente más baja corresponde a un litosoma metarriolítico, denominado informalmente por Parga-Pérez (1981), como Metarriolita Las Huertas. Sobreyacen a la unidad anterior, en aparente concordancia, un paquete de esquistos de muscovita y clorita, con intercalaciones de filitas grafiticas y calcáreas, que estructuralmente pasan hacia arriba a esquistos de biotita y a esquistos verdes.

Hacia la parte superior disminuye el grado de metamorfismo de la secuencia vulcanosedimentaria, y la estratificación se tiene entre filitas sericitico - cloríticas y filitas

calcáreas, que pasan gradualmente a calizas oscuras recristalizadas con intercalaciones de filitas grafitico - calcáreas y filitas sericiticas.

La secuencia metamórfica anterior es cubierta en discordancia por depósitos epiclásticos y derrames de basaltos de olivino. En la Figura 7 se muestra una columna estratigráfica inferida de las unidades que a continuación se mencionan.

3.2.1 Metarriolita Las Huertas

Esta unidad aflora en la parte suroeste del área de estudio, desconociéndose su espesor estructural. Está cubierta por los basaltos que constituyen la Mesa de Tizapa y, hacia el norte, está sobreyacida en aparente concordancia, por filitas grafitico - calcáreas intercaladas con esquistos de muscovita - clorita. Al no comprobarse la continuidad a rumbo de esta unidad, se le infiere una forma dómica. Sin embargo, la presencia de algunos lentes de sulfuros dispuestos paralelamente entre sí sugiere que la unidad puede tener naturaleza tobácea, formada por deposición de ceniza, más que por emisión lávica - dómica.

En el terreno la Metarriolita Las Huertas se reconoce como una roca compacta, con clara foliación, de un color blanco aperlado, que por intemperismo adquiere tonalidades amarillentas. Megascópicamente se observan cuarzo, muscovita y óxidos de hierro. En láminas delgadas los cortes muestran una textura esquistosa muy bien desarrollada, definida por bandas paralelas de cuarzo y muscovita, interrumpidas por porfidoblastos de feldespato potásico (sanidina), mineral que afirma la naturaleza tobácea de la unidad, no lávica; se observan cristales subedrales de zircón como mineral accesorio.

El aspecto físico de la Metarriolita Las Huertas es muy parecido al de algunos esquistos de muscovita silicificados, pero microscópicamente (Figura 8a) es posible reconocer cantidades considerables de sanidina, lo cual es decisivo para la clasificación petrográfica.

La metarriolita presenta, como único sulfuro, pirita diseminada y formando finas vetillas, las que en ocasiones llegan a conformar una intrincada red que podría interpretarse como una zona de stockwork, genéticamente relacionada con los conductos exhalativos que dieron origen a los sulfuros masivos vulcanogénicos del área. Al respecto, cabe mencionar la clásica consideración de los yacimientos tipo Kuroko, los cuales se

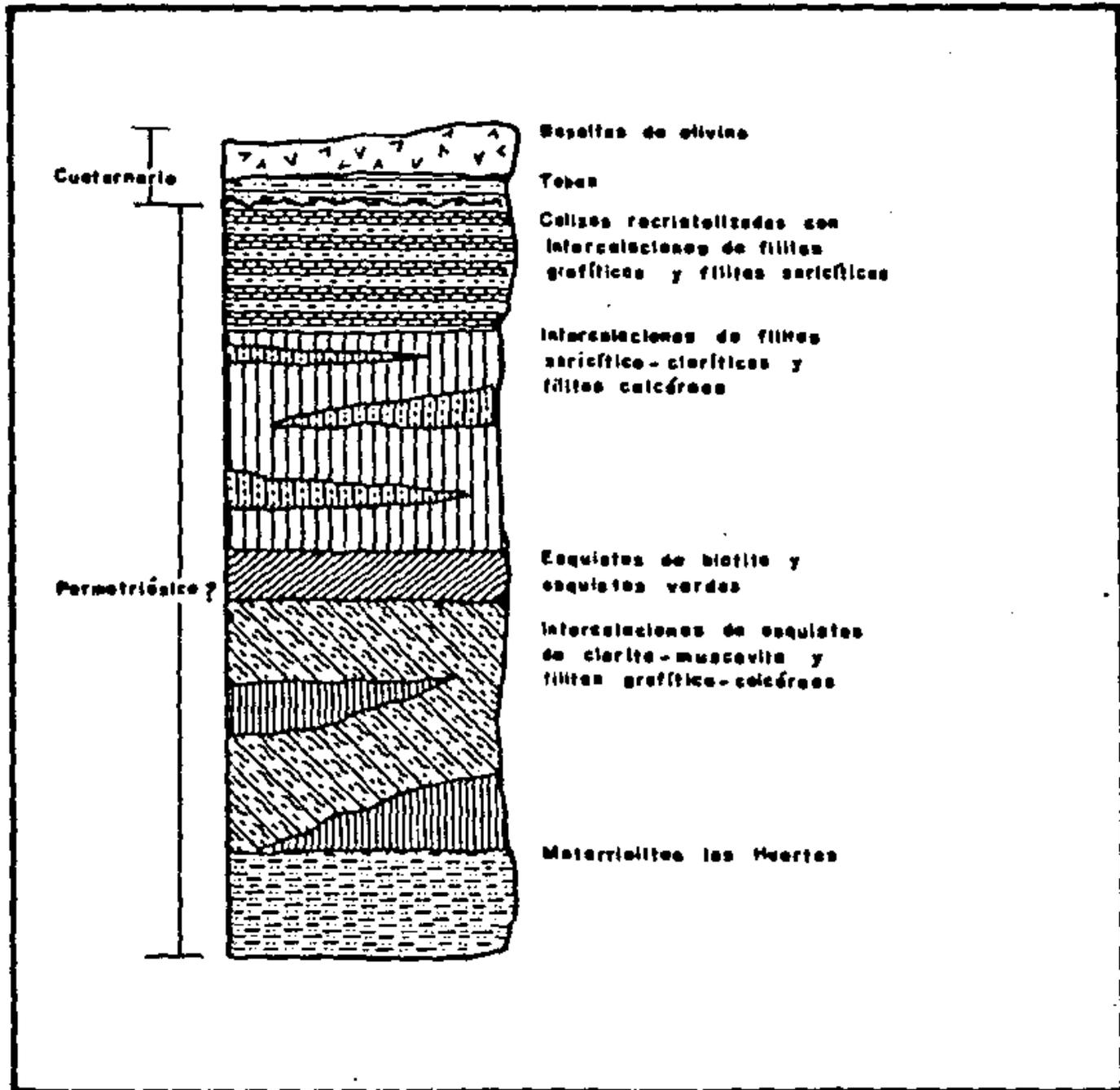


Figura 7.- Columna litológica esquemática del área de La Esmeralda; se desconoce el espesor de las unidades mencionadas.

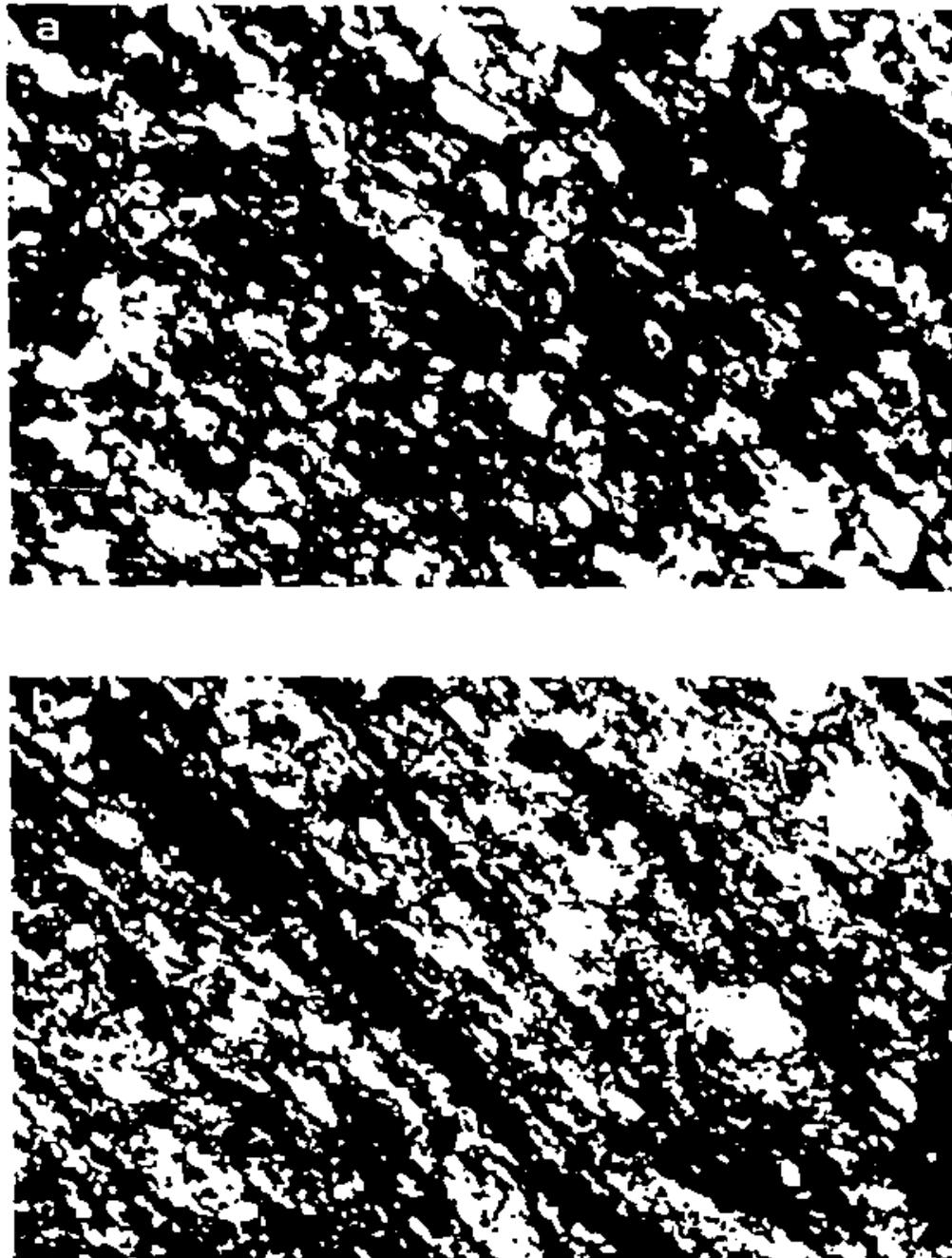


Figura 8. - a) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de la metarriolita "Las Huertas". Se observa una foliación bien definida por un mosaico grano-blástico de cuarzo y mica blanca (nicoses cruzados, X160). b) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de las filitas grafitico calcareas. Se observa una foliación bien desarrollada, definida por bandas de material carbonoso (negro) y bandas de cuarzo, micas y calcita. Como mineral accesorio común se observa ilmenita detritica (nicoses cruzados, X40).

relacionaban genéticamente al emplazamiento de domos dacíticos ("riolita blanca"). Actualmente se considera que los yacimientos Kuroko se formaron por la emisión de fluidos contemporáneos y posteriores al emplazamiento de la "riolita blanca", la cual fue responsable de gran parte de las texturas clásticas observadas en la mena de sulfuros.

3.2.2 Filitas grafitico - calcáreas

Estas metamorfitas afloran en el Cerro La Esmeralda y hacia el norte y noreste del mismo, donde se presentan interdigitadas con esquistos de clorita - muscovita y con filitas sericitico - cloríticas, sobreyaciendo, en aparente concordancia, a la Metarriolita Las Huertas.

Esta unidad está formada por rocas oscuras, de gris a negro, con foliación muy bien desarrollada y con aspecto satinado; el intemperismo las hace terrosas y muy deleznable. En algunos afloramientos se reconoce un plegamiento intenso, muchas veces borrado totalmente por la perfecta foliación desarrollada.

En lámina delgada (Figura 8b) se reconocen, por orden de abundancia, cuarzo, calcita, muscovita, agregados amorfos de aspecto terroso de grafito, hematita, ilmenita y pirita.

Se interpreta que el protolito de estas rocas pudieron ser lutitas carbonosas y calcáreas, originadas en un ambiente nerítico, el cual sufrió el aporte de materiales vulcanoclásticos con relativa frecuencia.

3.2.3 Esquistos de clorita - muscovita

Estas rocas están ampliamente expuestas en el área de La Esmeralda sobreyaciendo, en aparente concordancia, a la Metarriolita Las Huertas. Hacia el oriente, estructuralmente hacia la parte superior, y lateralmente, los esquistos de clorita - muscovita gradúan a esquistos de tremolita - actinolita. Más hacia arriba, a metaaglomerados y, posteriormente, a filitas sericitico - cloríticas. Hacia el norte del área de estudio se interdigitan con filitas grafitico - calcáreas y con metacalizas. Están en parte cubiertas, en franca discordancia, por depósitos epiclásticos modernos.

Macroscópicamente se reconocen por su coloración gris verdosa, originada por la abundancia de clorita, y por la foliación bien desarrollada, con claros bandeamientos y pequeñas manchas amarillentas ocasionadas por los porfidoblastos de plagioclasa.

Microscópicamente (Figura 9a) se observa textura esquistosa bien desarrollada, definida por bandas cristaloblásticas de cuarzo, clorita y muscovita. La plagioclasa y la biotita se presentan como porfidoblastos aislados, estando los del último mineral parcial o totalmente cloritizados. La clorita y la mica blanca revelan dos foliaciones originadas, posiblemente, por otras tantas deformaciones.

La importancia fundamental de los esquistos de clorita - muscovita radica en el hecho de que son las rocas anfitrionas de la mineralización de sulfuros masivos en el área de La Esmeralda. Se interpreta que el protolito de los esquistos de clorita - muscovita debió de ser una roca de origen volcánico tobáceo o piroclástico.

3.2.4 Esquistos de biotita

Estas metamorfitas afloran muy localmente en el pozo El Ahogado. Presentan una geometría aproximadamente tabular, y foliación paralela a sus contactos. Esta unidad está formada por rocas que muestran buena foliación, son muy compactas, de grano medio, color gris claro con tonalidades ligeramente verdosas, que por efectos de intemperismo, adquieren coloración pardo amarillento. Megascópicamente se reconoce cuarzo, biotita, feldespatos y óxidos de hierro. En secciones delgadas (Figura 9b) exhiben una textura porfidoblástica con matriz esquistosa constituida por bandas de cuarzo y biotita. En orden de abundancia se reconoce cuarzo, biotita, feldespato potásico, muscovita, clinozoisita, clorita, calcita y epidota; como accesorios se observan pirita, magnetita, esfena, zircón y hematita.

De acuerdo a sus relaciones de campo y características petrográficas, se infiere que los esquistos de biotita se originaron a partir de cuerpos intrusivos de composición diorítica. También cabe la posibilidad de que el protolito de estas rocas hayan sido areniscas cuarzo - feldespáticas depositadas conjuntamente con las filitas sericitico - cloríticas.

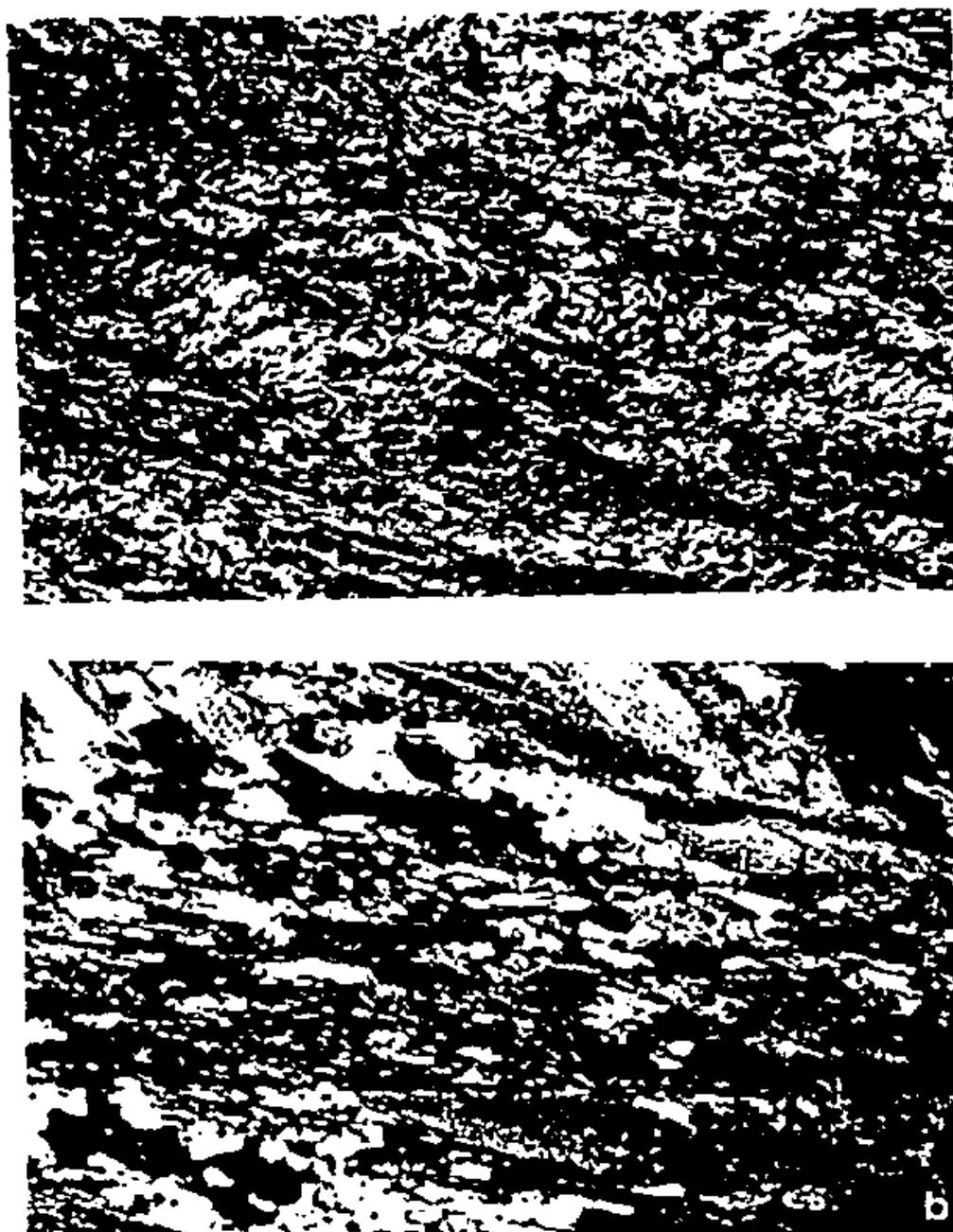


Figura 9.- a) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de los esquistos de clorita - muscovita. Se observan dos foliaciones bien desarrollada, definidas por bandas de mica blanca y clorita. El cuarzo se presenta como bandas cristaloblásticas y los minerales opacos son muy abundantes (nicoses cruzados, X40). b) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de los esquistos de biotita. Se observa textura porfidoblástica con matriz esquistosa constituida por bandas de cuarzo y biotita. La muestra presenta intensa milonitización y grandes cristales de biotita, posiblemente postmiloníticos (nicoses cruzados, X40).

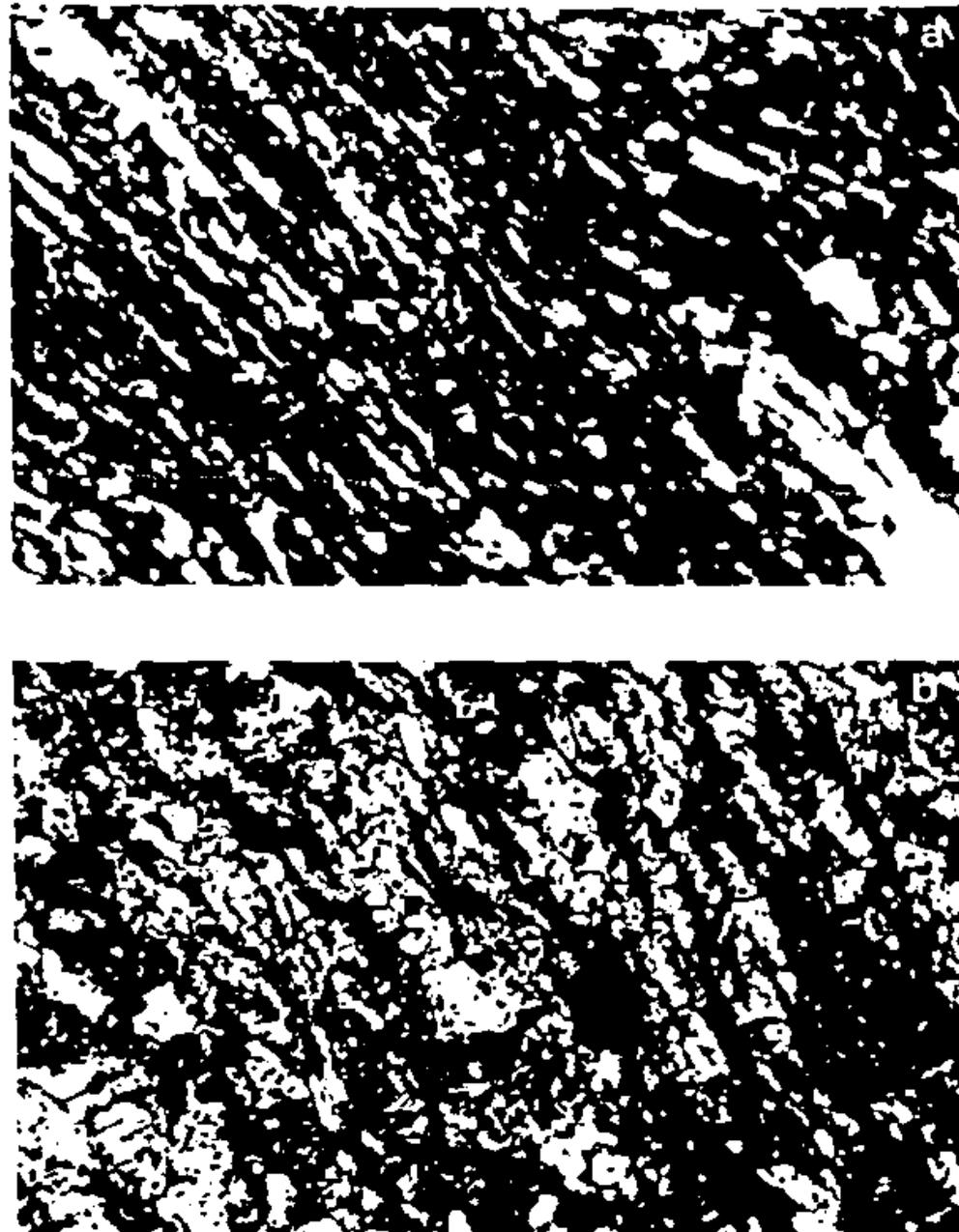


Figura 10.- a) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de las filitas sericitico - cloríticas. Se observa foliación, definida por bandas de sericita, clorita y zonas carbonosas. Es muy abundante la ilmenita detrítica alterada parcialmente a leucoxeno (nicoses cruzados, X160). b) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de las metacalcificaciones. Se observa foliación muy bien definida por bandas de material carbonoso. Abunda la pirita diseminada; hay algo de cuarzo, y vetillas de calcita secundaria (nicoses cruzados, X400).

3.2.5 Filitas sericitico - cloríticas

Estas rocas se presentan como lentes intercalados en el paquete vulcanosedimentario. Los mejores afloramientos se localizan sobre el cauce del Arroyo El Campanario y en el tramo del camino de terracería entre las localidades de Lampazos y El Potrero de Teneyac. Esta unidad está ocasionalmente cubierta, en aparente concordancia, por metacalizas que, en general, muestra relaciones graduales: en la base con las filitas grafitico - calcáreas y en la parte superior con esquistos cloríticos.

Está constituida por rocas de color gris claro a blanco aperlado, de lustre satinado en superficie fresca. El intemperismo les da tonos amarillentos a verdosos. Se trata de rocas poco compactas, que en muestras de mano presentan textura pelítica, pudiéndose reconocer cuarzo, sericita y clorita dispuestos en bandas finamente paralelas, además de pirita y óxidos de hierro (Figura 10a).

La mineralización de sulfuros masivos se presenta en o próxima a los contactos con las filitas sericitico - cloríticas o con filitas grafiticas, por lo que estas rocas se consideran como horizontes litológicos guías para prospección metálica. Las características petrográficas sugieren que el protolito debió de estar constituido por tobas ácidas y/o sedimentos pelíticos.

3.2.6 Metacalizas

Esta unidad se encuentra ampliamente expuesta en la parte meridional y septentrional de la zona de estudio. El contacto inferior de las metacalizas es aparentemente concordante con las filitas grafitico - calcáreas, y están cubiertas discordantemente por material piroclástico, derrames basálticos e ignimbritas en la parte nororiental del área de estudio. Se presentan en el terreno como rocas de color gris claro con tonalidades azulosas y bastante compactas. Muestran recristalización y están intensamente plegadas, formando estructuras isoclinales, cuyos planos axiales son paralelos a la foliación incipientemente desarrollada, la cual se acentúa en los niveles más arcillosos. Por lo contrario, donde la caliza es más pura y de grano fino, se presenta masiva o en estratos delgados. En el caso de ser visible la foliación, ésta es generalmente paralela a la estratificación.

Las metacalizas presentan variaciones a calcoarenitas y a calizas arcillosas; también se observan intercalaciones de niveles lutíticos. Megascópicamente sólo se observan calcita, cuarzo y material arcilloso. Son notables las fracturas rellenas de calcita de grano grueso que cortan a la estratificación y foliación. Las zonas en o próximas a los contactos con las filitas se presentan intensamente silicificadas. Estas rocas calcáreas muestran evidencias de un metamorfismo de menor grado que las rocas filíticas y esquistosas que constituyen niveles inferiores dentro de la secuencia vulcanosedimentaria, pero la intensa recristalización y la incipiente foliación desarrollada, son indicios contundentes para considerar a estas rocas como metamórficas (Figura 10b).

3.2.7 Diques andesíticos

Estas rocas ígneas son las intrusivas más abundantes en el área de estudio. Se presentan como rocas compactas, de textura afanítica, de color gris oscuro en superficie fresca. Toman, por efectos de intemperismo, coloraciones pardas. Macroscópicamente sólo es posible reconocer pequeños cristales de minerales ferromagnesianos incluidos en una matriz afanítica constituida principalmente por plagioclasas. Microscópicamente (Figura 11a) se observan grandes cristales de plagioclasa en una matriz con intensa alteración, posiblemente propilitica. Se reconocen algo de epidota, clorita y minerales opacos, posiblemente sulfuros.

Estos cuerpos se emplazan sin una orientación preferencial, generalmente discordantes, cortando los planos de foliación de las rocas metamórficas que los encajonan. Ocasionalmente forman diquestratos paralelos a la foliación. La falta de bordes de reacción con las rocas encajonantes sugiere un posible emplazamiento a baja temperatura. Los diques de composición andesítica corresponden a diferenciados magmáticos tardíos de intrusivos de composición intermedia.

3.2.8 Diques aplíticos

Estos intrusivos ácidos se presentan como rocas claras y compactas cuando frescas, tomando por efectos del intemperismo tonalidades amarillentas. Son de grano fino y textura sacaróide, identificándose cuarzo, feldespato potásico, óxidos de hierro y minerales arcillosos (Figura 11b). Al igual que los diques de composición intermedia, no presentan bordes de reacción, sugiriendo emplazamiento somero y enfriamiento rápido.

Los diques aplíticos tienen distribución muy irregular, variando su espesor desde algunas decenas de centímetros hasta poco más del metro, con algunos metros a rumbo. Estas rocas se consideran como originadas por el evento magmático que originó los intrusivos ácidos localizados al sudeste del área de estudio e interpretados como postmetamórficos y posiblemente del Neógeno.

3.2.9 Ignimbritas (Figura 12a)

Ocupan una pequeña porción en la esquina nororiental del área de estudio. Se presentan como rocas bastante compactas, de color oscuro. Se reconocen macroscópicamente minerales ferromagnesianos y feldespatos embebidos en una matriz negra, constituida por vidrio. Las ignimbritas forman serranías altas, sobre todo al norte del área de estudio. Se considera a estas rocas como del Terciario (Oligoceno - Mioceno?).

3.2.10 Derrames basáltico - andesíticos

Estas rocas cubren discordantemente a las metamorfitas, en la parte meridional y occidental del área de estudio. Constituyen mesetas amplias y extensas, y están relacionadas estrechamente con brechas volcánicas y material piroclástico que rellenaron antiguas depresiones. Los basaltos son rocas muy compactas, de color gris oscuro en superficie fresca, que adquieren, por intemperismo, colores ocre rojizos. Son de grano muy fino, pudiéndose reconocer sólo pequeños cristales de olivino y plagioclasa embebidos en una matriz criptocristalina, constituida por plagioclasas y piroxenos (?) (Figura 12b). A veces se presentan como rocas pseudoestratificadas, con numerosas diaclasas columnares. El espesor de los basaltos en el área de estudio se estima entre 25 y 50 metros.

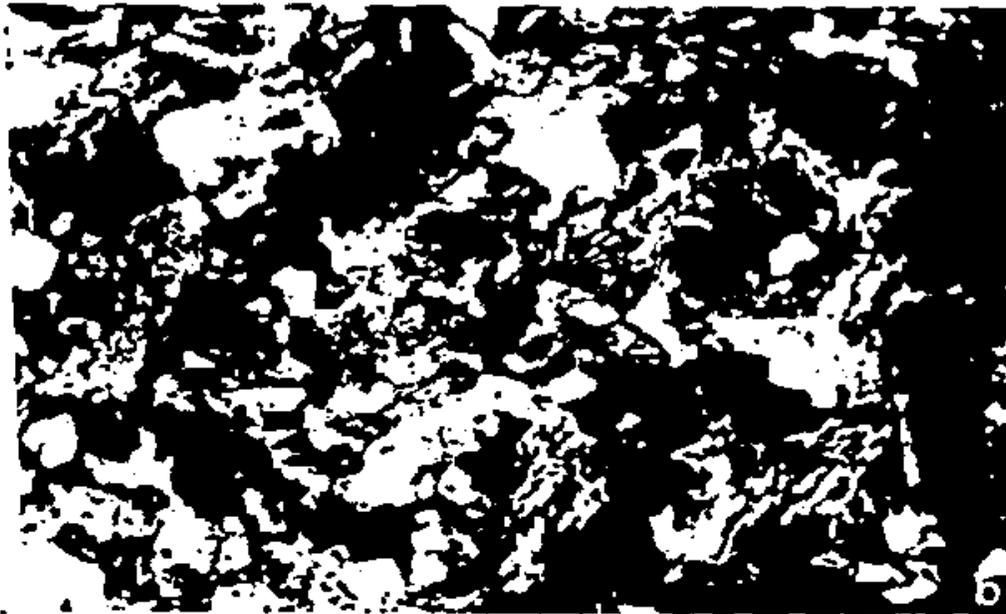
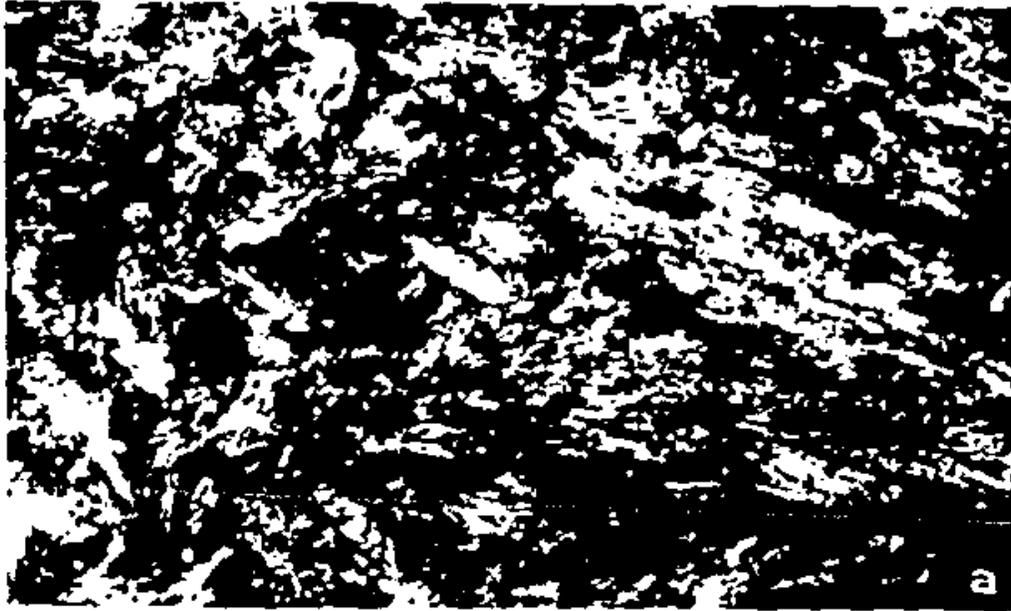


Figura 11.- a) Fotomicrografia donde se aprecia el aspecto típico de los diques andesíticos. Se observan grandes cristales de plagioclasa en una matriz que presenta intensa alteración, posiblemente propilitica. Se reconocen algo de epidota, clorita y minerales opacos, probablemente sulfuros (nicosles cruzados, objetivo X400). b) Fotomicrografia donde se aprecia el aspecto típico de los diques aplíticos. Se observan cuarzo intercrecido con feldespatos potásico, plagioclasa y abundante mica blanca en textura sacaroide (aplítica) (nicosles cruzados, X40).

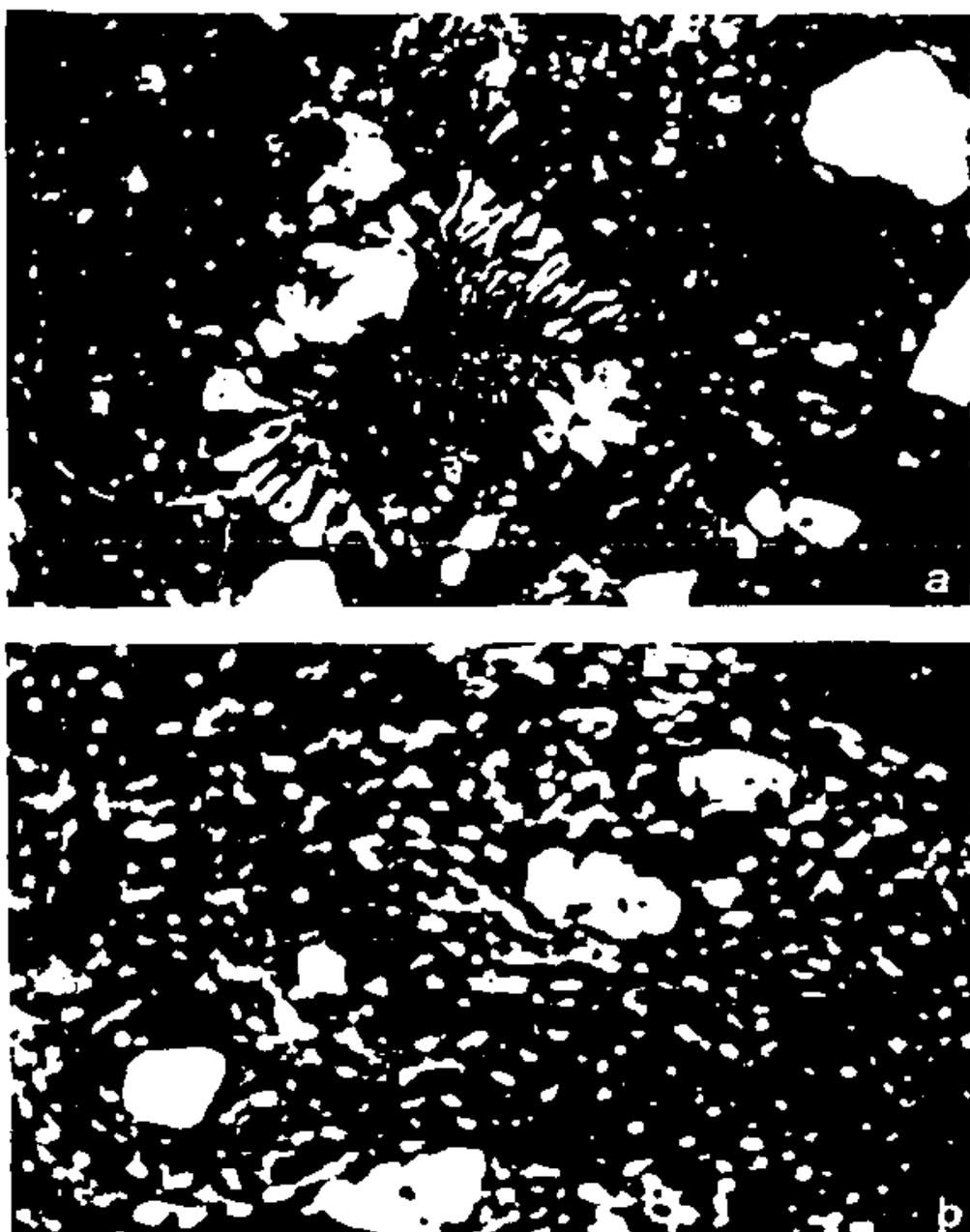


Figura 12.- a) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de las rocas piroclásticas. Se observan fragmentos líticos de rocas andesíticas, dioríticas y metamórficas. Al centro un fragmento con intercrecimiento gráfico entre cuarzo y feldespato, posiblemente perteneciente a una roca granítica. También fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico incluidos en una matriz microcristalina (nicoses cruzados, X40). b) Fotomicrografía donde se aprecia el aspecto típico de los basaltos de olivino. Se observan fenocristales de olivino, con los bordes alterados a iddingsita, y de ortopiroxenos; la matriz es de plagioclasa y piroxenos (nicoses cruzados, X40).

3.3 Geología Estructural

Las secuencias metamórficas del Área de La Esmeralda - El Campanario constituyen niveles estructurales superiores que las rocas que encajonan al yacimiento de sulfuros masivos vulcanogénicos de Tizapa.

En estas rocas vulcanosedimentarias metamorfozadas se han reconocido tres fases de deformación, resultantes de esfuerzos compresionales (Parga-Pérez, 1981; Parga-Pérez *et al.*, 1984a). La primera fase se considera como la de mayor intensidad con recristalización asociada. Esta dió origen a una foliación definida por la orientación de los filosilicatos; es penetrativa y es denominada "foliación de plano axial", la cual es regional y en algunos afloramientos se observa casi totalmente borrada por una foliación posterior, mientras que en otros sectores está fuertemente plisada, con desarrollo incipiente de una segunda foliación. El plegamiento asociado a la foliación primaria es difícil de reconocer, debido a la intensa recristalización metamórfica que borró casi totalmente todos los rasgos primarios.

La segunda fase de deformación se caracteriza por el plegamiento de la primera foliación y el desarrollo de una esquistosidad de fractura o "cruceo plisante", que en los pocos lugares donde se observa tiene una dirección prácticamente E-W, con una orientación de alrededor de 30° al N y es paralela a los planos axiales de los pliegues de segunda generación. Está definido por la reorientación de los filosilicatos y, probablemente, provocó una recristalización de los mismos. Los pliegues de segunda generación se caracterizan por ser angulares y asimétricos, con planos axiales casi horizontales (Parga-Pérez, 1981).

La tercera, y última, fase de deformación compresional, es postmetamórfica, y plegó regionalmente a la secuencia metamórfica, en una estructura anticlinal doblemente buzante, cuyo eje tiene una orientación N 45° E y está inclinada al NW; dicha posición está definida por el comportamiento estructural de la foliación regional, que generalmente corresponde al primer esfuerzo compresional. En el área de estudio, la mencionada foliación regional está restringida al flanco nororiental de la estructura plegada. Asociados a la tercera fase de deformación se observan gran cantidad de pequeños sobrecorrimientos con truncamiento de microestructuras.

Finalmente, una fase tectónica distensiva, caracterizada de una serie de fallamientos normales de magnitud variable, afectó a las rocas metamórficas del área. Esta fase probablemente estuvo relacionada con la tectónica de la Faja Volcánica Transmexicana.

Las fallas normales observadas en el área tienen una dirección general NW - SE y NE - SW, con desplazamientos de pocos metros. Estas estructuras se evidencian por zonas de brechamiento, truncamientos y planos de falla estriados con inclinaciones casi verticales.

3.4 Significado tectónico

Las características geológicas del Complejo Metamórfico de Tierra Caliente, aunado a su litología y tipos de metamorfismo y deformación, y a su probable edad, sugieren una afinidad tectónica pacífica (Ortega-Gutiérrez, 1981). No obstante, las complejidades en la historia metamórfica, el carácter poli-deformado de la secuencia y los altos gradientes metamórficos (70-100°C/km) reportados para el área de Tejupilco - Zacazonapan (Eliás-Herrera, 1981; Parga-Pérez, 1981), no son compatibles con las condiciones naturales de estabilidad de las asociaciones minerales identificadas en los niveles estructurales superiores (Díaz-García, 1980; Ortega-Gutiérrez, 1981). Lo anterior puede explicarse mediante la superposición estructural de dos diferentes terrenos, tal como lo sugirió de Cserna (1971), uno correspondería a la Rocaverde Taxco Viejo, cuyo protolito se habría depositado en un ambiente de mar profundo, y el otro al Esquisto Taxco y secuencias asociadas, originados en un ambiente de mar marginal - arco insular; sin embargo, las descripciones litológicas de la Rocaverde Taxco Viejo parecen más bien pertenecer a un ambiente marginal de depósito más que a un océano abierto (Ortega-Gutiérrez, 1981).

La presencia de rocas ígneas máficas y ultramáficas en el Complejo Metamórfico de Tierra Caliente (García-Calderón, 1978; Delgado-Argote, 1986) sugieren una compleja yuxtaposición de terrenos pertenecientes a distintos ambientes tectónicos.

3.5 Metamorfismo

El metamorfismo sufrido por la secuencia vulcanosedimentaria, pertenece, en general, a la zona de clorita de la facies de esquisto verde (Fries, 1960; Campa-Uranga *et al.*, 1974 (1975); Colorado-Liévano, 1979; Díaz-García, 1980). Por otro lado, Elías-Herrera (1981) y Parga-Pérez (1981) reconocen evidencias locales en el área de Tejupilco - Zacazonapan, Estado de México, que llevaron a asignar a esa parte de la secuencia como perteneciente a la facies de anfibolita. La presencia de cordierita y la rápida sucesión de isógradas permite considerar a este tipo de metamorfismo como típico de los cinturones de baja presión y alta temperatura (Miyashiro, 1973). Nuevas evidencias, contradictorias a las anteriores, son aportadas por Díaz-García (1980), quien reporta la presencia de pumpellyita y fengita (variedad de muscovita en donde el aluminio está parcialmente sustituido por magnesio y sílice). Asimismo, Ortega-Gutiérrez (1981) identifica piedmontita y posiblemente stilpnomelano en la Rocaverde Taxco Viejo lo cual, en su conjunto, sugiere la existencia de rocas afectadas por metamorfismo de alta presión y baja temperatura.

En las rocas aflorantes en el área de La Esmeralda - El Campanario, Parga-Pérez y colaboradores (1982) han reconocido tres eventos metamórficos, siendo los dos primeros progresivos y sintectónicos, correspondientes a las dos deformaciones primitivas que originaron sendas foliaciones, y el tercero manifestado por una intensa e irregular retromorfosis; del mencionado autor se han tomado las consideraciones que siguen.

El primer evento metamórfico es el más uniforme por haber sido reconocido en todos los niveles estructurales. Se considera contemporáneo a la primera deformación. Las paragénesis metamórficas observadas presentan la asociación clorita-muscovita-albita-cuarzo y, probablemente, epidota-tremolita-actinolita-biotita, para las rocas básicas, clorita-muscovita-cuarzo-albita, para las rocas pelíticas, y calcita-muscovita-cuarzo, para las rocas calcáreas. Dichas asociaciones minerales manifiestan la facies de esquisto verde, de bajo grado, según los criterios de Winkler (1976). La presencia de biotita, al parecer de origen metamórfico, en un pequeño cuerpo de esquistos de edad mica, intercalados con rocas esquistosas de clorita, definen la zona de biotita de la mencionada facies metamórfica. Las condiciones termodinámicas estimadas para este evento metamórfico son de alrededor de 350 a 450°C y 2 kb de presión. Por otro lado, Tolson (1982), estudiando la estructura de los esquistos cuarzo - carbonáticos en el área de Valle de Bravo,

reconoce un único evento de metamorfismo, contemporáneo con el primer periodo de deformación.

El segundo evento metamórfico, también sintectónico con la segunda fase de deformación, fué de menor intensidad que el anterior y no es uniforme en todas las unidades litológicas expuestas en el área de La Esmeralda - El Campanario. Este metamorfismo sólo es evidente en donde se observa plegada la primera foliación y consiste de una recristalización de los filosilicatos. Se infiere que este segundo evento metamórfico fue de bajo grado y corresponde a la zona de la clorita de la facies de esquisto verde.

El tercero y último evento metamórfico consiste en una retromorfosis que afectó a las unidades metamórficas de una manera muy irregular, y se interpreta que tuvo lugar durante la tercera fase de deformación compresional. La retromorfosis se manifiesta por el reemplazamiento casi total de la biotita y tremolita-actinolita por clorita y por la sericitización de los feldespatos.

4. EL DEPOSITO DE LA ESMERALDA, ESTADO DE MEXICO

4.1 Historia minera

A 20 km al este de los depósitos sinsedimentarios de Tizapa - La Esmeralda, se sitúa el antiguo distrito minero de Temascaltepec, que se explotó por oro y plata, y en especial la veta La Guitarra, desde mediados del siglo XVI. Después de una larga historia minera, en 1980 la Compañía Minera Fresnillo S.A. de C.V. realizó un programa de barrenación y evaluación del área, tendiente a revivir la decadente minería de esta zona.

Con respecto a los sulfuros masivos sinsedimentarios, a 6 km al sur de Tizapa - La Esmeralda, cerca del poblado de El Sauz, se localiza el depósito de Santa Rosa (Colorado-Liévano, 1979), del cual se conoce que fué explotado hacia principios de siglo, estando ahora concesionado a la Compañía Minera Fresnillo S.A. de C.V., quién realizó una intensa labor de barrenación desde 1980.

En 1977 el Consejo de Recursos Minerales realizó el estudio de las imágenes ERTS-1 de la provincia metalogenética denominada "Eje Neovolcánico" (Salas, 1975), lo cual derivó en la creación de un proyecto de evaluación regional de dicha provincia, el cual comenzó en el mismo año bajo la denominación de "Proyecto Rocas Metamórficas". Nieto-Obregón y colaboradores (1977) sugirieron la importancia de los afloramientos de rocas metavolcánicas como posibles encajonantes de sulfuros masivos vulcanogénicos en los límites de la provincia mencionada con la Sierra Madre del Sur. Por otro lado, durante visitas de reconocimiento efectuadas por personal del C.R.M., se encontró, al SE de Zacazonapan, una pequeña mina abandonada, de la cual se tiene conocimiento que fue trabajada intermitentemente antes de 1940. Los análisis por plata, zinc y plomo de muestras tomadas de los terreros y del interior de la mina indicaron resultados alentadores, que culminaron con un programa de barrenación en el área de Tizapa, lo cual permitió cubicar 2,500,000 t con leyes de 7.5 % de Zn, 2,2 % de Pb, 0.6 % de Cu, 500 g/t de Cd, 245 g/t de Ag y 2 g/t de Au (Parga-Pérez *et al.*, 1982; Parga-Pérez y Rodríguez-Balinas, 1983). Recientemente, luego de prolongadas gestiones con los representantes de diversos países interesados, la Secretaría de Programación y Presupuesto firmó un tratado con el gobierno japonés para trabajar el depósito de Tizapa.

Contemporáneamente a la perforación efectuada en Tizapa, se realizaron otros barrenos hacia el noreste del área, cruzando la barranca excavada por el Arroyo San José. En marzo de 1981 se realizó la primera perforación que cortó cuatro intervalos mineralizados, el mayor de los cuales tenía cerca de medio metro de espesor. Los análisis químicos efectuados en muestras de dicha perforación arrojaron valores promedio de varios kilos de plata por tonelada, lo que derivó en un entusiasta programa de barrenación en la zona de La Esmeralda. Entre la fecha mencionada y junio de 1984, cuando se suspendieron las labores en el área, se perforaron 40 barrenos a profundidades entre 60 y 300 metros, lo cual totaliza alrededor de 8,300 metros de perforación. En el área de La Esmeralda prácticamente no se tienen afloramientos de los lentes de sulfuros, por lo que toda la información obtenida es a partir de la barrenación efectuada por el C.R.M. Por otro lado, se ignora si el convenio firmado en fechas recientes con el gobierno japonés incluye a los cuerpos sinsedimentarios de La Esmeralda.

Los trabajos concluyeron con la evaluación preliminar del depósito de La Esmeralda, la cual indicó 415,000 t de reservas probables, con una ley media de 215 g/t de Ag, 2.25 % de Zn y 1.25 % de Pb (Parga-Pérez *et al.*, 1984a); no se dispone de las leyes de otros elementos, tales como cobre, cadmio u oro. El tonelaje mencionado es sumamente bajo como para pensar en una explotación inmediata del depósito. Por otro lado, se puede manifestar que la profundidad y densidad de la barrenación efectuada no son suficientes como para evaluar el depósito con confianza, sino por lo contrario, es posible que una mayor densidad de información permita aumentar las reservas considerablemente. Es factible que una futura explotación del depósito de La Esmeralda estaría supeditada a considerarlo conjuntamente con los cuerpos masivos más consistentes de Tizapa y a niveles razonables en cuanto al precio de los metales, en especial al de la plata, o a considerar a los niveles piríticos como fuente de elementos raros, tales como germanio y galio, de los cuales necesita la sofisticada tecnología actual.

4.2 Forma del depósito

El depósito de La Esmeralda consiste de cuerpos lenticulares de sulfuros polimetálicos encajonados concordantemente en metatobas riolíticas, esquistos de sericita y de clorita-sericita (Figuras 13 y 14), de edad muy discutida, pero posiblemente permo - triásicos. Los lentes superiores de La Esmeralda se encuentran encajonados en metatobas riolíticas, mientras que los lentes inferiores lo están en esquistos de sericita y de clorita - sericita.

Se han identificado cerca de 20 lentes enriquecidos en sulfuros cuyos espesores son superiores al metro, hasta 300 metros por debajo de la superficie. Los límites verticales de los lentes de sulfuros son, en general, difusos, presentándose mineralización diseminada en varias partes de la columna, consistente casi exclusivamente de pirita recristalizada siguiendo la foliación de las rocas encajonantes. Lo anterior difiere fundamentalmente con las descripciones clásicas de los yacimientos Kuroko, donde los límites entre las tobas mineralizadas y los estratos estériles son netos.

Es muy difícil, con la densidad de barrenación que se tiene, proyectar los lentes lateralmente, entre barreno y barreno, por lo que se interpretan frecuentes acuñamientos e interrupciones debidas a fallamiento. Se considera que los lentes con sulfuros sólo tienen entre 100 y 150 metros de extensión lateral, y un espesor desde menos de dos a cerca de cuatro metros, y eventualmente hasta cinco metros, sin considerar numerosos lentes de menor importancia, con espesores de pocos centímetros. Lo anterior es distinto a lo que acontece en los lentes masivos de Tizapa, que poseen mayor continuidad lateral y vertical.

En La Esmeralda, los lentes portadores de la mineralización se caracterizan por no ser de sulfuros de carácter masivo, como los de Tizapa, sino de estar muy entremezclados con los minerales de ganga, por lo que se entiende que la emisión de los fluidos que transportaron los metales de mena fue contemporánea con la expulsión de material volcánico, y que ambos se depositaron conjuntamente en pequeñas depresiones submarinas. Se tiene toda la gama en la relación sulfuros/minerales de ganga de los lentes, desde los de sulfuros prácticamente masivos, formados casi exclusivamente por pirita, hasta pirita diseminada, pasando por lentes en que la relación sulfuros/minerales de ganga varía entre 20:80 y 50:50. Al respecto, se observa que los minerales portadores de

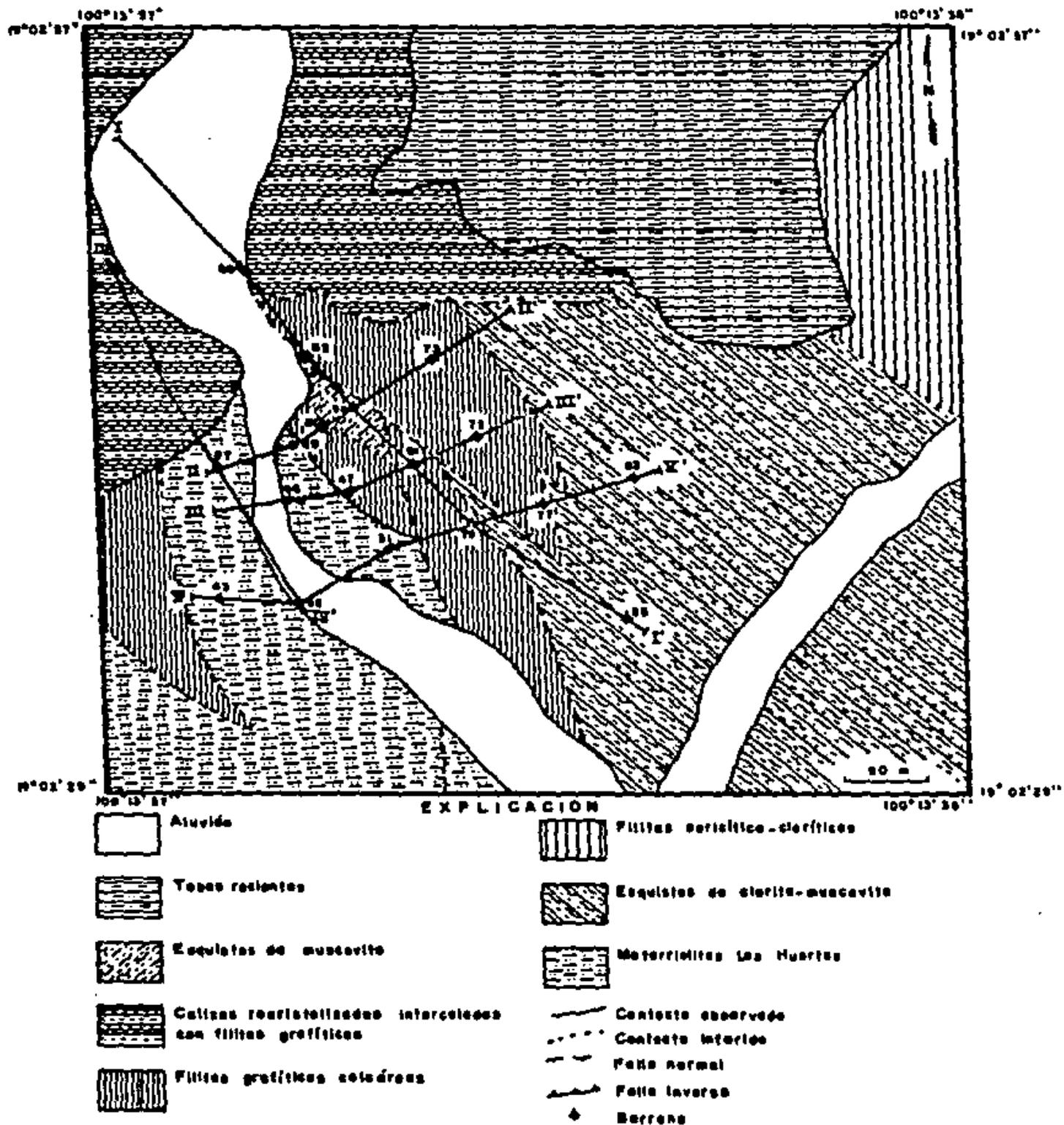


Figura 13.- Geología simplificada del Área de La Esmeralda, Municipio de Temascaltepec, Estado de México; para la secuencia y edad de las unidades ver columna litológica de la Figura 7, p. 35 (Modificado de Parga-Pérez et al., 1984a).

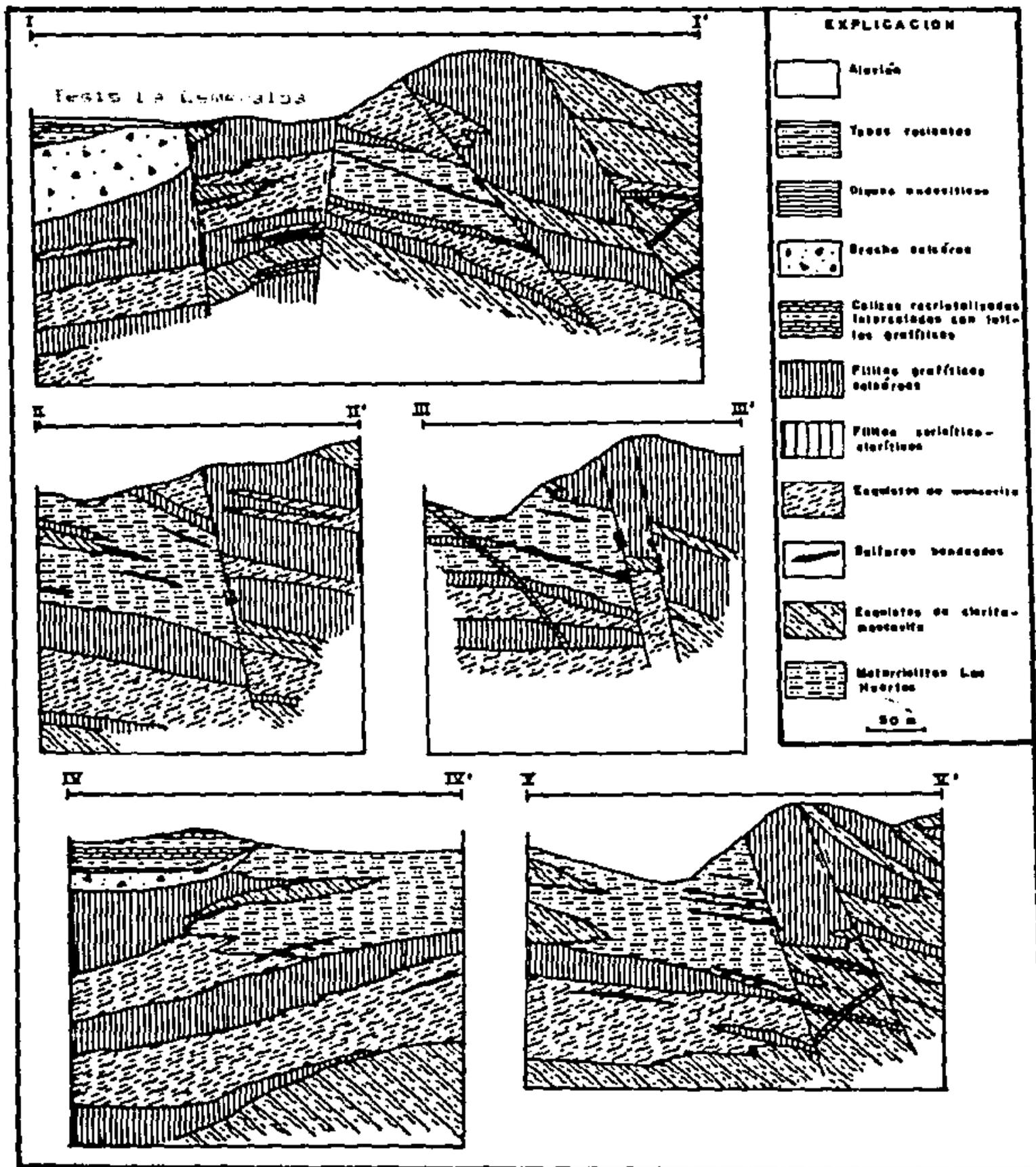


Figura 14.- Secciones geológicas interpretativas del área de La Esmeralda, Municipio de Temascaltepec, Estado de México. La posición de las secciones se indica en el mapa de la Figura 13; la geología del subsuelo y la posición de los lentos de sulfuros se interpreta en base a los datos obtenidos a partir de perforaciones; para la secuencia y edad de las unidades ver columna litológica de la Figura 7, p. 35 (Modificado de Parga-Pérez *et al.*, 1984a).

plata son más abundantes cuando la relación sulfuros/minerales de ganga se aproxima a 40:60.

Ninguno de los cuerpos masivos identificados en Tizapa pudo continuarse en profundidad hacia La Esmeralda, por lo que es posible que el alcance de la barrenación en La Esmeralda no sea lo suficiente como para reconstruir la extensión lateral de los lentes mencionados. Un acuñamiento de los lentes masivos de Tizapa hacia el noreste, o una fractura paralela a la barranca del Arroyo San José que haya desplazado a las secuencias es inferida.

Las características mencionadas sobre la geometría de los lentes de La Esmeralda y su carácter no masivo hacen que el depósito sea mucho menos interesante para una posible explotación de los sulfuros polimetálicos que los cuerpos aledaños de Tizapa. Se considera lo anterior, a pesar de que los cuerpos de La Esmeralda son más someros y no están sobreyacidos por los basaltos que constituyen la mesa de Tizapa, que con espesores de 25 a 50 metros sobreyacen al depósito homónimo.

4.3 Relaciones estratigráficas

Los lentes portadores de sulfuros en La Esmeralda guardan una relación concordante con las metatobas riolíticas, esquistos de clorita y de clorita - muscovita encajonantes. Por otro lado, los lentes no se presentan en los contactos litológicos, como es frecuente en el depósito aledaño de Tizapa, en donde los de mayor extensión están en los contactos entre las filitas gráficas y los esquistos de clorita - muscovita, sino que están incluidos en las partes internas de las unidades litológicas arriba mencionadas.

Los lentes portadores de sulfuros que constituyen el depósito de La Esmeralda se encuentran encajonados en rocas que están en una posición estratigráfica superior a las de Tizapa. A su vez, se interpreta que el depósito sinsedimentario de Santa Rosa, situado a 6 km al sur de Tizapa - La Esmeralda, se encuentra en una posición estratigráfica aún más arriba que La Esmeralda y próximo a la cima de la secuencia vulcanosedimentaria. Estando Tizapa aproximadamente a 300 m estructuralmente arriba del augengneis (base de la secuencia vulcanosedimentaria), y Santa Rosa 1,000 m arriba de Tizapa, se

interpreta que toda la secuencia, de más de 1,000 metros de espesor, que incluye en su parte media a La Esmeralda, tiene importancia potencial para la prospección de sulfuros masivos vulcanogénicos.

En un contexto de carácter regional, se puede considerar que la secuencia vulcanosedimentaria que encajona a los depósitos de Tizapa y La Esmeralda incluye también a los sulfuros masivos plegados en el área de Almoloya de las Granadas. De la misma manera, los yacimientos de El Rey de la Plata (García-Fons *et al.*, 1981) y Campo Morado (Lorinczi y Miranda, 1978), en el norte del Estado de Guerrero, y La Dicha, en el área de Ixcuinatoyac, en el mismo estado, están encajonados en rocas que exhiben un metamorfismo similar a las de Tizapa - La Esmeralda, por lo que es probable que pertenezcan a la misma secuencia vulcanosedimentaria. Todos estos depósitos sinsedimentarios deben considerarse en un contexto regional, para evaluar globalmente el tipo de evento mineralizante que los originó y las características de las cuencas de acumulación, para interpretar así su relación espacio-temporal dentro de la secuencia común que los encajona y la posibilidad de otros depósitos con características similares en las áreas entre los yacimientos identificados. Es importante tener en cuenta la marcada tendencia de los depósitos sinsedimentarios a presentarse en grupos, tal como el conocido distrito de Kuroko, en Japón (Franklin *et al.*, 1981).

4.4 Mineralogía de la mena

4.4.1 Descripción de muestras individuales

En la Tabla 2 se señala la posición de las muestras estudiadas en los barrenos indicados en el mapa de la Figura 13. A continuación se presenta la descripción de algunas muestras seleccionadas, a partir de las cuales se generalizó la mineralogía y la paragénesis del depósito de La Esmeralda.

MUESTRA ESM-159 (Barreno T 31, 21.50-22.30 m)

Los minerales metálicos identificados, en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita, galena, freibergita, arsenopirita, boulangerita y owyheeita.

La pirita se presenta en grandes áreas que muestran un bandeamiento burdo. Está intercrecida con esfalerita, incluye sectores de galena (Figura 15a) y de arsenopirita y forma pequeños cristales eudrales incluidos en el cuarzo. La esfalerita forma áreas mayores con o sin pirita, que en el caso de presentarse muestra contornos cristalinos. La galena está en pequeños sectores intercrecida con arsenopirita en el cuarzo. Es común también en áreas menores en los sectores de pirita y a veces ocupando sus bordes e intercrecida con (o reemplazada por) boulangerita y owyheeita (Figura 15a) e incluyendo freibergita; también se presenta como pequeños sectores en la ganga. La freibergita está en áreas mayores reemplazando a la boulangerita (Figura 15b), en pequeños sectores incluidos en galena o como fragmentos individuales en el cuarzo y ganga de silicatos. La arsenopirita forma pequeños cristales eudrales aislados (Figura 15b) o agrupados en el cuarzo. Incluida en los sectores mayores de pirita, bordeando algunas áreas de esfalerita y a veces intercrecida con galena. La boulangerita forma algunos sectores mayores en el cuarzo, donde muestra intercrecimiento con galena; se detecta plata en su composición. La owyheeita se presenta en pirita, intercrecida con galena (Figura 15a); contiene hierro en su composición.

La ganga está formada por micas y cuarzo presentando un bandeamiento burdo. Se observan cristales eudrales de zircón incluidos en las micas.

Tabla 2.- Muestras del depósito La Esmeralda

No de Campo*	Barreno	Profundidad	Sup. Pulida No.	Obs.**
RR-19	T 31	21.50- 22.30	159	P,E,G,F,S,A
RR-20		41.19- 41.10	160	P,E,G,F,S,A,C,Ca
RR-21		46.80- 47.50	161	P,E,G
RR-22		47.50- 48.56	162	P,E,G,F,S
RR-23		48.56- 49.10	163	P,E,G,F,S
RR-24		61.35- 62.60	164	P,E,G,F,S
RR-25	T 45	28.00- 30.00	165	P,A
RR-26		43.10- 44.20	166	P,E,G,A,C
RR-27	T 47	34.59- 35.04	167	P,E,G,F,S,A
RR-28	T 52	63.20- 64.00	168	P,E,G,F,S,C
RR-29		64.00- 64.35	169	P,E,G,F,S,A,C
RR-30		64.35- 65.65	170	P,E,G,F,S,C
RR-31		75.20- 75.80	171	P,E,G,F,S,C
RR-32		75.80- 78.38	172	P,E,G,F,S,C
RR-33	T 53	83.45- 84.60	173	P,E,G,F,S
RR-34		94.80- 97.95	244	P,E,G
RR-35	T 56	57.10- 58.35	245	
RR-36		58.35- 59.10	246	P,E,S
RR-37		59.10- 61.10	247	
RR-38		61.10- 62.40	248	P,E
RR-39	T 61	66.90- 68.10	249	P
RR-40		77.10- 78.60	250	P,E,F,S
RR-41	T 62	198.80-	251	
RR-42	T 72	201.80-203.00	252	P
RR-43	T 78	105.13-105.98	253	P,E,G
RR-44		181.92-182.40	254	P
RR-45	T 79	187.76-188.60	255	P,E
RR-46	T 80	90.45- 91.10	256	P,E,G,A
RR-47		94.15- 94.91	257	
RR-48		103.30-106.35	258	P,E
RR-49	T 82	63.83- 68.00	259	P,E,A
RR-50		79.60- 81.95	260	
RR-51		83.85- 84.22	261	
RR-52		91.10- 94.15	262	

(Continúa en p. siguiente)

Tabla 2 (Continuación de p. anterior)

No. de Campo*	Barreno	Profundidad	Sup. Pulida No.	Obs.**
RR-53		96.80- 97.20	263	
RR-54		101.35-102.37	264	P
RR-55		112.00-113.75	265	
RR-56		115.50-118.55	266	P, E, G, F, C, A
RR-57	T 83	165.50-168.00	267	
RR-58		171.60-174.65	268	P
RR-59	T 92	72.60- 73.40	269	
RR-60		?	270	
RR-61		123.60-125.00	271	
RR-62		128.80-	272	P, E, G, F, C, A, Pi
RR-63	T100	283.25-	273	
ME- 1	T 31	61.80-	516	P, E, G
ME- 2		42.80-	517	P, E
ME- 3	T 45	22.10-	518	P, E
ME- 4	T 49	58.00-	519	P, E, G, S
ME- 5	T 52	78.00-	520	
ME- 6	T 56	57.90-	521	P, E, G, F, S
ME- 7	T 74	130.77-	522	P, E, S
ME- 8	T 75	186.70-	523	P, E, G, A, C, Pi
ME- 9	T 77	156.70-	524	
ME-10	T 80	94.15-	525	P, E, G, F, S, C, A, Pi
ME-11		91.35-	526	P, E, C, S
ME-12	T 81	146.80-	527	P, E, G, F, S
ME-13	T 82	117.80-	528	P, E, G, F, C
ME-14	T 84	67.20-	529	P, E, G, C, S
ME-15		144.05-	530	
ME-16	T 85	137.42-	531	
ME-17	T 86	22.35-	532	P, E, G, C, Pi
ME-18	T 80	?	533	

* RR : Colector Raúl Rubínovich Kogan
ME : Colector Mariano Elias Herrera

** P: pirita; E: esfalerita; G: galena;
F: freibergita; S: otras sulfosales;
C: calcopirita; A: arsenopirita;
Pi: pirrotita; Ca: casiterita

MUESTRA ESM-160 (Barreno T 31, 41.19-41.40 m)

Los minerales metálicos identificados, en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita, galena, freibergita, boulangierita, calcopirita, arsenopirita, casiterita y argentita.

La pirita forma grandes cristales euedrales que constituyen gran parte de la muestra y pequeños cristales euedrales incluidos en los otros sulfuros y en la ganga; incluye pequeños sectores de galena-esfalerita (Figura 15c), arsenopirita, calcopirita-galena, argentita y casiterita. La esfalerita se presenta en amplias zonas intercrecida con galena en los espacios dejados por las amplias áreas de pirita; también en pequeños sectores en la pirita. La galena es, en general, menos abundante que la esfalerita y en las áreas mayores presenta grano grueso y muy marcado clivaje; incluye freibergita y boulangierita y está incluida en los sectores mayores de pirita, a veces con esfalerita o calcopirita. La freibergita es escasa, forma pequeños sectores en los bordes de las áreas de galena. Hay algunos sectores de boulangierita, a veces alargados, incluidos en la galena. La calcopirita es muy escasa, y se presenta con galena incluida en pirita. La arsenopirita está como pequeños sectores en la pirita y diminutos cristales euedrales en la esfalerita, mientras que la casiterita se presenta en sectores irregulares incluida en la pirita (Figura 15c). Hay diminutas áreas de argentita incluidas en la pirita.

El mineral de ganga más abundante es la clorita, a veces formando láminas curvas penetrando a los carbonatos y "desflecados" con la galena y, menos frecuentemente, con la esfalerita. La muscovita se presenta en forma menos abundante que las cloritas. Hay poco cuarzo y se presenta como cristales aislados incluidos en la galena o con el resto de la ganga. Hay ankerita en forma de vetillas atravesando toda la muestra y también en sectores irregulares. Se observan cristales de siderita incluidos en la galena.

MUESTRA ESM-161 (Barreno T 31, 46.80-47.50 m)

Los únicos minerales metálicos identificados, en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita y galena. La pirita se presenta como cristales euedrales a subedrales incluidos en la ganga, especialmente en los minerales micáceos, y como pequeños cristales euedrales en las zonas de esfalerita. El mineral de zinc es escaso, y está en pequeñas áreas que incluyen cristales euedrales de pirita. La galena es

muestra; forma sectores aislados en la ganga de silicatos y sectores asociados con freibergita y boulangerita, rodeados de cristales euedrales de pirita; también rodea parcialmente a los framboides de pirita. La galena es, en general, escasa en la muestra; se presenta como pequeños sectores aislados en la ganga e incluida en la pirita. La boulangerita es un mineral escaso en la muestra; está asociado con freibergita y calcopirita y rodea parcialmente a los framboides de pirita; la escasez de esta sulfosal y de galena hace que la muestra sea muy pobre en contenido de plomo. La freibergita forma sectores aislados en la ganga, donde se presenta intercrecida con calcopirita y boulangerita, a veces rodeada de pirita.

El cuarzo conforma la mayor parte de la muestra. Los minerales micáceos se presentan bandeados con el cuarzo y como tablas con los sulfuros, especialmente con esfalerita. La apatita es abundante formando sectores amplios en la ganga, acompañada de cristales de pirita y de monacita. También se identificaron algunas áreas de xenotima y de rutilo en la ganga.

MUESTRA ESM-172 (Barreno T 52, 75.80-78.58 m)

Los minerales metálicos identificados, en orden de abundancia, son: esfalerita, pirita, galena, freibergita, calcopirita y boulangerita.

La esfalerita se presenta en sectores amplios, intercrecida y a veces mostrando claro reemplazamiento por galena; incluye cristales euedrales de pirita y de monacita; a su vez es incluida dentro de los cristales de pirita. La pirita está en forma de amplios cristales euedrales que incluyen galena y esfalerita; también en framboides con galena en la ganga silicatada. La galena es el principal mineral de plomo de la muestra; muestra grano grueso y clivaje visible; se presenta intercrecida con esfalerita (Figura 18a) y reemplazándola en sus bordes; incluye freibergita y calcopirita y también se presenta como pequeñas áreas en la ganga o en los cristales de pirita y rodeado parcialmente a los framboides de pirita. La freibergita es una sulfosal abundante en la muestra; está reemplazando a la galena (Figura 18a) y presenta dos variedades en cuanto a su contenido de plata. La calcopirita está incluida en la galena como "cuernos" (calcopiritización?). La boulangerita es muy escasa en la muestra; se presenta como bandas en el cuarzo.

El cuarzo conforma gran parte del ejemplar; presenta

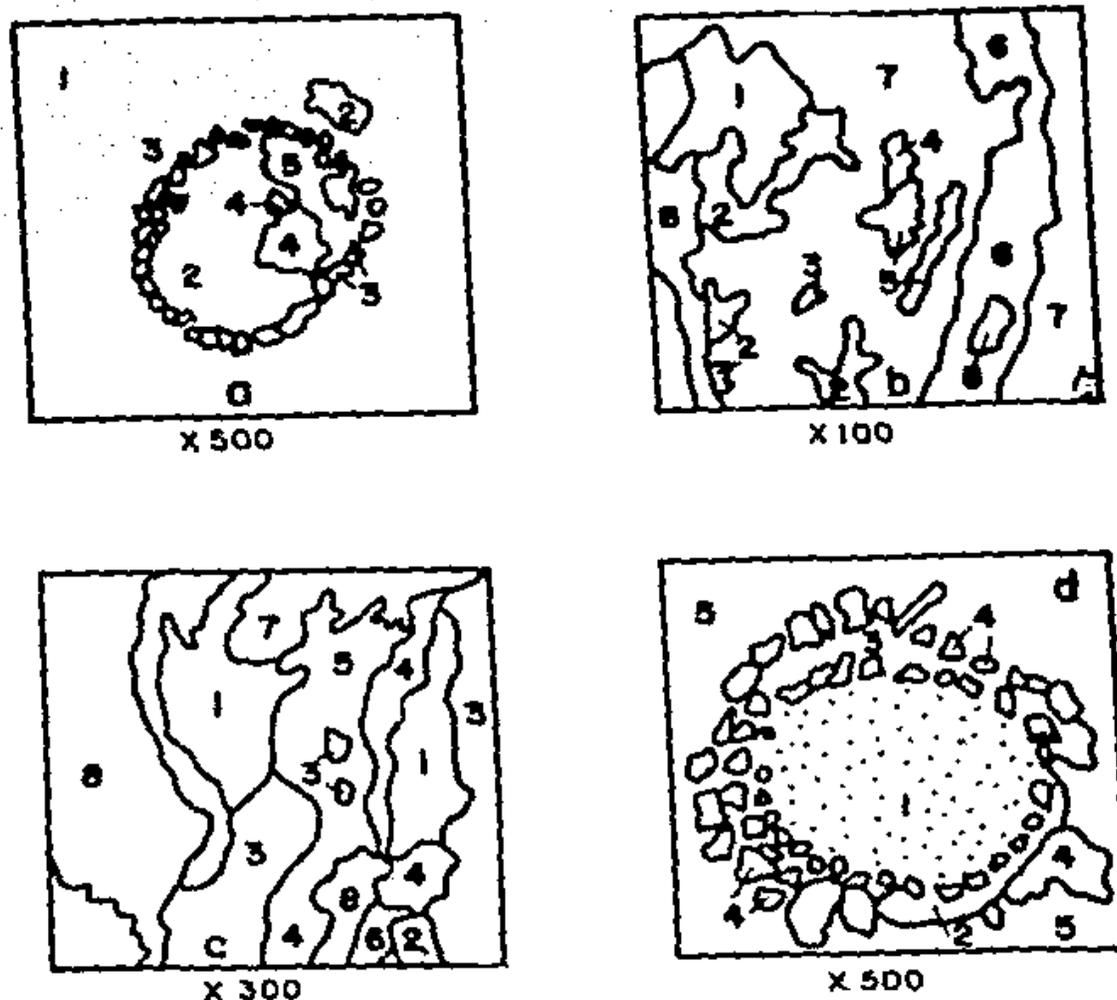


Figura 17.- Relaciones texturales observadas en la mena de La Esmeralda: a) Muestra ESM-169. Framboide aislado en cuarzo (1) que incluye un núcleo de galena (2) totalmente rodeado de cristales de pirita (3) y parcialmente reemplazado por calcopirita (4) y freibergita (5). b) Muestra ESM-170. Bandeamiento entre cuarzo (7), micas (8) y freibergita (6). El cuarzo incluye cristales euedrales de pirita (1), esfalerita (2), galena (3), calcopirita (4) y boulangerita (5). c) Muestra ESM-170. Se observa esfalerita (1) intercrecida con boulangerita (4); también pirita (2), calcopirita (3), freibergita (5), rutilo (6), cuarzo (7) y minerales micáceos (8). d) Muestra ESM-171. Framboide aislado en cuarzo (5). Núcleo de pirita (1) formando textura de "panal de abeja" rodeado de dos capas de cristales de pirita (4) que incluyen entre ellas un sector de calcopirita (3) en la parte superior y de boulangerita (2) en la parte inferior.

boulangerita se presenta en igual o mayor proporción que la galena en esta muestra; está en áreas aisladas en la ganga, asociado a freibergita, calcopirita y, eventualmente, a galena (Figura 17b). La galena es en general escasa en la muestra y sin relación con la freibergita; está también como pequeños cristales euedrales incluidos en la ganga. La freibergita forma amplias zonas alargadas en la ganga (Figura 17b); incluye esfalerita y calcopirita; también se presenta en los sectores de la boulangerita. En esta muestra la relación galena-freibergita no es tan evidente, pues la sulfosal de plata se presenta más frecuente aislada o en los sectores de boulangerita-calcopirita. Hay dos espectros diferentes en cuanto al contenido de plata: el más pobre pertenece a las pequeñas áreas en la ganga, y el más argentífero a extensas zonas que siguen el bandeamiento de la muestra. La calcopirita se presenta en sectores aislados en el cuarzo, intercrecida con la boulangerita (Figura 17b y c) y asociada a la freibergita.

El cuarzo forma grandes áreas, a veces con contornos cristalinos. Los minerales micáceos forman sectores amplios y cristales tabulares con los sulfuros de mena. Se presenta abundante rutilo en el ejemplar (Figura 17c), en áreas alargadas, que incluyen esfalerita y en zonas dentro de la pirita y la esfalerita. La apatita es también excepcionalmente abundante en la muestra ESM-170, formando sectores redondeados en el cuarzo que incluyen pequeños cristales de pirita. También se identificaron algunos sectores irregulares de calcita en el cuarzo y de siderita tanto con los otros minerales de ganga como con esfalerita, pirita y galena.

MUESTRA ESM-171 (Barreno T 52, 75.20-75.80 m)

Los minerales metálicos identificados, en orden de abundancia, son: esfalerita, pirita, calcopirita, galena, boulangerita y freibergita.

La esfalerita se presenta en sectores mayores alargados según la foliación, incluyendo cristales euedrales de pirita. La pirita está en forma de cristales mayores que incluyen galena y calcopirita, de cristales engolfados en las áreas mayores de esfalerita, y de diminutos cristales euedrales incluidos en la ganga; también en esferoides framboidales rodeados de calcopirita, boulangerita y cristales euedrales mayores de pirita. Son relativamente frecuentes los framboides aislados de pirita incluidos en cuarzo, en donde la calcopirita y la boulangerita se encuentran asociados (Figura 17d). La calcopirita es un mineral relativamente abundante en la

intercrecida con galena, mineral que es mucho menos abundante que el sulfuro de zinc; constituyendo la clásica asociación de mena negra de los yacimientos tipo Kuroko, en donde la esfalerita se formó al mismo tiempo que la galena y después que el grueso de la pirita, mineral al cual corroe y reemplaza en forma de "golfos". La pirita forma grandes áreas de cristales euedrales, reemplazados parcialmente por la esfalerita; incluye pequeños sectores de esfalerita, galena y arsenopirita; algunos cristales euedrales pequeños de pirita parecen ser muy posteriores al grueso de la formación del sulfuro, lo cual revelaría dos generaciones del mineral. La pirita también forma framboides parcialmente reemplazados por los otros sulfuros (Figura 17a). La galena se presenta intercrecida con esfalerita y reemplazada por freibergita y calcopirita (Figura 17a); constituye el principal mineral de plomo del ejemplar, pero parece haber sido contemporánea a la formación de la boulangerita. La freibergita es abundante en la muestra; se presenta reemplazando a la galena y a la boulangerita, casi siempre acompañada de calcopirita. La boulangerita es un mineral escaso en esta muestra; está en algunas áreas asociado a galena. La calcopirita forma algunos sectores en la galena, está asociada a freibergita y también se presenta en las áreas de carbonatos. La arsenopirita forma pequeños sectores en la pirita y algunos cristales mayores no corroídos como los de pirita.

El cuarzo se presenta en grandes áreas (Figura 17a), con bandeamiento a escala microscópica con los minerales micáceos; incluye sectores alargados de esfalerita. Los minerales micáceos forman zonas y también cristales tabulares con los sulfuros, a veces penetrando incluso a cristales de pirita. Se identificó escasa siderita en las áreas de galena, esfalerita y calcopirita.

MUESTRA ESM-170 (Barreno T 52, 64.35-65.65 m)

Los minerales metálicos identificados, en orden de abundancia, son: esfalerita, pirita, boulangerita, galena, freibergita y calcopirita.

La esfalerita se presenta en grandes sectores alargados burdamente, eventualmente intercrecida con los minerales de plomo; también en pequeñas áreas dentro de la pirita. La pirita está en forma de grandes cristales euedrales, corroídos y engolfados por la esfalerita (Figura 17b); incluye pequeños sectores de esfalerita, galena y rutilo; también está como pequeños cristales euedrales dispersos en la ganga. La

micáceos. La monacita forma varios sectores irregulares incluidos en la ganga (Figura 16d). La xenotima (Figura 16d) se presenta en forma de granos irregulares en los minerales micáceos, los cuales, además, incluyen pequeñísimos sectores de calcita.

MUESTRA ESM-168 (Barreno T 52, 63.20-64.00 m)

Los minerales metálicos identificados, en orden de abundancia, son: esfalerita, pirita, galena, freibergita, calcopirita, boulangerita y bournonita.

La esfalerita se presenta en grandes sectores, intercrecida con galena, constituyendo la clásica asociación de mena negra de los yacimientos tipo Kuroko. La pirita forma cristales euedrales aislados en la ganga o agrupaciones de cristales en áreas mayores que incluyen pequeños sectores de esfalerita y galena. La galena constituye el principal mineral de plomo del ejemplar; muestra grano grueso e intercrecimiento con esfalerita; presenta reemplazamiento por calcopirita, freibergita y boulangerita, pero generalmente se encuentra sola, con esfalerita intercrecida. La freibergita es abundante en la muestra; se presenta reemplazando a la galena y en ocasiones asociada a calcopirita, la cual está en algunos sectores reemplazando a galena. La boulangerita es un mineral escaso en esta muestra; está en algunas áreas reemplazando a galena y a su vez reemplazado por bournonita; sin relación aparente con freibergita. La bournonita es muy escasa en la muestra; reemplaza a la sulfosal de plomo-antimonio.

El cuarzo se presenta en grandes áreas, con bandeamiento no tan evidente como en la muestra ESM-167. Sectores amplios de minerales micáceos, donde se agrupan los sulfuros y sulfosales. Las micas también forman cristales tabulares en la esfalerita, principalmente. Hay algunos sectores irregulares de calcita y uno que otro cristal de monacita en el cuarzo.

MUESTRA ESM-169 (Barreno T 52, 64.00-64.35 m)

Los minerales metálicos identificados, en orden de abundancia, son: esfalerita, pirita, galena, freibergita, boulangerita, calcopirita y arsenopirita.

La esfalerita se presenta en grandes sectores, intercrecida con galena, mineral que es mucho menos abundante

intercrecida con la esfalerita, sobre todo en los bordes de las áreas mayores de ésta; incluye sectores escasos de calcopirita; en la ganga de cuarzo se presenta en forma de sectores redondeados, totalmente rodeados de cristales euedrales de pirita. La arsenopirita define algunas áreas mayores en los bordes de la esfalerita, así como cristales pequeños perfectos incluidos en la esfalerita, mientras que los cristales mayores incluyen algo de galena y esfalerita. La calcopirita es muy escasa en la muestra; se presenta ocupando algunos bordes en la galena.

El cuarzo y los minerales micáceos constituyen la ganga más abundante. No se observa bandeamiento.

MUESTRA ESM-167 (Barreno T 47, 34.59-35.04 m) (Figura 16d)

Los minerales metálicos, en orden de abundancia, son: esfalerita, boulangerita, pirita, galena, freibergita y arsenopirita.

La esfalerita se presenta en sectores irregulares incluidos en la ganga, a veces siguiendo el bandeamiento entre el cuarzo y los minerales micáceos; también ocupa los bordes de las áreas mayores de boulangerita y pequeños sectores en la pirita. La boulangerita es el mineral de plomo más abundante de la muestra; está en grandes sectores intercrecido con la esfalerita e incluidos en la ganga, a veces sigue el bandeamiento general de la muestra y presenta algunos bordes de reemplazamiento por freibergita. La pirita forma cristales euedrales aislados entre los minerales de ganga (Figura 16d), siguiendo el lineamiento general; algunos cristales mayores incluyen pequeñas áreas de esfalerita y galena. La galena está en algunos sectores mayores, pero mucho menos abundante que la boulangerita. Intercrecida con esfalerita e incluida en los cristales mayores de pirita, formando pequeños sectores; presenta reemplazamiento por freibergita rica en plata. La freibergita presenta dos composiciones: una rica en plata asociada a galena y otra pobremente argentífera en sectores individuales en el cuarzo y reemplazando a veces a la boulangerita. La arsenopirita se presenta como cristales diminutos incluidos en la esfalerita.

Los minerales micáceos están en amplios sectores, donde se concentran los sulfuros y sulfosales, especialmente en los bordes con el cuarzo, y también en laminillas con los sulfuros de mena. En el cuarzo no se observan formas cristalinas y es claro el bandeamiento con los minerales

que incluyen galena, lo cual indicaría un reemplazamiento muy intenso del sulfuros de plomo por la sulfosal. La calcopirita, escasa, se encuentra asociada a la freibergita.

La ganga está formada por cuarzo y minerales micáceos en clara foliación, misma que siguen las áreas de sulfuros.

MUESTRA ESM-532 (Barreno T 86, 22.35 m)

Macroscópicamente se observa un clasto mayor, en forma de huso, de 1.5 cm en su máxima dimensión, en el que abundan los cristales de pirita; se distinguen claramente pliegues de compactación alrededor de dicho fragmento. Es definitivamente difícil identificar texturas clásticas, tanto a nivel macroscópico como microscópico, en las muestras de La Esmeralda, pero en este ejemplar están presentes revelando un ambiente de depósito por demás dinámico y el transporte de fragmentos completos de mena. Al respecto cabe mencionar de que en muchos depósitos sinsedimentarios tipo Kuroko se mencionan texturas clásticas, pero no se describen con detalle ni se ilustran como para servir de comparación en el estudio de menas similares.

Al microscopio, en el clasto mayor, se observa la pirita totalmente euedral y formando agrupaciones de cristales, entre los cuales se presentan intercrecidos esfalerita y galena, predominando uno u otro según los sectores. La calcopirita se presenta como sectores mayores en la galena; también se identificaron algunos sectores aislados de pirrotita. La ganga es escasa. La esfalerita del clasto mayor sólo posee algunas inclusiones alineadas de calcopirita, lo cual difiere fundamentalmente con la esfalerita de las zonas exteriores.

El resto del ejemplar muestra una clara textura clástica, formada por fragmentos angulosos a subangulosos de pirita y cuarzo rodeados de partículas menores de igual naturaleza y de clorita. Eventualmente la esfalerita sirve de matriz a la microbrecha. Se observan cristales de pirita de hasta 2 mm, rodeados de cristales menores del sulfuro y de ganga. Algunos sectores de calcopirita están parcialmente alterados en los bordes a bornita. La esfalerita está virtualmente plagada de inclusiones de calcopirita, lo cual demuestra un intenso proceso de calcopiritización, mientras que la esfalerita incluida en los grandes cristales de pirita y en el fragmento mayor se encuentran prácticamente libres de inclusiones.

En la ganga predominan el cuarzo y los minerales micáceos; también se identifican feldespato potásico, ankerita y siderita en escasas proporciones.

MUESTRA ESM-525 (Barreno T 80, 94.15 m)

Los minerales metálicos, en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita, galena, freibergita, boulangerita, bournonita, calcopirita, arsenopirita y pirrotita. La pirita se presenta en amplios sectores, mientras que la esfalerita predomina en otros intercrecida con menores proporciones de galena. La freibergita, abundante, reemplaza a la galena y a las dos sulfosales de plomo. Escasa calcopirita se presenta en las áreas de freibergita-boulangerita-bournonita. Tanto pirrotita como arsenopirita se encuentran muy subordinadas en la muestra.

La ganga está constituida por cuarzo y minerales micáceos en claro bandeamiento

MUESTRA ESM-527 (Barreno T 81, 146.80 m)

Los minerales metálicos, en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita, galena, freibergita y owyheeita. La pirita forma grandes cristales euedrales, no tan abundantes como en otras muestras estudiadas de La Esmeralda. La esfalerita ocupa grandes áreas intercrecida con menores proporciones de galena. Las áreas del sulfuro de plomo invariablemente incluyen los minerales argentíferos: freibergita y owyheeita. Es notable la presencia de dos minerales de plata en la misma superficie pulida.

La ganga está formada por cuarzo, minerales micáceos y calcita en claro bandeamiento, alojándose los sulfuros y sulfosales preferencialmente en orificios en el cuarzo, los cuales eventualmente muestran contornos cristalinos.

MUESTRA ESM-528 (Barreno T 82, 117.80 m)

Los minerales metálicos, en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita, galena, freibergita y calcopirita. La pirita se presenta en cristales euedrales a subedrales agrupados, dejando sectores para los otros sulfuros. La esfalerita, con galena intercrecida subordinada, ocupa las áreas dejadas por los cristales de pirita. La freibergita reemplaza a la galena o se encuentra en sectores individuales

abundante que la mena de zinc y está en mayor proporción que la boulangierita, y presenta reemplazamiento en los bordes de las zonas mayores por freibergita. La tetraedrita argentífera es muy abundante en la muestra, la cual revela analizada por absorción atómica un contenido de plata de 591 g/t. La sulfosal se presenta reemplazando a los minerales de plomo, intercrecida con la esfalerita, o como zonas aisladas en la ganga de cuarzo y albita. La boulangierita es relativamente abundante; muestra reemplazamiento por la freibergita y se observan algunos cristales tabulares finos de la sulfosal incluidos en la plagioclasa sódica.

La ganga está formada por albita, que ocupa grandes áreas; menos abundantes son el cuarzo y la calcita. Se observan drusas de microcristales de cuarzo que dejan orificios ocupados por los minerales metálicos. No se observaron minerales micáceos. Se identificaron algunos cristales subedrales de plagioclasa cálcica incluidos en los cristales de pirita.

MUESTRA ESM-522 (Barreno T 74, 130.77 m)

Los minerales metálicos, en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita, owyheeita y berthierita. La Pirita se presenta en forma de cristales euedrales a subedrales y es, en general, menos abundante que en otras muestras del depósito. La esfalerita es notablemente escasa en esta muestra, estando intercrecida con la mena de plata. La owyheeita es abundante y constituye la mena de plata; es notable la ausencia de freibergita, la mena argentífera más común del depósito y de galena, estando tanto la plata como el plomo contenida en esta sulfosal doble, que se presenta en amplios sectores en el cuarzo, intercrecida con escasa esfalerita y parcialmente reemplazada en algunos bordes por la berthierita, siendo los límites entre ambas sulfosales notablemente rectos (?).

Cuarzo, minerales micáceos y calcita que muestran una disposición bandeada entre sí, constituyen la ganga de la muestra. El cuarzo forma drusas de microcristales, dejando huecos donde se alojan la esfalerita y las sulfosales de plomo-plata y de hierro.

MUESTRA ESM-523 (Barreno T 75, 186.70 m)

El ejemplar no presenta minerales argentíferos. Los sulfuros metálicos se encuentran ocupando bandas dentro del cuarzo, y en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita, galena y arsenopirita.

MUESTRA ESM-516 (Barreno T 31, 61.80 m)

Los minerales metálicos del ejemplar, en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita y galena. La pirita forma casi la totalidad de la muestra; se presenta como grandes cristales euedrales a subedrales, que muestran reemplazamiento por esfalerita e inclusiones de galena y esfalerita. La esfalerita es abundante; se presenta intercrecida con la galena en los espacios dejados por los amplios cristales de pirita.

El cuarzo y la clorita constituyen los minerales de ganga más abundantes, no evidenciando foliación alguna. Otros minerales micáceos, ankerita y siderita se encuentran en mucho menor proporción.

MUESTRA ESM-518 (Barreno T 45, 22.10 m)

El único mineral metálico identificado fue pirita, que se encuentra en forma de cristales euedricos a subédricos alineados siguiendo la foliación de la ganga, formada por cuarzo y minerales micáceos.

MUESTRA ESM-519 (Barreno T 49, 58.00 m)

Los minerales metálicos identificados, en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita, galena y freibergita. La pirita forma grandes cristales euedrales a subedrales agrupados con cierta lineación. La esfalerita está en grandes sectores intercrecida con la galena, pero en general más abundante que ella. La galena muestra grano grueso y clivaje visible y también está en pequeños sectores en la ganga. Muestra reemplazamiento por freibergita en las zonas donde está intercrecida con la esfalerita.

La ganga es de cuarzo y minerales micáceos en claro bandeamiento. Los cristales tabulares de micas atraviesan los sulfuros, especialmente la galena.

MUESTRA ESM-521 (Barreno T 56, 57.90 m)

Los minerales metálicos identificados, en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita, galena, freibergita y boulangerita. La pirita se presenta en cristales euedrales a subedrales relativamente grandes y como pequeños cristales euedrales alineados en la ganga de albita y calcita. La esfalerita está en extensas zonas, en donde muestra intercrecimiento con galena y freibergita. La galena es menos

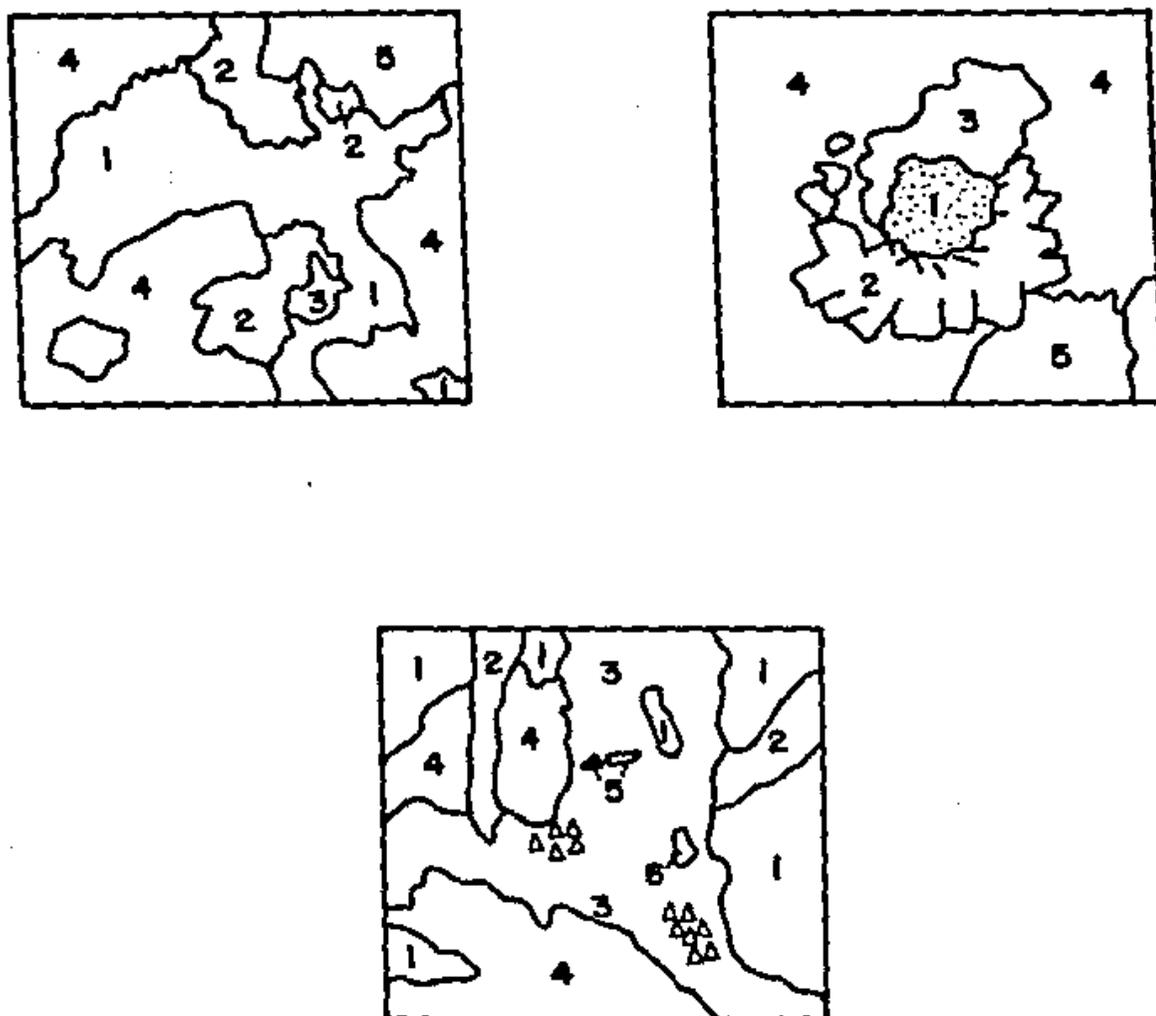


Figura 18.- Relaciones texturales observadas en la mena de La Esmeralda: a) Muestra ESM-172. Galena (1) reemplazada por freibergita (2) e intercrecida con escasa esfalerita (3); ganga de cuarzo (4) y micas (5). b) Muestra ESM-173. Textura framboidal constituida por un núcleo de pirita (1) rodeado de cristales mayores del mismo sulfuro (2) y de un sector de tetraedrita argentífera (3); ganga de cuarzo (4) y micas (5). c) Galena (3) de grano grueso que incluye freibergita (5) y pirita (6), intercrecida con bournonita (4); ganga de cuarzo (1) y micas (2).

cavidades con contornos cristalinos no muy bien marcados, dentro de las cuales se alojan los sulfuros de mena. Los minerales micáceos se presentan con el cuarzo sin foliación evidente y como laminillas con los sulfuros. La apatita conforma sectores redondeados en el cuarzo, mientras que la monacita forma cristales incluidos en la esfalerita. Se identificó rutilo incluido en la ganga de sílice.

MUESTRA ESM-173 (Barreno T 53, 83.45-84.60 m)

Los minerales metálicos identificados, en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita, galena, bournonita, freibergita y boulangerita.

La pirita forma amplios cristales euedrales que incluyen galena; también está como pequeños cristales aislados o agrupados en bandas en la ganga, asociados a cristales irregulares de rutilo. Son abundantes las texturas framboidales, que sirvieron de nucleación a otros sulfuros, especialmente a freibergita. A veces se observa un recubrimiento de los cristales de pirita por cristales de la misma especie, conformando claramente dos generaciones del mineral, de las cuales la primera muestra reemplazamiento por esfalerita. Son frecuentes los framboides aislados incluidos en cuarzo (Figura 18b) La esfalerita conforma sectores mayores en la ganga, sin evidencias de intercrecimiento con galena; también se presenta en algunas áreas en el cuarzo, compartidas con calcita. La galena es el principal mineral de plomo del ejemplar; presenta grano grueso y triángulos de clivaje (Figura 18c); forma áreas en la ganga, mostrando claro reemplazamiento por bournonita (Figura 18c) y también pequeños sectores en los sectores más amplios de pirita. La bournonita es, en general, escasa; se presenta reemplazando a la galena. La freibergita está en pequeños sectores en la galena y en áreas individuales en la ganga; también rodea parcialmente a los framboides de pirita. La boulangerita conforma pequeñísimos sectores en el cuarzo.

Cuarzo, calcita y minerales micáceos constituyen los minerales de ganga más abundantes. También se observaron: cristales redondeados de apatita incluidos en el cuarzo, zonas de rutilo principalmente asociado a la pirita, algunos cristales de monacita incluidos en el cuarzo, cristales euedrales de circon también en cuarzo, y cristales de ankerita en la galena.

anedrales. La asociación de mena negra de los depósitos Kuroko incluye, en menor proporción, otros minerales, tales como tetraedrita, calcopirita, bornita, sulfosales de plomo, argentita, electrum y barita. La abundancia de esfalerita origina el color oscuro que motiva el nombre con que se designa a este tipo de mena y a los yacimientos que la contienen (Figura 19b) (Craig y Vaughan, 1981).

La esfalerita muestra el clásico desarrollo de formas lobuladas en los contactos con la galena y, más raramente, con la boulangierita. La esfalerita nunca exhibe contornos cristalinos en las muestras estudiadas; frecuentemente forma "bandas" monominerales intercaladas con los minerales micáceos. Cuando la freibergita es muy abundante se observa intercrecida con la esfalerita, aparte de su asociación más habitual con la galena.

La esfalerita reemplaza a la pirita, tal como se describió en párrafos anteriores, pero las relaciones texturales parecen indicar un crecimiento simultáneo con la galena. Lo anterior se desmiente para el caso de los framboides coalescentes, donde la galena cristalizó evidentemente antes que la esfalerita asociada. No es raro observar inclusiones de apatita, monacita y xenotima en los sectores mayores de esfalerita.

Una característica muy notable de la esfalerita del depósito de La Esmeralda es la de no mostrar calcopiritización, tal como la observada en muchos sulfuros masivos tipo Kuroko, El Rey de la Plata entre ellos. Esto posiblemente se deba al hecho de tratarse de esfaleritas muy tardías, unido al hecho de la deficiencia de líquidos ricos en cobre, como lo atestigua la escasez de calcopirita en la mineralización de La Esmeralda. Lo anterior difiere fundamentalmente con las texturas clásicas de las esfaleritas de los yacimientos Kuroko de Japón, que muestran intensa calcopiritización, proceso denominado "chalcopyrite disease" (Barton, 1978; Eldridge *et al.*, 1983). El proceso de calcopiritización implica el reemplazamiento parcial de la esfalerita por calcopirita, lo cual le da al mineral de zinc un aspecto "moteado" por los sectores redondeados de calcopirita. Las texturas resultantes de la calcopiritización eran consideradas anteriormente como originadas por exsolución, pero el consenso general actual es el de atribuirles a reemplazamiento. No obstante que las esfaleritas de La Esmeralda no presentan, en general, calcopiritización, algunos cristales de ese mineral están intensamente afectados por el proceso, en una matriz de esfalerita no calcopiritizada. Lo anterior se interpreta como

anteriores, los cuales también rodean completamente a fragmentos de otra naturaleza, en especial de cuarzo. Este tipo de texturas clásticas son típicas de los depósitos sinsedimentarios tipo Kuroko, pero es muy difícil encontrar descripciones detalladas de ellas.

Los framboides de pirita muestran un núcleo esferoidal con textura de panal de abeja, y cristales euedrales rodeando la microtextura, constituyendo dos generaciones extremas de pirita, en asociación con otros sulfuros y sulfosales, para constituir texturas coalescentes o aisladas en la ganga de silicatos. Más raramente se observan texturas en "atolón", formadas por un núcleo de esfalerita, de galena, de ambos minerales intercrecidos, o de ganga, rodeado completamente por un anillo o corona de pirita, en donde se pueden reconocer los cristales de hábito cúbico. Son muy raras las hileras de finos cristales de pirita, formando verdaderos "gusanos" dispuestos paralelamente al bandeamiento de la muestra. De estas últimas texturas no se encontraron descripciones en la literatura clásica consultada.

Un asociado muy común de la pirita es la arsenopirita, frecuentemente en íntimo intercrecimiento para formar un cristal euedral o subedral único. Generalmente el mineral con arsénico se encuentra muy subordinado a la pirita, pero no es raro ver áreas en que la arsenopirita se vuelve muy abundante.

Los cristales de pirita aislados en los silicatos de la ganga pueden tener un tamaño máximo de 3 mm, lo que se interpreta como recristalización tanto previa como debida al metamorfismo. La recristalización se reconoce no sólo en los cristales aislados, sino también en los asociados a los otros sulfuros de la mena; debido a la naturaleza ligeramente anisotrópica de la pirita, se identifican juntas triples reconocibles mediante cuidadosa observación cruzando los nicoles y más claramente con los nicoles ligeramente descruzados.

Esfalerita (Zn,Fe)S - Este mineral es muy abundante en el depósito de La Esmeralda; presenta a la galena como asociado habitual, estando el mineral de plomo generalmente subordinado al de zinc, constituyendo la típica mena negra de los yacimientos tipo Kuroko. Se designa como mena negra (Kuroko de los yacimientos homónimos) a la asociación mineral compuesta de una matriz de esfalerita - galena en intercrecimiento irregular, que incluye cristales de pirita euedrales a

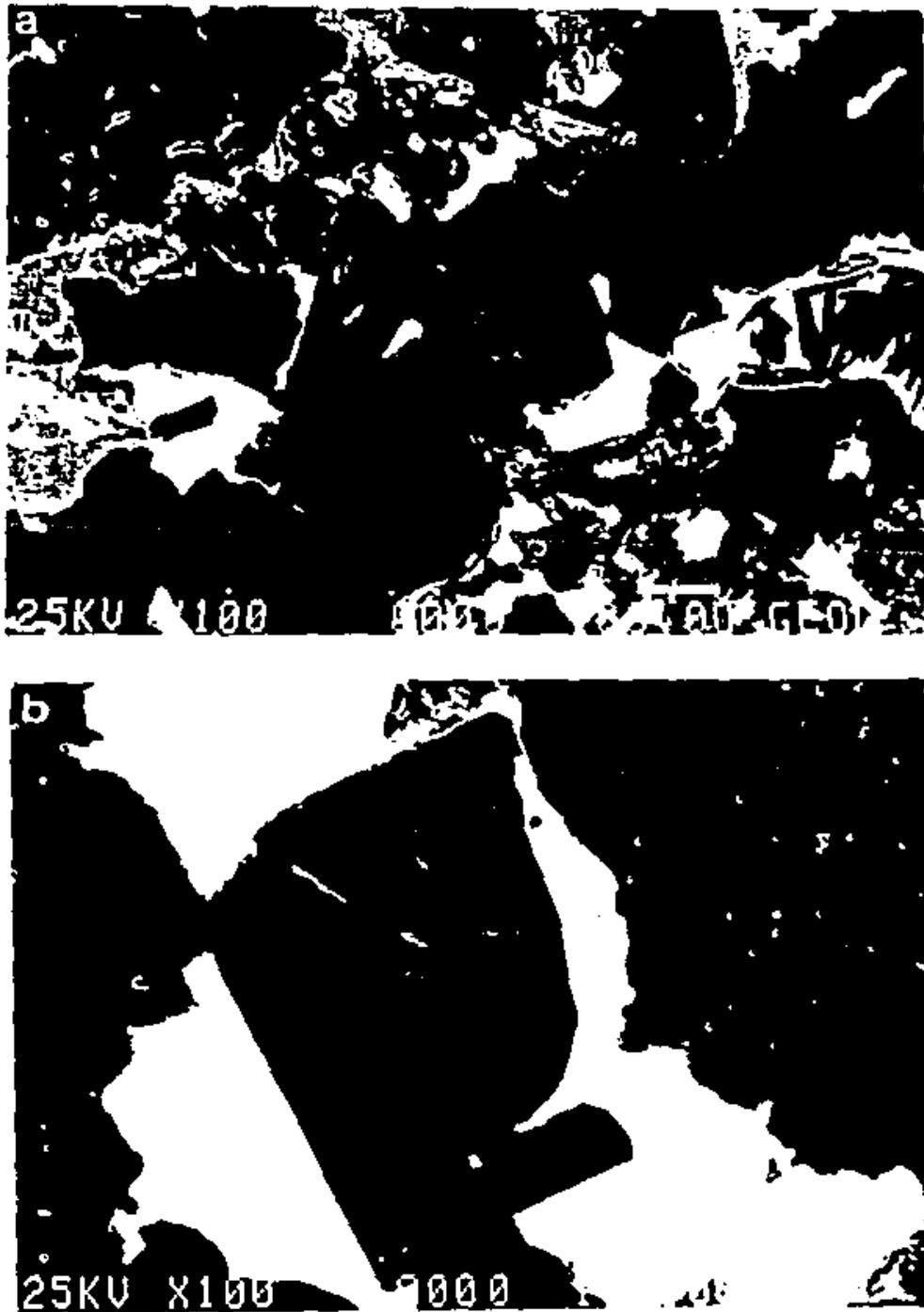


Figura 20.- a) Cristal central eudral de pirita que incluye áreas de galena y esfalerita; "bandas" de esfalerita y galena intercrecidos denotando cristalización simultánea; la galena del sector inferior derecho incluye cristales tabulares de micas; ganga de cuarzo parcialmente eudral, que incluye sulfuros, y micas. b) Cristal de pirita, con esfalerita incluida, parcialmente reemplazado por boulangerita; arriba al centro pequeño sector de esfalerita; ganga de cuarzo cristalino.

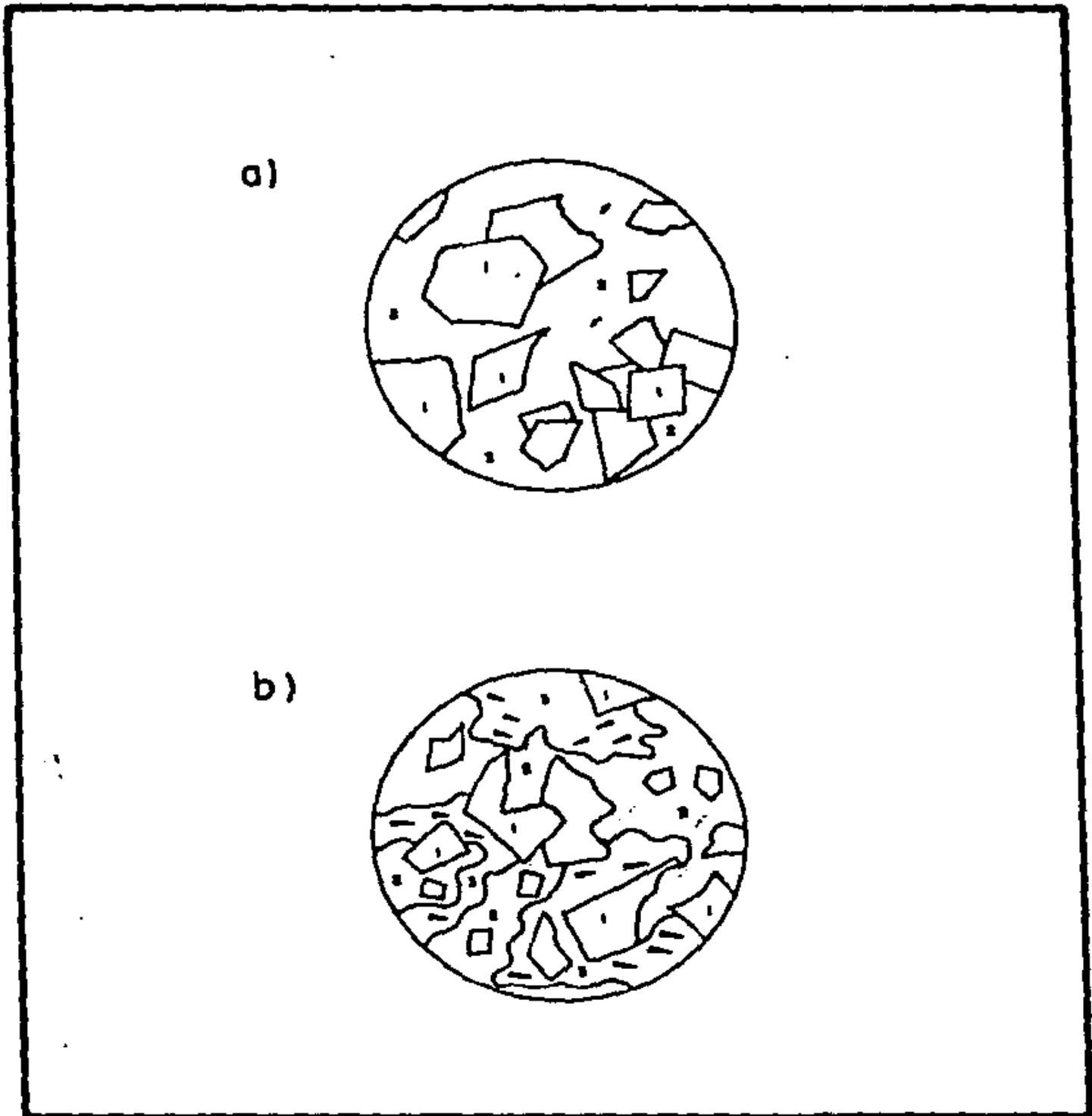


Figura 19.- Texturas esquemáticas de los yacimientos tipo Kuroko.
a) Mena amarilla, compuesta de cristales euedrales a subedrales de pirita (1) en una matriz de calcopirita (2). b) Mena negra, compuesta de una matriz de esfalerita (2) y galena (3) en intercrecimiento irregular y cristales euedrales a anedrales de pirita (1).

esfalerita, o comparte con el mineral de zinc su primacía en el ejemplar. No se identificó en La Esmeralda la típica asociación de mena amarilla (Oko) de los depósitos Kuroko, formada por pirita eudral a anedral y calcopirita intersticial, que le da al conjunto un color amarillo intenso (Figura 19a).

La pirita en el depósito de La Esmeralda se presenta en varias formas principales: a) intercrecida con los otros sulfuros y sulfosales de mena; b) como pirita prácticamente masiva, sin otros sulfuros o sulfosales asociados, o con ellos asociados pero muy subordinados al mineral de hierro; y, c) diseminada en la roca encajonante, en forma de cristales eudrales o agrupaciones de cristales aislados en la ganga de silicatos. Es el único mineral que se identificó solo, los otros siempre se encuentran asociados entre sí, lo cual concuerda con las descripciones clásicas de los sulfuros masivos vulcanogénicos (ver p. anterior).

La pirita en el depósito de La Esmeralda se presenta principalmente intercrecida con esfalerita y galena (Figura 20a). Los cristales de pirita suelen ser perfectamente eudrales, con contornos cúbicos y, más raramente, piritoédricos, sin reemplazamiento por otros sulfuros. Con frecuencia se observa una clara relación de reemplazamiento por esfalerita, llegando en algunas ocasiones a formar cristales engolfados por la esfalerita o casi totalmente reemplazados, hasta constituir cristales en los que subsisten sólo los bordes, mientras que el centro está completamente reemplazado por el mineral de zinc; se encuentran todas las gradaciones entre los tipos anteriormente citados. Con frecuencia se observan cristales mayores de pirita parcialmente reemplazados por esfalerita, y cristales eudrales menores sin evidencias de reemplazamiento, lo cual indica dos generaciones del sulfuro de hierro, una de las cuales siguió a la formación de la esfalerita. Las asociaciones mencionadas frecuentemente constituye la típica mena negra, en donde la pirita suele estar subordinada a la esfalerita, la cual muestra intercrecimiento de tipo lobular con la galena, a su vez reemplazada por la freibergita. Los cristales mayores de pirita suelen incluir sectores de esfalerita, de galena o de ambos minerales intercrecidos (Figura 20b); mucho más raramente se identifican pequeñas inclusiones de casiterita.

Raramente se suelen identificar en la mena piritosa texturas evidentemente clásticas, en la que los cristales de pirita aparecen rotos, a veces constituyendo una verdadera microbrecha, donde se reconocen fragmentos mayores de pirita y partículas más pequeñas que forman la matriz entre los

4.4.2 Sulfuros

Los sulfuros que constituyen la mena del depósito sinsedimentario de La Esmeralda, en orden de abundancia, son: pirita, esfalerita, galena, calcopirita, arsenopirita, pirrotita y argentita. Debe mencionarse de que la pirita se incluye como mineral de mena debido a que, particularmente en estos ambientes, es portadora de elementos raros, tales como galio y germanio. Lo anterior a motivado un creciente interés en la consideración del tonelaje de este mineral, para un eventual tratamiento metalúrgico tendiente a la obtención de los oligoelementos mencionados. No fueron analizados para el caso de La Esmeralda, ni se conoce de que se tengan datos sobre su abundancia en otros depósitos sinsedimentarios de México. La pirita es el único mineral que se presenta solo, respondiendo a la tendencia general de los depósitos vulcanogénicos, y obediendo a una serie de complejidad creciente, siendo el otro extremo el de las asociaciones mineralógicas con freibergita. En términos generales, se aprecia:

- Asociaciones de pirita y de pirita - arsenopirita, siendo la pirita el único mineral que puede presentarse solo.
- Asociaciones con pirita y esfalerita, pero nunca se presenta la esfalerita sin estar asociada al mineral de hierro.
- Asociaciones de pirita - esfalerita - galena (o boulangierita), pero nunca se presentan los minerales de plomo sin el zinc y el hierro asociados.
- Asociaciones de pirita - esfalerita - galena (boulangierita) - freibergita (owyheeita) - calcopirita, pero nunca los minerales de plata o la calcopirita sin los anteriores de la serie.

A continuación se exponen individualmente las características de cada uno de los sulfuros, las cuales fueron observadas por microscopía de luz reflejada en muestras individuales y se consideran como representativas del depósito de La Esmeralda; también se incluyen algunas observaciones y comparaciones útiles para futuros estudios de menas de esta naturaleza. Si bien la casiterita no es un sulfuro, se incluye aquí por formar parte de la mena metálica.

Pirita FeS_2 - Constituye el sulfuro más abundante en muchas de las muestras estudiadas. En otras está subordinado a la

También se observó a la arsenopirita: a) Reemplazando los bordes de sectores mayores de esfalerita e incluyendo pequeñas zonas del mineral de zinc; b) Como pequeñas inclusiones en la esfalerita; y, c) Como pequeños cristales euedrales aislados o agrupados en la ganga de cuarzo y minerales micáceos. Lo anterior indica un amplio rango de cristalización de la arsenopirita, desde antes que la pirita, como lo indican los núcleos del mineral de arsénico, hasta después que el grueso de la esfalerita, como lo revela el reemplazamiento parcial del mineral de zinc por el de arsénico.

Debe tenerse en cuenta que la escasez de la arsenopirita es beneficioso desde el punto de vista metalúrgico, debido a que el mineral ocasiona problemas de cara solución en la recuperación de menas argentíferas.

Pirrotita FeS - En general es un sulfuro muy poco abundante en la mineralización de La Esmeralda, salvo en la muestra RR-63, la más profunda del depósito, tomada a 283,25 m, consistente casi exclusivamente de pirrotita y calcopirita. En alguno de los ejemplares más somero se identifica algo de pirrotita intercrecida con la pirita pero, en general, la pirrotita está subordinada a la pirita. La falta de transformación de pirita en pirrotita en ambientes metamórficos indica que los lentes de sulfuros no estuvieron nunca sometidos a presiones superiores a los 3.3 Kbars (Atkinson, 1975). La presencia de pirrotita masiva en la muestra RR-63 y en algunos sectores del yacimiento contiguo de Tizapa indicaría que esos lentes estuvieron sometidos a un sepultamiento de una pila sedimentaria superior a los 300 m, o que la presión mencionada fue alcanzada localmente por efectos tectónicos.

La presencia de pirrotita masiva en depósitos sinsedimentarios es de fundamental importancia desde el punto de vista exploratorio, debido a su alto magnetismo. Lo anterior permite utilizar métodos geofísicos que detecten dicha propiedad en depósitos sepultados.

Argentita Ag_2S - Este sulfuro es muy escaso en la mineralización de La Esmeralda y por lo tanto, tiene muy poca importancia como mena de plata en el depósito. Se presenta incluido en la pirita, particularmente donde el sulfuro de hierro es abundante en inclusiones de diversa naturaleza, entre ellas de casiterita. El modo de presentarse de la argentita indica cristalización primaria en una etapa muy temprana, a diferencia de la tetraedrita, el principal mineral de mena de plata del depósito.

freibergita presente. Pocas vetillas de calcopirita que atraviesan irregularmente algunas muestras del depósito también indican emisiones de fluidos tardíos ricos en cobre. En sectores donde son abundantes las sulfosales dobles de Cu-Fe y de Pb-Cu no se identifica calcopirita asociada a la freibergita, indicando condiciones más apropiadas para la formación de sulfuros complejos que para la cristalización de calcopirita y un déficit general de cobre en los fluidos.

No existe en La Esmeralda la mena amarilla típica de los yacimientos Kuroko, lo cual puede deberse a varios aspectos: a) Existencia de cuerpos independientes de mena amarilla a mayor profundidad de la que alcanzó la barrenación; b) Presencia de fluidos mineralizante originalmente deficientes en cobre, tal como lo revela la existencia de pirita prácticamente masiva, en sectores sin o con muy poca calcopirita asociada; c) Segregación lateral del cobre hacia sectores no identificados, pero no alejados de la mineralización esfalerita-galena. El autor se inclina por la segunda interpretación, basado en que en ninguno de los depósitos sinsedimentarios del Complejo Metamórfico de Tierra Caliente se describen menas amarillas típicas, lo cual puede ser debido a mineralización de zinc-plomo a temperaturas no necesariamente menores que la de los yacimientos Kuroko de Japón, pero a la que no siguió un reemplazamiento masivo de la mena negra por mena amarilla, tal como lo describen Eldridge y colaboradores (1983) para la formación de las menas Kuroko. Debe recalcar que la esfalerita del depósito de La Esmeralda no ha sufrido calcopiritización intensiva, lo que necesariamente indica que no siguieron a la formación del mineral de zinc emisiones de fluidos ricos en cobre, situación que difiere fundamentalmente con lo interpretado para los yacimientos Kuroko de Japón.

Arsenopirita FeAsS - Mineral relativamente escaso en la mineralización de La Esmeralda, indicando fluidos originalmente deficientes en arsénico, tal como lo revelan también los bajos contenidos del elemento en las tetraedritas. La arsenopirita se presenta principalmente intercrecida con la pirita, siendo frecuentemente los únicos sulfuros identificados en algunas muestras estudiadas del depósito, donde la arsenopirita tiende a constituir núcleos en los sectores mayores de pirita, indicando formación más temprana; los sectores mayores de arsenopirita no muestran reemplazamiento intensivo por esfalerita, tal como los de pirita, que se encuentran "engolfados" por el mineral de zinc.

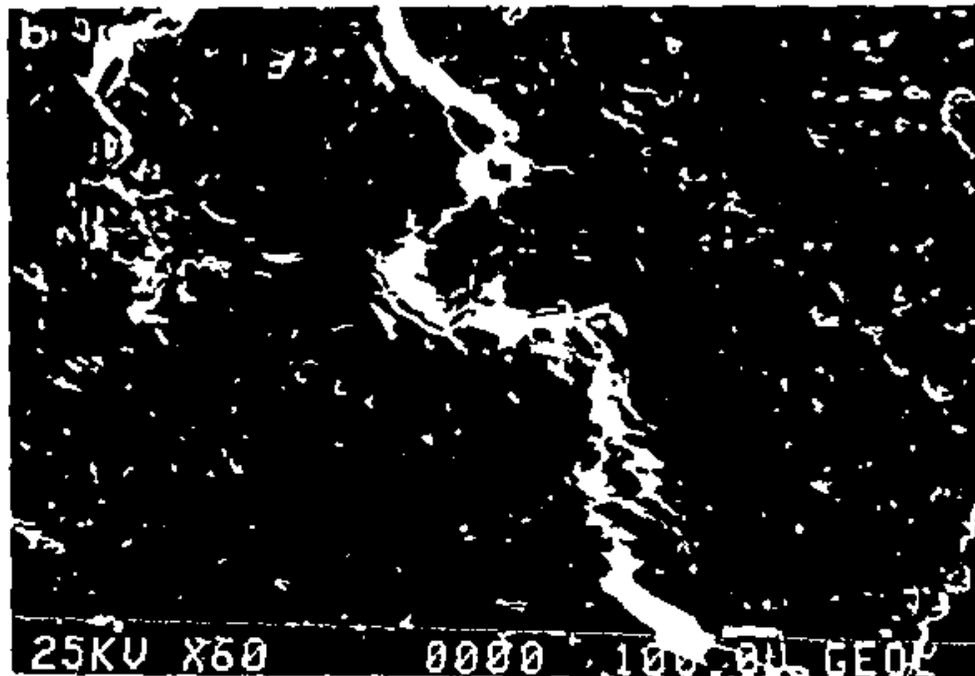


Figura 22.- a) Imagen de electrones secundarios. Cristales aciculares de boulangerita incluidos en galena; ángulo superior izquierdo de pirita; ángulo inferior derecho cristales euedrales de cuarzo. b) Imagen de electrones secundarios. Galena removilizada entre los cristales tabulares de mica que incluye sectores de boulangerita y cristales euedrales de pirita.

fino. Se aprecia un ligero pleocroísmo, pero en los análisis por energía dispersiva no se observó en las galenas de La Esmeralda elementos raros, tal como bismuto o antimonio, causantes frecuentes de la anisotropía del sulfuro.

La galena a veces incluye a calcopirita, boulangerita (Figura 22a) y semseyita e, invariablemente, la freibergita, el mineral de plata más importante del depósito, ha sustituido a la galena según los bordes de las áreas mayores, aunque no pocas veces se presenta como "glóbulos" o "gotas" en la galena, sugiriendo más bien exsolución que reemplazamiento. No se observa preferencia del mineral argentífero por sustituir a la galena de grano fino, tal como ocurre en otros yacimientos. La owyheita, cuando presente, manifiesta la misma relación textural que la freibergita con respecto a la galena. En una de las muestras estudiadas (ME-532) los espectros de energía dispersiva indican contenido de plata en la galena de grano grueso, pero no se observaron inclusiones de minerales argentíferos; posiblemente se trate de inclusiones submicroscópicas de algún mineral de plata, pero esto no se ha podido comprobar.

No se puede apreciar recristalización de la galena por los efectos del metamorfismo, sobre todo teniendo en cuenta el grano fino del mineral, que sugiere que no hubo recristalización. Sin embargo, algunas texturas muestran protrusión de la galena entre las micas (Figura 22b), similares a las texturas postdeposicionales descritas por Craig y Vaughan (1981, p. 278) como típicamente desarrolladas por metamorfismo. Frecuentemente las tabletas de micas atraviesan los sectores de galena, respetando a la esfalerita y a los otros sulfuros. Es de suponer que si la pirita sufrió recristalización metamórfica, también la galena debe de haber experimentado dicho proceso, debido a su mayor ductilidad. Por otro lado, la galena intercrecida con esfalerita que forma parte de los framboides coalescentes no muestra ningún efecto de recristalización.

Calcopirita $CuFeS_2$ - Este sulfuro es relativamente escaso en la mineralización de La Esmeralda. Se presenta principalmente en las áreas de galena-freibergita o de boulangerita-freibergita, indicando la paragénesis un origen más tardío para los fluidos ricos en cobre-plata; sin embargo, en ocasiones parece haberse agotado el cobre con la cristalización de la freibergita, sin quedar remanente para la generación de calcopirita; otras veces la calcopirita se presenta asociada a la galena o a la boulangerita, sin

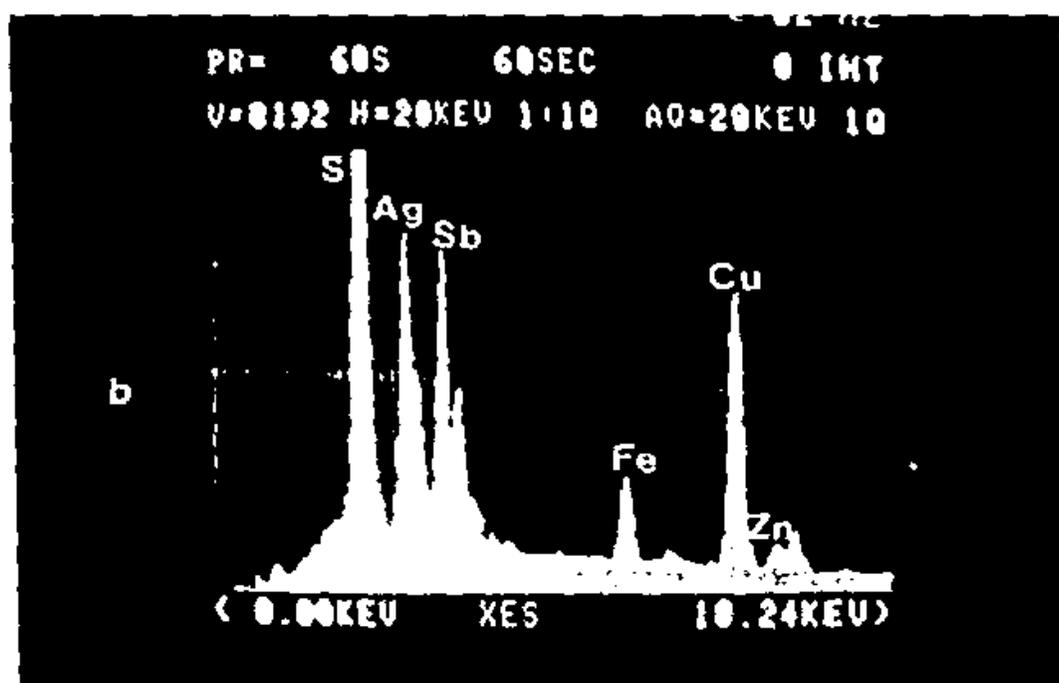
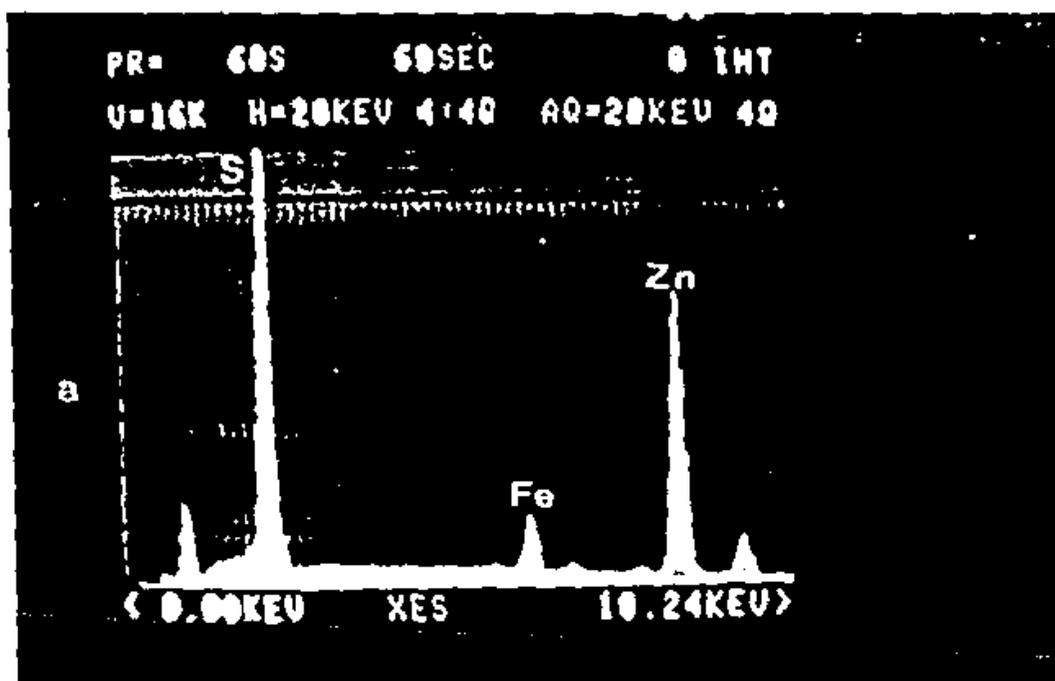


Figura 21.- a) Espectro de energía dispersiva de la esfalerita, el sulfuro más abundante en el depósito La Esmeralda. Se trata de esfaleritas claras, cuyo contenido medio de hierro es de alrededor de 6.7 %. Se observan los siguientes picos, de izquierda a derecha (a es alfa y b es beta): S Ka-b; Fe Ka-b; Zn Ka-b. b) Espectro de energía dispersiva de tetraedrita argentífera (freibergita), principal mineral de mena del depósito La Esmeralda. Para las composiciones ver Tabla 3. El espectro representa una freibergita de contenido medio de plata (alrededor del 15 %). Se observan los siguientes picos, de izquierda a derecha (a es alfa y b es beta): S Ka-b; Ag La-b; Sb La-b; Fe Ka-b; Cu Ka-b; Zn Ka-b. Nótese la ausencia de arsénico en el espectro.

resultado del transporte de granos de esfalerita que fueron englobados por cristales en crecimiento del mismo mineral.

Las esfaleritas de La Esmeralda muestran un contenido de hierro entre 5.1 y 8.3 % (en peso), según los análisis semicuantitativo ZAP de energía dispersiva. Los espectros de energía dispersiva (Figura 21a) no indicaron contenidos de manganeso ni de cadmio, si bien el último elemento es reportado por los análisis químicos, los cuales arrojan un valor promedio de 237 ppm para el depósito; tampoco se identificó algún mineral independiente de cadmio.

La técnica para el estudio de las esfaleritas utiliza secciones doblemente pulidas, implementada por Barton (1978), y utilizada por Gaytán-Rueda y colaboradores (1979) para el distrito minero de Vulcano, en Michoacán. Esta técnica se basa en el empleo de secciones no cubiertas y algo más gruesas que las petrográficas convencionales. Utiliza simultáneamente luz reflejada y transmitida, debido a la característica de la esfalerita de ser transparente o semitransparente dependiendo del contenido de hierro. Esta técnica permite observar que los granos individuales de esfalerita están constituidos en realidad por varios fragmentos de distinta naturaleza. No fue posible utilizar secciones doblemente pulidas para el estudio de las esfaleritas de La Esmeralda, pero esa técnica hubiera aportado interesantes datos a la comprensión de las texturas observadas, en especial las resultantes de movimientos postdeposicionales de la mena de sulfuros.

Galena PbS - Es el mineral de plomo más abundante de La Esmeralda, aunque en algunas muestras estudiadas está subordinado a la boulangierita. Típicamente exhibe intercrecimiento con la esfalerita y está subordinado a ella; más raramente predomina sobre el mineral de zinc. La cristalización de galena y de esfalerita parece haber sido simultánea, en los espacios dejados por los cristales de pirita; más raramente se presenta como granos individuales en la ganga, con o sin esfalerita. Por lo contrario, en los framboides coalescentes cristalizó primero el mineral de plomo, lo que es concordante con las texturas descritas para otros depósitos sinsedimentarios. La galena nunca exhibe contornos cristalinos.

En ocasiones en las áreas mayores de la galena se observa clivaje cúbico, reconocible por las clásicas hendiduras triangulares, indicando grano grueso, pero, por lo general, el clivaje no es visible, lo cual revela un grano extremadamente

La freibergita se presenta reemplazada por la bournonita, particularmente en las muestras donde la sulfosal doble de plomo y cobre es abundante. Esta relación sugiere fluidos hidrotermales tempranos ricos en plomo y antimonio que motivaron la cristalización extensiva de boulangerita y galena, seguidos por líquidos argentíferos que motivaron el reemplazamiento de la galena y la sulfosal de primera generación por freibergita, a la que le siguió un enriquecimiento de plomo que provocó el reemplazamiento de la freibergita por bournonita. Empero, la situación anterior, no es observada frecuentemente en las muestras estudiadas de La Esmeralda.

No se observaron tetraedritas zoneadas, tan frecuentes en los yacimientos vetiformes, pero la existencia de freibergitas de más de una composición en muestras individuales indica asociaciones minerales en un sistema que no alcanzó el equilibrio químico, unido a la existencia de complejos fenómenos de transporte y brechamiento que motivan la presencia conjunta de fragmentos minerales alóctonos y singenéticos. Lo anterior es muy común en los depósitos sinsedimentarios.

Normalmente las freibergitas de La Esmeralda se presentan substituyendo a la galena y a las sulfosales mencionadas, pero no son infrecuentes los granos automorfos totalmente rodeados de minerales de ganga, los cuales pueden ser de naturaleza alóctona u originados por reemplazamiento completo de minerales de plomo de generación anterior.

Owyheita $Pb_2Ag_2Sb_2S_{12}$ - Esta sulfosal, también denominada jamesonita de plata, constituye, después de la freibergita, el mineral argentífero más frecuente en el depósito sinsedimentario de La Esmeralda. La sulfosal se presenta como único mineral de plata, sin galena asociada, o asociada a freibergita y galena. En el primer caso, el origen de la owyheita puede deberse a la existencia de fluidos hidrotermales tempranos ricos en plomo y antimonio, y portadores de plata, que motivaron la cristalización de la sulfosal doble, más que de galena, asociado habitual de la esfalerita. El segundo caso, menos frecuente, puede interpretarse como producto de fluidos tempranos normales, que cristalizaron galena - esfalerita, seguidos por líquidos portadores de antimonio y particularmente ricos en plata, además de cobre, que originaron las dos sulfosales argentíferas por reemplazamiento, utilizando, en el caso de la owyheita el plomo derivado de la galena reemplazada, al agotarse el cobre disponible, tal como lo

encuentran subordinados a la mena de plata, indicando un reemplazamiento extensivo y la abundancia de fluidos hidrotermales tardíos ricos en antimonio, cobre y plata.

La freibergita de las muestras estudiadas del depósito de La Esmeralda se presenta normalmente en contacto o muy próxima a sectores irregulares de calcopirita, lo que lleva a interpretar la existencia de líquidos tardíos ricos en cobre, antimonio y plata de los cuales se precipitaron ambos minerales. Sin embargo, en ocasiones, se observa la freibergita sin calcopirita asociada, indicando que el contenido de cobre de la solución hidrotermal no fue lo suficientemente alto como para formar calcopirita después de la cristalización de la sulfosal mena de plata.

Frecuentemente los análisis químicos de muestras puntuales indican bajos valores de plata, mientras que las determinaciones microscópicas de dichas muestras revelan grandes sectores del mineral argentífero. Estas diferencias deben interpretarse considerando las variaciones del quimismo de las freibergitas en el depósito. En la Tabla 3 se presentan los análisis semicuantitativos efectuados de freibergitas de La Esmeralda; se aprecia que los contenidos de plata varían desde alrededor del 4.5 % a casi 26 %, estos últimos próximos a los contenidos máximos de plata que puede contener la freibergita. Las cifras intermedias (alrededor de 15 % de Ag) son muy similares a los valores reportados para las freibergitas del depósito aledaño de Tizapa, pero la falta de análisis semicuantitativos o cuantitativos en otros depósitos impide cualquier tipo de comparación. Se efectuaron solamente algunos análisis, lo que imposibilita establecer variaciones en la relación Ag:Cu en el depósito de La Esmeralda, ya sea entre los lentes o dentro de un lente individual.

En casi la mayoría de las muestras estudiadas del depósito la tetraedrita argentífera constituye el único mineral de plata, pero en algunas se presenta conjuntamente con la owyheeíta, sulfosal que reemplaza a la galena, al igual que la freibergita. Mucho más raramente la owyheeíta está sin freibergita asociada. Para los casos mencionados se interpreta la emisión de fluidos tardíos ricos en cobre, antimonio, plata y plomo, tal como lo revela la existencia de una sulfosal doble de plata y plomo conjuntamente con la tetraedrita argentífera. Por otro lado, la existencia de owyheeíta sin freibergita asociada sugiere fluidos hidrotermales tardíos deficientes en cobre y ricos en el resto de los metales mencionados; lo anterior unido a la escasez o ausencia de calcopirita asociada a la owyheeíta.

cuales fueron observadas en muestras individuales y se consideran como representativas del depósito sinsedimentario de La Esmeralda, comenzando por las especies argentíferas, más que considerando la abundancia relativa de las sulfosales en el depósito.

Freibergita $(Cu, Ag)_{10}(Fe, Zn)_2(As, Sb)_4S_{12}$ - Recibe el nombre de freibergita a la variedad argentífera de la tetraedrita, mineral que forma parte de la serie isomorfa cuyo extremo arsenical es la tennantita. La freibergita es una compleja sulfosal de Cu - Ag y el mineral de plata primario más abundante de la corteza terrestre. También es el principal mineral argentífero de los yacimientos polimetálicos y ha sido identificada prácticamente en todos los depósitos sinsedimentarios donde se han hecho estudios elementales de mineralogía de mena. El reemplazamiento cobre - plata es particularmente importante en la freibergita (Figura 21b), mientras que los contenidos de plata y antimonio tienen siempre una correlación positiva, lo cual se atribuye a la relación de actividades de la Ag^+ y el Cu^+ en la solución hidrotermal, y al efecto cristalográfico por el cual la tetraedrita alta en antimonio puede acomodar más plata en su estructura. Esta sulfosal puede aportar muchos datos sobre el yacimiento que la contiene, tal como lo comprobaron Wu y Petersen (1977), estudiando las tetraedritas del sistema de vetas argentíferas de Casapalca, en Perú. Los autores concluyeron que la sulfosal rica en arsénico y, por lo tanto, pobre en plata, predomina cerca del centro del sistema hidrotermal, mientras que la sulfosal rica en plata y antimonio es más abundante alejándose de dicho centro. Esto es coincidente con el modelo de cristalización fraccional para la depositación de tetraedrita argentífera. Las variaciones químicas mencionadas revelan la composición y evolución de los fluidos hidrotermales, y una correcta interpretación puede llevar a conclusiones útiles desde el punto de vista exploratorio, pero estudios de dicha naturaleza no se han efectuado en el depósito de La Esmeralda ni en ningún yacimiento vulcanogénico de México.

La freibergita, como ya se mencionó, constituye el principal mineral de mena argentífera del depósito de La Esmeralda. Se presenta principalmente substituyendo a la galena y a la boulangerita, sin demostrar preferencia alguna según el grado de cristalinidad del sulfuro de plomo; lo anterior indica una clara polaridad del mineral mena de plata a substituir minerales ricos en plomo de formación más temprana. Generalmente la freibergita es menos abundante que los minerales de plomo, pero en contados casos los últimos se

superficie pulida. Otros aspectos fundamentales conducente a la correcta identificación de las sulfosales es contar con preparaciones de alta calidad, carentes de relieve y con un excelente pulido final a espejo, y la disposición de un microscopio mineragráfico bien equipado; las pruebas microquímicas y las determinaciones con el microesclerómetro pueden ser también de mucha utilidad determinativa.

La química de las sulfosales es compleja; se presentan, como elementos menores, arsénico, bismuto, manganeso, zinc, hierro, estaño, talio, cadmio y cloro, entre varios otros. Dichos elementos se encuentran, generalmente, en proporciones detectables mediante las técnicas de microscopía electrónica de barrido y análisis puntuales de rayos X por energía dispersiva (Kevex, Ortec), pero ello implica la adquisición de los espectros a voltajes adecuados y una esmerada interpretación de los mismos (Gasparrini, 1980). Por otro lado, la incorporación de elementos menores en la estructura de las sulfosales está regida por las reglas de sustitución iónica, siendo fundamental en la estabilización de los edificios atómicos.

En las sulfosales existe una interdependencia muy estrecha entre la composición química, el tipo estructural y la temperatura de formación. De esta manera, el aumento térmico de un sistema químico dado favorece la evolución al tipo estructural del NaCl (de la galena) y la incorporación preferencial de antimonio trivalente, estableciéndose ciertos fenómenos de solución sólida decreciente a temperatura creciente (Moello, 1983).

En la naturaleza, los diferentes procesos químicos que generan sulfosales raramente conducen a asociaciones minerales atribuibles a sistemas en equilibrio. Las características morfológicas de los cristales y las texturas expresan diverso grado de desorden en la estructura cristalina relacionado con la cinética de la cristalización. Al respecto, se puede mencionar que la formación de galena anisotrópica, portadora de antimonio, se atribuye a la cristalización rápida del sulfuro a baja temperatura, permitiendo la integración en la estructura reticular de bajas proporciones de antimonio trivalente (Moello, 1983).

En el depósito de sulfuros birsedimentarios de La Esmeralda se han identificado las siguientes sulfosales: freibergita, owyheeita, boulangierita, semseyita, bourhonita, berthierita y jamesonita. A continuación se exponen las características de cada uno de los sulfuros complejos, las

superior a la temperatura máxima de estabilidad de las sulfosales. La temperatura de cristalización de los magmas ácidos es lo suficientemente baja y comprende el dominio térmico superior de muchas sulfosales, pero se necesita una gran proporción de fluido acuoso para la depositación de sulfuros complejos.

La fase fluida acuosa que lleva a la formación de la mayoría de las sulfosales puede estar en estado supercrítico, gaseoso o líquido, de los cuales los dos primeros son verdaderamente raros en la génesis de las sulfosales, conociéndose sólo algunas especies de plomo - bismuto originadas por fluidos gaseosos. No han sido reconocidos en La Esmeralda sulfosales de plomo - bismuto, pero son notables en el yacimiento de Francisco I. Madero, en Zacatecas, cuyos "mantos de reemplazamiento" posiblemente sean, en realidad, de origen sinsedimentario (Arturo Gómez-Caballero, comunicación personal).

Para el caso de las sulfosales de plomo - antimonio, Moello (1983) considera cuatro posibilidades sobre el origen de los elementos mayores: a) Los tres constituyentes mayores (Pb, Sb y S) se depositaron directamente de la solución hidrotermal; b) Dos elementos son aportados por la solución y el tercero por una fase sólida; c) Un elemento es aportado por la solución y los otros dos por una fase sólida; y, d) Los tres constituyentes mayores son aportados por una o varias fases sólidas. En lo referente a los depósitos sinsedimentarios, la primera posibilidad es la más aceptada: precipitación de los constituyentes mayores directamente de la solución acuosa, y esto concierne a todas las sulfosales. Sin embargo, para las relaciones de reemplazamiento de sulfuros por sulfosales y de sulfosales entre sí, tan frecuentes en la formación de la mena en los yacimientos sinsedimentarios, puede presentarse la segunda posibilidad considerada por Moello (1983), donde el fluido hidrotermal aporta todos los elementos y el mineral ya formado el azufre. Estos tipos de reemplazamiento han sido observados en las asociaciones de mena del depósito de La Esmeralda con mucha frecuencia. De esta forma, los conceptos de "singenético" y "epigenético" a nivel de texturas microscópicas tiene connotaciones especiales en las menas de origen sinsedimentario, tal como se verá posteriormente.

La identificación precisa de las sulfosales generalmente es posible en forma cualitativa mediante las técnicas comunes de microscopía por luz reflejada, pero ello implica un trabajo de extrema dedicación mediante cuidadosas observaciones, debido a la estrecha similitud de las características ópticas entre muchas sulfosales, incluso asociadas en una misma

Casiterita SnO_2 - Este óxido se presenta en el depósito de La Esmeralda incluido en la pirita, lo cual es una característica de los yacimientos sinsedimentarios. Cabe mencionar que en el yacimiento contiguo de Tizapa se identificó estannita en lugar de casiterita, lo que indica condiciones de formación distintas para ambas manifestaciones vulcanogénicas. La presencia de casiterita indica altas condiciones de fugacidad de oxígeno, tanto durante la formación del mineral, como durante el metamorfismo (Petersen, 1986). A pesar de que los yacimientos clásicos de estaño están relacionados con intrusiones graníticas, el elemento es recuperado como subproducto de la explotación de los sulfuros sinsedimentarios, los cuales en algunos países, como Canadá, son la principal fuente del metal.

4.4.3 Sulfosales

Las sulfosales, denominadas también sulfuros complejos, son un grupo de minerales de gran interés desde el punto de vista científico y práctico. El término sulfosal es motivo de confusión; desde el punto de vista estructural representa minerales que contiene pirámides TS_3 ($T = \text{As}, \text{Bi}, \text{Sb}$) en su estructura. Desde el punto de vista químico indica minerales con los semimetales arsénico, bismuto o antimonio como constituyentes esenciales.

Las sulfosales son especies mineralógicas muy frecuentes en los sulfuros masivos vulcanogénicos, pero no existen trabajos específicos sobre estos minerales en yacimientos de dicha naturaleza; es más, durante esta investigación no se encontró ningún artículo sobre sulfosales de los yacimientos Kuroko de Japón, y mucho menos referente a yacimientos sinsedimentarios mexicanos.

De todos los procesos naturales conducentes a la formación de una especie mineral determinada, sólo algunos generan sulfosales. Las condiciones fisicoquímicas imperantes durante la cristalización de las sulfosales corresponden a medios hidrotermales y, más raramente, a pneumatolíticos, donde predomina una fase fluida en la que el agua es el principal componente. Por lo contrario, no se ha observado la formación de sulfosales en relación directa con la cristalización magmática, proceso que solamente genera algunos sulfuros metálicos por segregación magmática o gravitatoria de magmas básicos, donde la temperatura de cristalización es notablemente

de cobre necesita de fluidos ricos en el elemento, y esta situación parece presentarse en muy pocas veces en la formación de la mena en La Esmeralda, cuyos fluidos fueron generalmente deficientes en cobre.

Berthierita FeSb_2S_4 - Sulfosal por demás escasa en la mineralización de La Esmeralda. Se presenta asociada a la owyheeita, siendo el límite entre ambas sulfosales absolutamente rectos (Figura 25). Lo anterior puede atribuirse a inmiscibilidad en estado líquido, debido a que el reemplazamiento raramente produce esas características entre los granos minerales.

Si la berthierita reemplaza a la owyheeita de primera generación, la formación tardía de una sulfosal de hierro requiere necesariamente de fluidos ricos en el elemento, considerando que reemplaza una sulfosal carente de él. La cristalización de pirita tardía se observa frecuentemente en La Esmeralda, por lo que no es improbable la génesis de berthierita en dicha etapa, pero no es fácil de explicar el por qué las condiciones para la formación de la sulfosal se dieron tan poco frecuentemente de líquidos químicamente aptos. Por otro lado, la formación de sulfosales de hierro, en especial la de gudmundita, se atribuye frecuentemente a un proceso de descomposición de tetraedritas, pero tal posibilidad no es factible para el caso de La Esmeralda, debido a la asociación es con owyheeita, tal como se mencionó, en lugar de con freibergita.

Jamesonita $\text{Pb}_4\text{FeSb}_4\text{S}_{14}$ - Sulfosal muy rara en la mineralización de La Esmeralda. Se presenta intercrecida con la esfalerita y reemplazando a la freibergita en pocos ejemplares estudiados, aunque abunda por sectores, especialmente donde la esfalerita es escasa.

En las Figuras 25 y 26 se presentan las imágenes de electrones secundarios de asociaciones de sulfosales frecuentes en La Esmeralda y algunos ejemplos de distribución de elementos.

indican un reemplazamiento de los dos primeros minerales por el tercero, tal como se indicó anteriormente, pero la sulfosal de plata no parece tener preferencia por reemplazar selectivamente a alguno de los minerales de plomo. Por el contrario, donde se identificó semseyita, esta sulfosal de plomo - antimonio, más tardía, presenta una clara tendencia a reemplazar a la boulangerita, de mayor afinidad química, que a la galena. También, donde se identificó bournonita, existe la tendencia al reemplazo de la sulfosal de plomo más que al sulfuro. Las dos situaciones indicarían no sólo una afinidad de reemplazamiento, sino también el aporte de plomo y antimonio por parte de la boulangerita de primera formación para la generación de semseyita y bournonita más tardías.

Semseyita $Pb_4Sb_4S_{11}$ - Sulfosal poco frecuente en la mena de La Esmeralda. Se presenta en claro reemplazamiento de la boulangerita.

La existencia de las dos especies monoclinicas de plomo - antimonio asociadas indican claramente una evolución de los fluidos mineralizantes hacia composiciones en las que la relación $Pb:Sb$ se acercaba a 1:1 de la semseyita. Siendo dicha relación de 1:4 para la boulangerita de formación temprana, se concluye que una disminución en el contenido relativo de antimonio dió origen a la semseyita. Sin embargo, en la mena metálica de La Esmeralda, la asociación boulangerita-freibergita es más frecuente que la boulangerita - semseyita indicando, tal como lo indica la proporción de antimonio en la mena de plata, que los contenidos del elemento se conservaron en el lapso de cristalización boulangerita - freibergita. Por otro lado, la asociación semseyita - freibergita indicaría, una vez más, la falta de equilibrio químico en la cristalización de estas sulfosales en medios sinsedimentarios.

Bournonita $CuPbSbS_5$ - Sulfosal rara en la mena de La Esmeralda. Se presenta principalmente en muestras que tienen gran complejidad mineralógica y abundancia de sulfosales. Está reemplazando a la boulangerita con freibergita y calcopirita presentes en la asociación.

La sulfosal doble de plomo - cobre indicaría fluidos tardíos ricos en cobre como para cristalizar simultáneamente freibergita, boulangerita y calcopirita, aunque el último mineral es particularmente escaso en la asociación. Es posible que el plomo necesario para la generación de bournonita derive de la boulangerita reemplazada, pero la formación de sulfosales



Figura 24.- a) Imagen de electrones secundarios. Cristales euedrales de pirita que incluyen sectores de esfalerita y galena. El mineral blanco es boulangerita que presenta algunas inclusiones alargadas de galena y de calcopirita (arriba); ganga de cuarzo cristalino. b) Ampliación de a) donde se observan las inclusiones de galena en la boulangerita, posiblemente debidas a exsolucion.

Tabla 3.- Composición de algunas freibergitas de La Esmeralda (ZAP*)
 $(Cu, Ag)_{10}(Fe, Zn)_2(As, Sb)_4S_{12}$
(en % en peso)

Muestra	S	Ag	Sb	Fe	Cu	Zn	As
ME-521	26.99	16.25	20.51	4.94	27.36	2.64	1.32
ME-521	25.05	15.05	21.10	4.99	27.96	2.53	1.95
ME-521	26.56	15.77	20.83	4.88	27.67	2.96	1.34
ME-521	26.45	15.84	21.19	5.00	27.72	2.34	1.46
ME-521	27.17	15.72	20.94	4.86	27.33	2.51	1.46
ME-525	27.88	4.81	22.43	4.58	34.75	3.82	1.73
ME-525	27.32	5.03	21.32	4.55	36.18	3.12	2.47
ME-525	27.49	4.62	21.20	5.14	36.37	3.09	2.09
ME-525	27.33	4.63	21.17	4.57	37.22	3.26	1.82
ME-527	24.39	25.37	22.63	4.80	18.38	2.79	1.65
ME-527	24.57	24.92	22.42	5.17	18.51	2.56	1.85
ME-527	24.62	25.96	23.35	4.18	15.07	2.77	4.05
ME-528	27.33	11.46	22.60	3.95	29.71	4.30	0.65
ME-528	26.57	11.75	22.58	5.14	30.20	2.88	0.87
ME-528	27.05	15.92	22.74	4.54	24.76	2.76	2.22
ME-528	26.87	14.75	18.70	5.11	28.06	2.67	3.84
ME-528	26.04	16.01	22.83	4.28	26.44	4.13	0.26

*ZAP es un programa de cómputo que semicuantifica automáticamente los espectros de energía dispersiva, haciendo correcciones de número atómico, absorción y fluorescencia; el programa cierra los resultados a 100 y no utiliza patrones de comparación, sino que trabaja con patrones internos.

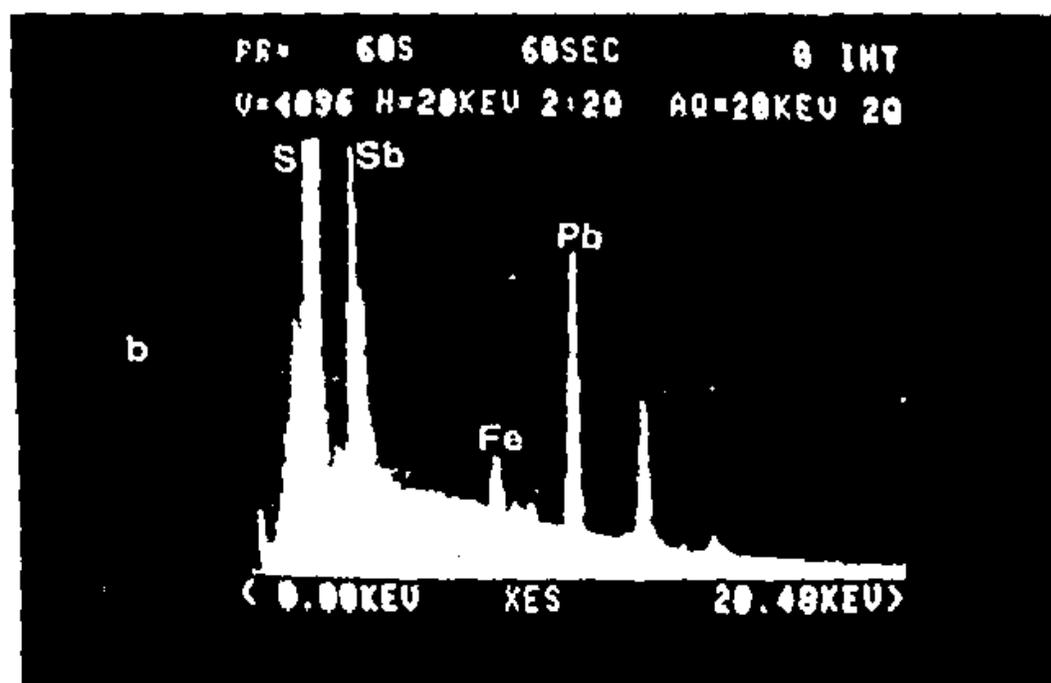
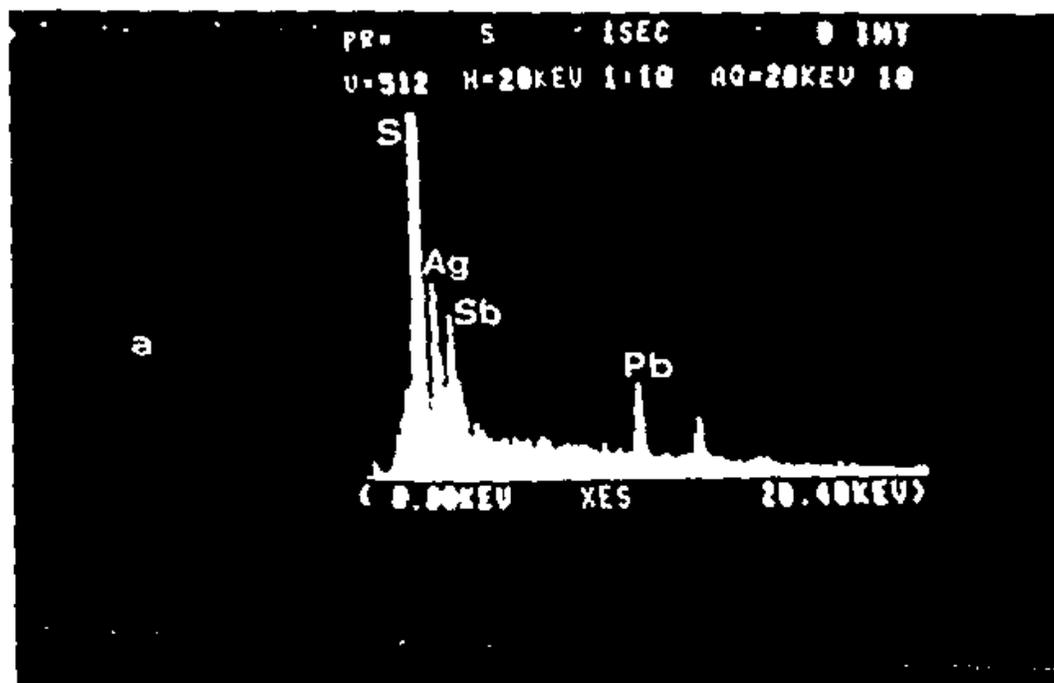


Figura 23.- a) Espectro de energía dispersiva de la owyheeíta, sulfosal que conjuntamente con la freibergita son los principales minerales de plata del depósito La Esmeralda. Las owyheeítas analizadas presentan alrededor del 10 % de plata. Se observan los siguientes picos, de izquierda a derecha (a es alfa y b es beta): S Ka-b; Ag La-b; Sb La-b; Pb La-b. Notese la alta proporción de plata en el espectro. b) Espectro de energía dispersiva de la boulangerita, sulfosal muy abundante en el depósito La Esmeralda. Se observan los siguientes picos, de izquierda a derecha (a es alfa y b es beta): S Ka-b; Sb La-b; Pb La-b.

revela la ausencia o escasez de calcopirita.

No se observa, en la segunda asociación mencionada, relaciones claras de reemplazamiento entre la owyheeita y la freibergita, pero indudablemente ambas son posteriores a la galena a la cual reemplazan; lo anterior, avalado por numerosas observaciones, indicaría que ambas sulfosales se formaron contemporáneamente reemplazando al mineral de plomo principal.

Algunos bordes de la owyheeita de la primera asociación mencionada, muestran bordes de reemplazamiento por otra sulfosal, en este caso berthierita, siendo notables los bordes absolutamente rectos entre ambos minerales. Dichas relaciones pueden interpretarse como producidas por inmiscibilidad en estado líquido.

La asociación mineralógica freibergita - owyheeita es particularmente interesante desde el punto de vista económico, debido a la coexistencia de dos especies argentíferas en abundancia y, tal como lo comprueban los análisis puntuales, de los altos valores de plata en las freibergitas de estas muestras, los mayores reconocidos para el caso de La Esmeralda. Algunos análisis puntuales semicuantitativos (Figura 23a) indican un contenido de plata de alrededor del 10 % en las owyheeitas analizadas, mientras que las freibergitas asociadas indican valores de alrededor del 25 % de plata (Tabla 3).

Boulangerita $PbSb_3S_7$. - Esta sulfosal constituye, después de la galena, el mineral de plomo más frecuente en el depósito de La Esmeralda (Figura 23b). La asociación habitual galena - boulangerita indica cristalización temprana simultánea de ambos minerales. Generalmente la sulfosal está subordinada al sulfuro, pero en varias muestras se observó lo contrario. Lo anterior se debió seguramente a las variaciones en la relación $Pb:Sb$ del fluido del cual derivaron ambos minerales: galena sin boulangerita asociada derivada de fluidos sin antimonio, por un lado, a boulangerita con poca galena (Figura 24a y b) derivados de líquidos muy ricos en antimonio, por otra, pasando por situaciones más frecuentes, en las cuales ambos minerales son relativamente abundantes. Las relaciones que guarda la boulangerita con la esfalerita son las mismas que guardan el mineral de zinc con la galena sugiriendo, salvo en los framboides coalescentes, cristalización simultánea. Algunas veces se observan sectores de boulangerita incluidos en la galena que sugieren exsolución de la sulfosal en la masa del sulfuro.

Los ejemplares con galena, boulangerita y freibergita

PLOMO. Está contenido fundamentalmente en la galena y en los cinco sulfoantimoniuros identificados: boulangerita, semseyita, owyheeita bournonita y jamesonita. Estas sulfosales son de relativa importancia en las muestras estudiadas. El valor promedio del plomo en el depósito es de 1.25 %, que si bien disminuye con respecto a Tizapa (2.2 %), no difiere fundamentalmente de los porcentajes reportados para las otras manifestaciones vulcanogénicas de Tierra Caliente (Figura 27).

ANTIMONIO. Este metal está contenido principalmente en las freibergitas, en donde constituye alrededor del 21 % (en peso) (Tabla 3). También se encuentra en todas las sulfosales identificadas en el depósito: boulangerita, owyheeita, bournonita, semseyita, berthierita y jamesonita, esencialmente antimoniales.

PLATA. Este es uno de los elementos metálicos de mayor interés en los sulfuros masivos vulcanogénicos. Perteneciendo la plata al grupo 1-B de la Tabla Periódica de los Elementos, es intercambiable, en muchos minerales, con los dos otros elementos del grupo, el cobre y el oro. El reemplazamiento por cobre es particularmente importante en la freibergita, donde los contenidos de plata y antimonio tienen siempre una correlación positiva. Por otro lado, el reconocimiento preciso de los minerales de plata, de los cuales se conocen unos doscientos en la naturaleza, así como sus relaciones texturales, es fundamental para una buena recuperación metalúrgica del elemento, lo cual es muy distinto a lo que acontece en la metalurgia del oro, en la cual lo más importante es el tamaño de los minerales auríferos, más que las especies mineralógicas que constituyen la mena (Gasparrini, 1984). En el depósito de La Esmeralda, el principal mineral argentífero es la tetraedrita argentífera (freibergita), en donde el elemento constituye entre 4.5 y 26 % (en peso), dependiendo del contenido de cobre (Tabla 3). Además, la plata está contenida en una sulfosal doble de plomo y plata, la owyheeita, donde está entre el 10.6 y 11 % (en peso) y en la argentita, de relativa importancia entre los minerales de mena. El contenido promedio de plata en La Esmeralda es de 215 g/t (Parga-Pérez *et al.*, 194a), similar al reportado por Lorinczi y Miranda (1978) para el distrito minero de Campo Morado, Gro., pero inferior a los valores de las otras manifestaciones sinsedimentarias de Tierra Caliente (Figura 27).

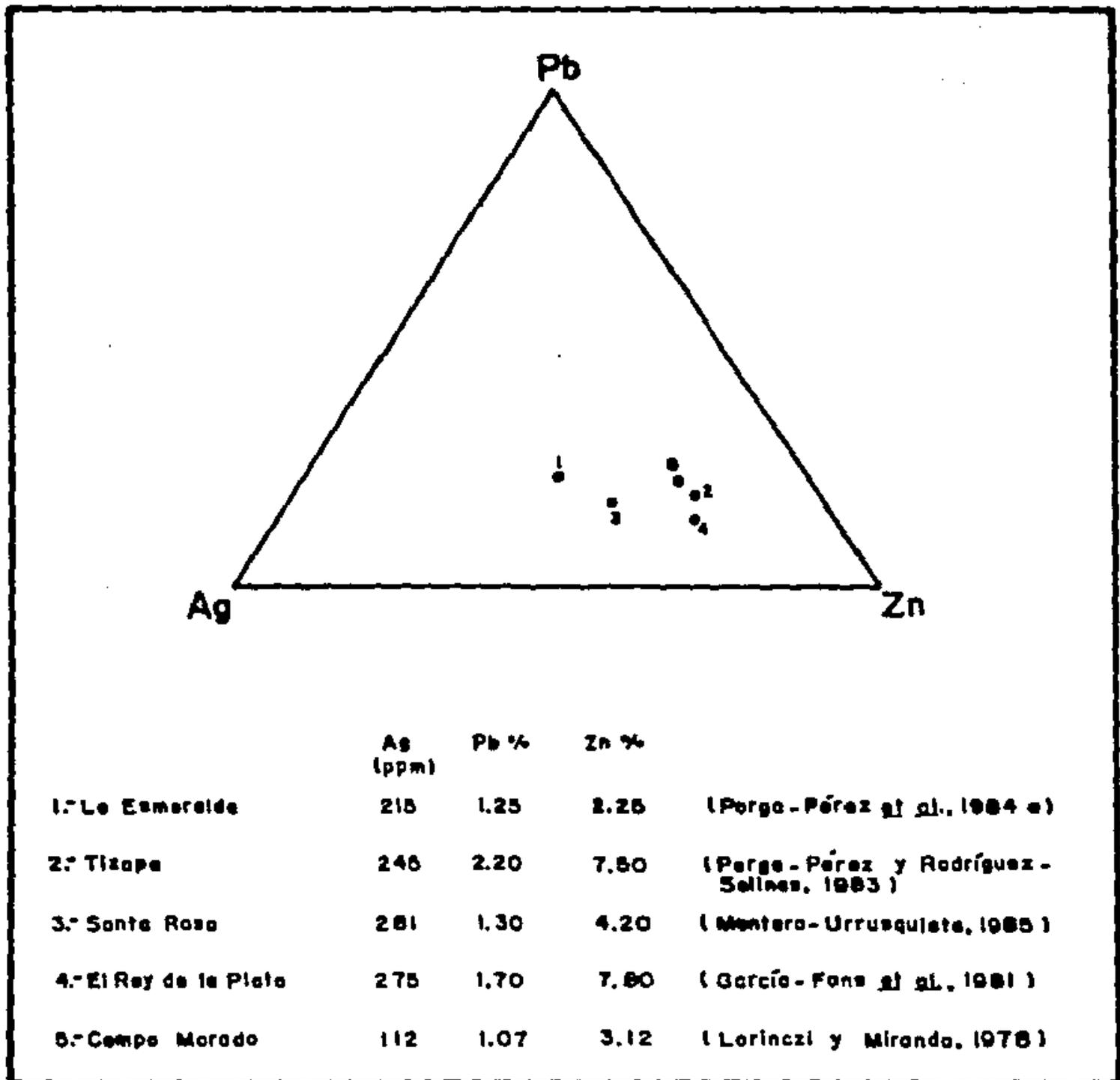


Figura 27.- Comparación entre los contenidos relativos totales de Pb - Zn - Ag (x100) de la mena de La Esmeralda con otros sulfuros sinsedimentarios de México.

Tabla 4.- Análisis químicos puntuales de la mena de La Esmeralda (*)

Barreno Nro.	Intervalo mineralizado	Ag (ppm)	Zn (%)	Pb (%)
E-31	21.50-22.30	248.00	0.85	0.45
	41.19-43.30	114.77		
	46.80-49.10	1,142.89	1.14	1.04
	61.00-62.40	310.00	1.00	0.84
E-45	21.95-44.20	145.00	0.24	0.08
	42.30-44.20	38.00	6.92	0.68
E-47	78.60-82.80	103.00	1.83	0.94
E-49	55.60-60.40	106.00	3.89	2.61
E-52	63.20-65.65	268.00	2.46	2.78
	72.20-78.35	350.00	5.32	4.33
E-53	94.80-97.95	71.00	1.36	1.19
E-56	57.10-61.10	591.38	0.62	0.30
E-58	80.10-81.70	62.00	1.35	1.26
E-61	77.10-78.60	178.00	1.64	0.96
E-72	197.40-198.90	138.00		
E-74	122.00-123.37	315.00	0.14	0.03
E-75	186.57-186.88	250.00	1.60	0.89
E-76	170.68-172.20	147.81	0.67	0.27
	211.90-213.59	98.00	0.34	0.14
E-77	154.10-157.15	37.75	5.61	0.15
E-78	105.13-106.68	78.25	0.83	0.74
E-79	186.64-188.60	62.14	0.71	0.63
E-82	111.42-113.75	98.70	0.85	1.38

* Compilado de diversos reportes del Laboratorio Fisicoquímico del Consejo de Recursos Minerales.

4.4.4 Distribución de los metales en la mena

Los elementos metálicos presentes en los sulfuros y sulfosales del depósito sinsedimentario de La Esmeralda, en orden de abundancia, son: hierro, zinc, plomo, antimonio, plata, cobre, arsénico y estaño. En la Tabla 4 se presentan los resultados de algunos análisis químicos efectuados en la mena de La Esmeralda por los elementos más importantes desde el punto de vista económico (Ag, Pb y Zn). En la Figura 27 se comparan las relaciones de esos metales con las de otros depósitos vulcanogénicos de Tierra Caliente, con los cuales La Esmeralda tiene diferencias fundamentales en el contenido metálico relativo.

No se conoce el contenido de oro del depósito, pero debe recordarse que en los yacimientos tipo Kuroko los valores del metal precioso son cercanos a 2 ppm, cifras similares a las reportadas para el yacimiento de Tizapa (Parga-Pérez y Rodríguez-Salinas, 1983), tratándose de menas argentíferas, más que auríferas, y respondiendo a la tendencia general de asociarse el oro a la mena amarilla rica en calcopirita, muy escasa o inexistente en los depósitos de Tizapa y La Esmeralda, más que a la mena negra rica en esfalerita. A continuación se enlistan los elementos metálicos que constituyen la mena de La Esmeralda y se hacen referencias sobre los minerales en los que están contenidos.

HIERRO. Está contenido principalmente en forma de pirita, el sulfuro que rivaliza en importancia con la esfalerita en todas las muestras estudiadas, salvo en la RR-273, la más profunda, donde predomina la pirrotita. En la esfalerita el hierro constituye cerca del 8.5 % (en peso). El elemento también se encuentra en la calcopirita, la freibergita, la berthierita, la jamesonita y la arsenopirita, pero hay que considerar la escasez ya sea del mineral en la muestra o del elemento en el mineral.

ZINC. Se encuentra contenido principalmente en la esfalerita, el sulfuro más abundante en muchas de las muestras estudiadas de La Esmeralda; el elemento también está contenido en las freibergitas (reemplazando al hierro), donde constituye aproximadamente el 3 % (en peso) (Tabla 3). El contenido promedio de zinc en el depósitos de La Esmeralda es de 2.25 % (Parga-Pérez *et al.*, 1984a), valor notablemente menor al reportado para el metal en otros depósitos vulcanogénicos de Tierra Caliente (Figura 27).

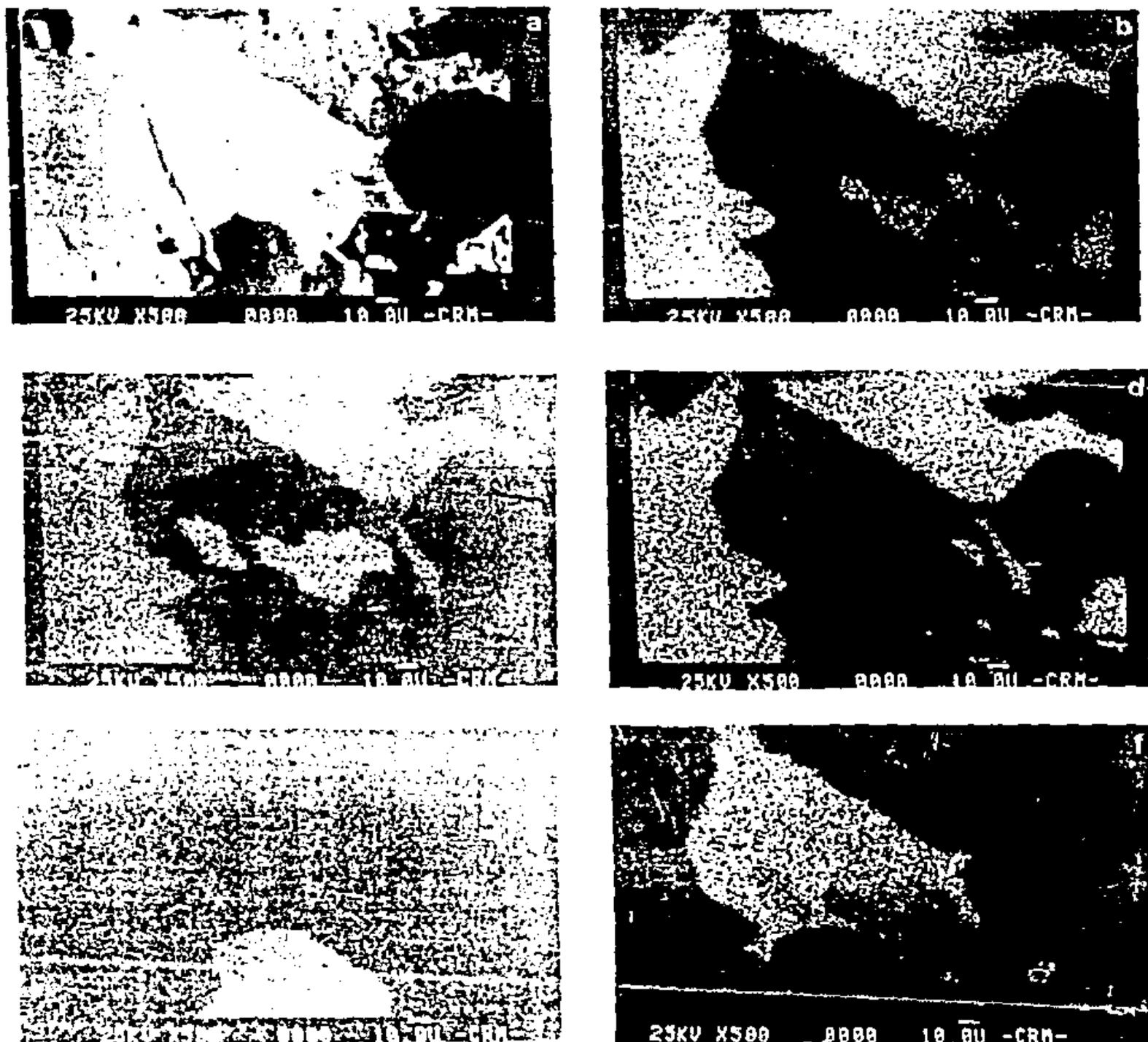


Figura 26.- a) Imagen de electrones secundarios que muestra un sector de freibergita que incluye galena, sulfuro que a su vez incluye owyheeita; abajo al centro sector de esfalerita; ganga de cuarzo cristalino.
b) Distribución de Ag en el área de a).
c) Distribución de Sb en el área de a).
d) Distribución de Cu en el área de a).
e) Distribución de Zn en el área de a).
f) Distribución de Pb en el área de a).

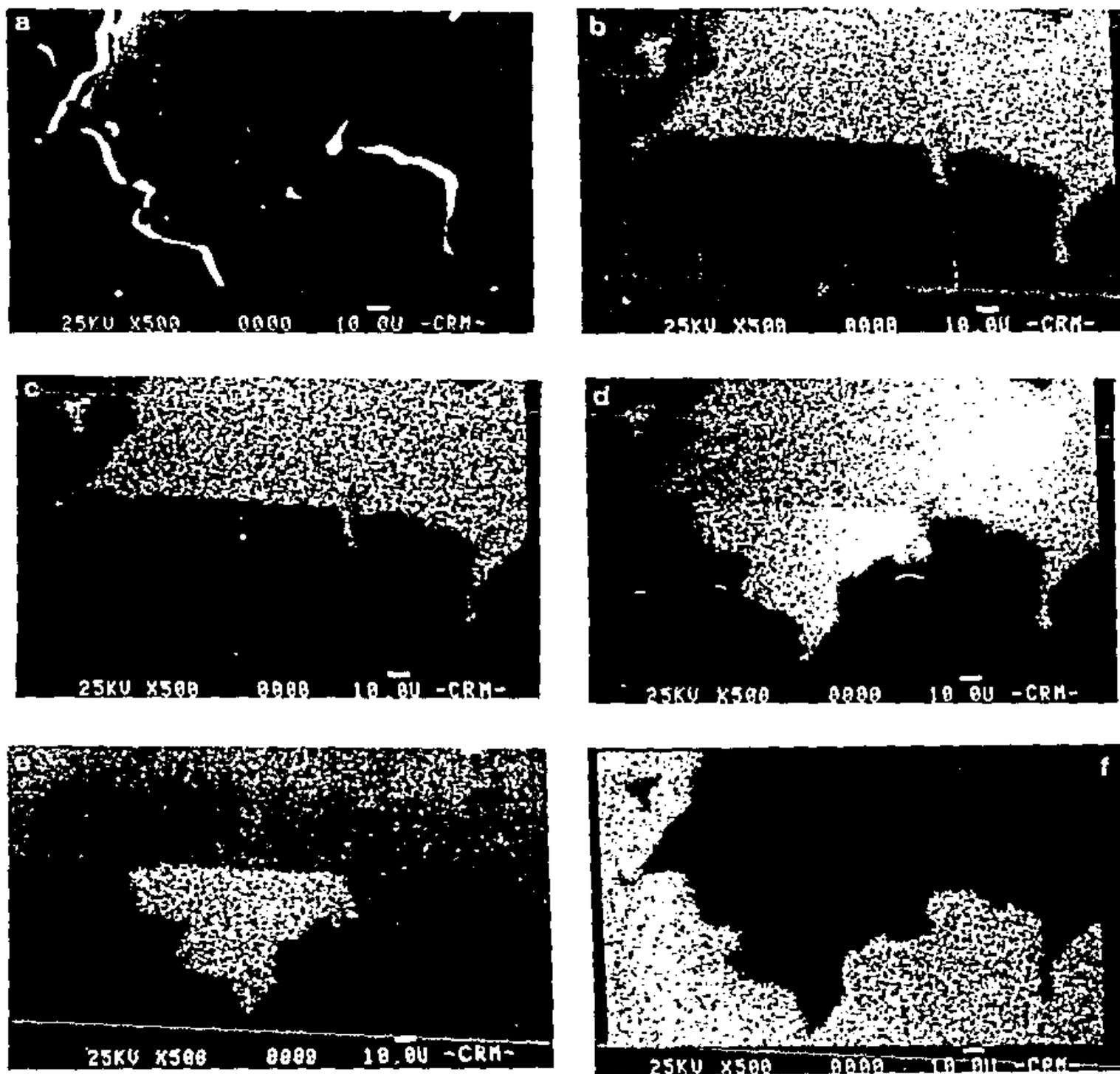


Figura 25.- a) Imagen de electrones secundarios que muestra la relación entre omyheita y berthierita; ganga de cuarzo cristalino.

- b) Distribución de Ag en el área de a).
- c) Distribución de Pb en el área de a).
- d) Distribución de Sb en el área de a).
- e) Distribución de Fe en el área de a).
- f) Distribución de Si en el área de a).

mar y las rocas volcánicas calientes, durante repetidos ciclos de actividad hidrotermal de varios millones de años de duración y que la masa total de agua expelida a través del área mineralizada fue alrededor de 10 veces la masa total de la roca alterada. Contrariamente, Cathles (1983) establece que los valores de $d^{18}O$ y la distribución de sílice y sulfatos alrededor de los depósitos Kuroko puede explicarse por la interacción entre el agua de mar y las rocas volcánicas durante una fase única de actividad hidrotermal que duró menos de 5,000 años.

En los depósitos sinsedimentarios de La Esmeralda y de Tizapa no se han establecido las zonas de alteración hidrotermal relacionadas con la génesis de los metales. La presencia de sericita y clorita como minerales de ganga habituales indica probablemente fenómenos de sericitización y cloritización asociados a la génesis de los minerales metálicos. La posición de los lentes de sulfuros polimetálicos en Tizapa, en los contactos entre los esquistos de clorita - muscovita y las filitas grafiticas sugiere que las primeras rocas fueron alteradas hidrotermalmente por las soluciones que circulaban a través de ellas y que al vertirse en el fondo del mar depositaron su carga metálica. Por otro lado, la posición de los lentes en el depósito de La Esmeralda, incluidos en metatobas riolíticas, esquistos de sericita y de clorita - sericita indica deposición conjunta con materiales volcánicos. La no distinción de variaciones entre las rocas que infrayacen y suprayacen a los lentes de sulfuros sería indicador de que las soluciones circulantes fueron a temperaturas demasiado bajas como para producir alteración hidrotermal en las rocas por las cuales circulaban.

Tanto en Tizapa como en La Esmeralda, en muestras individuales, se reconocen también procesos de caolinitización y silicificación, pero no se disponen de datos suficientes como para diferenciar halos de alteración hidrotermal. Tampoco se han hecho estudios tendientes a diferenciar los fenómenos de alteración hidrotermal originales de los eventos metamórficos posteriores que afectaron a la secuencia vulcanosedimentaria, para los cuales se necesitarían investigaciones isotópicas y de oclusiones fluidas, los cuales abrirían nuevas perspectivas a la interpretación de la génesis de los depósitos mencionados.

Tabla 4.- Análisis químicos puntuales de la mena de
La Esmeralda (%)

Barreno Nro.	Intervalo mineralizado	Ag (ppm)	Zn (%)	Pb (%)
E-31	21.50-22.30	248.00	0.85	0.45
	41.19-43.30	114.77		
	46.80-49.10	1,142.89	1.14	1.04
	61.00-62.40	310.00	1.00	0.84
E-45	21.95-44.20	145.00	0.24	0.08
	42.30-44.20	38.00	6.92	0.68
E-47	78.60-82.80	103.00	1.83	0.94
E-49	55.60-60.40	106.00	3.89	2.61
E-52	63.20-65.65	268.00	2.46	2.78
	72.20-78.35	350.00	5.32	4.33
E-53	94.80-97.95	71.00	1.36	1.19
E-56	57.10-61.10	591.38	0.62	0.30
E-58	80.10-81.70	62.00	1.35	1.26
E-61	77.10-78.60	178.00	1.64	0.96
E-72	197.40-198.90	138.00		
E-74	122.00-123.37	315.00	0.14	0.03
E-75	186.57-186.88	250.00	1.60	0.89
E-76	170.68-172.20	147.81	0.67	0.27
	211.90-213.59	98.00	0.34	0.14
E-77	154.10-157.15	37.75	5.61	0.15
E-78	105.13-106.68	78.25	0.83	0.74
E-79	186.64-188.60	62.14	0.71	0.63
E-82	111.42-113.75	98.70	0.85	1.38

* Compilado de diversos reportes del Laboratorio Físicoquímico del Consejo de Recursos Minerales.

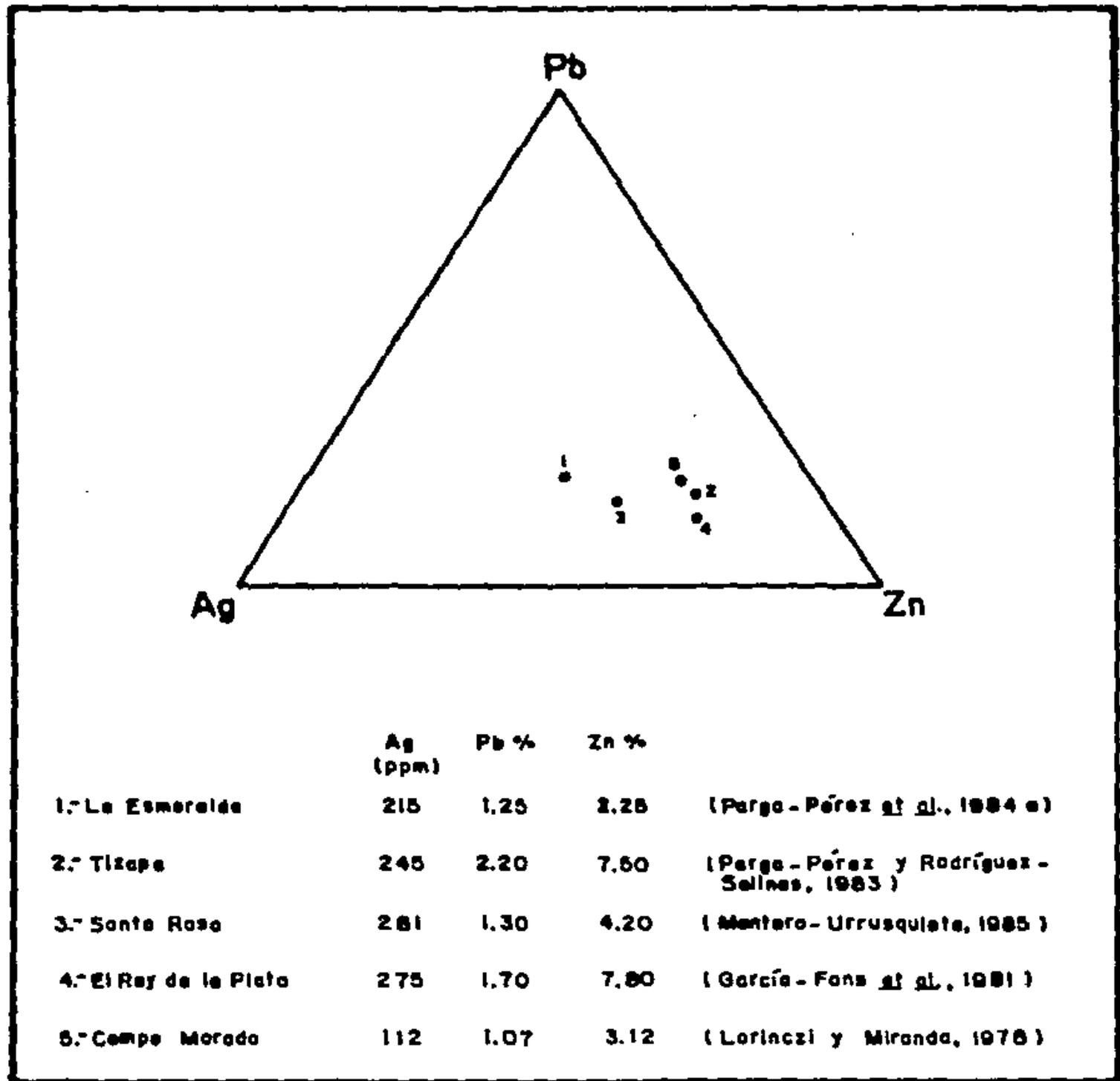


Figura 27.- Comparación entre los contenidos relativos totales de Pb - Zn - Ag ($\times 100$) de la mena de La Esmeralda con otros sulfuros sinsedimentarios de México.

PLOMO. Está contenido fundamentalmente en la galena y en los cinco sulfoantimoniuros identificados: boulangerita, semseyita, owyheeita bournonita y jamesonita. Estas sulfosales son de relativa importancia en las muestras estudiadas. El valor promedio del plomo en el depósito es de 1.25 %, que si bien disminuye con respecto a Tizapa (2.2 %), no difiere fundamentalmente de los porcentajes reportados para las otras manifestaciones vulcanogénicas de Tierra Caliente (Figura 27).

ANTIMONIO. Este metal está contenido principalmente en las freibergitas, en donde constituye alrededor del 21 % (en peso) (Tabla 3). También se encuentra en todas las sulfosales identificadas en el depósito: boulangerita, owyheeita, bournonita, semseyita, berthierita y jamesonita, esencialmente antimoniales.

PLATA. Este es uno de los elementos metálicos de mayor interés en los sulfuros masivos vulcanogénicos. Perteneciendo la plata al grupo 1-B de la Tabla Periódica de los Elementos, es intercambiable, en muchos minerales, con los dos otros elementos del grupo, el cobre y el oro. El reemplazamiento por cobre es particularmente importante en la freibergita, donde los contenidos de plata y antimonio tienen siempre una correlación positiva. Por otro lado, el reconocimiento preciso de los minerales de plata, de los cuales se conocen unos doscientos en la naturaleza, así como sus relaciones texturales, es fundamental para una buena recuperación metalúrgica del elemento, lo cual es muy distinto a lo que acontece en la metalurgia del oro, en la cual lo más importante es el tamaño de los minerales auríferos, más que las especies mineralógicas que constituyen la mena (Gasparrini, 1984). En el depósito de La Esmeralda, el principal mineral argentífero es la tetraedrita argentífera (freibergita), en donde el elemento constituye entre 4.5 y 26 % (en peso), dependiendo del contenido de cobre (Tabla 3). Además, la plata está contenida en una sulfosal doble de plomo y plata, la owyheeita, donde está entre el 10.6 y 11 % (en peso) y en la argentita, de relativa importancia entre los minerales de mena. El contenido promedio de plata en La Esmeralda es de 215 g/t (Parga-Pérez *et al.*, 194a), similar al reportado por Lorinczi y Miranda (1978) para el distrito minero de Campo Morado, Gro., pero inferior a los valores de las otras manifestaciones sinsedimentarias de Tierra Caliente (Figura 27).

COBRE. Es un elemento relativamente escaso en la mineralización de La Esmeralda. Se encuentra en la freibergita, en contenidos entre 15 y 37 % (en peso), dependiendo del contenido de plata (Tabla 3); también en la calcopirita y la bournonita, poco frecuentes entre los minerales de mena.

ARSENICO. Elemento escaso en la mineralización de La Esmeralda. Está contenido principalmente en la arsenopirita y en la freibergita substituyendo parcialmente al antimonio (Tabla 3) y no se presenta en el resto de sulfosales identificadas del depósito.

ESTAÑO. Contenido en la casiterita, óxido por demás raro en el depósito de La Esmeralda, pero debe considerarse que el estaño es extraído como subproducto en muchos yacimientos sinsedimentarios.

4.5 Mineralogía de la ganga

Una característica fundamental del depósito de La Esmeralda es que los minerales de mena se presentan muy mezclados con los de ganga, siendo raras las menas absolutamente masivas. En el caso de que los sulfuros se presenten como masivos, se trata más bien de concentraciones de pirita y no de minerales de interés económico con concentraciones atractivas de minerales argentíferos. Lo anterior difiere fundamentalmente con respecto a los lentes masivos del yacimiento de Tizapa y de otras manifestaciones vulcanogénicas de Tierra Caliente como Campo Morado o El Rey de la Plata, Gro.

La íntima mezcla de los minerales metálicos y los de ganga en el depósito de La Esmeralda y los lentes masivos de Tizapa indican un cambio en las características de emisión de los fluidos hidrotermales a medida que se asciende estratigráficamente: emisión de fluidos en un período de quietud del vulcanismo en Tizapa, a emisión contemporánea con los materiales volcánicos en La Esmeralda. También cabe la posibilidad de que gran proporción de los minerales metálicos en La Esmeralda hayan cristalizado en el interior de los materiales volcánicos no consolidados, situación interpretada por Kuroda (1983) para algunas minas del distrito Kuroko.

Los minerales que constituyen la ganga en el depósito

sin sedimentario de La Esmeralda, en orden de abundancia, son: sericita, cuarzo, clorita, calcita, ankerita, siderita, apatita, monacita, xenotima, rutilo, zircón, hematita, albita, plagioclasa cálcica y feldespatos potásico.

La sericita es el mineral de ganga más importante. Se presenta intercalada con los sulfuros y sulfosales de mena, con los que exhibe un claro bandeamiento composicional. La cuestión más importante en el depósito es si la sericita es un mineral producido por alteración hidrotermal o si fue originada por efectos del metamorfismo de bajo grado que sufrió la secuencia vulcanosedimentaria. El autor de esta investigación se inclina por considerar a la sericita como un producto de alteración hidrotermal, basado en que los fluidos acuosos calientes que transportaban los metales de mena pueden haber alterado hidrotermalmente los minerales arcillosos depositados en el fondo marino, aunque lo anterior no está comprobado terminantemente, según se mencionará cuando se trate los fenómenos de alteración en el depósito.

El cuarzo microcristalino y criptocristalino se presenta entre los sulfuros de mena y con claro bandeamiento con la sericita. Las relaciones texturales entre el cuarzo y los sulfuros sugieren cristalización simultánea, si bien parte del cuarzo puede haberse originado durante la diagénesis y por segregación metamórfica. Las formas cristalinas observadas indican crecimiento en espacios abiertos, lo cual ha sido observado en los depósitos tipo Kuroko por Urabe (1978). Frecuentemente se observan, a nivel microscópico, drusas de cristales de cuarzo, estando los espacios originalmente libres, ocupados por las asociaciones habituales de sulfuros y sulfosales de mena. No se realizaron investigaciones de inclusiones fluidas contenidas en el cuarzo, pero se estima que las variedades cristalinas contemporáneas a la formación de la mena pueden contener inclusiones que aportarán valiosos datos en futuras investigaciones.

La clorita fue identificada en algunas muestras y constituye una evidencia de la alteración hidrotermal que acompañó a la depositación de la mena. Se presenta en forma de láminas curvas penetrando a los carbonatos y en íntima asociación con los sulfuros, en especial con la galena.

Los carbonatos son frecuentes como minerales de ganga. Los amplios sectores de calcita intercrecidos con cuarzo se atribuyen a precipitación de carbonatos simultáneamente con los sulfuros de mena. La ankerita y la siderita son menos frecuentes que la calcita, y a veces forman vetillas que cortan a los minerales de mena y ganga, indicando un origen posterior.

Algunas otras están incluidos en los sulfuros, sugiriendo un origen primario. La ankerita reemplaza a veces a los sulfuros, especialmente a la pirita (Figura 2Ba), relación que indica también un origen posterior.

Los fosfatos están presentes en bajas proporciones, si bien en algunas muestras estudiadas son notables las concentraciones de apatita, mineral que constituye cristales redondeados incluidos en el cuarzo. La monacita, también incluida en el cuarzo, presenta torio, mientras que la xenotima se identificó incluida en los minerales micáceos. Las concentraciones de tierras raras son indudablemente ínfimas como para considerarlas con valor económico en el depósito. Las referencias consultadas sobre otras manifestaciones de sulfuros masivos vulcanogénicos de México no mencionan la presencia de ningún portador de tierras raras.

Los otros minerales de ganga mencionados se presentan en muy bajas concentraciones, salvo algunas agrupaciones muy locales de rutilo y zircón, casi siempre incluidas en el cuarzo.

La barita en el depósito de La Esmeralda fue identificada en muy bajas proporciones, siempre rellenando grietas microscópicas (Figura 2Bb), lo cual indica un origen muy posterior para el sulfato. La barita ni remotamente constituyendo las concentraciones habituales de los yacimientos tipo Kuroko (Figura 2). Tampoco en el yacimiento alledaño de Tizapa se identificó barita ni yeso, mientras que en el yacimiento de Campo Morado, Gro., Lorinczi y Miranda (1978) resaltan la falta de barita pero mencionan la presencia de selenita, variedad transparente de yeso. Por otro lado, en otros depósitos vulcanogénicos de México, como La Minita, Mich. (Gaytán-Rueda *et al.*, 1979), se han reportado bancos de barita de importancia económica. Es de opinión del autor, que la falta de información de carácter regional podría ser la respuesta hacia estas incógnitas, pues el bario por su carácter más móvil tiende a migrar hacia zonas más alejadas que los sulfuros y en el caso de Tizapa y La Esmeralda podrían esperarse cuerpos de barita y/o yeso alejados de las áreas donde se ha restringido la exploración.

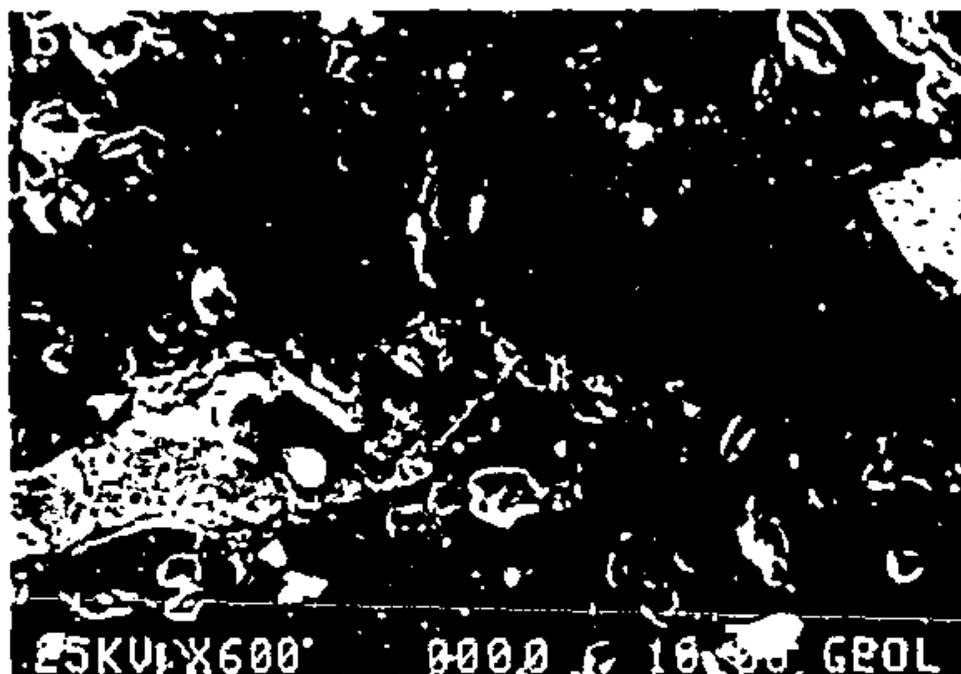


Figura 28.- a) Imagen de electrones secundarios. Cristales de pirita parcialmente reemplazados por ankerita; resto de ganga de cuarzo criptocristalino y micas.
b) Imagen de electrones secundarios. Grieta en pirrotita rellena de barita, mineral de ganga por demás raro en el deposito de La Esmeralda.

4.6 Alteraciones

Existen patrones de alteración reconocidos alrededor de los sulfuros masivos vulcanogénicos tipo Kuroko, donde la sericita se presenta en el núcleo conjuntamente con la mena silicea, y está rodeada por una zona de clorita y sericita (Figura 2). En contraste, la alteración más intensa de los depósitos del Arqueano de Canadá se caracteriza casi exclusivamente por los fenómenos de cloritización y silicificación, mientras que se presenta sericitización en la zona marginal.

Los tipos de alteración reconocidos debajo de los yacimientos tipo Kuroko son muy consistentes. Incluyen asociaciones minerales que, desde el exterior hacia la mena, son portadoras de zeolitas a asociaciones con montmorillonita y sericita - clorita. Se observa una disminución en los contenidos de Na y Ca y un aumento de K y Mg hacia los cuerpos de sulfuros. Los contenidos de elementos traza también muestran variaciones, con disminución de los contenidos de Sr y Cl e incremento de S hacia la mena. La relación Fe^{+2}/Fe^{+3} y la susceptibilidad magnética muestran decrecimiento hacia los cuerpos mineralizados (Ohmoto y Skinner, 1983). Otros cambios sistemáticos incluyen la relación $Fe/Fe+Mg$ en las cloritas, que decrece hacia los centros de mineralización, los valores $d^{34}S$ de los sulfuros diseminados en los sedimentos, que se incrementan hacia la mena y mineralización 'tetsusekiei' asociada. Otros elementos, tales como S, O, Sr y Pb muestran un halo que se extiende algunos kilómetros desde los cuerpos de sulfuros polimetálicos, lo cual puede ser de importancia desde el punto de vista exploratorio.

La alteración mineralógica alrededor de los depósitos sinsedimentarios es interpretada por Urabe y colaboradores (1983) y Bryndzia y colaboradores (1983) como producto de la migración lateral contemporánea con la emisión de los fluidos hidrotermales, desde los centros de descarga, experimentando un descenso de temperatura y aumento de pH desde dichos centros. Por lo contrario, Pisutha-Arnond y Ohmoto (1983) concluyen en que las zonas de alteración son análogas a las zonas mineralizadas y son el producto de la intensificación de la actividad hidrotermal debido a lo cual las asociaciones minerales de baja temperatura son sucesivamente transformadas a otras de temperatura más elevada.

Green y colaboradores (1983) y Ohmoto y colaboradores (1983) concluyen en que los valores de $d^{18}O$ y la variación de los elementos en la zona de alteración mineralógica son un registro de la interacción entre el agua de

mar y las rocas volcánicas calientes, durante repetidos ciclos de actividad hidrotermal de varios millones de años de duración y que la masa total de agua expelida a través del área mineralizada fue alrededor de 10 veces la masa total de la roca alterada. Contrariamente, Cathles (1983) establece que los valores de $d^{18}O$ y la distribución de sílice y sulfatos alrededor de los depósitos Kuroko puede explicarse por la interacción entre el agua de mar y las rocas volcánicas durante una fase única de actividad hidrotermal que duró menos de 5,000 años.

En los depósitos sinsedimentarios de La Esmeralda y de Tizapa no se han establecido las zonas de alteración hidrotermal relacionadas con la génesis de los metales. La presencia de sericita y clorita como minerales de ganga habituales indica probablemente fenómenos de sericitización y cloritización asociados a la génesis de los minerales metálicos. La posición de los lentes de sulfuros polimetálicos en Tizapa, en los contactos entre los esquistos de clorita - muscovita y las filitas grafiticas sugiere que las primeras rocas fueron alteradas hidrotermalmente por las soluciones que circulaban a través de ellas y que al vertirse en el fondo del mar depositaron su carga metálica. Por otro lado, la posición de los lentes en el depósito de La Esmeralda, incluidos en metatobas riolíticas, esquistos de sericita y de clorita - sericita indica deposición conjunta con materiales volcánicos. La no distinción de variaciones entre las rocas que infrayacen y suprayacen a los lentes de sulfuros sería indicador de que las soluciones circulantes fueron a temperaturas demasiado bajas como para producir alteración hidrotermal en las rocas por las cuales circulaban.

Tanto en Tizapa como en La Esmeralda, en muestras individuales, se reconocen también procesos de caolinitización y silicificación, pero no se disponen de datos suficientes como para diferenciar halos de alteración hidrotermal. Tampoco se han hecho estudios tendientes a diferenciar los fenómenos de alteración hidrotermal originales de los eventos metamórficos posteriores que afectaron a la secuencia vulcanosedimentaria, para los cuales se necesitarían investigaciones isotópicas y de oclusiones fluidas, los cuales abrirían nuevas perspectivas a la interpretación de la génesis de los depósitos mencionados.

4.7 Relaciones texturales

Los sulfuros polimetálicos que constituyen la mena del depósito sinsedimentario de La Esmeralda conforman una textura masiva de grano fino, en donde se pueden apreciar frecuentemente cristales euedrales de pirita de hasta 1 mm, excepcionalmente de 2 mm, y finas vetillas de calcopirita de origen posterior. El tamaño de grano es inferior al mencionado en las descripciones clásicas de los sulfuros Kuroko, a pesar de que la mena de La Esmeralda sufrió los efectos de la recristalización metamórfica, prácticamente ausente en los yacimientos Kuroko. Es posible que la mezcla íntima entre los minerales metálicos y la ganga haya influido en el crecimiento inicial de la mena, aunado a una cantidad reducida de soluciones portadoras de metales.

Las caras cristalinas de cuarzo y las drusas del mismo mineral indican deposición de sílice en espacios abiertos, mientras que las laminillas de sericita atravesando a los sulfuros, especialmente a la galena sugieren la recristalización de los minerales arcillosos por efectos metamórficos.

En forma macroscópica se pueden apreciar algunas veces bandeamientos composicionales que representan un zonamiento entre esfalerita - galena y pirita o entre los sulfuros y los minerales de ganga, siendo ésta una característica repetidas veces observada en los depósitos tipo Kuroko e indicadora de "pulsos" en la emisión de los fluidos mineralizantes. El grano tan fino, impide reconocer en forma macroscópica a los minerales constituyentes de la mena, inclusive con el uso de un lente de mano, pero el color oscuro es indicador de altos porcentajes de esfalerita. El imán revela alto magnetismo las partes más profundas del depósito, debido a la presencia de pirrotita, tal como acontece en algunos ejemplares del depósito de Tizapa, tratándose también de sulfuros de grano fino.

Los estudios microscópicos aportan los detalles de las texturas de las menas metálicas. Generalmente se observan cristales euedrales a subedrales de pirita, con algo de arsenopirita intercrecida que están aislados o forman agrupaciones cristalinas. Lo anterior es indicativo de la pirita y la arsenopirita fueron los primeros sulfuros en cristalizar, posiblemente como consecuencia del enfriamiento súbito de las soluciones metalíferas al verterse en el fondo marino.

En los espacios dejados por los cristales de pirita se presenta la esfalerita y la galena intercrecidos con bordes lobulados entre ellos, muy similar al esquema de la Figura 19b típicos de los depósitos Kuroko. La esfalerita puede ser más abundante que la pirita, y la boulangierita puede ocupar el lugar de la galena o presentarse ambos minerales de plomo. La freibergita y la owyheeita, los principales minerales portadores de plata del depósito, reemplazan a los minerales de plomo, mientras que las otras sulfosales identificadas tienen diversas relaciones de reemplazamiento, las cuales se detallaron individualmente en el punto 4.4 (Mineralogía de la mena).

La pirita suele incluir argentita y casiterita, mientras que el cuarzo de ganga incluye apatita, monacita, xenotíma, rutilo y zircón. A veces se observan texturas clásticas, las cuales conforman verdaderas microbrechas de cristales rotos de pirita. La presencia de granos calcopiritizados de esfalerita en asociación con esfalerita que no ha sufrido el proceso indica transporte de dichos granos. Son absolutamente notables las microtexturas framboidales que se tratarán en las próximas páginas.

4.8 Microtexturas framboidales

4.8.1 Consideraciones teóricas

Las investigaciones submarinas en las áreas de descarga de fluidos hidrotermales actuales revelan el gran desarrollo de diversas formas de vida, aprovechando las condiciones térmicas y químicas tan especiales de estas zonas de mares generalmente profundos. Por otro lado, los depósitos de sulfuros masivos sinsedimentarios, de diversas edades, muestran que parte de la pirita, el mineral metálico más abundante de esos yacimientos, presenta una textura denominada framboidal, término que define un agregado microscópico de granos de ese sulfuro, frecuentemente en forma esferoidal, semejante a frambuesas. Dichas texturas han sido reconocidas en varios depósitos sinsedimentarios de México que han sufrido metamorfismo (La Esmeralda, Edo. de México, y Campo Morado y El Rey de La Plata, Gro., entre otros) y que no han experimentado dicho proceso (El Cuale, Jal.).

A pesar de que las piritas framboidales son típicas de los depósitos sinsedimentarios, también han sido descritas

en otros medios naturales: en calizas mineralizadas, en horizontes edáficos sobre vetas de tungsteno, en sedimentos de todas las edades, en lavas y en vetas hidrotermales (Rickard, 1970).

Los framboides son muy durables, preservando su forma y tamaño sin cambios durante los procesos de metamorfismo y deformación, debido a sus características físicas y pequeño tamaño. Son pseudomorfoseados por muchos minerales durante los procesos de metamorfismo térmico, diagenéticos, soluciones circulantes y por efectos de los procesos exógenos, manteniendo perfectamente los detalles texturales originales (Ramdohr, 1980).

Los framboides han sido objeto de numerosos estudios en los últimos años. Los aspectos considerados en diversas investigaciones versan sobre el origen de la forma esférica, la orientación de los microcristales, el papel jugado por los geles y los minerales precursores de la pirita. Tradicionalmente se los atribuía a manifestaciones directas de agentes orgánicos, pero en la actualidad están en vigencia varias teorías para explicar el origen de las texturas framboidales. Las más relevantes son:

- reemplazamiento en forma directa de bacterias por pirita (Schneiderhohn, 1923, fide Taylor, 1982)
- recristalización de geles de sulfuros (Rust, 1935, fide Taylor, 1982)
- pirita relleno de glóbulos orgánicos o vacuolas gaseosas (Rickard, 1970)
- reemplazamiento de esferas de azufre elemental (Taylor, 1982)
- transformación de greigita (melnikovita) en pirita (Sweeney y Kaplan, 1973)
- agregación sistemática y orientada de partículas de gel (Taylor, 1982).

Diversos autores han demostrado que la actividad biogénica es innecesaria para la formación de piritas framboidales, lográndolas sintetizar en medios no bacteriales. Entre esas investigaciones merecen mencionarse las de Arnold (1976) que estudió la cristalogénesis de bisulfuros de hierro a baja temperatura y su evolución por efectos metamórficos.

Sweeney y Kaplan (1973) reprodujeron la formación de pirita framboidal en el laboratorio simulando procesos que se interpreta ocurren en sedimentos marinos. Observaron el enriquecimiento gradual en azufre, desde la formación inicial de mackinawita y subsecuente reacción de esta fase (o de pirrotita hexagonal formada a partir de ella) con azufre elemental, para formar ya sea greigita o pirita. Los autores mencionados analizaron sedimentos biológicamente activos del borde continental del sur de California y ambientes biogénicos y abiogénicos del Mar Rojo. Los resultados demostraron, al igual que las conclusiones de Arnold (1976), que el control biológico es innecesario para la formación de piritas framboidales.

Taylor (1982) propone un mecanismo de formación de los framboides de pirita a partir de sus observaciones de las texturas formadas por magnetoferrita en yacimientos cupríferos tipo Chipre de las Islas Salomón. Los framboides de magnetoferrita, conjuntamente con los sulfuros, se encuentran contenidos en sílice coloidal, precipitada rápidamente como para 'atrapar' en forma conjunta a los óxidos y a los sulfuros, minerales que constituyen combinaciones inestables. Taylor (1982) propone la siguiente secuencia de formación:

- precipitación de sulfuros de hierro como partículas dispersas
- coagulación debida a ferromagnetismo o a la polarización de las partículas
- alineación de las partículas y agregación de los alineamientos en concreciones esferulíticas debido a efectos de tensión superficial y campos magnéticos
- entrapamiento de los framboides formados por los sedimentos o precipitados químicos.

Kalogeropoulos (1983) argumenta con respecto al mecanismo general propuesto por Taylor (1982), que explicaría la formación de piritas framboidales asociadas a medios vulcanogénicos, pero no justificaría su génesis en ambientes marinos normales, debido a que el ferromagnetismo como fuerza de atracción entre las partículas precursoras de pirita no es operante a temperaturas inferiores a los 180°C.

En el artículo de Taylor y en el argumento de Kalogeropoulos no se mencionan los posibles efectos de las bacterias magnetotácticas en la formación de las piritas framboidales. Dichos microorganismos contienen partículas de

minerales magnéticos, en especial magnetita, en cantidades proporcionales al hierro disuelto en el ambiente (Towe y Moench, 1981; Blakemore y Frankel, 1981).

Las bacterias termofílicas, como Sulfolobus Acidocaldarius, prosperan en ambientes anaeróbicos ácidos a temperaturas superiores a los 100°C, como el de los fluidos hidrotermales exhalativos (Brierley, 1982), tomando energía de la oxidación de los sulfuros. A pesar de la extrema acidez de su hábitat, tienen la habilidad de mantener un pH neutral dentro de sus membranas celulares. Por otro lado, la capacidad de las bacterias para extraer metales de las rocas y soluciones es explotada en la actualidad para recuperar cobre y uranio de menas de baja ley, en lo que se ha dado a llamar 'minería microbiológica' (Brierley, 1982). Dichos microorganismos se dice que son químico-litotróficos ("rock-eating"), aludiendo a su capacidad de obtener energía de la oxidación de sustancias inorgánicas, en medios con alta concentración de ácido sulfhídrico.

Se conoce que las áreas de descarga de los fluidos hidrotermales en el fondo oceánico son muy favorables para la proliferación de bacterias termofílicas, que si fueran magnetotácticas dejarían, después de completar su ciclo vital, un residuo magnético que podría acumularse en forma de framboides o ser el precursor de ellos (Taylor, 1982).

Tradicionalmente se consideraba que los conductos hidrotermales submarinos eran las principales fuentes de metano, H₂ y CO, provenientes de los procesos de desgasificación asociados con las reacciones abiogénicas agua - roca. El trabajo experimental de Baross y colaboradores (1982) ha comprobado que la actividad bacteriana en ambientes que exceden los 100°C es una fuente alternativa de aporte de los gases mencionados. Las comunidades microbianas consisten de varios tipos de especies aeróbicas y anaeróbicas que proliferan a temperaturas superiores a 70-75°C, no comprobándose si dichas bacterias pueden producir compuestos gaseosos en aguas a temperaturas más altas de 300°C, mantenidas en estado líquido por los efectos de la presión hidrostática. Las bacterias estudiadas por Baross y colaboradores (1982) provienen de los conductos hidrotermales de la Dorsal de Galápagos y de la Dorsal del Pacífico Oriental a 21°N, este último sitio en aguas territoriales mexicanas, describiéndose comunidades vivientes en pequeñas fisuras con aguas a 5-22°C y en chimeneas hidrotermales con emanaciones a temperaturas de hasta 400°C. Las bacterias termofílicas que proliferan en medios altos en H₂S, Mn y Fe utilizan el azufre, los metales y posiblemente gases y H₂ como fuentes energéticas.

La extrema proliferación de bacterias termofílicas en los ambientes hidrotermales submarinos sugiere una estrecha relación entre estas comunidades vivientes y la formación de piritas framboidales, microtexturas muy frecuentes en los yacimientos de sulfuros masivos sinsedimentarios. Así, las diferentes teorías de formación de los framboides tienden a considerar, después de muchos debates, las concepciones clásicas de Schneiderhohn (1923, fide Taylor, 1982) que consideraban a las piritas framboidales formadas por reemplazamiento directo de bacterias por el sulfuro de hierro.

4.8.2 Microtexturas framboidales en el depósito de La Esmeralda

Las texturas framboidales son notables en el yacimiento de La Esmeralda; ellas consisten en cuatro tipos, de los cuales uno es individual y los otros tres de naturaleza coalescente y han servido como núcleos para la depositación de capas concéntricas de sulfuros; los últimos se han denominado como tipos a, b y c para su mejor referencia:

1.- Microesferoides de pirita individuales aislados en la ganga de cuarzo o minerales micáceos, muy similares a los descritos en otros yacimientos sinsedimentarios. Su diámetro es de cerca de 10 micras y presentan una textura de "panal de abeja", formada por microcristales de pirita. Alrededor de estos framboides no hay depositación subsecuente de sulfuros.

2.- Microesferoides coalescentes "tipo a" (Figuras 29 y 30). Constituyen las microtexturas más complejas, de formas elipsoidales, de hasta de 300 micras de eje mayor, originadas por la depositación concéntrica de sulfuros, lo que permite establecer una secuencia paragenética, difícil de interpretar en la mena negra del yacimiento. Se trata de texturas de núcleos múltiples, los cuales consisten en microcristales de pirita con textura de "panal de abeja", que representan a las colonias de bacterias originales. Alrededor de los núcleos se depositó una capa de galena, a la que le siguió abundante esfalerita; el sulfuro de plomo fue reemplazado parcialmente por tetraedrita argentífera (freibergita), sulfosal que se encuentra asociada a calcopirita, sin relación evidente de reemplazamiento. La textura radial de la galena sugiere que reemplazó a pirita originalmente radial, tal como la de la capa intermedia del "tipo b". La esfalerita se deposita en algunas zonas directamente alrededor de los núcleos, sin mediar la capa de galena (Figura 30a). Luego siguió la cristalización de pirita en cristales euedrales relativamente grandes. Dentro de

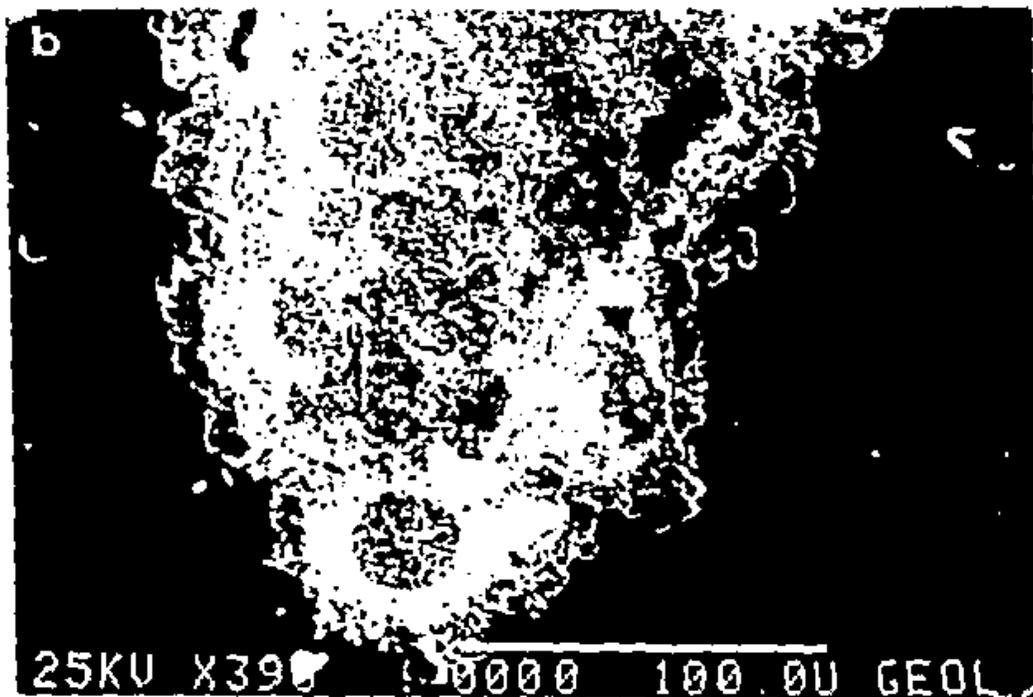
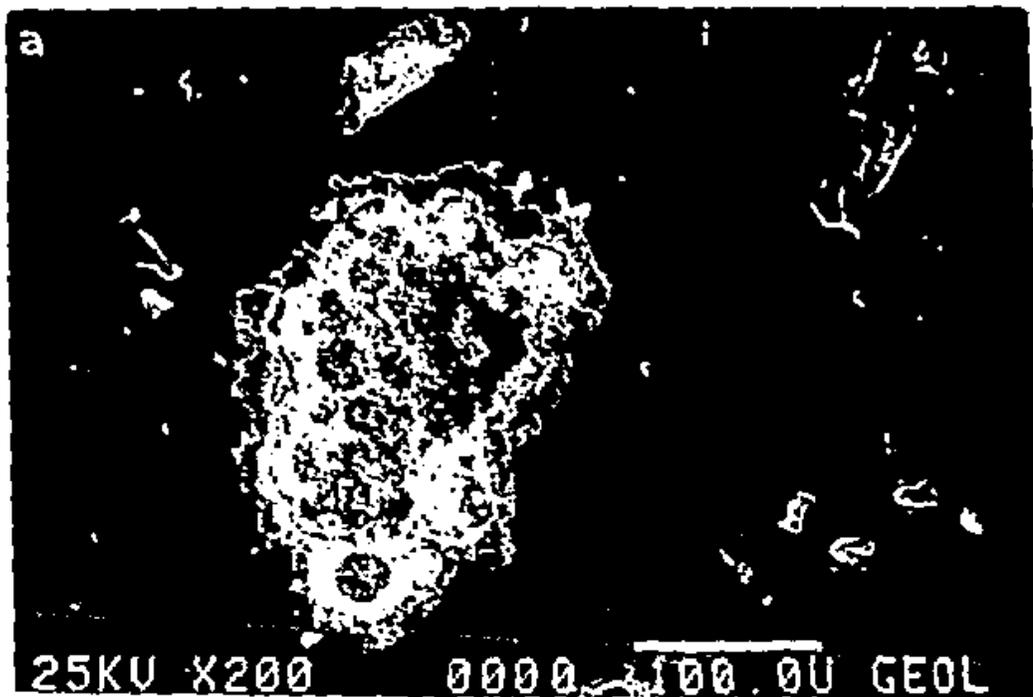


Figura 29. - a) Imagen de electrones secundarios. Coalescencia de framboides "tipo a", incluidos en cuarzo. Nótese el fragmento roto superior, de igual naturaleza, que indica movimientos prediagenéticos. Los núcleos de microcristales de pirita han servido para la depositación de otros sulfuros, que desde el centro hacia afuera, son: galena, esfalerita y pirita gruesa. Posteriormente la freibergita reemplazó parcialmente a la galena, mientras que la calcopirita no presenta una clara relación de reemplazamiento, pero se encuentra siempre asociada en las áreas de freibergita. b) Un detalle de a). Algunos de los framboides muestran deposición directa de esfalerita, sin mediar la capa de galena. Nótese la abundancia de freibergita en el interior de la textura coalescente y la capa exterior de cristales euedrales relativamente grandes de pirita.

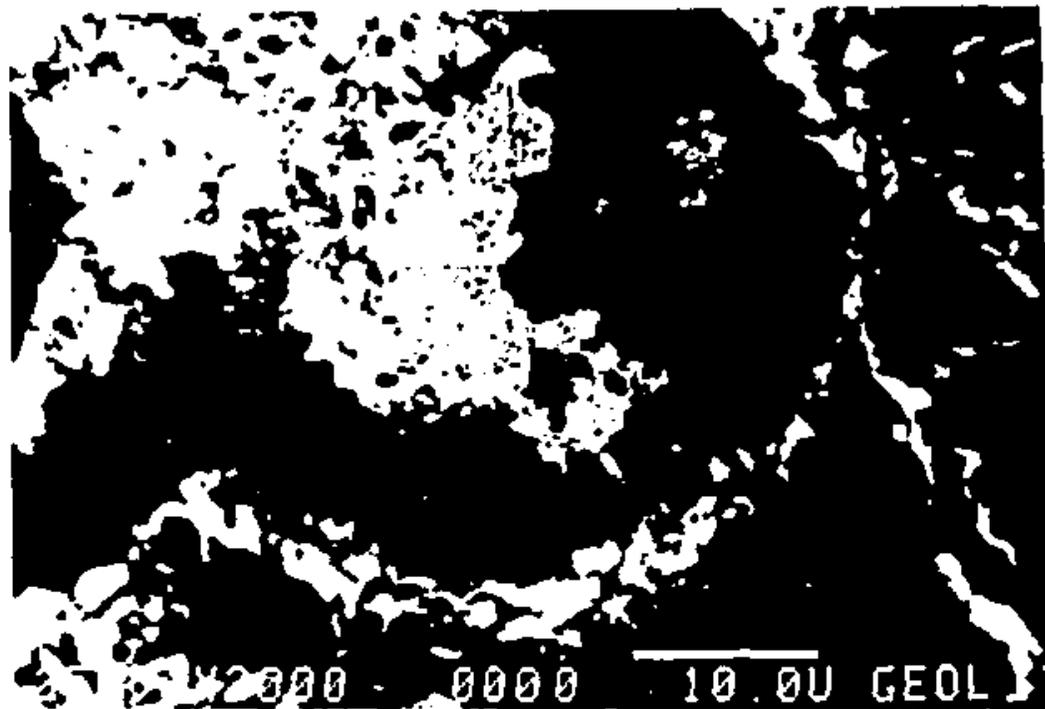
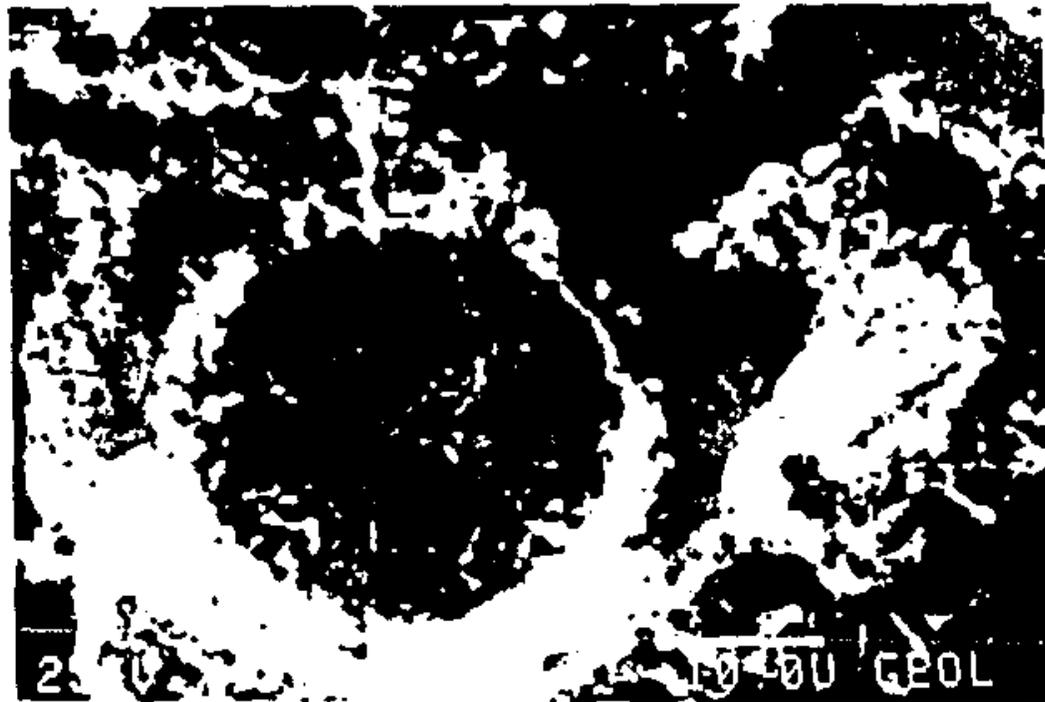


Figura 30.- a) Imagen de electrones secundarios. Un detalle de la Figura 29a. Coalescencia de framboides y deposición concéntrica de galena, esfalerita y pirita gruesa. En el borde inferior izquierdo la esfalerita se deposita directamente sobre el núcleo framboidal, sin mediar la capa de galena. b) Imagen de electrones secundarios. Un detalle de la Figura 30a donde se observa un sector de galena parcialmente reemplazada por freibergita, la capa de esfalerita y la zona exterior de cristales euedrales de pirita relativamente grandes.

estas texturas no se presenta ganga. La freibergita de estas microtexturas se caracteriza por ser pobre en plata y presentar arsénico en su composición, mientras que la de la mena negra normal del yacimiento contiene plata en variadas proporciones y es muy pobre en arsénico (Tabla 3); ambas freibergitas son pobres en hierro y zinc. Por otro lado, la esfalerita y la galena de la mena negra del yacimiento se presentan en intercrecimiento que denota cristalización simultánea o con una relación de reemplazamiento que sugiere que la galena fue ligeramente más tardía, no como en las microtexturas "tipo a", en donde la deposición de la galena fue seguida por la de la esfalerita. El núcleo se originó por la acción bacteriana de reducción de sulfatos, mientras que la capa exterior de pirita gruesa tuvo lugar por la deposición de sulfuros cuyo azufre fue reducido directamente de los sulfatos disueltos en el agua de mar, proceso abiogénico desencadenado por la oxidación del hierro ferroso.

3.- Microesferoides coalescentes "tipo b" (Figura 31a). Constituyen microtexturas mucho menos frecuentes que las del "tipo a". Consisten de pirita en tres aspectos cristalinos: un núcleo similar al del "tipo a", una capa intermedia radial y una capa exterior de cristales euedrales relativamente grandes, similar a la que limita el "tipo a". Se observan algunas pequeñas zonas de galena entre las dos capas exteriores. A veces hay hasta cuatro capas de pirita gruesa, sirviendo la exterior para la coalescencia con los framboides adyacentes; otras, no se observa el núcleo ni la capa exterior, realizándose la coalescencia por medio de la zona de pirita radial.

4.- Microesferoides coalescentes "tipo c" (Figura 31b). Constituyen las microtexturas más raras de La Esmeralda. Consisten en un núcleo framboidal "gigante", de hasta 30 micras de diámetro, con textura de "panal de abeja" no siempre observable. Alrededor de ese núcleo se deposita una capa de cristales euedrales de pirita similar a la de las capas exteriores de los tipos a y b. La coalescencia se realiza mediante esa capa exterior, a la cual a veces se le unen cristales euedrales mayores de arsenopirita.

Todos los tipos de microtexturas framboidales del yacimiento sinsedimentario de La Esmeralda han preservado perfectamente su forma y tamaño sin cambios durante los procesos regionales de metamorfismo y deformación, debido a sus características físicas y pequeño tamaño, en especial los contenidos en cuarzo microcristalino. Algunos fragmentos de framboides revelan movimientos prediagenéticos. La capa exterior de pirita, presente en los tres tipos coalescentes, y

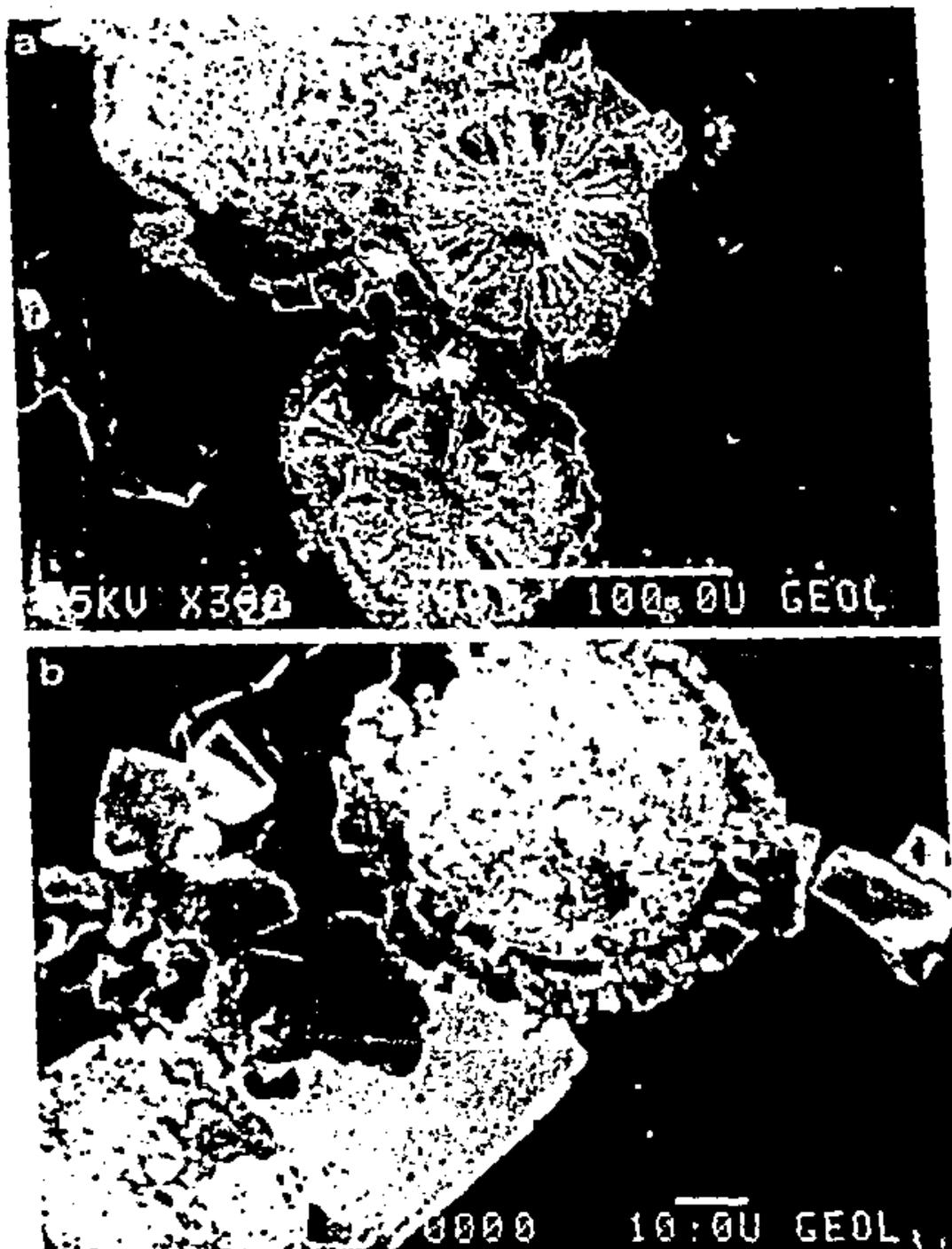


Figura 31.- a) Imagen de electrones secundarios. Coalescencia de framboides "tipo b", compuestos de tres tipos de pirita: un núcleo de microcristales similar al "tipo a", una zona intermedia de cristales pseudoradiales de pirita y una capa exterior de pirita en cristales euedrales relativamente grandes, también similar a la que recubre el "tipo a". Se observan pequeños sectores de galena entre la segunda y tercera capa. A veces hay hasta cuatro capas de pirita gruesa, sirviendo la exterior para coalescer con el framboides adyacente; otras, los framboides se unen por la pirita radial, sin mediar los cristales euedrales. Pocas veces no se observa el núcleo de microcristales, estando el esferoide compuesto únicamente de los cristales radiales mediante los cuales coalesce con los vecinos. b) Imagen de electrones secundarios. Coalescencia de framboides "tipo c", compuestos de un núcleo "gigante", seguido de pirita gruesa y unido a otros framboides por esos cristales y por un cristal mayor de arsenopirita. No se presentan otros sulfuros en este tipo de microtexturas coalescentes.

la arsenopirita del "tipo c" (Figura 31b) muestran grandes cristales euedrales que se atribuyen a la recristalización durante la depositación de la mena y no debido a efectos del metamorfismo posterior. Lo anterior está sustentado en el hecho de que ni aún la galena de las microtexturas coalescentes del "tipo a", mucho más susceptible de recristalizar que la pirita, sufrió dicho proceso, el cual hubiera originado la destrucción de la microtextura.

A pesar de que las piritas framboidales pudieron ser sintetizadas en el laboratorio, en medios abiogénicos (Sweeney y Kaplan, 1973), las asociadas a ambientes sinsedimentarios reductores se atribuyen a la actividad de las bacterias termofilicas reductoras de sulfatos, considerando la proliferación extraordinaria de esos microorganismos en dicho hábitat.

La presencia de texturas framboidales similares a las descritas para La Esmeralda en yacimientos de origen dudoso, en ambientes similares del país, sugeriría un origen sinsedimentario de dicho depósito.

4.9 Paragénesis

La paragénesis de los depósitos sinsedimentarios es difícil de interpretar a detalle, ya que los materiales que conforman los lentes de sulfuros se depositan en un ambiente completamente dinámico y están sujetos a brechamientos por deslizamiento gravitacional, recristalización, reemplazamientos y alteraciones por el aporte continuo de soluciones calientes.

De todos modos, se presentan algunas consideraciones paragenéticas basadas en los estudios microscópicos de los minerales que conforman la mena. También al tratar sobre la mineralogía se hicieron algunas referencias acerca de la secuencia paragenética de depositación de la mena y de la composición de los fluidos mineralizantes en el depósito sinsedimentario de La Esmeralda.

Se considera que los primeros minerales en depositarse fueron la pirita y la arsenopirita, tal como lo indica su grado de cristalinidad y las relaciones con los otros sulfuros. Esta depositación se originó inmediatamente después de la descarga de los fluidos hidrotermales en el fondo marino, por disminución brusca de la temperatura. Siguió a la formación de

pirita-arsenopirita la cristalización de abundante esfalerita-galena, sin que se pueda establecer cual de los dos sulfuros fue primero, pues los contactos entre ellos indican cristalización simultánea. Lo anterior no es válido para el caso de los microframboides coalescentes, donde la formación de la galena precedió a la de la esfalerita, por lo que es posible pero no evidente, que la cristalización de la galena haya precedido ligeramente a la formación de la esfalerita en toda la mena. Los cristales de pirita fueron reemplazados parcialmente por la esfalerita, formando a veces cristales con golfos de corrosión hasta llegar a constituir verdaderos esqueletos de cristales. Por otro lado, la arsenopirita no fue reemplazada por el mineral de zinc, mientras que la formación de la galena no provocó reemplazamiento como lo hizo la esfalerita.

Los bajos contenidos de hierro de la esfalerita (alrededor de 7 %) indican que gran parte del elemento contenido en los fluidos fue utilizado en la cristalización de la pirita y la arsenopirita, debido a que todos los minerales que le siguen son deficientes en hierro.

La primera sulfosal en formarse fue la boulangierita, a veces ocupando el lugar de la galena en la asociación mineralógica, mientras que otras se presenta conjuntamente con el sulfuro de plomo. La formación de boulangierita indica la existencia de abundante antimonio en un periodo primitivo de la formación de la mena, cuando estaba cristalizando la esfalerita.

Posteriormente, la emisión de fluidos hidrotermales ricos en cobre, antimonio y plata provocaron la formación de tetraedrita argentífera y, en algunos casos, de calcopirita con el cobre remanente. Ambos minerales reemplazan a la galena y a la boulangierita, indicando una fuerte afinidad por los minerales de plomo previamente formados. La presencia de fluidos excepcionalmente ricos en plata se comprueba por la coexistencia de freibergita y owyheita, indicando el último mineral la subsistencia del plomo en los fluidos o la derivación del elemento a partir de la galena o la boulangierita reemplazadas. Un contenido de cobre mayor que el habitual provocó la formación de bournonita en asociación con freibergita y calcopirita, siempre en reemplazo de galena o boulangierita.

La ausencia de calcopiritización intensiva de la esfalerita indica una deficiencia general en el contenido de cobre de los fluidos posteriores y la refractividad del sulfuro de zinc a experimentar el proceso, debido principalmente a que

su contenido de hierro no era suficiente como para formar calcopirita.

Por último, la emisión de fluidos remanentes de variada composición provocó el reemplazo de los minerales más tempranos por otras sulfosales raras, en especial por semseyita, berthierita y jamesonita.

Durante toda la secuencia de formación de los sulfuros y sulfosales de mena se precipitó sílice en forma de cuarzo, pero la que cristalizó primero lo hizo en espacios abiertos originó drusas de cristales microscópicos cuyos sectores aún sin ocupar fueron rellenados por los sulfuros y sulfosales en formación. También, como ya se mencionó, la expulsión de material volcánico contemporáneamente con los fluidos metalíferos provocó la depositación conjunta, tal como lo prueba la existencia de sericita entremezclada con la mena.

Los fosfatos, el rutilo, y el zircón incluidos en el cuarzo pueden haberse formado durante cualquier momento de la solidificación de los líquidos silíceos, mientras que la argentita y la casiterita incluidas en las piritas indican formación antes que el sulfuro de hierro que los atrapó durante su crecimiento. Algunos cristales euedrales de pirita, más pequeños que el resto, y que no muestran reemplazo por la esfalerita, denotan la generación posterior del sulfuro, tal como se observó también en los framboides coalescentes (Figura 29). En la Figura 32 se presenta una secuencia paragenética generalizada para el depósito de La Esmeralda.

4.10 Controles de la depositación. Emplazamiento

Los horizontes mineralizados del depósito sinsedimentario de La Esmeralda se encuentran encajonados en metatobas riolíticas, esquistos de sericita y de clorita-sericita, mientras que los del depósito alledaño de Tizapa, de igual naturaleza, se ubican principalmente en el contacto entre los esquistos de sericita inferiores y las filitas grafiticas superiores, pero también están encajonados completamente por ambas rocas.

Los depósitos de La Esmeralda y de Tizapa pueden considerarse como una unidad, por el hecho de que están muy próximos y encajonados en la misma secuencia vulcano-sedimentaria. Debido a lo anterior y teniendo en cuenta que los

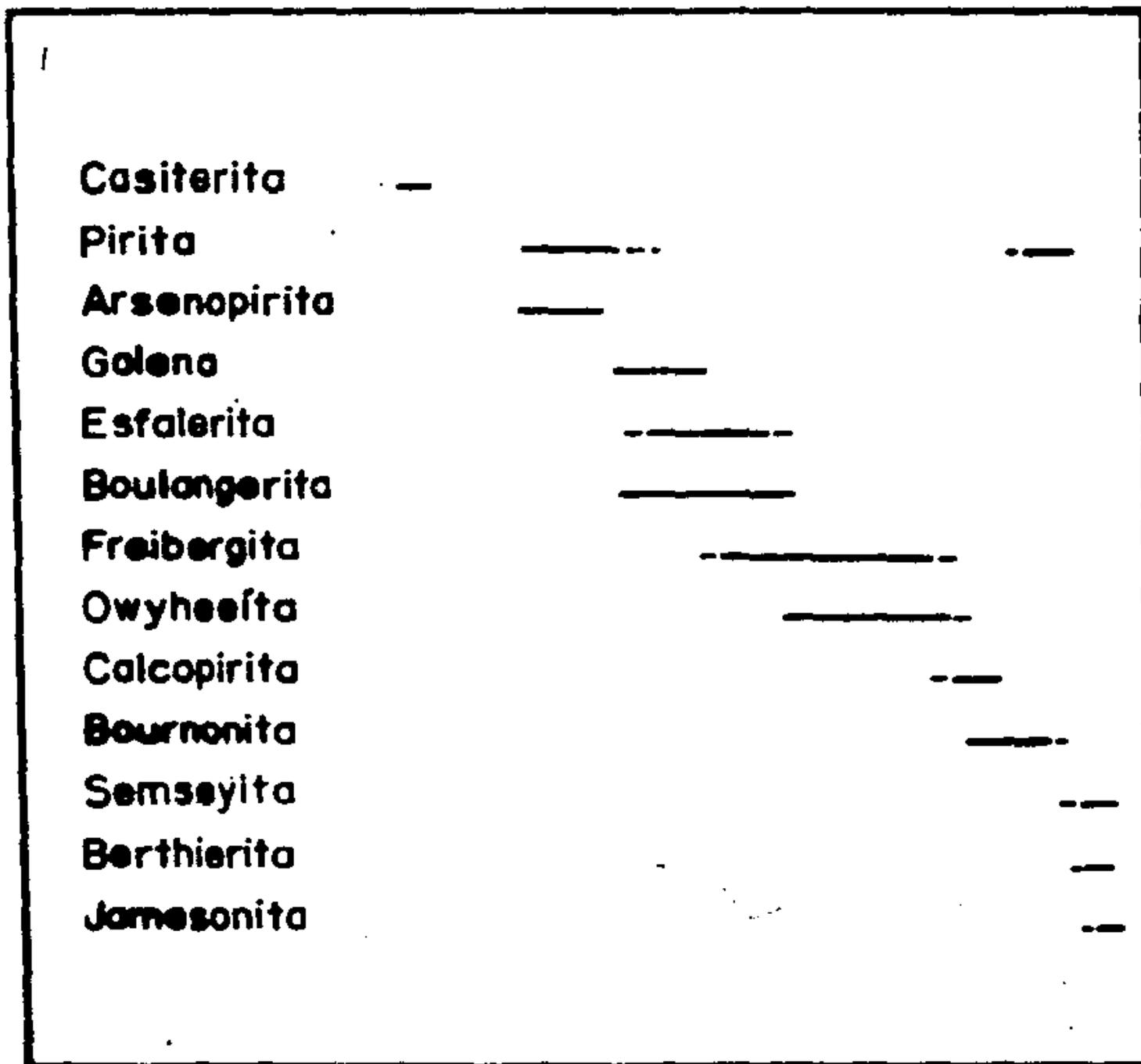


Figura 32.- Secuencia paragenética generalizada para el depósito de La Esmeralda.

lentes de sulfuros se alojan en diversas litologías, se puede suponer que la emisión de fluidos mineralizantes se realizó durante distintos episodios del ciclo volcánico, tal como lo indican los lentes incluidos en protolitos volcánicos, y durante períodos de quietud del vulcanismo, como lo sugieren los lentes encajonados en rocas cuyo protolito fueron lutitas oscuras, tal es el caso de las filitas grafiticas.

La naturaleza sinsedimentaria de los depósitos indica necesariamente un control de tipo estratigráfico pero, tal como se consideró anteriormente, el estar encajonados los lentes de sulfuros en diversas rocas indica que dicho control no fue definitivo.

La forma lenticular y el tamaño de los cuerpos de sulfuros señala su deposición en pequeñas cuencas submarinas que servían de receptáculo a las soluciones hidrotermales. Por otro lado, al momento no se han identificado los conductos de alimentación de las soluciones portadoras de metales, o no se han originado áreas de mineralización en stockwork en los conductos de alimentación, tal como se reconocen en los depósitos clásicos tipo Kuroko de Japón. Lo anterior hace pensar en pequeñas cuencas limitadas por fracturas de alto ángulo que sirvieron de conductos de alimentación de las soluciones mineralizantes. Ohmoto y Takahashi (1983) han enfatizado la importancia de las fracturas del basamento y de la topografía submarina en el control de la localización y estilo de vulcanismo, el cual a su vez determina el sitio de la mineralización. Es muy posible, pero no está terminantemente comprobado, que la existencia de fracturas del basamento y de un fondo marino irregular sean los factores esenciales para la formación de depósitos de esta naturaleza.

Por lo anterior, se concluye que el tipo de control para la depositación de la mena es combinado, estratigráfico y estructural, al estar la sedimentación supeditada a la formación de cuencas de naturaleza tectónica, lo cual motivó a su vez, una topografía submarina irregular.

4.11 Metamorfismo del depósito

En el artículo clásico de Vokes (1969) se hace una revisión del conocimiento que se tenía hasta el momento del metamorfismo sufrido por los depósitos de sulfuros, en especial

de los de naturaleza vulcanogénica. El autor mencionado presenta una reseña histórica del desarrollo del conocimiento sobre el tema desde comienzos de siglo, considerando los efectos producidos por el metamorfismo de contacto, cataclástico, hidrotermal y regional. Establece los cambios mineralógicos y texturales, y los efectos de removilización de minerales y elementos a partir de cuerpos de sulfuros. Durante el mismo año se edita el texto de Spry (1969) que aclara muchos aspectos referentes al metamorfismo de menas metálicas.

Los sulfuros metálicos son afectados conjuntamente con las rocas que los encajonan durante el metamorfismo regional, ocasionando texturas esquistosas o brechosas, dependiendo de los sulfuros presentes y de la intensidad de la deformación. Las rocas ricas en galena tienden a ser más plásticas que las que contienen mayor proporción de esfalerita. Los sulfuros sinsedimentarios tipo Kuroko tienden a ser más ricos en zinc que en plomo, por lo que la tendencia a la fracturación se acentúa. Por otro lado, los minerales no metálicos que constituyen la ganga tienen una gran influencia en la deformación, y su comportamiento difiere fundamentalmente cuando están incluidos en una matriz de sulfuros más o menos plásticos. De los conceptos anteriores se desprende que los sulfuros sinsedimentarios presentarán texturas muy difíciles de interpretar, debido a que son el resultado de una compleja historia de recristalización. Las texturas observadas son muy variables, dependiendo de las asociaciones mineralógicas presentes, a nivel local, y de las condiciones imperantes durante el metamorfismo.

Se reconoce que los cuerpos de sulfuros son susceptibles a una intensa retromorfosis si a las condiciones termodinámicas máximas le siguen una disminución paulatina de las mismas. Por ejemplo, la asociación mineral pirrotita-calcopirita (dos minerales muy comunes en los sulfuros vulcanogénicos) es inestable arriba de los 334°C , y dichos minerales reaccionan para dar pirita y el polimorfo de alta temperatura de la cubanita. Sin embargo, en los lentes que han estado sometidos durante los procesos metamórficos a temperaturas muy superiores a la mencionada, muy raramente se identifica la asociación de alta temperatura, pero, por lo contrario, es muy frecuente la paragénesis pirrotita-calcopirita, lo que es evidencia de una intensa retromorfosis subsecuente a las condiciones máximas del metamorfismo.

Los sulfuros más comunes de los depósitos vulcanogénicos, tales como galena, esfalerita y calcopirita, tienen propiedades que facilitan su deformación a bajas temperaturas. Algunas de esas características son: baja dureza, enlaces

atómicos débiles, excelentes propiedades de deslizamiento, bajos puntos de fusión y solubilidades relativamente altas en el agua intergranular. Los cristales individuales son fácilmente fracturados, desmenuzados, curvados o maclados, resultando menas metálicas esquistosas, las que tienen marcadas orientaciones preferenciales de acuerdo a los esfuerzos puestos de manifiesto durante los procesos metamórficos. Los distintos sulfuros poseen propiedades de deslizamiento específicas, por lo que las menas gneisicas o bandeadas pueden resultar de los efectos de la diferenciación metamórfica. La pirita, mineral omnipresente en los depósitos vulcanogénicos, es altamente frágil y quebradiza, propiedades que hacen que durante los procesos dinámicos sufra fracturamiento, siendo los fragmentos resultantes distribuidos a lo largo de los planos de foliación, mientras que la galena, en la misma mena, es elongada y estirada siguiendo los planos de esquistosidad, englobando así a los fragmentos de cristales de pirita. Estos efectos son sufridos tempranamente por los sulfuros metálicos, antes de que la deformación afecte sensiblemente a la roca encajonante (Spry, 1969).

En el caso particular de los cuerpos de sulfuros sinsedimentarios encajonados en las rocas metamórficas de bajo grado del Complejo de Tierra Caliente, tales como La Esmeralda y Tizapa, en el Estado de México, y Campo Morado y Rey de la Plata, en el Estado de Guerrero, no hay, a entendimiento del autor, ningún estudio tendiente a comprender el efecto del metamorfismo sobre las menas polimetálicas. Lo anterior abre un campo de investigación sumamente interesante, sobre todo considerando que los sulfuros pueden aportar datos sobre las condiciones del metamorfismo que los afectó, utilizándose así como geotermómetros y geobarómetros.

En el depósito de La Esmeralda, esporádicamente se reconocen algunos efectos del metamorfismo sobre los sulfuros, pero deben hacerse detallados estudios sobre el particular, los cuales no se han encarado en este trabajo. La mena tiene un tamaño de grano que no puede atribuirse a recristalización metamórfica extensiva, porque los constituyentes minerales tienen dimensiones aún más pequeñas que los de los yacimientos tipo Kuroko de Japón, y esto es una característica común en los depósitos sinsedimentarios de Tierra Caliente. Las texturas framboídales están intactas, pero no son lo suficientemente abundantes como para no atribuirles a sombras de presión en el depósito. Por otro lado, en algunas muestras estudiadas, los cristales euedrales de pirita muestran juntas triples muy regulares, característica observable debido a la ligera anisotropía anómala del sulfuro y atribuible a "recocimiento"

por efectos del metamorfismo ("annealing"). En los mismos ejemplares en que la pirita muestra juntas triples, algunas sulfosales, en especial la boulangerita, exhibe dicho efecto con notable regularidad, resaltada por la alta anisotropía de la sulfosal de plomo. La galena en el depósito tiene tamaño de grano variable, reconocible por la exfoliación cúbica y sus típicas hendiduras triangulares, pero no se identifican indudables efectos de recristalización metamórfica. En algunas ocasiones, el sulfuro de plomo parece "intruir" a los minerales micáceos (Figura 22b), lo cual indica removilización metamórfica, pero esta característica no es común. Muy raras veces se han identificado algunas inclusiones lenticulares microscópicas de un sulfuro en otro, en los bordes de las zonas mayores, similares a las descritas por Craig y Vaughan (1981, pag. 278) en yacimientos de origen vulcanogénico como resultantes de la blastesis, pero dichos rasgos no son evidentes en el depósito de La Esmeralda.

Al tratar la paragénesis del depósito La Esmeralda se consideraron que todos los minerales de mena fueron depositados por las soluciones primitivas, pero no está demostrado que el metamorfismo del área, aún siendo de bajo grado, no haya provocado la formación de nuevos minerales por recombinación química de los ya existentes.

Es notable que sólo el ejemplar más profundo del depósito de La Esmeralda sea prácticamente de pirrotita masiva (muestra RR-63, Tabla 2), mineral reconocido en abundancia en el yacimiento contiguo de Tizapa, situado estratigráficamente debajo de los cuerpos de La Esmeralda. Si esas concentraciones de pirrotita son producto del metamorfismo regional de cuerpos inicialmente piríticos, la formación de pirrotita en las zonas más profundas y la subsistencia de pirita no modificada en las partes más someras puede llevar a la interpretación de la profundidad de sepultamiento y por consiguiente de la presión del metamorfismo del área.

Concluyentemente, las características mencionadas son algunas evidencias del metamorfismo de bajo grado sufrido por los sulfuros de mena, pero se debe afrontar esta línea de investigación con mucha más profundidad que la aquí tratada, considerando los depósitos de Tierra Caliente como un conjunto, lo cual ayudará mucho a comprender varios aspectos aún oscuros de dichos terrenos.

4.12 Génesis del depósito. Clasificación

Los sulfuros del depósito de La Esmeralda se caracterizan por constituir cuerpos lenticulares y polimetálicos y estar concordantemente encajonados en las rocas vulcanosedimentarias del Complejo Tierra Caliente. Dichas características sitúan al depósito como formado por procesos exhalativos - sedimentarios.

Sangster (1972) y Hutchinson (1973) presentan una revisión de las características comunes de esta clase de depósitos. La presencia de varias manifestaciones de sulfuros masivos encajonados en la misma secuencia vulcanosedimentaria (La Esmeralda, Tizapa, Santa Rosa, Campo Morado, Rey de la Plata, Azulaques y otras de menor magnitud), es una característica distintiva de los depósitos tipo Kuroko, los cuales siempre tienden a presentarse en "racimos". Otro aspecto que es necesario resaltar es la forma lenticular de los cuerpos de sulfuros, los que presentan una asociación mineralógica que es clásica de los sulfuros masivos vulcanogénicos tipo Kuroko: pirita-esfalerita-galena-calcopirita-tetraedrita argentífera. Algunos de los aspectos texturales de los depósitos sinsedimentarios de sulfuros masivos que se han observado en la mineralización de La Esmeralda son: sulfuros de grano fino, texturas framboidales de la pirita y texturas clásticas indicadoras del ambiente dinámico de depositación de la mena. La presencia de diminutas inclusiones de minerales de estaño en los cristales de pirita, casiterita en el caso de La Esmeralda, es una característica repetidas veces observada en los depósitos sinsedimentarios de todo el mundo. Las dos características antes mencionadas son típicas de los yacimientos tipo Kuroko. Debe también mencionarse que algunos rasgos producidos por el metamorfismo de bajo grado en los sulfuros polimetálicos indican que la mineralización fue previa al metamorfismo sufrido por las rocas y sulfuros por ellas encajonados, lo cual ayuda a descartar una concepción epigenética para el depósito.

Varios investigadores han resaltado la importancia del ambiente de depositación y la litología de las rocas encajonantes como base de clasificación de los sulfuros sinsedimentarios. Hay una completa gradación entre los depósitos vulcanogénicos (tipo Kuroko) y sedimentogénicos ("Kupferschiefer"). La presencia de los lentes portadores de sulfuro en rocas cuyos protolitos fueron de distinta naturaleza (volcánica y sedimentaria) hace suponer que el depósito se originó en condiciones intermedias entre los extremos reconocidos y anteriormente mencionados. Los lentes de sulfuros

encajonados en metapelitas son típicamente vulcanogénicos (Stanton, 1972), e indicadores de un ambiente reductor de circulación restringida; este tipo de rocas anfitrionas, si bien no se han identificaron en La Esmeralda, se reconocen en el depósito aledaño de Tizapa. La ausencia de minerales oxidados del grupo de la hematita hace suponer un ambiente de depositación reductor, anóxico, distinto al mencionado para los depósitos tipo Kuroko de Japón, donde el agua de mar suministró el oxígeno necesario para la formación de potentes horizontes de hematita y pedernal ferruginoso. La ausencia o escasez de sulfatos entre los minerales de ganga (barita y yeso), en el depósito de La Esmeralda y en las otras manifestaciones vulcanogénicas de Tierra Caliente, es una diferencia notable con respecto a los yacimientos tipo Kuroko de Japón, lo cual es evidencia de condiciones distintas de formación entre ambos grupos de depósitos. Otra diferencia es la ausencia de zonas de stockwork, mientras que el tamaño de grano es algo menor al de los yacimientos típicos de ese grupo.

Concluyentemente, las características observadas en La Esmeralda sitúan al depósito como formado por procesos exhalativos - sedimentarios, con ciertas afinidades con los yacimientos tipo Kuroko, pero con las diferencias antes mencionadas.

4.13 Prospección de nuevos depósitos

Los depósitos sinsedimentarios de los terrenos metamórficos de Tierra Caliente se encuentran a distintos niveles dentro de la secuencia vulcanosedimentaria. En el área de Tizapa - La Esmeralda - Santa Rosa se reconocen, a reserva de estudios a mayor detalle, que Tizapa está estratigráficamente más abajo que La Esmeralda, y que Santa Rosa ocupa la cima de la secuencia. La falta de estudios estratigráficos y estructurales detallados, unido a las edades aún no establecidas con precisión, impide correlacionar los distintos depósitos del área mencionada con los del Estado de Guerrero, encajonados en rocas similares, y establecer criterios para interpretar la posible existencia de depósitos aún no descubiertos. Por otro lado, los depósitos Kuroko de Japón se consideraba que estaban muy restringidos a un horizonte del Mioceno Medio y dispersos en una extensa paleotopografía, pero nuevas investigaciones han concluido en ubicar a estos yacimientos en un lapso temporal entre 16 y 11

Ma (Tanimura et al., 1983), característica que futuras y más detalladas investigaciones, especialmente estratigráficas y estructurales, pueden revelar si se cumple para los depósitos de Tierra Caliente. Por lo anterior, se concluye que, desde el punto de vista exploratorio, la secuencia vulcanosedimentaria entre las manifestaciones de sulfuros conocidas es potencialmente favorable para la prospección de yacimientos de esta naturaleza, y que es fundamental establecer la estratigrafía detallada del área, y disponer de fechamientos confiables, para poder guiar la prospección hacia blancos concretos, donde métodos geofísicos (por ejemplo eléctricos) pueden ser empleados para suministrar la distribución de horizontes mineralizados sepultados, antes de verificar su potencialidad mediante perforación.

5. CONCLUSIONES

- 1.- En el área de La Esmeralda aflora un potente paquete de rocas metavolcánicas y metasedimentarias pertenecientes al Complejo Tierra Caliente. Dichas rocas han sufrido metamorfismo de grado bajo y medio y, posiblemente, tengan una edad correspondiente al Mesozoico Inferior.
- 2.- En el subsuelo se han identificado algunos lentes de sulfuros polimetálicos en posición concordante con metatobas riolíticas, esquistos de sericita y de clorita-sericita.
- 3.- Los lentes de sulfuros se encuentran encajonados por rocas que están en una posición estratigráfica superior a las que alojan a los cuerpos del yacimiento aledaño de Tizapa.
- 4.- Los lentes portadores de sulfuros son mucho menos consistentes que los de Tizapa, debido a que están muy entremezclados los minerales de mena con los de ganga, lo cual reduce grandemente las posibilidades económicas del depósito de La Esmeralda.
- 5.- La textura de los minerales de mena es de grano fino y se presentan algunas características texturales propias de los depósitos sinsedimentarios tipo Kuroko: piritas framboidales, texturas clásticas.
- 6.- Las asociaciones mineralógicas identificadas son propias de los sulfuros exhalativos-sedimentarios: pirita-esfalerita-galena-tetraedrita argentífera-calcopirita. También se reconocieron arsenopirita y pirrotita, este último sulfuro en las partes más profundas del depósito.
- 7.- La pirita fue el primer mineral en formarse, conjuntamente con la arsenopirita, debido al enfriamiento rápido de las soluciones hidrotermales al verse en el fondo marino.
- 8.- La esfalerita presenta intercrecimiento lobular con la galena, reemplaza parcialmente a la pirita de primera generación, muestra contenidos medios de hierro en su composición y no ha sufrido calcopiritización intensiva. La presencia de granos de esfalerita calcopiritizados en asociación con esfalerita que no ha sufrido el proceso indica transporte de dichos granos.

- 9.- El principal mineral argentífero es la tetraedrita argentífera (freibergita), sulfosal que presenta contenidos variables de plata en el depósito. En menor proporción también se identificaron owyheita y argentita. Las mayores concentraciones de plata del depósito se encuentran donde están asociados freibergita y owyheita, siendo esas freibergitas las que presentan los mayores contenidos argentíferos.
- 10.- En las asociaciones minerales del depósito abundan las siguientes sulfosales: boulangerita, semseyita, bournonita, berthierita y jamesonita. La boulangerita fué la primera sulfosal en formarse y ocupa a veces el lugar de la galena como mineral de plomo. Existe una clara tendencia de los minerales de plata más tardíos (freibergita y owyheita) a reemplazar a los de plomo de formación más temprana (galena y boulangerita).
- 11.- La presencia de inclusiones de casiterita en pirita es típica de los depósitos sinsedimentarios. Este mineral indica altas condiciones de fugacidad de oxígeno, tanto durante la formación de la mena como en el metamorfismo sufrido.
- 12.- Aparte de los framboides aislados, se identificaron tres tipos de framboides coalescentes que presentan crecimiento concéntrico de los sulfuros de mena y permiten establecer la secuencia paragenética, difícil de interpretar en la mena negra del yacimiento. Dicha secuencia es: pirita (con arsenopirita) - galena - esfalerita - boulangerita - freibergita - owyheita - calcopirita - bournonita - semseyita - berthierita - jamesonita. Cristales de pirita sin reemplazamiento por esfalerita indican una segunda generación del sulfuro, aún después de la formación de las sulfosales.
- 13.- El metamorfismo sufrido por los sulfuros se evidencia por la presencia de juntas triples en la pirita y boulangerita indicadoras de recristalización de estos sulfuros y por la protusión de la galena entre las micas.
- 14.- Los principales minerales de ganga son: sericita, cuarzo, clorita, calcita, ankerita, siderita y apatita; en menor proporción se identificaron monacita, xenotima, rutilo, zircón, hematita y albita. La formación de sericita puede deberse a la alteración hidrotermal que acompañó a la formación de la mena, mientras que las formas cristalinas

del cuarzo indican depositación simultánea con los minerales de mena. No se identificó yeso; la barita y los minerales oxidados son muy escasos en el depósito.

- 15.- La mineralización de La Esmeralda se caracterizó por ser rica en hierro, zinc, plomo, plata y antimonio, y deficiente en cobre y arsénico.
- 16.- Los futuros estudios deben incluir:
 - Estratigrafía detallada del área, tendiente a relacionar estos depósitos con los identificados en otros sectores del Complejo Metamórfico de Tierra Caliente.
 - Relaciones isotópicas de azufre para dilucidar el origen de las soluciones hidrotermales.
 - Estudios de mineralogía de mena mediante láminas doblemente pulidas en comparación con superficies pulidas, para establecer con precisión las características de las texturas clásticas y procesos posteriores sufridos por la esfalerita.
 - Inclusiones fluidas en cuarzo y esfalerita, que darán datos referentes a la salinidad de los fluidos transportadores de los metales y profundidad de depositación de la mena.
 - Efectos del metamorfismo en las menas metálicas mediante detalladas observaciones texturales.
 - Cuantificación de las freibergitas y otras sulfosales del depósito, lo cual permitirá establecer un zoneamiento mineralógico en respuesta a la distancia de los centros de descarga de los fluidos hidrotermales.
 - Alteración hidrotermal que acompañó a la formación de la mena y halos de alteración en el depósito.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que me brindaron su colaboración y apoyo en la realización de este trabajo, las cuales no se mencionan en su totalidad en las frases que siguen.

Agradezco muy especialmente al Dr. Liberto de Pablo Galán, Jefe del Departamento de Geoquímica del Instituto de Geología, por su acertada dirección y asesoramiento de esta tesis. Al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, Director del Instituto de Geología, por facilitar las instalaciones e infraestructura de la institución. A los profesores del postgrado de la Facultad de Ciencias, en especial al Dr. Zoltan de Cserna, al Dr. Ismael Ferrusquía Villafranca y a los Doctores de Pablo Galán y Ortega Gutiérrez, por sus oportunos consejos e invaluable ayuda, durante los cursos impartidos en mis estudios de postgrado y en la elaboración de esta tesis.

Deseo hacer patente mi agradecimiento a las autoridades del Consejo de Recursos Minerales por la autorización y facilidades que me brindaron para la realización de este trabajo, en especial a su Director General en el tiempo que inicié el estudio, el Lic. Jorge Leipen Garay, y a su actual Director Técnico, el Ing. Luis Brizuela Venegas.

A los integrantes del Proyecto Rocas Metamórficas del Consejo de Recursos Minerales, en especial al M. en C. José de Jesús Parga Pérez y a los Ingenieros José de Jesús Rodríguez Salinas y Eliseo Romo Vargas.

A mis colegas del Consejo de Recursos Minerales y del Instituto de Geología, en especial a los M. en C. Mariano Elías Herrera, Luis Delgado Argote y Guadalupe Villaseñor Cabral, al Ing. Abel Gasca Durán, al Ing. Rufino Lozano Santacruz y a la Biol. Margarita Reyes Salas.

A mis amigos y compañeros, los Ingenieros Arturo Gómez Caballero y Consuelo Macías Romo por brindarme en forma totalmente desinteresada su valioso apoyo y experiencia durante todas las fases de este trabajo.

REFERENCIAS

- Aguilera, J.G., Ordoñez, E., y Buelna, R.J., 1896, Bosquejo geológico de México: Inst. Geol. México, Bol. 4-6, 272 p.
- Anhaeusser, C.R., 1981, The relation of mineral deposits to early crustal evolution: Econ. Geol., 75th Anniv. Vol., p. 42-62.
- Arnold, Michael, 1976, Quelques aspects de la cristallogenèse des bisulfures de fer à basse température. Leur évolution ultérieure dans le métamorphisme: Mém. h. sér. Soc. géol. France, No. 7, p. 227-231.
- Atkinson, B.D., 1975, Experimental deformation of polycrystalline pyrite: effects of temperature, confining pressure, strain rate and porosity: Econ. Geol., v. 70, p. 473-483.
- Baross, J.A., Lilley, M.D., y Gordon, L.I., 1982, Is the CH₄, H₂ and CO venting from submarine hydrothermal systems produced by thermophilic bacteria?: Nature 298, p. 366-368.
- Barton, Paul B., Jr., 1978, Some ore textures involving sphalerite from the Furutobe Mine, Akita Prefecture, Japan: Mining Geology, v. 28, No. 150, p. 293-300
- Bateman, Alan, 1961, Yacimientos minerales de rendimiento económico: 2da. Impresión, Ed. Omega, España, 975 p.
- Blakemore, R.P., y Frankel, R.B., 1981, Magnetic navigation in bacteria: Sci. Am. 245, p. 42-49.
- Brierley, C.L., 1982, Microbiological mining: Sci. Am. 247, p. 42-51.
- Bryndzia, L.T., Scott, S.D., y Farr, J.E., 1983, Mineralogy, geochemistry, and mineral chemistry of siliceous ore and altered footwall rocks in the Uwamuki 2 and 4 deposits, Kosaka Mine, Hokoroku district, Japan: Econ. Geol. Mon. 5, p. 507-522.
- Burnham, C.W., 1983, Deep submarine pyroclastic eruptions: Econ. Geol., Monograph 5, p. 142-148.
- Campa-Uranga, M.F., 1978, La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 39, No. 2, p. 52-64.
- Campa-Uranga, M.F. y Ramirez, Joel, 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: Univ. Autón. Guerrero, Ser. Téc.-Cientif. 1, 101 p.
- Campa-Uranga, M.F., Campos, Mario, Flores, Roberto, y Oviedo, Ramón, 1974 (1975), La secuencia mesozoica volcano-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx.-Teloloapan, Gro.: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 35, p. 7-28.

- Campa-Uranga, M.F., Oviedo, Amador, y Tardy, Marc, 1976, La cabalgadura laramidica del dominio volcánico-sedimentario (arco Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los Estados de Guerrero y México: Acapulco (México), Cong. Latinoamer. Geología, 3, Resúmenes, p. 23.
- Campa-Uranga, M.F., Flores, Roberto, Guerrero, Patricia, Limón, Mario, Ramírez, B.R., Ramírez, Joel, y Vázquez, Marcial, 1977, La evolución tectónica y la mineralización en la región de Valle de Bravo, Mex. e Iguala, Gro.: A.I.M.-M.G.M., Mem. Tec. XII, p. 143-169.
- Cathles, L.M., 1983, An analysis of the hydrothermal system responsible for massive sulfide deposition in the Hokuroku basin of Japan: Econ. Geol. Mon. 5, p. 439-487.
- CETENAL, 1975a, Carta geológica Amatepec E-14-A-66: México D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, escala 1:50,000.
- 1975b, Carta geológica Tejupilco de Hidalgo E-14-A-56: México, D.F., Comisión de Estudios del Territorio Nacional, escala 1:50,000.
- Colorado-Liévano, Daniel, 1979, Etude d'une partie de la ceinture métamorphique (Mésozoïque) du sud du Mexique (Etats de Mexico et Guerrero): Paris, France, l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Docteur-Ingénieur Thesis, 128 p. (inédita).
- Craig, J.R., y Vaughan, D.J., 1981, Ore microscopy and ore petrography: John Wiley & Sons, Inc., Ed., 406 p.
- Cserna, Z. de, 1971, Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico: Geol. Rundschau, v. 60, p. 1488-1513.
- 1978, Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, Estados de Guerrero y México: México, D.F., Soc. Geol. Mexicana, Libro guía de la excursión geológica a Tierra Caliente, Estados de Guerrero y México, p. 1-25.
- 1982 (1983), Hoja Tejupilco 14Q-g (9), con Resumen de la Geología de la hoja Tejupilco, Estados de Guerrero, México y Michoacán: Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, mapa con texto, 28 p.
- Cserna, Z. de, y Fries, Carl, Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h (7), con Resumen de la geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos: Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, mapa con texto, 46 p.
- Cserna, Z. de, Fries, Carl, Jr., Rincón-Orta, César, Westley, Harold, Solorio-Munguía, José, y Schmitter-Villada, Eduardo, 1974, Edad precámbrica tardía del Esquisto Taxco, Estado de Guerrero: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 26, p. 183-193.

- Csarna, Z., de Palacios-Nieto, Miguel, y Pantoja-Alor, Jerjes, 1978, Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 2, p. 8-18.
- Cuevas-Parada, Agustín, Martínez-Chávez, Jorge, y Silva-Silva, Carlos, 1981, Diseño del rebaje 1-20-80 para minarse por salones y pilares con bancos descendentes: GEOMIMET No. 110, p. 73-89.
- Date, Jiro, Watanabe, Yoshihiro, y Saeki, Yuji, 1983, Zonal alteration around the Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefecture, Northern Japan: Econ. Geol. Mon. 5, p. 365-386.
- Delgado-Argote, L.A., 1986, Síntesis geológica de áreas máficas y ultramáficas de México y su potencial económico: Bol. de Mineralogía, v. 2, No. 1, p. 21-40.
- DETENAL, 1977, Carta geológica Bejucos E-14-A-55: México, D.F., Dir. Gral. Estudios del Territorio Nacional, escala 1:50,000.
- 1978, Carta geológica Palmar Chico E-14-A-65: México, D.F., Dir. Gral. Estudios del Territorio Nacional, escala 1:50,000.
- Díaz-García, V.M., 1980, Las rocas metamórficas de la región de Zacualpan, Estado de México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 4, p. 1-12.
- Dudás, F.D., 1983, The effect of volatile content on the vesiculation of submarine basalts: Econ. Geol. Mon. 5, p. 134-141.
- Echavarri-Pérez, Ariel, y Rangin, Claude, 1978, El yacimiento cuprífero del Arco, B.C., su ambiente geológico y sus características de alteración y mineralización: Bol. Dpto. Geol. Univ-Son, v. 1, No. 1, p. 1-18.
- Eldridge, C.S., Barton Jr, P.B., y Ohmoto, Hiroshi, 1983, Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies: Econ. Geol. Mon. 5, p. 241-281.
- Elias-Herrera, Mariano, 1981, Geología del área Almoloya de las Granadas-San Lucas del Maíz, Municipio de Tejupilco, Estado de México: Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ciencias, Tesis de Maestría, 177 p., inédita.
- Fehn, Udo, Doe, B.R., y Delevaux, M.H., 1983, The distribution of lead isotopes and the origin of Kuroko ore deposits in the Hokuroku district, Japan: Econ. Geol. Mon. 5, p. 488-506.
- Francheteau, J., Needham, H.D., Choukroune, P., Juteau, T., Seguret, M., Bailard, R.D., Fox, P.J., Normark, W., Carranza, A., Córdoba, D., Guerrero, J., Rangin, C., Bougault, H., Cambon, P., y Hékinian, R., 1979: Massive deep-sea sulfide ore deposits discovered by submersible on the East Pacific Rise: Project RITA, 210N: Nature, v. 277, p. 523-528.

- Franklin, J.M., Lydon, J.W., y Sangster, D.F., 1981, Volcanic-associated massive sulfide deposits: Econ. Geol., 75th Anniv. Vol., p. 485-627.
- Fries, Carl, Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central-meridional de México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol., 60, 236 p.
- García-Calderón, J., 1978, Asbestos de México: Bol. Soc. Geol. Mex., v. 39, No. 2, p. 154-161.
- García-Fons, J., Novelo, L.F., y Pérez-Ibarbengoitia, J.M., 1981, Geología del yacimiento de sulfuros masivos El Rey de la Plata, Teloloapan, Guerrero, A.I.M.M.G.M., Mem. Tec. XIV, p. 141-179.
- Gasparrini, Claudia, 1980, The role of the ore microscope and electron microprobe in the mining industry: CIM Bull, v. 73, No. 817, p. 73-85.
- 1984, The mineralogy of silver and its significance in metal extraction: CIM Bull, v. 77, No. 866, p. 99-110.
- Gastil, G., 1975, Plutonic zones in the peninsular ranges of Southern California and Northern Baja California: Geology, v. 3, p. 361-363.
- Gaytan-Rueda, J.E., Garza de la, V.M., Arévalo, Edgardo, y Rosas-Solis, Alfonso, 1979, Descubrimiento, geología y génesis del yacimiento Vulcano, La Minita, Michoacán: Memoria XIII Conv. Nal. AIMMGM, Acapulco, Gro., p. 58-113.
- Goldfarb, M.S., Converse, D.R., Holland, H.D., y Edmond, J.M., 1983, The genesis of hot spring deposits on the East Pacific Rise, 21°N: Econ. Geol. Mon. 5, p. 184-197.
- González-Partida, Eduardo, 1981, La province filonienne Au-Ag de Taxco-Guanajuato. Caracteristiques des solutions hydrothermales, composition isotopique de soufre et proposition d'un model metallogenique sur l'ample des filons de Miahuatlan, Sultepec et Temascaltepec, Mexico: These Dr. Ing. INP-ENSG-Francia. Publicada por CRPG/CNRS. 234 p.
- Green, G.R., Ohmoto, Hiroshi, Date, Jiro, y Takahashi, Toshio, 1983, Whole-rock oxygen isotope distribution in the Fukazawa-Kosaka area, Hokuroku district, Japan, and its potential application to mineral exploration: Econ. Geol. Mon. 5, p. 395-411.
- Groethe, Albert, y Salazar-Salinas, Leopoldo, eds., 1912, La industria minera de México: México D.F., Secretaria de Fomento, t. 1, 319 p.
- Guber, Albert, y Green, Geoffrey, 1983, Aspects of the sedimentologic and structural development of the eastern Hokuroku District, Japan: Econ. Geol. Mon. 5, p. 71-95.
- Guber, Albert, y Merrill III, Samuel, 1983, Paleobathymetric significance of the foraminifera from the Hokuroku District: Econ. Geol. Mon. 5, p. 55-70.

- Guber, Albert, y Onmoto, Hiroshi, 1978, Deep sea environments of Kuroko formation as indicated by the benthic foraminifera from the Hokuroku District, Japan: *Mining Geology*, v. 150, No. 28 (4), p. 245-256.
- Gustafson, L.D., y Williams, Neil, 1981, Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead, and zinc: *Econ. Geol.*, 75th Anniv. Vol., p. 139-178.
- Hall, C.E., 1903, Notes on a geological section from Iguala to San Miguel Totolapa, State of Guerrero, Mexico: *Mem. Rev. Soc. Cientif. Antonio Alzate*, v. 13, p. 327-335.
- Hashiguchi, Hironori, 1983, Penecontemporaneous deformation of Kuroko ore at the Kosaka Mine, Akita, Japan: *Econ. Geol. Mon. 5*, p. 167-183.
- Hashiguchi, Hironori, Yamada, Ryoichi, y Inoue, Tsuneshi, 1983, Practical application of low Na₂O anomalies in footwall acid lava for delimiting promising areas around the Kosaka and Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefecture, Japan: *Econ. Geol. Mon. 5*, p. 387-394.
- Hayama, Y., y Silva, D., 1978, Cretaceous andesitic volcanism in northern Baja California, Mexico: *Jour. Geol. Soc. Japan*, v. 84, No. 11, p. 671-677.
- Hirayama, Akira, 1985, The evaluation of the potenciality of metal resources in Mexico: C.R.M., Gerencia de Estudios Especiales, Departamento de Investigacion Aplicada. Informe inédito.
- Hutchinson, R.W., 1973, Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance: *Econ. Geol.*, v. 68, p. 1223-1246.
- Kalogeropoulos, S.I., 1983, A discussion of the paper by G.R. Taylor "A mechanism for framboid formation as illustrated by a volcanic exhalative sediment" *Mineral. Deposita* 17, p. 23-36 (1982): *Mineral. Deposita* 18, p. 127-128.
- Kalogeropoulos, S.I., y Scott, S.D., 1983, Mineralogy and geochemistry of tuffaceous exhalites (tetsusekiei) of the Fukazawa Mine, Hokuroku district, Japan: *Econ. Geol. Mon. 5*, p. 412-432.
- Kuroda, Hideo, 1983, Geologic characteristics and formation environments of the Furutobe and Matsuki Kuroko deposits, Akita Prefecture, Northeast Japan: *Econ. Geol. Mon. 5*, p. 149-166.
- Kusakabe, Minoru, y Chiba, Hitoshi, 1983, Oxygen and sulfur isotope composition of barite and anhydrite from the Fukazawa Deposit, Japan: *Econ. Geol. Mon. 5*, p. 292-301.
- Lewis, B.G., y Williams, Neil, 1981, Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead, and zinc: *Econ. Geol.*, 75th Anniv. Vol., p. 139-178.
- Lorinczi, G.I., y Miranda, J.C., 1978, Geology of the massive sulfide deposits of Campo Morado, Guerrero, Mexico: *Econ. Geol.*, v. 73, p. 180-191.

- Macías-Romo, Consuelo, y Solís-Pichardo, Gabriela, 1985, Minerografía, microtermometría e isotopía de algunos yacimientos del distrito minero de Cuale, Jalisco: Univ. Nal. Autóm. de México, Fac. de Ing., Tesis Profesional, 129 p., inédita.
- Maynard, J.B., 1983, Geochemistry of sedimentary ore deposits: Springer-Verlag New York Inc., 305 p.
- Meyer, Charles, 1981, Ore-forming processes in geologic history: Econ. Geol., 75th Anniv. Vol., p. 6-41.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts: George Allen and Unwin Eds., Boston, 492 p.
- Mizukami, Masakatsu, y Ohmoto, Hiroshi, 1983, Controlling mechanisms for the major element chemistry of aqueous solutions in tuff-rich environments: Econ. Geol. Mon. 5, p. 559-569.
- Moello, Yves, 1983, Contribution A l'étude des conditions naturelles de formation des sulfures complexes d'antimoine et plomb: Série Documents du BRGM, No. 55, 207 p.
- Montero-Urrusquieta, René, 1985, Geología y recursos minerales del Área de Zacazonapan-Temascaltepec, Edo. de México: Univ. Nal. Autóm. de México, Fac. de Ingeniería, Tesis profesional, 116 p., inédita.
- Nieto-Obregón, Jorge, Cruz-Ríos, Raúl, Colorado-Liévano, D.S., Figueroa-Palacios, Melitón, Franco-Serrano, Arturo, Cruz-Ruiz, Romero, González-Partida, Eduardo, y Ramos-Cruz, S.G., 1977, Elementos tectónicos y metalogenéticos para considerar el potencial económico-minero de la región comprendida entre Zacualpan y El Oro, México: Consejo de Recursos Minerales, VI Seminario Interno sobre Exploración Geológico-Minera, p. 643-667.
- Núñez-Miranda, Amador, y Torres-Rodríguez, Vicente, 1984, Análisis metalogenético regional de la porción suroccidental de la República Mexicana: Univ. Nal. Autóm. de México, Fac. de Ingeniería, Tesis profesional, 172 p., inédita.
- Ohmoto, Hiroshi, 1983, Geologic setting of the Kuroko deposits, Japan: Part I. Geologic History of the Green Tuff Region: Econ. Geol. Mon. 5, p. 9-23.
- Ohmoto, Hiroshi, y Skinner, Brian, 1983, The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits: Introduction and summary of new findings: Econ. Geol. Mon. 5, p. 1-8.
- Ohmoto, Hiroshi, y Takahashi, Toshio, 1983, Geologic setting of the Kuroko deposits, Japan: Part III. Submarine calderas and Kuroko genesis: Econ. Geol. Mon. 5, p. 39-54.
- Ohmoto, Hiroshi, Mizukami, M., Drummond, S.C., Eldridge, C.S., Pisutha-Arnond, V., y Lenagh, T.C., 1983, Chemical processes of Kuroko formation: Econ. Geol. Mon. 5, p. 570-604.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: Geof. Int., v. 20-3, p. 177-202.

- Parga-Pérez, J. de J., 1981, Geología del área de Tizapa, Municipio de Zacazonapan, México: Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ciencias, Tesis de Maestría, 135 p., inédita.
- Parga-Pérez, J. de J., y Rodríguez-Salinas, J. de J., 1983, Geología de los sulfuros masivos polimetálicos de Ag, Pb, Zn, Cu, Cd y Au de Tizapa, Zacazonapan, México: Memoria XV Conv. Nal., AIMMGM, Guadalajara, Jal., p. 349-372.
- Parga-Pérez, J. de J., Rodríguez-Salinas, J. de J., y Romo-Vargas, Eliseo, 1982, Geología de los sulfuros masivos polimetálicos y estratiformes de Tizapa, Zacazonapan, México: Soc. Geol. Mex., VI Conv. Nal., Programas y Resúmenes, p. 76.
- Parga-Pérez, J. de J., Rodríguez-Salinas, J. de J., Obregón-Ramos, Eduardo, y Romo-Vargas, Eliseo, 1984a, Estudio geológico evaluativo del prospecto "La Esmeralda", Mpio. de Temascaltepec, México: C.R.M., Gerencia de Estudios Especiales, Departamento de Investigación Aplicada, Proyecto Rocas Metamórficas, Informe Anual 1983. Tomos I y II, inédito.
- Parga-Pérez, J. de J., Rubinovich-Kogan, Raúl, y Gasca-Durán, Abel, 1984b, Sulfuros masivos polimetálicos de Tizapa, Estado de México: Determinación de su mineralogía por microsonda: Soc. Geol. Mex., VII Conv. Nal., Programas y Resúmenes, p. 94.
- Parga-Pérez, J. de J., Gasca-Durán, Abel, y Rubinovich-Kogan, Raúl, 1984 c, Geología y mineralogía del yacimiento de sulfuros masivos polimetálicos "La Esmeralda", Temascaltepec, Edo. de México: Soc. Geol. Mex., VII Conv. Nal., Programas y Resúmenes, p. 93.
- Petersen, E.U., 1986, Tin in volcanogenic massive sulfide deposits: an example from the Geco Mine, Manitouwadge District, Ontario, Canada: Econ. Geol., v. 81, p. 323-342.
- Petersen, E.U., y Zantop, Half, 1980, The Oxec deposit, Guatemala: an ophiolite copper occurrence: Econ. Geol., v. 75, p. 1053-1065.
- Pisutha-Arnond, Visut, y Ohmoto, Hiroshi, 1983, Thermal history, and chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroku district of Japan: Econ. Geol. Mon. 5, p. 523-558.
- Pottorf, R.J., y Barnes, H.L., 1983, Mineralogy, geochemistry, and ore genesis of hydrothermal sediments from the Atlantis II Deep, Red Sea: Econ. Geol. Mon. 5, p. 198-223.
- Raisz, E., 1959, Landforms of Mexico: Cambridge, Mass. Geographic Branch of Office of Naval Research, 2nd. Edition.
- Ramdohr, Paul, 1980, The ore minerals and their intergrowths: 2nd. Edition, Pergamon Press., v. 1 y 2, 1207 p.

- Rickard, D.T., 1970, The origin of framboids: *Lithos* 3, p. 269-293.
- Robertson, A.H.F., 1975, Cyprus umbers: basalt-sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge: *Jour. Geol. Soc.*, v. 131, p. 511-531.
- Rodriguez-Salinas, J. de J., 1982, Geología del depósito de plata, plomo y zinc de Tizapa, Municipio de Zacazonapan, Edo. de México: Univ. Nal. Autón. de México, Fac. de Ingeniería, Tesis profesional, 77 p., inédita.
- Romo-Vargas, Eliseo, 1982, Geología del yacimiento de sulfuros masivos de Tizapa, Zacazonapan, Edo. de México: Inst. Pol. Nal., Esc. Sup. de Ing. y Arq., Tesis profesional, 42 p., inédita.
- Rosas-Solis, Alfonso, 1983, Zoneamiento geoquímico de los sulfuros masivos en México: Memoria XV Conv. Nal. AIMMG, Guadalajara, Jal., p. 373-419.
- Salas, G.P., 1975, Carta y provincias metalogenéticas de la República Mexicana: C.R.M., Publicación 21-E, 242 p.
- Sangster, D.F., 1972, Precambrian volcanogenic massive sulfide deposits in Canada: a review: *Canada Geol. Survey Paper* 72, No 22, 44 p.
- 1979, Plate tectonics and mineral deposits: A view from two perspectives: *Geosci. Canada*, v. 6, No. 4, p. 185-188.
- Sato, T., 1977, Los sulfuros masivos volcanogénicos, su metalogenia y clasificación: Ed. Dpto. de Geología. Univ. de Sonora, México, 54 p.
- Sawkins, F.J., 1976, Massive sulphide deposits in relation to geotectonics: *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper* 14, p. 221-240.
- 1984, Metal deposits in relation to plate tectonics: Springer-Verlag Berlin Heidelberg Ed., Alemania.
- Scott, S.D., 1978, Structural control of the Kuroko deposits of the Hokuroku district, Japan: *Mining Geology*, v. 28, p. 301-311.
- Sillitoe, R.H., 1980, Are porphyry copper and Kuroko-type massive sulfide deposits incompatible?: *Geology*, v. 8, p. 11-14.
- Spence, C.E., y de Rosen-Spence, A.F., 1975, The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec: *Econ. Geol.*, v. 70, p. 90-101.
- Spry, A., 1969, *Metamorphic textures*: Pergamon Press, 350 p.
- Stanton, E., 1972, *Ore petrology*: Ed. Mc Graw Hill, New York, 713 p.
- Sweeney, R.E., y Kaplan, I.R., 1973, Pyrite framboid formation: laboratory synthesis and marine sediments: *Econ. Geol.*, v. 68, p. 618-634.

- Tanimura, Shojiro, Date, Jiro, Takahashi, Toshio, y Ohmoto, Hiroshi, 1983, Geologic setting of the Kuroko deposits, Japan: Part II. Stratigraphy and structure of the Hokuroku district: *Econ. Geol. Mon.* 5, p. 24-38.
- Taylor, G.R., 1982, A mechanism for framboid formation as illustrated by a volcanic exhalative sediment: *Mineral. Deposita* 17, p. 23-36.
- Tolson, Gustave, 1982, A structural analysis of a metamorphic tectonite, Valle de Bravo, Estado de México, México: Senior Comprehensive Exercise, Carleton College, 17 p., inédito.
- Towe, K.M., y Moench, T.T., 1981, Electron-optical characterization of bacterial magnetite: *Earth Planet. Sci. Letter*, 52, p. 213-220.
- Tsutsumi, Makoto, y Ohmoto, Hiroshi, 1983, A preliminary oxygen isotope study of tetsusekiel ores associated with the Kuroko deposits in the Hokuroku district, Japan: *Econ. Geol. Mon.* 5, p. 433-438.
- Urabe, Tetsuro, 1978, Quartz simultaneously precipitated with Kuroko ores in the Uwanuki No. 4 deposit, Kosaka mine: *Mining Geology*, v. 28, p. 337-348.
- 1982, Metallogeny of pacific geosyncline of Mexico - A proposal: JICA-C.R.M., Activity Report No. 9, inédito.
- Urabe, Tetsuro, Scott, S.D., y Hattori, Keiko, 1983, A comparison of footwall-rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulfide deposits: *Econ. Geol. Mon.* 5, p. 345-364.
- Villafaña, José, 1910, Las minas de "Coronas y Anexas", pertenecientes a la "Seguranza Mining Co.": *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate (México)*, v. 27, p. 23-51.
- Villarrello, J.D., 1906, Descripción de algunas minas de Zacualpan, Estado de México: *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate (México)*, v. 23, p. 251-266.
- Vokes, F. M., 1969, A review of the metamorphism of sulphide deposits: *Earth-Sci. Rev.*, v. 5, p. 99-143.
- Watanabe, Makoto, y Sakai, Hitoshi, 1983, Stable isotope geochemistry of sulfates from the neogene ore deposits in the Green Tuff Region, Japan: *Econ. Geol. Mon.* 5, p. 282-291.
- Wilson, I.F., 1955, Geology and mineral deposits of the Boleo copper district Baja California, Mexico: *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 273, 133 p.
- Winkler, H.G.F., 1976, Petrogenesis of metamorphic rocks. Fourth Edition: Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 334 p.
- Wu, Ishiung, y Petersen, Ulrich, 1977, Geochemistry of tetrahedrite and mineral zoning at Casapalca, Peru: *Econ. Geol.*, v. 72, p. 993-1016.