

11
29/06



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

**MINERAGRAFIA, MICROTERMOMETRIA E ISOTOPIA
DE ALGUNOS YACIMIENTOS DEL DISTRITO
MINERO DE CUALE, JALISCO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A N :

CONSUELO MACIAS ROMO

GABRIELA SOLIS PICHARDO

MEXICO, D. F.

1985



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.

MINERAGRAFIA, MICROTERMOMETRIA E ISOTOPIA DE ALGUNOS YACIMIENTOS
DEL DISTRITO MINERO DE CUALE, JALISCO.

Macías, C. y Solís, G.

Resumen

I. INTRODUCCION	1
1. Objetivo del Trabajo	2
2. Trabajos Previos	2
3. Método de Trabajo	4
4. Geografía	5
4.1. Localización	5
4.2. Vías de Comunicación	5
4.3. Clima y Vegetación	7
5. Fisiografía	7
5.1. Fisiografía	7
5.2. Geomorfología	9
5.3. Hidrografía	10
II. MARCO GEOLOGICO	12
1. Geología Regional	12
1.1. Estratigrafía	12
1.2. Tectónica	16
2. Geología del Distrito	19
2.1. Litología	19
2.2. Estructuras	30
III. YACIMIENTOS MINERALES Y MINERAGRAFIA	37
1. Introducción	37
1.1. Tipos de yacimientos de sulfuros masivos	37
1.2. Yacimiento Tipo	39
2. Distribución de los Yacimientos de Sulfuros Masivos en México	44
3. Descripción general de los cuerpos mineralizados del Distrito	44
3.1. Minas del Oro	48
3.2. Coloradita	52

cont.

3.3. Naricero	56
3.4. Socorredora	59
4. Discusión	64
IV. MICROTERMOMETRIA	73
1. Generalidades	73
1.1. Desarrollo Histórico	73
1.2. Alcances y Limitaciones	74
1.3. Métodos de Estudio	76
2. Fundamentos Termodinámicos	77
3. Presentación y Análisis de Resultados	83
4. Discusión	88
V. ISOTOPIA	97
1. Desarrollo Histórico	97
2. Fundamentos Fisicoquímicos	99
3. Presentación y Análisis de Resultados	102
4. Discusión	107
VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	114
BIBLIOGRAFIA	121
AGRADECIMIENTOS	

RESUMEN

Los yacimientos de Cuale, al oeste del Estado de Jalisco, son uno de los pocos depósitos de sulfuros masivos volcanosedimentarios conocidos en México. Se encuentran asociados a un horizonte estratigráfico específico perteneciente a una secuencia volcanosedimentaria del Jurásico superior-Cretácico inferior. Sobreyaciéndole, en discordancia angular, se tiene una secuencia volcanosedimentaria pelítica metamorfozada a la facies de esquistos verdes, de edad Triásico Superior-Jurásico Inferior. Ambas secuencias están intrusionadas por bloques graníticos del Cretácico Superior.

La mineralización de sulfuros es estratiforme como lentes concordantes en una unidad volcánica félsica compuesta por horizontes de tobas arenosas, limolita y lutitas negras. Los cuerpos de vetillas mineralizadas ("stockwork") se forman en riolitas porfídicas.

La depositación de los sulfuros se atribuye a exhalaciones volcánicas en un medio submarino próximo a una fuente volcánica, probablemente relacionada a un ambiente de arco volcánico-mar marginal que corresponde a un evento tectónico de subducción, desarrollado a partir del Triásico Tardío y que tuvo su máxima intensidad en el Cretácico Inferior.

La paragénesis de sulfuros está representada por piritita, calcopirita, esfalerita y galena, con trazas de sulfosales (tetraedrita-tenantita, freibergita y estromeyerita), analizados por microsonda, en una ganga de cuarzo, sericita, clorita, epidota y ocasionalmente, barita, calcita y yeso.

El cuerpo "Minas del Oro" se considera como un enrejado de vetillas ("stockwork") en donde predomina la esfalerita. Este tipo de mineralización presupone la idea de un origen exhalativo. El cuerpo "Coloradita" presenta un centro exhalativo con depósitos de mena amarilla (cpy + py) y mena negra (sph + gal) cercanos a la zona de emisión. La relación espacial entre los sulfuros estratiformes y los aparatos volcánicos sugiere un mismo origen exhalativo. "Socorredora" presenta menas amarilla y negra sin asociación directa a un centro volcánico. "Naricero" se considera un cuerpo transportado por deslizamientos gravitacionales de material poco consolidado y redepositado en partes topográficamente bajas.

Las texturas más frecuentes son las de reemplazamiento, exsolución, recristalización y coloforme. Estas texturas junto con la variación de tamaño de los minerales (py de grano grueso y py de grano fino) indican velocidades variables de precipitación.

Se determinaron temperaturas de formación de la mineralización. Las inclusiones en cuarzo mostraron dos etapas: una de aproximadamente 200°C y otra de 300°C. Las inclusiones en esfalerita indican temperaturas cercanas a los 239°C. Las salinidades tuvieron un rango entre 0.70% y 14.32% en peso equiv. NaCl con valores promedio entre 3% y 8%. La densidad promedio fue de 0.860 gr/cm³. Las profundidades calculadas varían entre 400 y 700 m, indicando un ambiente marino somero de cuenca o mar marginal. Dos resultados isotópicos dieron valores homogéneos y cercanos a cero. Para las piritas de varios cuerpos se obtuvo $\delta^{34}\text{S}$ 6.11‰, para la esfalerita 3.74‰ y 4.36‰ para la galena. Se interpretó una mezcla del azufre proveniente del manto, en soluciones hidrotermales, producto de las últimas etapas de la diferenciación de magmas ácidos, con el azufre contenido en los sulfatos marinos. La relación estimada es alrededor de 9:1.

I. INTRODUCCION

El presente escrito es la continuación de un primer trabajo de Geología de Campo efectuado en el año de 1983 como parte del plan de estudios de la carrera de Ingeniería - Geológica de la Facultad de Ingeniería de la UNAM. En dicho trabajo se emplearon las técnicas básicas de geología de campo, apoyadas por análisis petrográficos y mineragráficos. En esta segunda etapa se han seguido criterios metalogenéticos basados en principios y métodos más precisos, desarrollados recientemente, como lo son la microtermometría de inclusiones fluidas e isotopía de azufre.

El estudio metalogenético de un yacimiento contempla aspectos tales como las condiciones geológicas generales de formación, ambiente específico local (condiciones fisicoquímicas, litología, estructuras, etc.) y la época de emplazamiento del yacimiento. Para lo anterior deberán desarrollarse las siguientes etapas:

- Definir el ambiente geológico de formación de los cuerpos del distrito minero de Cuale, Jalisco mediante el análisis de las características físicas de los yacimientos minerales, esto es, forma, dimensión, roca encajonante, mineralogía y alteraciones. Se incluyen también estudios mineragráficos texturales con fines paragenéticos.
- Determinar los parámetros fisicoquímicos de formación como: temperatura, presión, profundidad y salinidad mediante estudios microtermométricos de inclusiones fluidas.
- Determinar el origen de los sulfuros mediante el análisis de isótopos de azufre ^{32}S y ^{34}S .

1. OBJETIVO DEL TRABAJO

La presente tesis tiene como objetivo plantear una hipótesis o modelo genético de los cuerpos localizados en el distrito minero de Cuale, Jal.. Como se ha definido en líneas anteriores, para alcanzar el objetivo propuesto se han utilizado técnicas más o menos recientes para apoyar a los métodos considerados como "tradicionales".

2. TRABAJOS PREVIOS

La historia geológica minera del distrito de Cuale, Jal. comenzó en 1804, año en que fue descubierta la mina de La Prieta la cual fue explotada hasta 1854. Posteriormente, pasó a manos de la compañía "Unión de Cuale" que la trabajó durante otros 41 años. De este período se conocen los escritos realizados por Ortigoza, T. en 1861 y Beatty, Ch. en 1899. Este último hizo un breve resumen sobre la historia de las actividades mineras en los años anteriores a su investigación, y de la producción hasta esa fecha, de varias propiedades de la compañía "Unión de Cuale". Analizó también, las condiciones en que se encontraban las obras mineras hasta ese momento. La mina fue reabierta en 1936 por la Compañía Minera Peñoles que realizó una campaña de exploración hasta 1942. El trabajo más destacado de esa época fue el realizado por Triplett, W.H. en 1938, quien realizó un informe sobre la producción estimada de algunas minas cercanas a Cuale, Jal., analizando las posibilidades de prospección y desarrollo tomando en cuenta aspectos económicos, geográficos, geológicos y mineralógicos.

En 1850, el área fue denunciada por la "Eagle Picher Company" que entre 1954 y 1959 realizó trabajos de exploración, topografía, geología y la perforación de cinco barrenos a profundidad cuyo objetivo era buscar la continuación de la estructura mineralizada "La Prieta" sin obtener resulta-

dos, y tres barrenos en superficie que cortaron el cuerpo de Socorredora. Los resultados de estos trabajos están contemplados en los informes elaborados por Lowther, G.K. y Macomber, B. en 1958 (Macomber, 1962).

La Compañía Fresnillo, S.A. de C.V. denunció el área en 1965 a nombre de Zimapán, S.A. de C.V.. Esta compañía inició nuevamente la exploración en 1972, y con la colaboración del Consejo de Recursos Naturales No Renovables se encontraron las anomalías geofísicas de los cuerpos mineralizados "Chivos de Arriba", "Chivos de Abajo" y "Coloradita" mediante el método electromagnético "Turam". La exploración directa se intensificó de 1975 a 1978. Como resultado de esto, Gómez de la Rosa, en 1977, presentó un estudio de viabilidad del proyecto. En ese mismo año, Priego de Witt realizó un estudio fotogeológico. Pérez Segura, E., en 1978, hizo un análisis petrográfico y mineralógico y, en 1979, Luna Barceló, R. describió los principales cuerpos minerales, centrandó su atención en el yacimiento "Naricero". La planta de beneficio se construyó en los años 1979-80, y a partir de 1981 se encuentra en operación una unidad minera de 850 toneladas por día, que hasta diciembre de 1984 ha procesado 770,000 toneladas.

Entre los trabajos más recientes se pueden mencionar: el de Kirwin, W. (1982) en el que estableció la similitud entre los yacimientos de Cuale y los Kuroko del Japón, y --- (1983) en donde realizó estudios mineragráficos; el de Berrocal y colaboradores (1983) en el que se hizo un resumen descriptivo del área; el de Ortigoza, F. (1983) quien realizó un estudio geológico en Cuale, Jal. incluyendo las características fisicoquímicas de formación de los yacimientos volcánico sedimentarios en general. Por último, en 1984, la Facultad de Ingeniería realizó un estudio de Geología de Campo en el que se hizo un trabajo detallado de la litología y la composición

mineralógica de los yacimientos, el cual sirvió de base para continuar estudios más especializados como el presente.

3. METODO DE TRABAJO

El método de trabajo constó de tres etapas:

a) Investigación bibliográfica.

Consistió en la recopilación y análisis de información contenida en artículos publicados, específicamente del área, estudios de inclusiones fluidas e isotopía de azufre y todo lo relacionado con el tipo de yacimiento estudiado.

Anteriormente ya se había revisado y discutido, en parte, el material gráfico, tanto local como regional, contando con cartas geológicas de DETENAL esc. 1:50,000, fotografías aéreas esc. 1:10,000 y planos y secciones esc. 1:2,000 y ----- 1:5,000 elaborados por el Departamento de Geología de la Unidad Minera de Cuale, Jal..

b) Trabajo de Campo.

El trabajo de campo se desarrolló en varios períodos, en el primero de los cuales se hizo una visita de reconocimiento preliminar del área que incluyó muestras aleatorias de los cuerpos mineralizados, en la segunda parte del trabajo se realizó un levantamiento geológico detallado, incluyendo muestras sistemáticas de los cuerpos mineralizados "Nari-cero", "Socorredora", "Coloradita" y "Minas del Oro", contemplando la ubicación y desarrollo de las obras mineras. El -- muestreo sistemático se llevó a cabo tanto en la zona minarizada como en la roca encajonante, llevando la localización de las muestras a planos previamente elaborados por la compañía.

Para complementar ciertos datos de campo, se llevó a cabo un tercer recorrido de campo que incluyó la toma adicional de datos estructurales, principalmente del paquete de rocas metamórficas.

c) Trabajo de Gabinete y Laboratorio.

Se realizaron estudios petrográficos y minerográficos de las muestras obtenidas con ayuda de los microscopios este-reoscópico, petrográfico, minerográfico, microfotómetro y mi-crodurómetro en los laboratorios de la Facultad de Ingeniería, UNAM.

Se obtuvieron medidas microtermométricas de inclusiones fluidas con la ayuda de la platina térmica CHAIXMECA en los laboratorios de la Comisión Federal de Electricidad. Se hicieron análisis de isotopía de azufre por medio del espectróme-tro de masas en los laboratorios de C.R.P.G. en Nancy, Francia.

Cabe mencionar que estos dos últimos estudios de labo-ratorio no fueron realizados directamente por las autoras de este trabajo, sino que únicamente se ordenaron e interpreta-ron los resultados obtenidos por personas especializadas en este ramo (González Partida, E. y Arnold, Michel).

Una vez obtenidos los datos y con la información bi-bliográfica, se procedió a la interpretación de los resulta-dos y a presentarlos de una manera objetiva en este informe.

4. GEOGRAFIA

4.1. Localización.

El distrito minero de Cuale se localiza en la porción occidental del Municipio de Talpa de Allende, Estado de Ja-lisco, a 30 km al sureste de Puerto Vallarta (Véase Fig. 1.1). Geográficamente queda ubicado por las coordenadas $20^{\circ}22'$ de latitud norte y $105^{\circ}07'$ de longitud oeste.

4.2. Vías de Comunicación.

El distrito cuenta con dos vías de acceso, La princi-pal es la Carretera Federal no. 200 que de Puerto Vallarta - conduce a Barra de Navidad, a una distancia de 40 km, punto

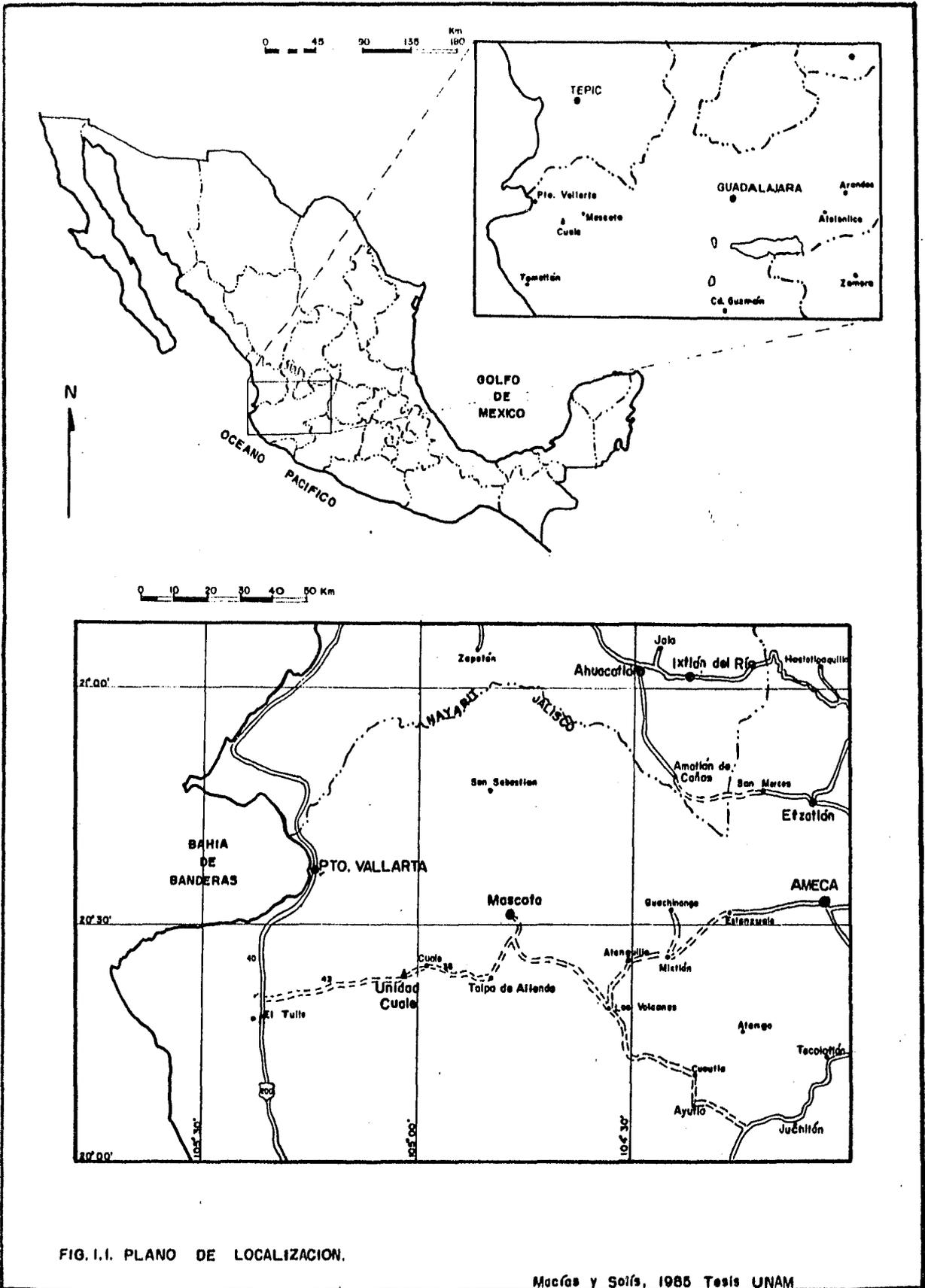


FIG. I.1. PLANO DE LOCALIZACION.

en el cual hay una desviación hacia el oriente por un camino de terracería de 43 km hasta la Unidad. El segundo acceso es otro camino de terracería de aproximadamente 38 km que une a los poblados de Talpa de Allende y Cuale, Jalisco.

4.3. Clima y Vegetación.

El clima de la región, de acuerdo a la clasificación de Köpen, es (A)C(w₂)(w), templado-subhúmedo con lluvias de verano. Precipitación media anual entre 2,000 y 2,500 mm y temperatura media anual de 22°C con máxima de 28°C y mínima de -3°C según datos de la Hoja Climatológica San Blas. Ocurren heladas durante 15 a 25 días al año, preferentemente en los meses de enero a febrero.

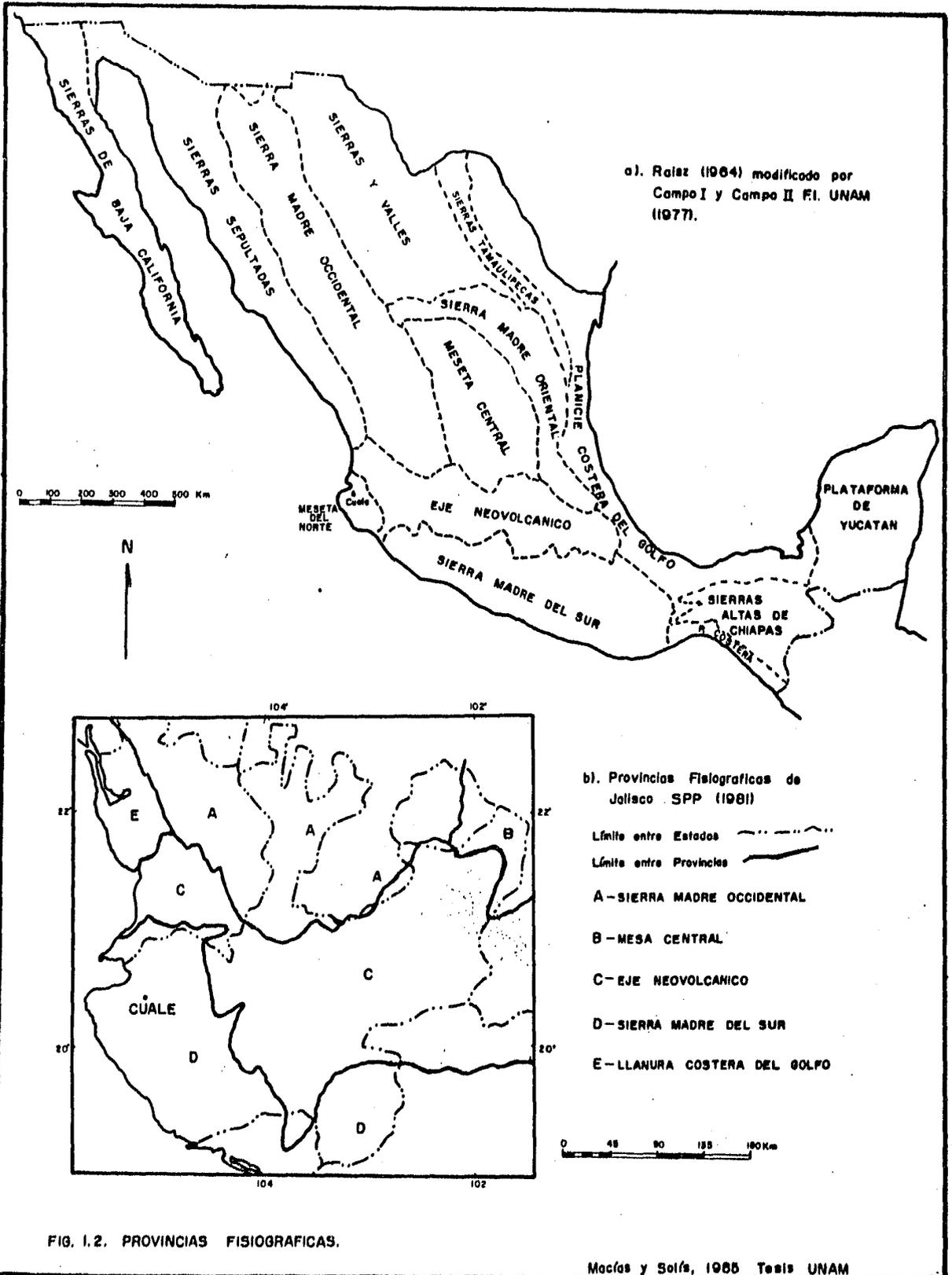
La vegetación es del tipo bosque de pino-encino característica de una distribución acorde con el relieve, el cual varía entre 460 y 2,480 m.s.n.m. La composición florística del bosque está constituida en gran parte por las especies Quercus sp. (encino), Nectandra sp. (aguacatillo y laurel), Arbutua xalapensis (fresno), Carpinus sp. (mora), Pinus michoacana (pino real), Poccarpe sp. (pino y trompillo) y Brysoniana exassifolia (nanche).

5. FISIOGRAFIA

5.1. Fisiografía.

La localización fisiográfica del Distrito Minero de Cuale, Jal. es difícil de establecer ya que cada autor propone diferentes límites para la ubicación de las provincias fisiográficas, debido a que en el occidente de Jalisco confluyen la Sierra Madre Occidental, la Sierra Madre del Sur y el Eje Neovolcánico según se observa en la figura 1.2.a de las provincias fisiográficas de Raisz.

Algunas de las proposiciones según diversos autores son:



a). Ralaz (1964) modificado por Campo I y Campo II FI. UNAM (1977).

b). Provincias Fisiograficas de Jalisco SPP (1981)

Límite entre Estados
Límite entre Provincias ———

- A-SIERRA MADRE OCCIDENTAL
- B-MESA CENTRAL
- C-EJE NEOVOLCANICO
- D-SIERRA MADRE DEL SUR
- E-LLANURA COSTERA DEL GOLFO

FIG. 1.2. PROVINCIAS FISIOGRAFICAS.

- González Reyna, J. (1956) introduce el término de "Zona Neovolcánica" incluyendo en ella todo lo que se encuentra en México entre los paralelos 19° y 21° donde se ubica el distrito.
- Alvarez, M. Jr. (1961) ubica la zona dentro de la provincia fisiográfica "Zona Montañosa de la Costa Suroeste" que corresponde a la Sierra Madre del Sur.
- Raisz, E. (1964) establece como provincia a la Meseta del Norte cuyo límite, tanto al norte como al oriente, es la provincia de la Meseta Neovolcánica, al sur y oriente se limita por la Sierra Madre del Sur, y al poniente por las costas del Océano Pacífico (Véase Fig. 1.2.a).
- De acuerdo a la Carta Estatal de Regionalización Fisiográfica (SPP, 1980), la Sierra de Cuale queda localizada en la porción septentrional de la Sierra Madre del Sur (Véase Fig. 1.2.b).

Debido a que en el área de estudio no se encontraron evidencias de un volcanismo basáltico reciente, característico del Eje Neovolcánico, puede descartarse la propuesta de González Reyna (op cit.). Sin embargo, apoyándose en las características descritas por Alvarez Jr. (op cit.), Raisz (op cit.) y la SPP (op cit.), puede pensarse que esta porción -- forme parte de una subprovincia perteneciente a la parte más septentrional de la Sierra Madre del Sur, la cual tiene una discontinuidad en Colima en donde aparece el Eje Neovolcánico.

5.2. Geomorfología.

El distrito minero de Cuale se localiza en la parte alta de la sierra del mismo nombre, constituida por un complejo montañoso orientado NW-SE, profundamente disectado por barrancas de rumbo N-S.

Las principales formas geomórficas se atribuyen a procesos endógenos como son los fenómenos de tipo volcánico, derrames lávicos y depositación de tobas riolíticas, así como intrusiones ígneas graníticas. Estas rocas principalmente se encuentran modificadas por procesos exógenos como el intemperismo y la erosión fluvial controlados por el fracturamiento y fallamiento de las rocas. Ambos procesos han producido una topografía abrupta de grandes elevaciones cortadas por profundas disecciones. El resultado de ésto, es el desarrollo de un patrón de drenaje tipo dendrítico (Véase Fig. 1.3).

Las máximas elevaciones del distrito se encuentran en el Cerro del Cantón (2,400 m), Cerro Minas del Oro (2,300 m) y Cerro del Caracol (2,200 m). Las barrancas llegan a alcanzar los 600 m de profundidad con fuertes pendientes de 45° a 60°.

Los yacimientos se encuentran comprendidos entre los 1,900 y 2,200 m, semejando la forma de una herradura y teniendo como centro a La Mesa del Corazón.

5.3. Hidrografía.

Los Cerros del Cantón, El Caracol y Minas del Oro marcan el parteaguas principal del área, en donde se originan arroyos y cuencas hidrológicas cuyas aguas fluyen hacia el noroeste y suroeste.

La cuenca del noroeste desemboca a la Bahía de Banderas a través del Río Cuale, mientras que la cuenca del suroeste vierte sus aguas al Océano Pacífico por medio del Río Tomatlán, siendo uno de sus principales afluentes el Arroyo El Corazón entre otros.

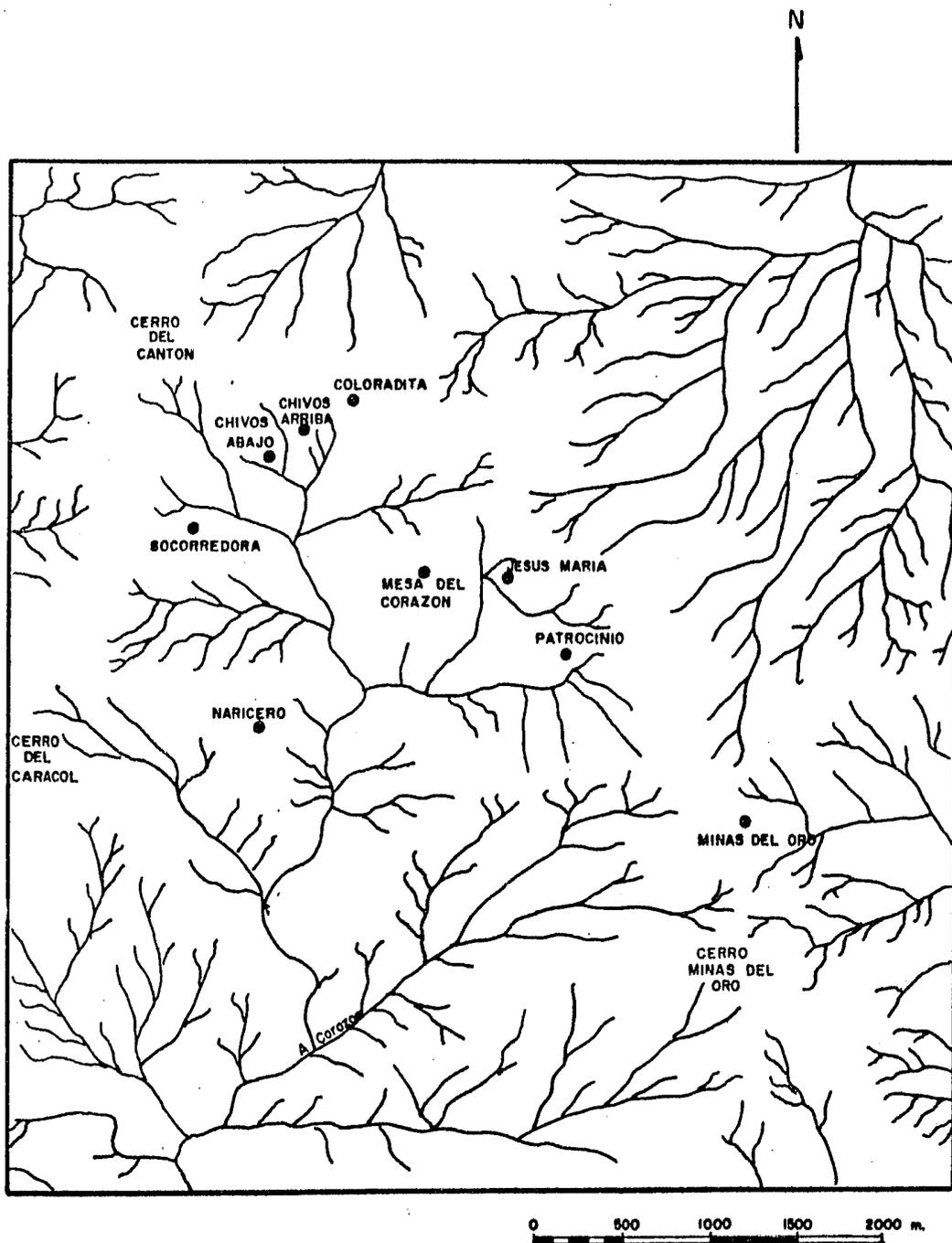


FIG. 1.3. HIDROGRAFIA DE LA ZONA DE CUALE, JALISCO (LUNA, 1979).

II. MARCO GEOLOGICO

El Estado de Jalisco es un territorio comprendido por varias provincias fisiográficas cuya evolución geológica se ha desarrollado en forma diferente a través del tiempo y del espacio, por lo que existe una diversidad de manifestaciones geológicas correspondientes a cada una de ellas. Hacia el norte de la región se encuentran rocas volcánicas riolíticas de la Sierra Madre Occidental, así como el volcanismo basáltico-andesítico del Eje Neovolcánico el cual se extiende desde Nayarit en dirección NW-SE, hasta Veracruz. Hacia el sur aparecen cuerpos graníticos, rocas sedimentarias y volcánicas, todas ellas pertenecientes a la Sierra Madre del Sur.

Tomando en cuenta la complejidad de la zona, se presenta un marco geológico siguiendo el criterio de correlación entre las unidades litológicas del área de Cuale, Jal. con las regiones vecinas, estudiadas por otros autores.

1. GEOLOGIA REGIONAL

1.1. Estratigrafía.

Paleozoico

A diferencia del noroccidente mexicano en donde se tienen evidencias del basamento paleozoico (Anderson et al., 1978), en esta parte del occidente mexicano, dicho basamento se desconoce, ya que no se han reportado afloramientos de él, de tal forma que lo que pueda decirse de un basamento pre-mesozoico finalmente es pura especulación.

Mesozoico

En resumen, el Mesozoico se caracteriza por la presencía de rocas sedimentarias marinas de plataforma y de rocas volcanosedimentarias que se desarrollaron en la porción occi-

dental mexicana. Para las rocas volcanosedimentarias se han determinado dos etapas de formación, una primera acumulación se distingue por la predominancia de material pelítico con un metamorfismo de bajo grado (facies de esquisto verde), que correspondería a las secuencias litológicas de los Estados de Jalisco y Michoacán de una edad probable Triásico-Jurásico Temprano. El segundo depósito se diferencia del anterior, por la abundancia de material volcánico marino así como por la ausencia de metamorfismo y deformación, de una edad Jurásico Tardío- Cretácico-Temprano. Probablemente las dos acumulaciones son producto de un arco magmático que corresponde a un mismo evento tectónico de subducción desarrollado desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Inferior. En la región de Cuale, Jal. están presentes los dos depósitos volcanosedimentarios separados por una discordancia angular.

Según Coney(1983) el Jurásico Temprano está representado por un arco volcánico continental con depósitos sedimentarios volcánicos continentales ("capas rojas") con afloramientos discontinuos desde Arizona y el sureste de California hasta Colombia y Ecuador. Sin embargo, parece ser que los depósitos encontrados no son únicamente continentales para el Triásico-Jurásico, ya que al suroeste de Arriaga (Tumbiscatío), Michoacán, se conoce una secuencia constituida por rocas volcánicas metamorfizadas, filitas y radiolaritas fechadas por primera vez con microfauna de fondos marinos del Triásico (Campa y Ramírez, 1982). Estas dos secuencias corresponden probablemente, a dos arcos distintos que se desarrollaron en la misma época. La secuencia de Tumbiscatío posiblemente sea el producto de un arco intraoceánico localizado al oeste del arco continental propuesto por Coney (op cit.) y posteriormente acrecionado.

Considerando las características litológicas de la secuencia descrita por Campa y Ramírez (op cit.) y tomando

en cuenta que en el camino que va de Puerto Vallarta al Distrito Minero de Cuale aflora un paquete volcanosedimentario con predominancia pelítica, constituido por una alternancia de areniscas, lutitas y tobas riódacíticas afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado (facies de esquisto verde), se infiere una posible correlación litológica entre las rocas de Michoacán y la secuencia volcanosedimentaria inferior de la región de Cuale, Jal., con una edad probable del Triásico Tardío-Jurásico Temprano.

Durante el Jurásico Tardío- Cretácico Temprano se desarrolla, en la porción occidental mexicana, un amplio volcanismo marino de composición andesítica en el sur, volviéndose más ácida hacia el norte, de tal manera que a lo largo de esta "franja" afloran secuencias volcanosedimentarias que pueden ser correlacionables por su litología y por su edad como a continuación se describe.

Sobre el camino entre Las Varas y Compostela, Nayarit, está expuesta una secuencia que incluye alternancia de grauvacas, argilitas, areniscas volcánicas, conglomerados, emisiones que varían de riolíticas a andesíticas y tobas. López Ramos (1973, comunicación personal por escrito en Gastil et al., 1979) reportó el hallazgo de un amonita del Jurásico Tardío (?), justo al oeste de Compostela en las argilitas (Gastil, et al., op cit.), Bonneau (1976, en Campa et al., 1980) encontró una secuencia volcanosedimentaria en la carretera que va de Zihuatanejo a Ixtapa perteneciente al terreno de Zihuatanejo descrito por Campa (op cit.), el cual está constituido por secuencias de lavas andesíticas, conglomerados volcánicos, tobas e ignimbritas riolíticas, limolitas y calizas con fósiles del Albiano basal. En Colima, donde también se conoce esta secuencia, se tienen más de 3,000 m de espesor (Campa et al., 1980; Campa y Coney, 1983).

En la región sur del Estado de Jalisco, López Ramos

(1981) describió unas rocas carbonatadas de plataforma y arrecife conteniendo miliólidos y rudistas (Toucasia sp.) que pueden correlacionarse con la Formación Morelos del Albiano-Cenomaniano de la Plataforma de Morelos-Guerrero. Al oeste de Talpa, Jalisco, estas calizas se hacen más arcillosas. En Huetamo, Michoacán, estos bancos de calizas interestratificados con terrígenos y fauna del Aptiano-Albiano (nerineas, rudistas y orbitolinas) son la parte superior de una secuencia rítmica de lutitas y areniscas con tobas intercaladas (Fm. San Lucas) del Jurásico-Cretácico Inferior (Campa et al., 1980). En la zona de Cuale, Jal. también existen estas lutitas negras intercaladas con tobas, tobas arenosas, areniscas y rocas volcánicas submarinas dentro de las cuales se encontraron espículas de esponjas (Raxhela ?), que sugieren una edad que puede variar del Oxfordiano al Albiano, así como radiolarios silicificados según estudio micropaleontológico realizado por el Instituto Mexicano del Petróleo (Morales de la Garza, J., comunicación personal, 1984). Por tanto, debido a las características litológicas y la edad determinada, el paquete de rocas de Cuale, Jal., puede ser correlacionable con los conjuntos de Zihuatanejo y de Huetamo-Cutzamala descritos por Campa y colaboradores (1980).

En el camino de Puerto Vallarta a San Sebastián, Jenkey (1975) describió una secuencia de rocas riolíticas del Cretácico Tardío (datación por K/Ar); dicha secuencia está sobreyaciendo a tobas arenosas y conglomerados (Gastil, et al., 1979), que podrían constituir los sedimentos acumulados al borde de la cuenca donde se localiza la secuencia de Cuale, o alguna otra cuenca dentro de una mar marginal.

En el Cretácico Medio-Tardío se inicia el emplazamiento de los batolitos constituidos por tonalitas, granodioritas y granitos con edades entre 67 y 97 m.a.. Hacia el oeste de Jalisco estas rocas forman un terreno continuo de unos 50 km de ancho, paralelo a la costa del Pacífico. En el camino que

conduce al Distrito de Cuale aparece aflorando un plutón granítico intrusionando a las rocas metamórficas. La edad isotópica de este cuerpo, según Gastil y colaboradores (op cit.) está entre los 83 y 90 m.a., es decir, dentro del Cretácico Superior.

Cenozoico

Las rocas del Cretácico están cubiertas por el Cenozoico continental que consiste de efusiones andesíticas, rocas piroclásticas y brechas, ignimbritas, lavas y batolitos de composición intermedia, denominado por Mc Dowell y Clabaugh como "Complejo Volcánico Inferior". Este, a su vez, se encuentra cubierto por rocas ácidas que comúnmente se encuentran coronando a la Sierra Madre Occidental, constituidas en su mayor parte por ignimbritas riolíticas nombradas "Subgrupo Volcánico Superior". Esta última secuencia aparece en la parte norte del Río Santiago con ignimbritas riolíticas, acompañadas de emisiones y domos riolíticos así como de cantidades menores de lavas máficas que descansan sobre las andesitas del Mesozoico Tardío-Terciario Temprano. La edad del volcanismo explosivo, generador de las ignimbritas, oscila entre 34 y 27 m.a., aunque cierta actividad persistió hasta hace 23 m.a. (Mc Dowell y Clabaugh, 1979).

Cubriendo a las rocas volcánicas continentales se hallan rocas del Eje Neovolcánico en el que predominan basaltos y andesitas con menores cantidades de dacitas y riolitas que comprenden del Mioceno al Cuaternario (Robin, 1982).

1.2. Tectónica.

En virtud de que no se tienen datos de rocas premesozoicas, queda fuera del alcance de este trabajo establecer una hipótesis sobre la evolución tectónica del área, para antes del Mesozoico.

Mesozoico

A partir del Triásico Superior y hasta el Jurásico, se desarrolla un arco volcánico en el que el carácter pelítico es predominante. Este arco úricamente se infiere por las secuencias litológicas que se conocen en los Estados de Michoacán y Jalisco, descartando evidencias tectónicas. Damon y colaboradores (1981), en base a estudios isotópicos, propusieron la existencia de un arco volcánico que se extiende desde el sureste de los Estados Unidos hasta el Estado de Chiapas, en la República Mexicana; la edad que le atribuyeron es Jurásico Temprano-Jurásico Medio (191-178 m.a.).

En discordancia sobre la secuencia deformada y posiblemente erosionada, se desarrolla un nuevo depósito volcanosedimentario, en el que predominan las rocas volcánicas ácidas a intermedias. A diferencia de los depósitos subyacentes, las rocas superiores no están metamorfizadas y sus deformaciones son mínimas. Coney (1983) describió el desarrollo de un arco volcánico marino en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior que bordea la costa del Pacífico desde Alaska hasta México. Así mismo, se podría hacer una correlación del arco volcánico submarino superior que se presenta en Cuale y continuarlo posiblemente por la región de Huetaamo-Cutzamala hasta la región de Zihuatanejo, en donde existe una secuencia volcánica en condiciones marinas litorales también producto de un arco magmático insular del Cretácico Temprano (Campa et al., 1980). Este arco representa los límites transicionales entre las series sedimentarias de cuenca que afloran del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano en la Sierra Madre Oriental y un posible mar marginal, al oeste, originado por un arco volcánico insular.

Basándose en datos de Coney y Reynolds para un modelo de Norteamérica, Damon y colaboradores (op cit.), añadiendo sus propias observaciones, sugirieron que el arco post-Jurásico en México migró lentamente hacia el este desde el Cretácico Temprano (120-90 m.a.) a una velocidad de 0.7 cm

por año; durante la Orogenia Laramídica (80-40 m.a.) la migración aumentó su velocidad a 2.3 cm por año y se efectuó el emplazamiento de los principales plutones del occidente mexicano, algunos de los cuales constituyeron los principales pórfidos cupríferos conocidos. El arco regresó rápidamente hacia el oeste a una velocidad de 5.6 cm por año hasta acercarse a la costa del Pacífico hace 20 m.a. (Damon et al. op cit.). Todos estos fenómenos se debieron a una tectónica de subducción dominante en el Mesozoico.

Cenozoico

La persistencia de la subducción de la Placa Farallón bajo la corteza continental de México ocasionó el volcanismo y tectonismo del occidente de México durante el Terciario Temprano a Medio, de tal manera que se depositan las rocas que conformaron la Sierra Madre Occidental y constituyen un fenómeno de volcanismo continental calcoalcalino producido por un arco magmático que funcionó durante el Terciario Temprano (Campa et al., 1980).

Este fenómeno de convergencia duró hasta hace aproximadamente 30 m.a. cuando el sistema de expansión del Pacífico del Este chocó contra la margen occidental de México iniciando la propagación de N a S de las fallas transformes que limitan las Placas del Pacífico y la de Norteamérica (Atwater, 1970, tomado de Barrash y Venkatakkrishnan, 1982).

A partir de 10 m.a. se desarrolló un episodio volcánico basáltico alcalino en la base que culmina con los derrames basálticos cuaternarios del Eje Neovolcánico. Esto sugiere que la provincia petrogénica del Eje Neovolcánico se inició en el Mioceno Superior asociado a la apertura del Golfo de California y al cambio de orientación de la Dorsal del Pacífico (Damon y Nieto, 1979).

2. GEOLOGIA DEL DISTRITO

2.1. Litología.

Puesto que la geología del Distrito fue estudiada en un primer trabajo correspondiente a la asignatura de Geología de Campo Avanzada de la Facultad de Ingeniería, UNAM (Macías, Solís, et al., 1984), solamente se hará un resumen de las principales unidades de roca con ciertas modificaciones en cuanto a edad se refiere (Véanse Figs. 2.1 y 2.2). Para una descripción geológica detallada se podrá consultar el Informe de Geología de Campo antes citado, en donde se anexan planos, secciones y descripciones petrológicas. Para simplificar este escrito, se elaboró una tabla con las descripciones generales de las distintas rocas, así como una columna litológica de los cuerpos Naricero, Socorredora y Coloradita (Véanse - Figs. 2.3, 2.4, 2.5 y Tabla 2.1).

El Distrito Minero de Cuale se caracteriza por la presencia de dos secuencias volcanosedimentarias separadas por una discordancia angular. La más antigua aflora al oeste y suroeste de la unidad minera. Esta se encuentra constituida por una alternancia de areniscas, lutitas y tobas riódacíticas metamorfizadas a facies de esquisto verde (esquisto de clorita y cuarzo, esquistos de cuarzo, biotita y sericita, gneises de cuarzo y plagioclasa). Hay que hacer notar que la abundancia de material pelítico y el metamorfismo de bajo grado representan las principales diferencias con la segunda secuencia volcanosedimentaria en donde se aloja la mineralización.

Por correlación estratigráfica con secuencias litológicas similares como la que aflora en Michoacán, se piensa que estas rocas pertenezcan al Triásico Tardío-Jurásico Temprano.

La segunda acumulación volcanosedimentaria, en discordancia con la anterior, está constituida por varias unidades litológicas:

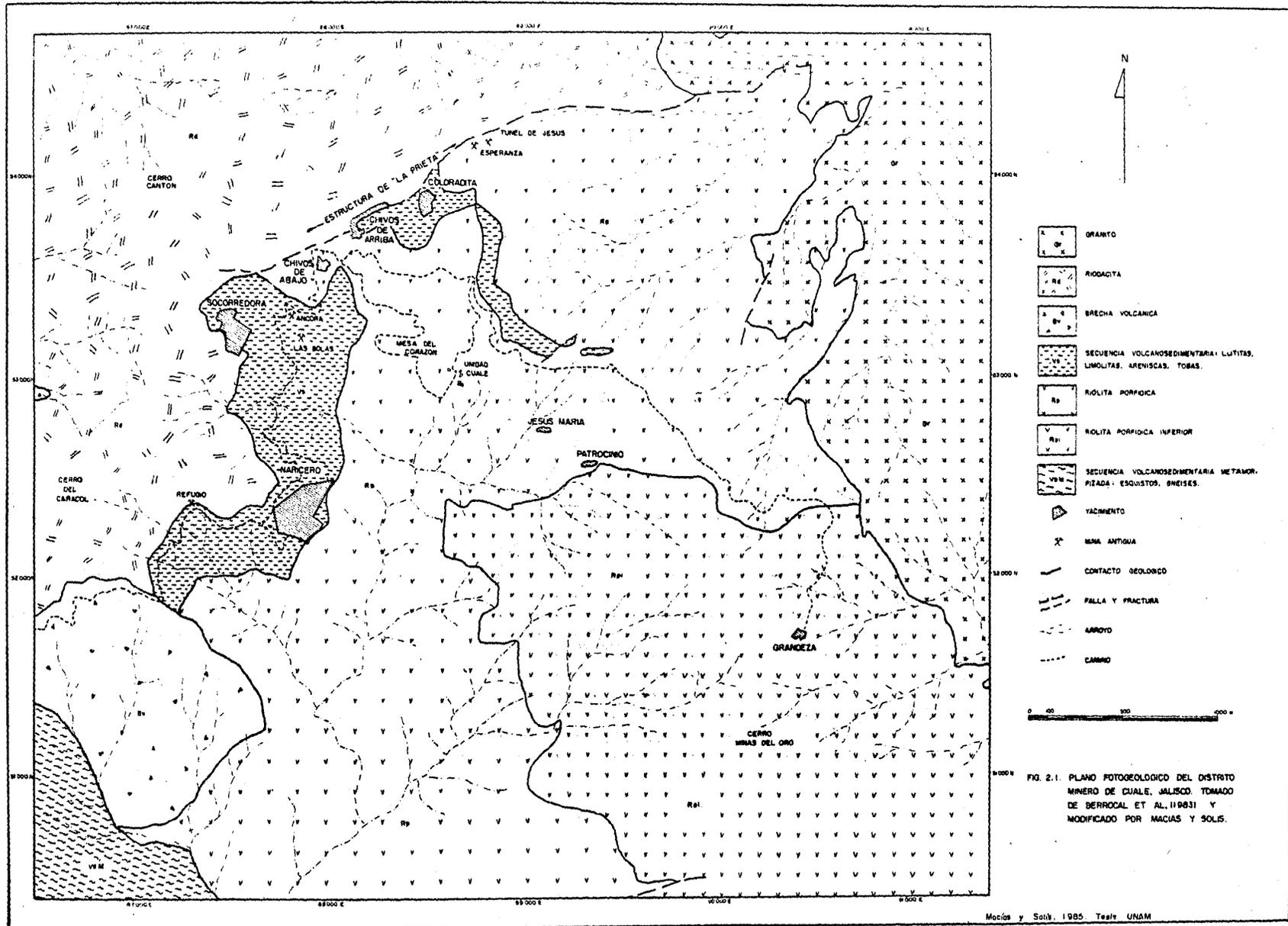


FIG. 2.1. PLANO FOTOGEOLOGICO DEL DISTRITO MINERO DE CUALE, JALISCO. TOMADO DE BERROCAL ET AL., 1983 Y MODIFICADO POR MACIAS Y SOLIS.

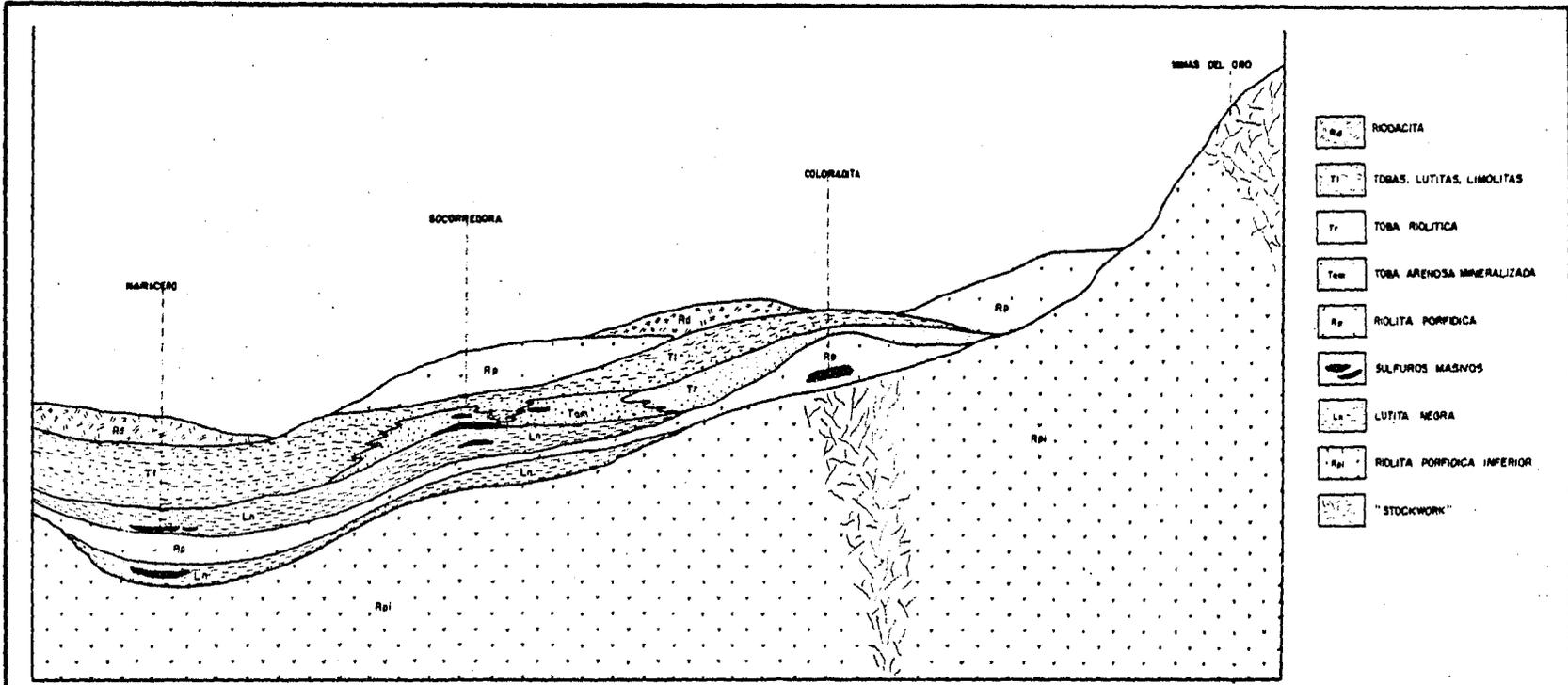
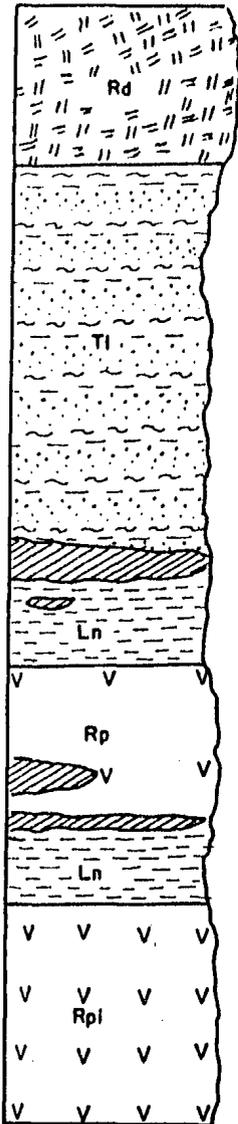


FIG 2.2. SECCION ESQUEMATICA DE ALGUNOS CUERPOS DEL DISTRITO MINERO DE CUALE, JALISCO, VIENDO AL PONIENTE.



Riodacita (Rd): Sobreyace al paquete volcanosedimentario (NAR-7.3 y NAR-37).

Tobas, lutitas y limolitas (Tl): Alternancia de tobas, tobas arenosas, limolitas y areniscas tobáceas: (NAR-2, NAR-10 y NAR-19). Variaciones laterales de tobas arenosas a tobas arcillosas con concreciones.

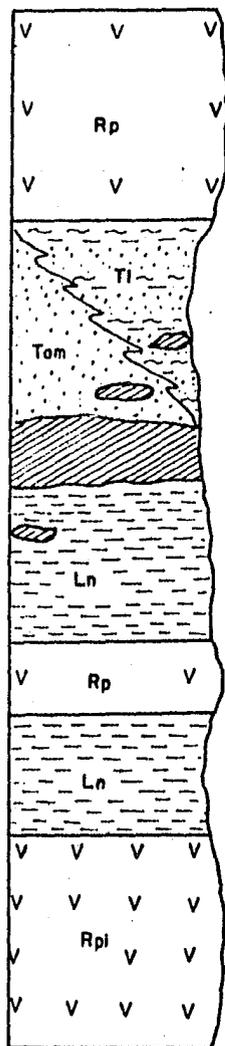
Lutita Negra (Ln): Con lentes de sulfuros masivos.

Riolita Porfídica (Rp): Presenta fragmentos de lutita negra que fueron englobados durante el emplazamiento de la riolita. Se observan también fragmentos de riolita dentro de esta misma.

Lutita Negra (Ln): Material fino de arcillas, cenizas y detritos con una fracción carbonosa. Contiene lentes de sulfuros masivos transportados de pirita, blenda y galena.

Riolita Porfídica Inferior (Rpi): Es la base de la secuencia volcanosedimentaria. Presenta fenocristales de cuarzo y feldes pato.

Fig. 2.3. Columna litológica de Naricero.



Riolita Porfídica (Rp). Silicificada y cloritizada, con pirita eudral. (SC-8 y SC-26).

Lutitas, tobas y limolitas (Tl). Secuencia de tobas arenosas, tobas silicificadas, lutitas y limolitas. (SC-15, SC-17 y SC-13). Aparecen cambios laterales.

Toba Arenosa Mineralizada (Tam). Unidad silicificada y con lentes de sulfuros de pirita y calcopirita (Mena Amarilla). Intercalaciones de tobas y lutitas negras que lateralmente varían a tobas arenosas silicificadas.

Mena Negra. Cuerpo elíptico de galena y esfalerita.

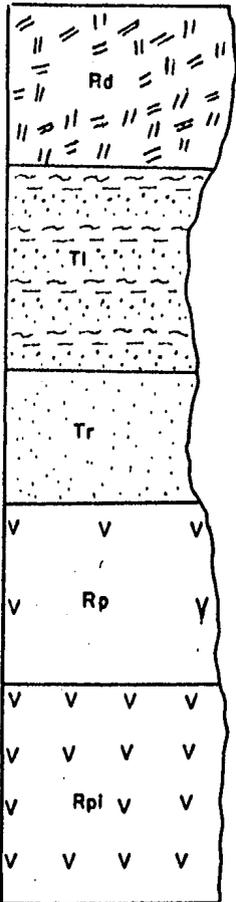
Lutitas Negras (Ln), con intercalaciones delgadas de toba de grano fino y horizontes de pirita diseminada.

Riolita Porfídica (Rp).

Lutita Negra (Ln), con intercalaciones delgadas de toba de grano fino y horizontes de pirita diseminada.

Riolita Porfídica Inferior (Rpi). Fenocristales de cuarzo y esferulitas (cuarzo y plagioclasa) en una matriz de grano fino.

Fig. 2.4. Columna litológica de Socorredora.



Riodacita (Rd): Cubre la porción NW del yacimiento. Constituida de cuarzo y feldespato cloritizado (COL-13). En la base se encuentra una toba riodacítica en discordancia con la unidad inferior, (Tl).

Toba, lutita y limolita (Tl): Con vetillas de óxido de hierro; sericitizada y cloritizada (COL-1, COL-6 y COL-15).

Toba Riolítica (Tr): Con pirita masiva, diseminada y estratificada (COL-4, COL-5 y COL-16).

Riolita Porfídica (Rp): En la base se presenta muy fracturada. Diseminaciones de pirita y esfalerita. En la parte superior se observa una textura esferulítica con sulfuros de Pb, Zn y Fe en vetillas (COL-8 y COL-9).

Mena Amarilla y Mena Negra: Sulfuros masivos contenidos en la Rp, constituidos de pirita y calcopirita (Mena Amarilla) y blenda y galena (Mena Negra). Aparecen zonas de oxidación (Gossan) con hematita botroidal y valores de Au y Ag.

Riolita Porfídica Inferior (Rpi): Silicificada, abundantes vetillas en enrejado de sulfuros de Pb, Zn, Fe y Cu en menor proporción. Esta estructura podría corresponder a un "stockwork"

Fig. 2.5. Columna litológica de Coloradita

TABLA 2.1. PETROGRAFIA DEL DISTRITO DE CUALE, JALISCO

MUESTRA	CLASIFICACION	TEXTURA	MINERALES ESENCIALES	MINERALES ACCESORIOS	MINERALES SECUNDARIOS	MATRIZ	ALTERACION	OBSERVACIONES	
MO-6	Riolita porfídica esferulítica	Porfídica esferulítica felsolítica	Cuarzo 10% Olig-And 15% Esferulitas 40%	Zircón	Min. arcillosos Clorita 7% Hematita 3% Sericita 3%	Microcristalina de cuarzo, feldespatos sericitizados cloritizados.	Sericitización Cloritización Silicificación Argilitización Oxidación	Cuarzo primario subedral rodeado de esferulitas las cuales se forman por intercrecimiento de cuarzo o tridimita con feldspato K	
MO-7	Riolita	Afanítica microcristalina felsolítica	Cuarzo 7% Olig-And 5%	Hematita 3%	Cuarzo 25% Sericita Clorita 3%	Intercrecimiento microcristalino de cuarzo-tridimita con plagioclasa y feldspato K formados a partir de devitrificación.	Sericit. Silicif. Oxidación	Cuarzo de microfeno-cristalitos primarios y secundarios que se encuentran relleno de fibras. La matriz presenta textura porfídica de devitrificación caracterizada por fracturamiento del vidrio.	
MO-8	Riolita esferulítica	Afanítica felsolítica esferulítica.	Cuarzo 10% Olig-And 5% Esferulitas 5% Feldspato K 7%	Pirita Clorapatito Hematita	Cuarzo 30% Sericita Min. arcillosos	Microcristalina de cuarzo y feldespatos. Abundante sericita y minerales arcillosos.	Silicif. Cloritiz.	Microfeno-cristalitos de cuarzo primario intercrecido con cuarzo secundario. Algunas esferulitas están formadas por el intercrecimiento de cuarzo y feldspato K y otras con pedernal.	
MO-9	Riolita porfídica esferulítica	Porfídica felsolítica esferulítica	Cuarzo 20% Olig-And 25% Esferulitas 5% Feldspato K 35%	Biotita	Clorita Sericita Cuarzo	Intercrecimiento microcristalino de cuarzo, feldespatos y plagioclasas	Sericit. Silicif.	El cuarzo primario está formado por cristales eudrales al igual que las plagioclasas. Las esferulitas están formadas por intercrecimiento de cuarzo-tridimita y feldspato K en textura gráfica.	
MO-11	Riolita fluidal	Afanítica microcristalina fluidal	Cuarzo 15% Plagioclasas 15% Feldspato 15%	Pirita 2% Esfalerita 2% Muscovita	Cuarzo 25% Sericita 10% Min. arcillosos Clorita 3%	Microcristalina de cuarzo, plagioclasas y feldspato.	Silicif.	La pirita es de tamaño homogéneo y se presenta diseminada y en vetillas asociada perfectamente al cuarzo secundario.	
MO-18D	Riolita silicificada	Porfídica felsolítica pseudo-fluidal.	Cuarzo 25% Olig-And 10% Ortoclasa 15%	Pirita 4% Esfalerita 3% Muscovita Zircón Clorapatito Calcopirita	Cuarzo 20% Sericita Clorita Min. arcillosos	Criptocristalina de cuarzo y plagioclasas con minerales arcillosos y sericita	Sericit. Silicif.	Cuarzo primario eudral y subedral. Las plagioclasas son subedrales a anedrales. Los sulfuros de Fe, Zn y Cu se disponen a lo largo de vetillas de cuarzo.	
NAR-37	Riodacita porfídica	Porfídica con matriz felsolítica fluida.	Cuarzo 8% oligoclasa 7%	Hematita 1% Magnetita Pirita Biotita	Cuarzo esferulítico Clorita Sericita Oxidos Min. arcillosos	Vidrio devitrificado, sericita, cuarzo y plagioclasa.	Devitrif. Sericit. Sericit. Oxidación	La roca por el proceso de devitrificación adquirió una textura de sílice y plagioclasas que se alteran principalmente a sericita. La matriz conserva parte de su textura fluidal.	
NAR-2	Toba arenosa	Clástica. Fragmentos subredondados en una matriz piroclástica devitrificada y sericitizada.	Cuarzo fragmental 15% Frag. de toba 10% Frag. de oligoclasa 5%	Frag. de pedernal 1% Frag. de roca ígnea Esfalerita Hematita Magnetita Muscovita	Esfervulitas 1% Clorita Sericita Min. arcillosos	Vidrio y ceniza ácidos, devitrificados, sericitizados y cloritizados	Devitrif. Sericit. Cloritiz. Silicif. Oxidación	Los fragmentos de toba están formados por vidrio y cuarzo que están cloritizados en más de un 80%. Los fragmentos de oligoclasa son anquilonos, machados y argilitizados.	
NAR-18	Tobas y limolitas alternadas	Piroclástica laminar	Frag. de roca 10% Cuarzo detritico Plagioclasas detritica 3%	Hematita 1%	Cuarzo esferulítico 2% Clorita 2% Sericita	Alternancia de ceniza con material carbonoso y limonita con otros oxidos.	Silicif. Sericit. Oxidación	Los frag. de roca son piroclásticos con bordes oxidados. La matriz presenta alternancias de material piroclástico devitrificado en el que se detectó por la reacción con H ₂ O la presencia de materia orgánica.	
NAR-19	Alternancias de tobas arenosas y limolitas.	Clástica con matriz piroclástica	Cuarzo fragmental o esferulítico 15% Fragmentos de plagioclasa 4% Fragmentos de roca 10%	Limolitas 10%	Pedernal 1%	60% capas vitreas devitrificadas y cineríticas.	Devitrif. Sericit. Silicif. Oxidación	Hay vetillas de cuarzo que transectan la lamina ción. La devitrificación del vidrio en la matriz, produce cuarzo esferulítico, pedernal, feldespatos y posiblemente tridimita y cristobalita.	

TABLA 2.1. PETROGRAFIA DEL DISTRITO DE CHALL, JALISCO (CONTINUACION)

MUESTRA	CLASIFICACION	TEXTURA	MINERALES ESENCIALES	MINERALES ACCESORIOS	MINERALES SECUNDARIOS	MATRIZ	ALTERACION	OBSERVACIONES	
MAR-11	Roca piroclástica retrabajada.	Clástica	Frag. de toba 25% Cuarzo 20% Feldespat 5% ortoclasa 2%	Calcsita detritica	Sericita Clorita Min. arcillosos	Ceniza y vidrio devitrificado. Pirita diseminada	Sericit. Cloritz.	Los frag. de toba son sub redondeados, retrabajados proceden de una toba vítrea devitrificada que contiene fragmentos angulosos de cuarzo y feldespatos alterados, cementados por calcsita.	
MAR-5-2	Roca piroclástica retrabajada.	Piroclástica retrabajada	Vidrio devitrificado 20% Cuarzo fragmental 10% Frag. de toba alterada 10%	Muscovita oxidada	Cuarzo 5% Sericita 20% Clorita 20% Calcsita	Vitrea devitrificada.	Devitrif. Silicif. Sericit. Cloritz. oxidación	La toba ha tenido por lo menos dos procesos de transporte; uno los frag. de toba quedaron incluidos en una matriz vítrea de grano fino, fue retrabajado e incluido en una matriz vítrea.	
COL-11	Riodacita	Porfídica feldesfídica de grano medio.	Cuarzo 10% Ortoclasa 15% Olig-And 15%		Sericita 5% Clorita 7% Hematita 3%	50% compuesta de microcristales de feldespat, plagioclasa y cuarzo		Cuarzo anedral de contornos engolfados. La ortoclasa se encuentra intercrecida con la plagioclasa y la sericita con la clorita forma abundantes vetillas.	
COL-14	Toba riolítica.	Piroclástica	Cuarzo 5% Ortoclasa 5% Olig-And 7%	Zircón Hematita 2%	Cuarzo 1% Sericita 5% Clorita 5% Min. arcillosos 3%	Criptomicrocristalina de cuarzo y feldespato derivada de cristallitos cineríticos originales.	Sericit. Cloritz. Silicif.	Cristales angulosos de cuarzo primario, algunos presentan contactos engolfados. Los cristales de feldespat K son anilinosos y se encuentran parcialmente argilitizados.	
COL-15	Toba arenosa	Aronosa piroclástica	Cuarzo Olig-And Frag. de roca piroclástica	Hematita Pirita	Sericita Min. arcillosos	Criptomicrocristalina de cuarzo y feldespato	Sericit.	Cristales angulosos de cuarzo con bordes corroídos. Los frag. de plagioclasa se encuentran alterados. La matriz tiene una textura micrográfica. El contenido de piroclastos es grande.	
COL-6	Toba riolítica arenosa.	Piroclástica	Cuarzo 20% Feldespat K 5% Frag. de roca 10%	Hematita 5% Pirita 3% Zircón	Cuarzo 5% Sericita 40% Clorita	Microcristalina de escamas de sericita, clorita producto de alteración hidrotermal	Sericit. Cloritz.	El cuarzo primario y el feldespat K se encuentran como fragmentos de 1 a 1.5 mm junto con frag. de roca derivados de un pedernal o toba devitrificada. La matriz presenta cierto ablastamiento.	
COL-16	Toba riolítica.	Piroclástica afanítica	Cuarzo 4% Olig-And 10%	Pirita cúbica 1%	Clorita 2% Sericita 2% Min. arcillosos 1%	80% microcristalina a criptomicrocristalina de cuarzo y feldespatos.	Sericit. Cloritz. Argilit.	Cuarzo primario microcristalino se presenta como microfenocristales. La matriz está alterada a clorita y sericita.	
COL-8	Riolita porfídica esferulítica.	Porfídica feldesfídica esferulítica.	Cuarzo 10% Ortoclasa 15% Olig-And 10% Esferulitas 15%	Pirita 5%	Cuarzo 10% Sericita Clorita Min. arcillosos	15% intercrecimiento de cuarzo y feldespato criptomicrocristalino.	Sericit. Cloritz. Silicif.	Las esferulitas se presentan como intercrecimientos radiales de cuarzo, tridimita y ortoclasa y en ocasiones en forma anilítica. La pirita asociada al cuarzo de origen hidrotermal.	
SC-26	Riolita porfídica	Porfídica en una mesotaxia de cuarzo y feldespat alterados.	Cuarzo 1% Oligoclasa 5% Feldespat K 20% Vidrio devitrificado 20%	Pirita anedral	Sericita Clorita	55% Microcristalina de cuarzo y feldespat.	Devitrif. Cloritz. Sericit. Pirritiz.	La oligoclasa aparece como fenocristales parcial o totalmente sericitizados y la mayoría presentan cristales de pirita cúbica en su interior.	
SC-R	Riolita porfídica silicificada.	Porfídica	Cuarzo 15% Oligoclasa 6% Sanidino 12% Vidrio ácido 1%	Pirita 2% Muscovita Cinrapalito Zircón Esferulita	Cuarzo 50% Sericita 10% Clorita 2% Min. arcillosos	Microcristalina de cuarzo secundario, sericita y clorita.	Sericit. Cloritz. Silicif. Oxidación	El cuarzo primario con bordes corroídos y oxidados. El cuarzo secundario microcristalino con núcleos piríticos. La oligoclasa con intercrecimiento micrográfico.	

TABLA 2.1. PETROGRAFIA DEL DISTRITO DE CUALE, JALISCO (CONTINUACION)

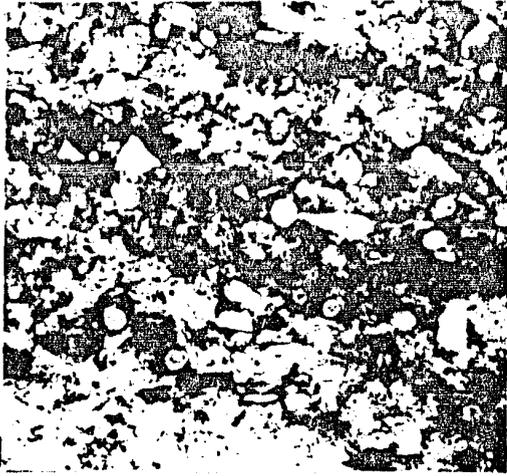
MUESTRA	CLASIFICACION	TEXTURA	MINERALES ESENCIALES	MINERALES ACCESORIOS	MINERALES SECUNDARIOS	MATRIZ	ALTERACION	OBSERVACIONES	
M-24	Toba riolitica	Piroclástica felsofítica	Cuarzo 2% Frag. de roca 10% Oligoclasa 5%	Zircón Epidota 5% Galena 5% Estalerita	Cuarzo 20% Clorita	Microcristalina de cuarzo y feldespato, clorita intercalada con el cuarzo	Silicif. Cloritiz.	Cuarzo secundario como calcedonia, esferulitas y crecimiento axiáltico. La pirita presenta cierta alineamiento dentro de la matriz.	
M-17	Toba riolitica arenosa	Piroclástica arenosa felsofítica	Cuarzo 10% Vidrio devitrificado Oligoclasa 8%	Pirita 5% Zircón Calcita	Cuarzo 10% Sericitita 30% Clorita 2%	Microcristalina de sericitita, vidrio devitrificado cuarzo y clorita. 27%	Sericit. Cloritiz. Silicif.	Cuarzo primario amebuloso con crecimiento de cuarzo secundario en continuidad óptica. Se observa una cierta laminación original interrumpida por vetillas de cuarzo y sericitita.	
M-11	Lutita tobácea	Piroclástica microcristalina en una matriz holotálina	Vidrio devitrificado 80% Feldespatos K 5% Frag. de roca Min. arcillosos 5%	Pirita Cesalita 2% Galena Esfalerita Hematita	Cuarzo 2% Sericitita	Vidrio ácido y cuarzo.	Silicif.	Como producto de devitrificación de la ceniza y el vidrio ácido se han desarrollados intercrecimientos en textura axiáltica de cristolita y feldespatos K.	
M-15	Lutita tobácea silicificada.	Piroclástica microcristalina	Vidrio y cuarzo devitrificado 75%	Frag. de roca Pirita	Sericitita Cuarzo 1% Esfalerita Calcita 1%	Vidrio y ceniza devitrificados	Sericit. Silicif.	El cuarzo se presenta en forma subedral como producto de devitrificación, esferulitas y anedral de origen hidrotermal.	
M-05	Granito de biotita	Fanerítica	Cuarzo 40% Microclina 30% Biotita 15%	Turmalina Muscovita 5% Apatito				Grano grueso cuyos cristales de cuarzo muestran extinción ondulante. En la mayoría de los casos la biotita es en cuanto totalmente incluida dentro de los cristales de cuarzo, pero también se halla entre los cristales. La microclina muestra algo de exsolución de albita.	
M-04	Gneis de cuarzo y plagioclasa.	Gneisica	Cuarzo 65% Plagioclasas 20%	Sericitita 35% Clorita 1%				Bandeamiento incipiente en la cual las plagioclasas y el cuarzo se derivan de una toba arenosa riolítica.	
M-04a	Gneis de cuarzo y plagioclasa	Gneisica	Cuarzo 70% Plagioclasas 15%	Sericitita 15% Clorita Zircón 2%				Bandeamiento incipiente, producto de una toba arenosa riolítica.	
M-02	Esquistos de cuarzo, talco y muscovita	Esquistosa	Cuarzo 50% Musc-Clor-30% Talco	Min. Opacos 20% Turmalina 2%				Roca esquistosa derivada posiblemente de sedimentos pelíticos con abundante contenido de máficos.	
M-01	Esquistos de cuarzo, biotita y sericitita	Esquistosa	Cuarzo 60% Seri-biotita 35%	Min. Opacos 5%				Roca bandeada de grano fino en la cual existe una alternancia de minerales micáceos y cuarzo derivados de sedimentos pelíticos.	
M-04b	Esquistos de cuarzo y clorita	Esquistosa	Cuarzo 60% Clorita 30%	Min. opacos 10%				Roca esquistosa de bandeamiento ondulado con la presencia de lentes de cuarzo así como manchas oscuras de clorita derivada de una arenisca intercalada con sedimentos pelíticos.	

La base de la secuencia está formada por una riolita porfídica con una diversidad textural entre las que predominan: riolita silicificada, esferulítica, radial y concéntrica y texturas fluidales (Véase Tabla 2.1 y Lámina 2.1). A esta roca se le denomina Riolita Porfídica Inferior (Rpi) aflorando en su mayor parte en el Cerro de Minas del Oro, así como a lo largo del Arroyo del Corazón.

En Naricero se tienen unas lutitas negras cubriendo a esta unidad de roca, pero sin una continuidad, ya que en ocasiones se encuentra sobreyaciendo a la Rpi otra riolita porfídica (Rp) que presenta fragmentos elípticos de las mismas lutitas. En Coloradita, los sulfuros masivos se alojan en esta riolita porfídica que además contiene mineralización diseminada de pirita y esfalerita (Véase Fig. 2.2).

La siguiente gran unidad llamada volcanosedimentaria (VS), corresponde a una intercalación de lutitas negras, tobas arenosas, areniscas tobáceas, limolitas y tobas riolítico-dacíticas, en la cual se localizan los lentes de sulfuros masivos (Cuerpos de Naricero, Socorredora y Coloradita). Por lo regular se tiene a la lutita negra en la parte inferior de la secuencia alojando a los sulfuros masivos. Se presentan variaciones laterales que van de lutitas negras a tobas arenosas y lutitas hasta tobas arenosas y limolitas que reflejan cambios de facies debidos quizá, a la topografía de la cuenca.

En la alternancia de tobas y limolitas, tobas arenosas y limolitas, lutitas tobáceas, tobas arenosas y tobas silicificadas (muestras NAR2, 18 y 19, SC15 y la 14S facilitada por Felipe Ortigoza) se encontraron microfósiles silicificados [radiolarios (?)] de forma redondeada y espículas de esponja (Raxhela ?) de forma arriñonada (Véase Lámina 2.1.). Estas espículas tienen un rango estratigráfico Oxfordiano-Albiano por lo que tentativamente se le puede asignar una edad entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano a este paquete



Nícoles cruzados, x 25
Radiolarios y espículas de espon-
ja de forma arriñonado



Nícoles cruzados, x 25
Espícula de esponja



Nícoles cruzados, x 25
Esferulita en riolita

volcanosedimentario. Sin embargo, hay que hacer notar, que debido a que los fósiles se encuentran totalmente silicificados, pierden sus estructuras primarias, haciéndose difícil su descripción (realizada por el I.M.P., Morales de la Garza, J., comunicación personal, 1984), y dejándose abierta a discusión la edad asignada a la secuencia volcanosedimentaria superior mineralizada.

Hacia el SW del distrito minero, en contacto con las rocas metamórficas, se observa una brecha volcánica constituida por fragmentos angulosos a subangulosos de composición riolítica (Berrocal, et al., 1983).

Coronando a la secuencia se encuentran emisiones riódacíticas muy alteradas, y localmente, toda la secuencia se ve atravesada por diques dacíticos.

Las rocas metamórficas y la parte basal del paquete volcanosedimentario están cortadas por un plutón granítico de biotita (Véase Tabla 2.1) que aflora en la parte occidental desde Puerto Vallarta hasta el camino de terracería que llega a la Unidad Minera. Como se mencionó, la edad isotópica de este cuerpo está reportada entre los 83 y 90 m.a. que corresponden al Cretácico Superior (Gastil et al., 1979).

2.2. Estructuras.

Puesto que no se tienen datos estructurales del paquete de rocas metamórficas que afloran al suroeste del distrito minero de Cuale, Jal., en este trabajo se intentó determinar su estructura general. El estudio quedó incompleto ya que no se pudieron realizar mediciones en el contacto entre estas rocas metamórficas y las volcánicas, las cuales aclararían ciertas dudas sobre la historia geológica del área. Sin embargo, los datos obtenidos pueden servir como una base para estudios posteriores relacionados a la tectónica del occidente Mexicano.

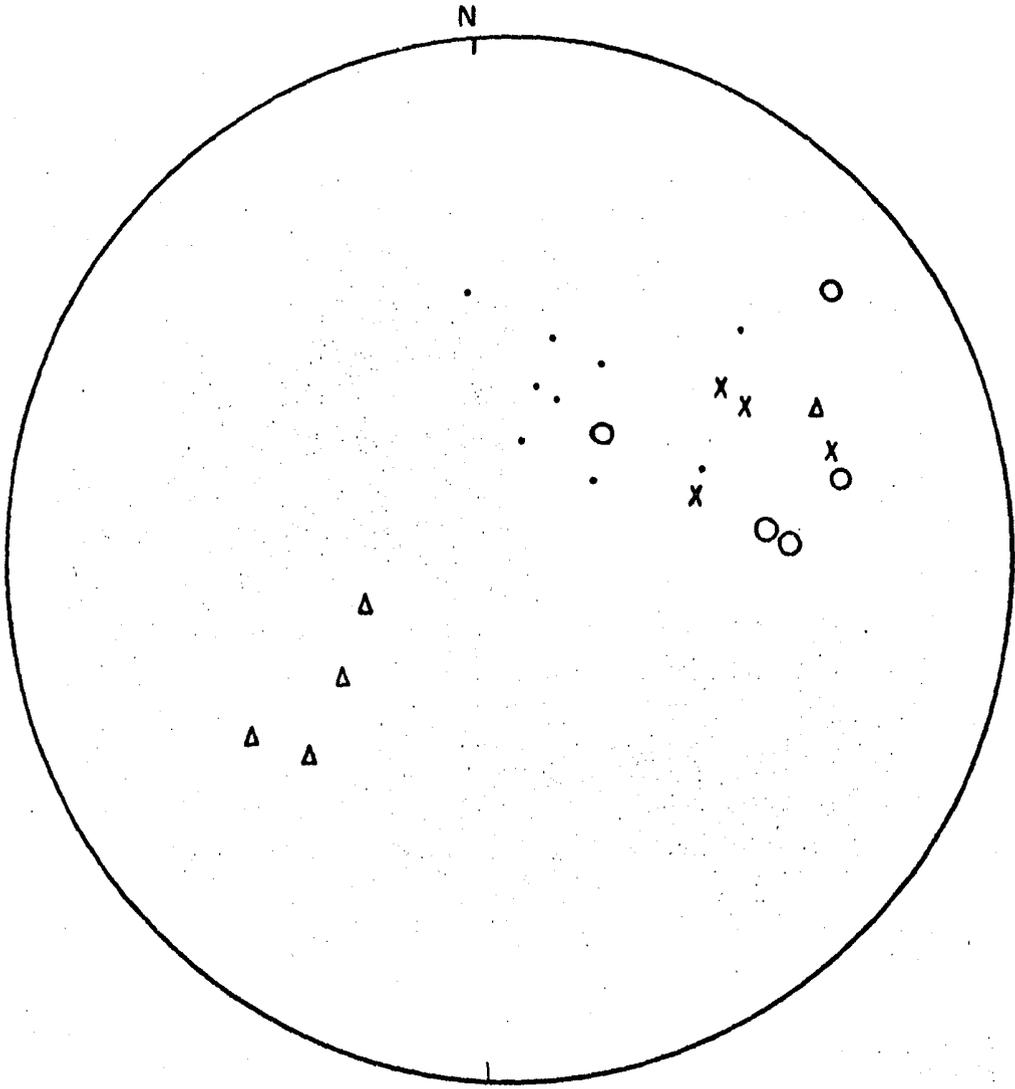
Estas rocas son el resultado de un metamorfismo regional hasta la facies de esquisto verde de una secuencia volcanosedimentaria ya descrita, a la cual se le denominó inferior.

La estructura del complejo metamórfico indica que se desarrolló una foliación (S_1) paralela al plano de estratificación (S_0) ya que no se observó ninguna intersección de S_0 y S_1 en el campo ni en sección delgada. Como se puede observar en la proyección equiareal de polos de foliación (Véanse Figs. 2.6 y 2.7), éstos están distribuidos en tres dominios: ----- $N18^\circ W - 55^\circ SW$, $N70^\circ W - 26^\circ SW$ y $N30^\circ W - 40^\circ NE$. Mientras que los dos primeros dominios definen una faja cuya normal es el eje beta (β), el tercer dominio puede interpretarse como producto de un plegamiento causado por la intrusión del granito -- (Véase Fig. 2.8).

Los esquistos fueron sujetos a una compresión tangencial que plegó la foliación en escalas meso y microscópicas; las superficies S_0 y S_1 fueron plegadas sobre un eje beta (β) orientado N-S con un buzamiento de 25° al sur. El plano axial tiene una orientación $N16^\circ E - 65^\circ E$, lo cual indica que la dirección de transporte tectónico (acortamiento) fue WNW-ESE y consecuentemente se infiere que el eje máximo de esfuerzos (σ_1) tuvo esa misma orientación (Véase Fig. 2.7).

Es claro que la actitud estructural general del paquete volcanosedimentario inferior es distinta al del superior, mientras que uno presenta metamorfismo y un gran plegamiento, el otro se caracteriza por una clara estratificación presentando ligeras ondulaciones con pliegues amplios que en ocasiones llegan a pasar desapercibidos. Estos dos diferentes estilos de deformación dan a pensar en una discordancia angular entre los dos depósitos volcanosedimentarios.

Los rasgos estructurales de la secuencia volcanosedimentaria superior en Cuale, Jal. fueron descritos en un primer trabajo de Geología de Campo (Macías, Solís, et al., 1984) los cuales se resumen de la siguiente manera:



Estación 01 Δ
Estación 03 ○
Estación 04 X
Estación 05 •

FIG. 2.6. RƎD EQUIAREAL DE POLOS DE FOLIACION POR ESTACIONES

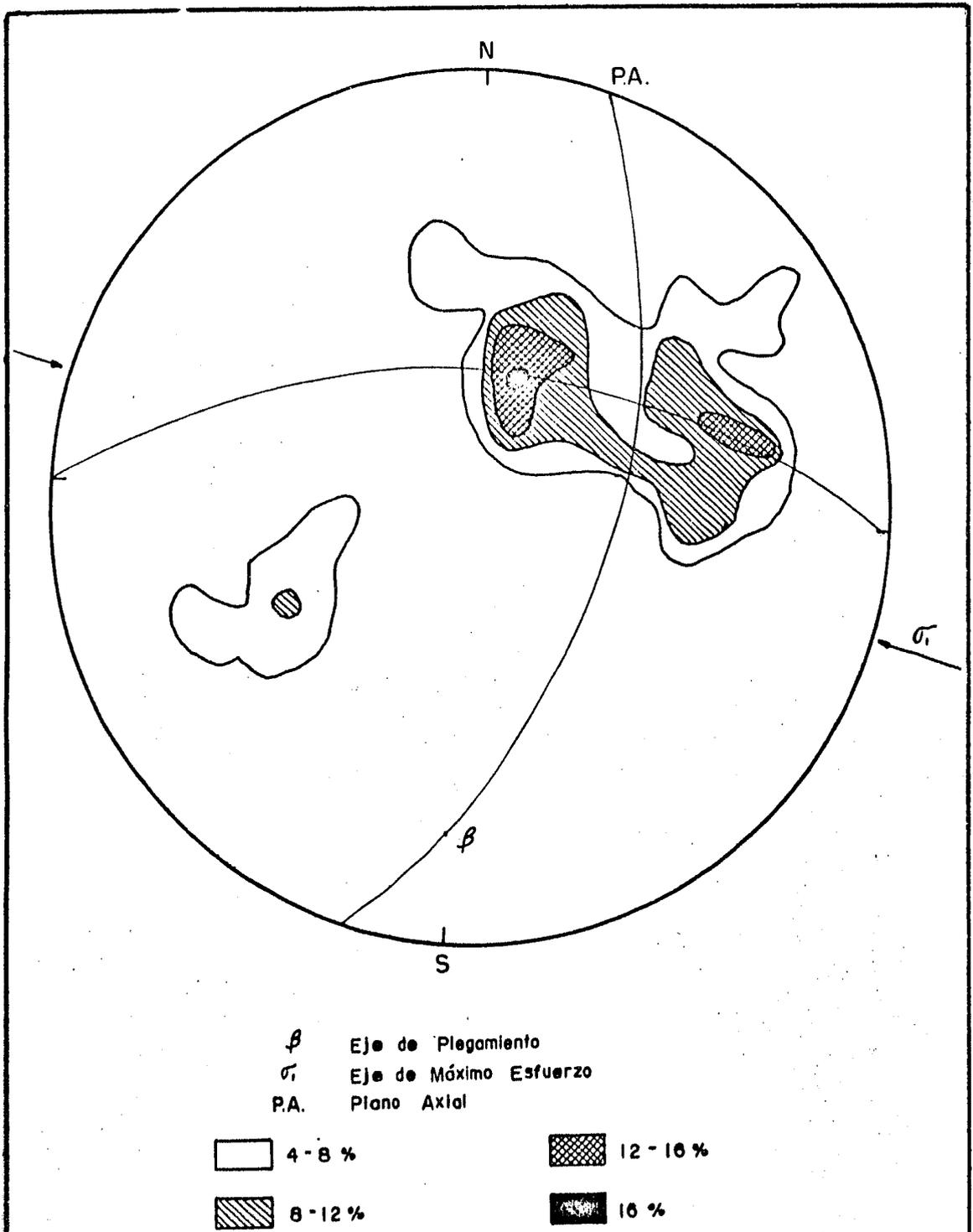


FIG. 2.7. PROYECCION EQUIAREAL DE POLOS DE FOLIACION.

1) Estructura de la Prieta. Es considerada como una falla normal de aproximadamente 2.5 km de largo con un rumbo general NE52°SW y echados entre 45° y 65° al norte. Al bajo se encuentra limitando algunos de los cuerpos mineralizados como Socorredora, La Prieta, El Rubí, Los Chivos y Coloradita. En éste último, la principal evidencia de la estructura es la existencia de una zona de arcillas verdes que siguen su misma dirección. Esta estructura también se ha interpretado como el borde de una pendiente submarina sobre la cual se acumularon sedimentos para después moverse o deslizarse sobre una superficie curva (falla). Este movimiento quedaría evidenciado por un intenso brechamiento como observó Ortigoza, F. (1983).

2) Fallas normales. Aunque todos los cuerpos presentan fallas, éstas se consideran menores por su poco desplazamiento. La excepción se encuentra en el cuerpo de Naricero, en donde aparecen dos sistemas de fallas escalonadas con saltos de hasta 20 m con tendencias NW-SE y NE-SW. Estas fallas, que probablemente son el resultado de acomodamiento de bloques o esfuerzos tensionales, han provocado la dislocación de los lentes mineralizados del paquete volcanosedimentario superior.

3) Discontinuidades. La secuencia volcanosedimentaria se encuentra coronada por un paquete volcánico riódacítico en aparente discordancia.

4) Otras estructuras. En el cuerpo de Minas del Oro aparece un sistema de fracturas multidireccionales que afectan el macizo riolítico evidenciando un "stockwork" mineralizado con rellenos arcillosos. Esta estructura es cortada por una veta de cuarzo de origen secundario.

Por otra parte, en los cuerpos de Socorredora y Naricero se notan pequeñas variaciones de los rumbos y echados

que dan lugar a pequeñas ondulaciones en los estratos. El que la estratificación se encuentre ligeramente plegada se interpretó como el resultado de deslizamientos por gravedad cuando aún no estaban litificados (Ortigoza, F., op cit.). De ser así, esta suposición apoya la interpretación dada a la estructura de la Prieta, que se trate del borde de una plataforma submarina.

III. YACIMIENTOS MINERALES Y MINERAGRAFIA.

1. INTRODUCCION

Los yacimientos minerales del distrito minero de Cuale, Jal. fueron considerados durante mucho tiempo como sulfuros epigenéticos de origen hidrotermal, emplazados a profundidades intermedias y temperaturas entre los 200° y 300° C (Macomber, 1962).

A partir de los estudios realizados en el distrito de Hokuroku, Japón, se estableció que las principales características estructurales y mineralógicas de ambos distritos guardan una estrecha similitud, pudiéndose tomar al distrito de Hokuroku como modelo comparativo para establecer un origen similar en Cuale, aunque con épocas diferentes de formación. El origen que se le atribuye a estos depósitos es del tipo volcanosedimentario marino exhalativo.

1.1. Tipos de Yacimientos de Sulfuros Masivos.

Los depósitos de sulfuros masivos tienen una amplia distribución en tiempo y espacio, encontrándoseles desde el Precámbrico hasta el Reciente. Así, en épocas precámbricas, se presentan como un rasgo característicos de todos los escudos del mundo. Ejemplos de éstos son:

Canadá: Kidd Creek, Sullivan, Noranda.

Australia: Broken Hill, Mount Isa, Mac Arthur River.

Africa: Roan

También tienen importancia en algunos cinturones eugeosinclinales del Paleozoico como:

Canadá: Bathurst, New Brunswick, Newfoundland.

Australia: Rosebery, Captain's Flat

Europa: Norwegian Caledonies, Rammelsberg y Mansfeld-Kupferschiefer

Alemania y Río Tinto, España (Stanton, 1972).

Los depósitos del Mesozoico y Terciario se localizan principalmente en las Islas del Pacífico como Japón, Fidji y Nueva Guinea. En México, Rey de la Plata, Gro., Cuale, Jal. y Tizapa, - Edo. de Mex., son poco conocidos mundialmente.

Entre los más recientes se tienen los que están formándose sobre el piso oceánico del Mar Rojo y en la Dorsal del Pacífico del Este (Sato, 1977).

Los ejemplos anteriores quedan clasificados dentro de un gran grupo conocido como sulfuros de asociación marina y volcánico-marina. Sin embargo, este grupo abarca un amplio "espectro" de ocurrencia (Stanton, op cit.) que incluye: depósitos encajonados en rocas sedimentarias marinas pero sin rocas volcánicas asociadas; depósitos asociados a rocas volcánicas, pero sin la evidencia de depositación marina y una variedad de depósitos con características intermedias.

El ambiente tectónico de formación de estos yacimientos incluye regiones volcánicamente activas, cuencas intracontinentales y plataformas continentales. Dentro del primer grupo pueden incluirse: los arcos insulares, tales como los del Japón, asociados a un centro volcánico de forma cómica y composición félsica; arcos insulares mal desarrollados como los de Río Tinto, España, asociados a rocas piroclásticas, riolíticas y queratofídicas con espilitas; dorsales oceánicas como los tipo Chipre asociados a secuencias ofiolíticas formadas en zonas de expansión de la corteza oceánica; los depósitos tipo Besshi asociados a lavas basálticas, rocas piroclásticas y sedimentos "flysh" y depósitos recientes tipo salmuera del Mar Rojo y los del Pacífico del Este. Entre los yacimientos asociados a cuencas intracontinentales y plataformas continentales, en donde la actividad volcánica es mínima o nula, pueden mencionarse los de Mac Arthur, Australia y Rammelsberg, Alemania (Sato, op cit.).

La característica común que distingue a este grupo de yacimientos, es la acumulación de sulfuros minerales estratiformes, los cuales se forman sobre o cerca del piso oceánico por precipitaciones próximas o distantes a los sitios de descarga de fluidos hidrotermales (Franklin et al., 1981).

Su forma depende en general de la disposición de la unidad sedimentaria que los contenga, siendo común encontrarlos estratificados, formando lentes alineados de distintos tamaños, muchas veces acompañados de zonas de enrejado de vetillas o "stockwork" que representan los conductos por donde pasaron los fluidos mineralizantes.

Desde el punto de vista composicional, los sulfuros masivos son aquellos que se encuentran constituidos por más de un 60% de sulfuros. Estos yacimientos incluyen otros minerales como óxidos, carbonatos y silicatos. Entre los principales elementos metálicos se encuentran el zinc, el plomo, el cobre y el hierro en minerales como esfalerita, galena, calcopirita, pirita y pirrotita y cantidades menores de bornita y calcocita. La plata puede estar contenida dentro de la tetraedrita o la galena, y en ocasiones se encuentra nativa o formando sulfosales. El oro aparece como metal nativo o "electrum". La ganga se compone de cuarzo, calcita, clorita y sericita. En muchas ocasiones también se ven acompañados de estratos de yeso, barita y jaspe.

1.2. Yacimiento Tipo.

Para mostrar de una manera más clara los puntos en que coinciden y difieren los yacimientos de Cuale, Jal. con otros tipos de sulfuros masivos volcanogénicos, a continuación se describirán los yacimientos tipo Kuroko del Japón, tomados como modelo. Aunque este mismo tema se trató en el Informe de Geología de Campo (Macías, Solís et al., 1984) en este escrito su enfoque es distinto ya que se cuenta con información actualizada de ese distrito (Economic Geology Monograph N° 5, 1984).

Estos depósitos han sido objeto de numerosos estudios debido a que fueron los primeros en asignárseles un origen -- submarino exhalativo (Ohmoto y Skinner, 1983). Entre las evidencias más aceptadas que caracterizan a este grupo se tienen:

- la estratificación de las menas, lo cual sugiere;
- la formación sobre fondos marinos, y consecuentemente,
- un origen singenético de los cuerpos masivos, y
- un origen epigenético de los cuerpos de "stockwork" que generalmente subyacen a los masivos.

Cabe mencionar que el término "Kuroko" literalmente significa "mena negra" en japonés, pero es un término que se ha generalizado para describir cierto subtipo de yacimientos volcanogénicos.

Marco Geológico

En el Distrito Hokuroku de Japón, los depósitos se concentran en áreas de aproximadamente 1.5 x 3 km. Tradicionalmente se pensaba que los yacimientos se asociaban a un horizonte estratigráfico del Mioceno (13 m.a.) (Sato, 1977), pero se han encontrado depósitos cuyas edades varían entre los 16 y 11 m.a..

También se creía que únicamente se formaban en cuencas marinas someras de no más de 500 m de profundidad, pero a partir de estudios de foraminíferos (Guber y Ohmoto, 1978 en Ohmoto y Skinner, op cit.) y basándose en estudios y datos de presión-volumen-solubilidad de los volátiles en magmas basálticos (Dudás, 1983) se han propuesto profundidades de --- 3,500 a 5,000 m. Esto es válido para los yacimientos tipo Besshi, más no para los tipo Kuroko, en donde las profundidades no exceden los 1,000 m.

Otro rasgo determinante en la depositación de los sulfuros es la paleotopografía del fondo submarino ya que controla el estilo de volcanismo y los sitios de mineralización.

Una topografía irregular, con altos y bajos submarinos determinará el lugar de depositación.

La actividad ígnea del distrito Hokuroku comenzó con un volcanismo andesítico de 30-20 m.a. que cambió a una actividad bimodal, riolítica y basáltica, entre los 17-5 m.a. . La mineralización ocurrió durante el volcanismo bimodal (Ohmoto y Skinner, op cit.).

Anteriormente se asumía la existencia de un solo cuerpo magmático de grandes dimensiones del cual se derivan todas las rocas ígneas félsicas del distrito, ahora se piensa en varios centros de actividad ígnea con separaciones de 5 a 10 km. Esta gran área se sitúa en la provincia denominada "Green Tuff" con un espesor de 3,000 m de rocas volcánicas y sedimentarias acumuladas durante una subsidencia por fallas en el Mioceno (Sato, 1976 en Franklin et al., 1981).

La actividad volcánica y tectónica de esta área es el resultado de la migración del Japón alejándose del continente asiático durante la apertura del Mar del Japón (Ohmoto y Skinner, op cit.).

Procesos Físico y Químicos de Mineralización

El modelo de crecimiento más aceptado de los yacimientos de sulfuros masivos propone una precipitación de los minerales de azufre sobre el fondo oceánico a partir de fluidos hidrotermales. En la figura 3.1 se resume el orden de depositación de cada uno de los componentes del yacimiento.

De acuerdo a la distancia que hay del cuerpo de sulfuros masivos al centro exhalativo, recibe el nombre de "proximal" cuando la distancia es poco considerable, y "distal" cuando la distancia es mucho mayor, evidenciada por un retrabajamiento de los minerales.

La mayoría de estos yacimientos se asocian a domos riolíticos formados durante y después de la mineralización.

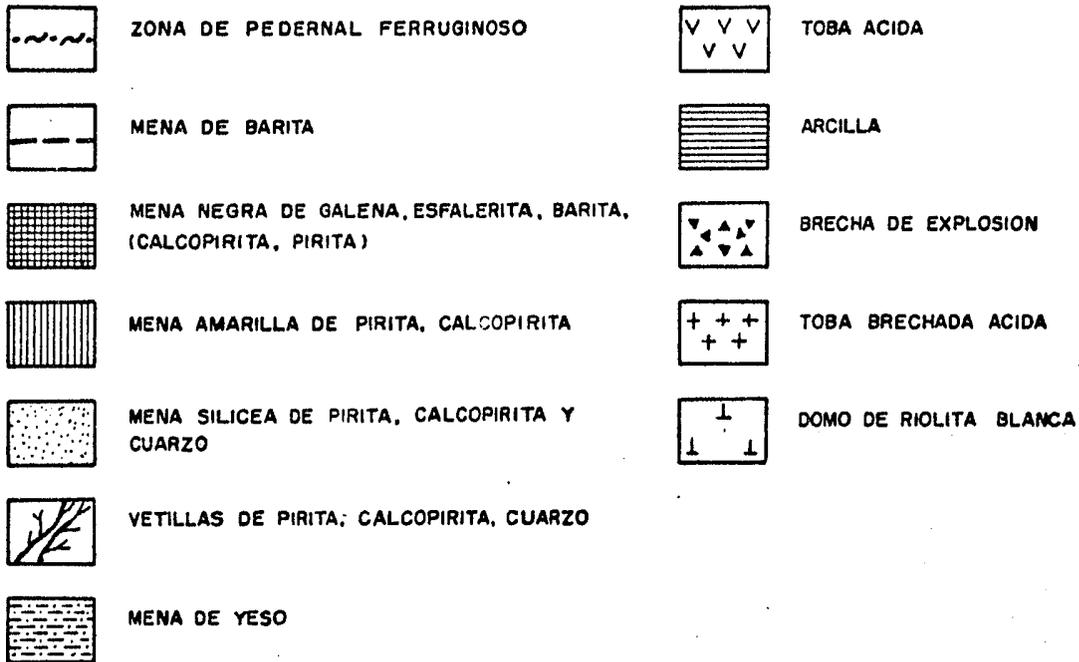
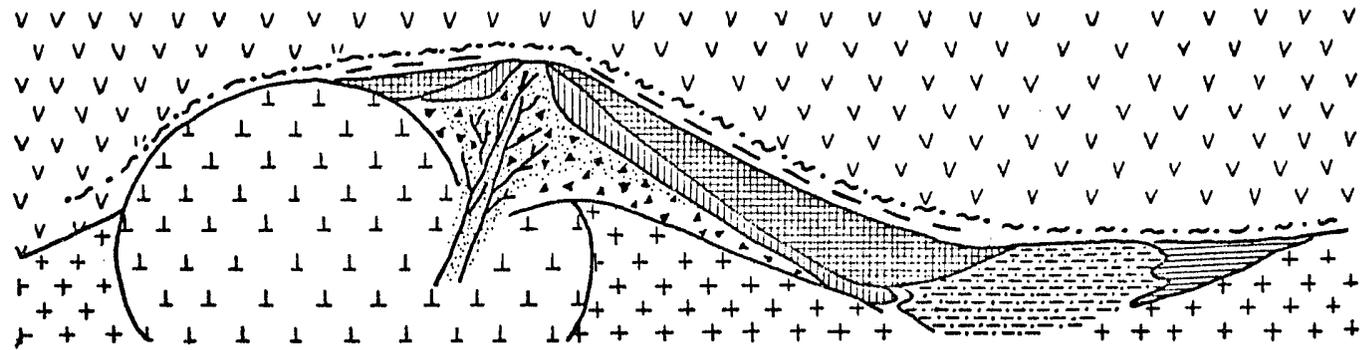


FIG. 3.1. SECCION ESQUEMATICA DE LA SECUENCIA MINERALOGICA EN DEPOSITOS TIPO KUROKO, TOMADO DE SATO (1977).

Estos domos son la causa de una deformación y de la textura cataclástica de algunos yacimientos, mas no son el origen de la depositación inicial (Ohmoto y Skinner, 1983).

Según estudios recientes, petrográficos y minerográficos texturales, ciertos autores (Eldridge, et al., 1983) propusieron un nuevo modelo sobre el crecimiento de los yacimientos de sulfuros masivos. Este modelo involucra cinco "fases" o procesos, de los cuales, dos de ellos (primero y tercero) son los de mayor importancia. La primera fase involucra la precipitación de una mena negra primaria de esfalerita, galena, pirita y barita como resultado de la mezcla de fluidos hidrotermales no muy calientes con aguas marinas a menor temperatura. En el segundo proceso existe una recristalización de estos mismos minerales, con la consecuencia de un aumento en su tamaño. En la tercera fase se involucra la interacción de esta mena primaria con fluidos tardíos más calientes y ricos en cobre, provocando una serie de transformaciones metasomáticas: recristalización de la mena negra primaria, una alteración a minerales de mena amarilla (calcopirita) y a una mena rica en pirita. Este nuevo modelo viene a revolucionar las ideas tradicionales de formación de las distintas zonas mineralizadas en los yacimientos volcanosedimentarios.

Estudios de inclusiones fluidas (Pisutha-Anond y Ohmoto, 1983) indican la formación de sulfuros y sulfatos a temperaturas entre los 150° y 350° C. Las menas negras, de menor temperatura, se formaron a temperaturas menores a los 300° C, mientras que el cuarzo y la calcopirita lo hicieron a temperaturas mayores a los 300° C.

A partir de los estudios isotópicos de Watanabe y Sakai (1983) se concluyó que el sulfato de los fluidos mineralizantes es de origen marino.

La alteración mineralógica que rodea a los depósitos es el producto de procesos contemporáneos ocurridos durante la migración lateral de los fluidos hidrotermales, desde el centro de descarga hacia el medio de menor temperatura (Urabe et al., 1983).

El origen de los fluidos mineralizantes todavía es muy discutido. Según Bryndizia et al. (1983) y Pisutha-Anond y Ohmoto (1983), las altas salinidades se explican por la presencia de fluidos magmáticos altamente salinos. Sin embargo, otros investigadores afirman que necesariamente se trata de una mezcla de fluidos magmáticos y agua marina.

Los principales factores que determinan la cantidad de metales y minerales en los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos en general son:

- La historia térmica, determinada por el tamaño del intrusivo y la fuente calorífica,
- La composición del agua salina, particularmente los contenidos de oxígeno y sulfatos,
- El tipo de roca encajonante en el lugar de depósito.

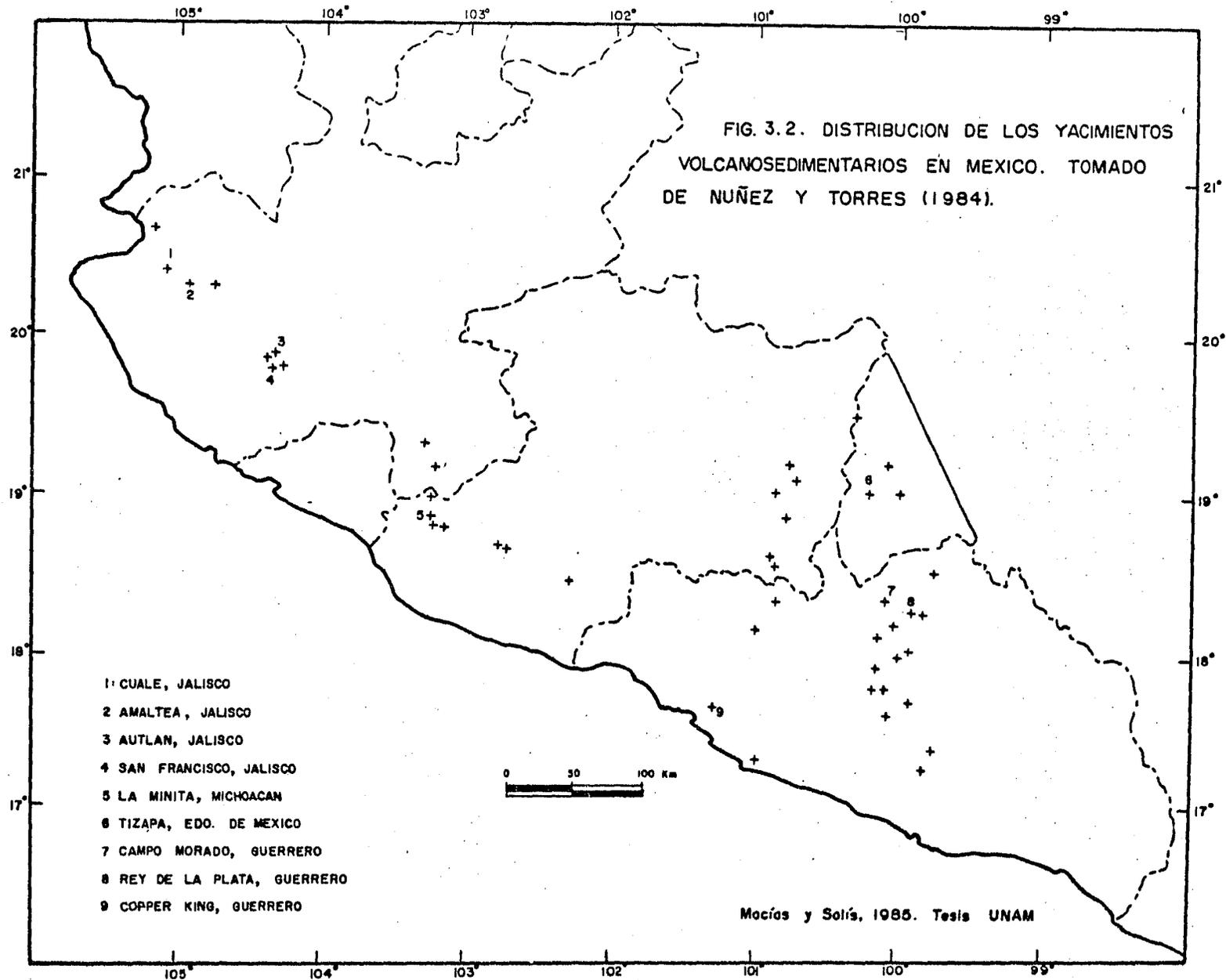
2. DISTRIBUCION DE LOS YACIMIENTOS DE SULFUROS MASIVOS EN MEXICO

A partir de la recopilación hecha por Núñez y Torres (1984) de los yacimientos de sulfuros masivos (Véase Fig. 3.2) se puede observar un cierto alineamiento que presentan los yacimientos de este tipo, principalmente en los Estados de Jalisco, Michoacán, Guerrero y una porción del Estado de México.

Núñez y Torres (op cit) establecieron cuatro ambientes metalogenéticos fundamentales debidos al desarrollo de un arco volcánico marino-insular: ambiente de pre-arco (Copper King, Gro.), ambiente de arco volcánico-mar marginal (Cuale, Jal.), ambiente de mar marginal predominantemente pelítico (Tizapa, Edo. de Mex.) y ambiente de arco insular, lechos rojos (San Miguel, Jal.).

3. DESCRIPCION GENERAL DE LOS CUERPOS MINERALIZADOS DEL DISTRITO

El distrito minero de Cuale está constituido por una

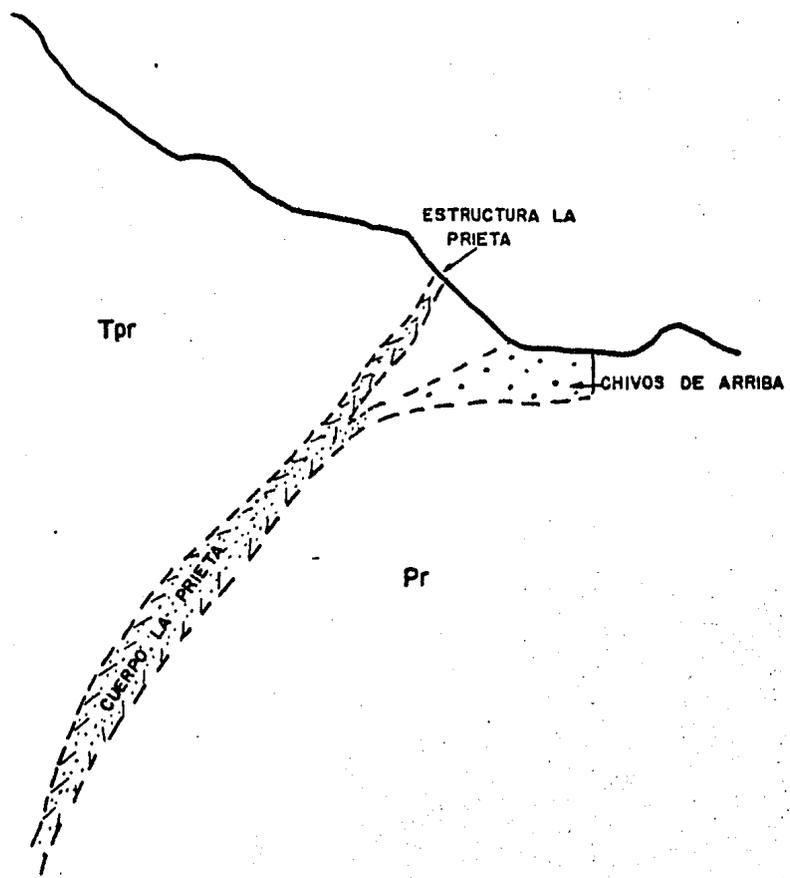


serie de yacimientos de un mismo ambiente de depósito. Los cuerpos más importantes que se conocen son La Prieta, Chivos de Abajo, Chivos de Arriba, La Prietita, Jesús María, Patrocinio, Naricero, Socorredora, Coloradita y Minas del Oro. Para dar una visión de la zona, se mencionarán de una manera breve las características de algunos cuerpos.

La Estructura de La Prieta, también llamada Falla de la Prieta, tiene una extensión de 2.5 km con rumbo NE 52° SW y echados de 50° a 60° al NW. Alineados a lo largo de esta estructura se depositaron varios cuerpos de mineral masivo y estratificado entre la secuencia volcanosedimentaria que se fue alojando a lo largo del talud de una meseta volcánica. - Las áreas mineralizadas de "La Prieta" son continuación de los mantos de Coloradita, El Rubí y lo que fue Chivos de Arriba y Chivos de Abajo. Los cuerpos minerales consisten de una mena negra y una mena amarilla.

De Chivos de Arriba y Chivos de Abajo únicamente quedan vestigios, pues la parte más económica ha sido explotada. La descripción mencionada corresponde a como se presentaban originalmente. Estos dos cuerpos están separados horizontalmente, aproximadamente unos 200 m, alojados en la secuencia volcanosedimentaria y alineados a la estructura de La Prieta. Parece fueron depositados encima de un centro exhalativo constituido por una riolita porfídica. La roca presenta una intensa alteración (silicificación, cloritización y piritización) en la zona de contacto de la secuencia volcanosedimentaria con la riolita. En la zona mineralizada que se encontraba en posición casi horizontal se reconocía una separación clara de la mena amarilla sobre la mena negra. La mineralización de los cuerpos se extiende hacia abajo hasta llegar a tocar la estructura de La Prieta (Véase Fig. 3.3).

Jesús María y Patrocinio se localizan al SE de la Mesa del Corazón, separados horizontalmente uno del otro por cerca de 250 m. En el caso de Jesús María, éste se compone de un pequeño cuerpo inclinado 30° hacia el SW sobreyacido



- Tpr Toba de Pórfido Riolítico
- Cuerpo La Prieta (Sulfuros Masivos)
- Chivos de Arriba (Sulfuros Diseminados)
- Pr Pórfido Riolítico
- Estructura La Prieta
- Perfil del Terreno



FIG. 3.3. SECCION TRANSVERSAL DEL CUERPO LA PRIETA. TOMADO DE BERROCAL, ET AL. (1983)

por una brecha volcánica riolítica y subyacente por una riolita porfídica. En Patrocinio, la mineralización se encuentra diseminada en la riolita porfídica y con escasos lentes de sulfuros para ambos cuerpos. Tanto Jesús María como Patrocinio, se considera que fueron depositados pendiente abajo cerca de un centro exhalativo (Véase Fig. 3.4).

La Mesa del Corazón se cree haya sido un centro exhalativo (Kirwin, 1981) ya que con los núcleos disponibles se observó una fuerte oxidación a malaquita y cuprita, así como cobre nativo que son comunes a lo largo de fracturas y vetillas angostas. En la riolita porfídica aparece una zona de silicificación, de tal manera que se supone que en la Mesa del Corazón se localice un "stockwork".

En la Tabla 3.1 se resumen las características físicas de los cuatro cuerpos restantes y a continuación se describe la mineralogía de cada uno de ellos.

3.1. Minas del Oro.

Mineral del "Stockwork"

La esfalerita, el mineral más abundante, presenta exsoluciones de calcopirita alineada y calcopirita anedral reemplazada por esfalerita (Véase Foto 1). Por lo regular, en el centro de la esfalerita se concentra la calcopirita, mientras que en la periferia abunda la pirita.

La pirita presenta sus bordes corroídos en cristales anedrales y subedrales reemplazando a la esfalerita (Véase Foto 2). También se observan piritas subedrales a euedrales en mayor concentración en vetillas dentro de la ganga.

La galena se llega a encontrar en vetillas reemplazada por esfalerita (Véase Foto 3). Sus contactos con la pirita y la calcopirita son rectos (Véase Foto 4). El porcentaje de la galena es variable, desde un 5% para unas muestras, hasta un 30% para otras dentro del mismo cuerpo.

Se localizó una sulfosal incluida dentro de esfalerita e intercrecida con galena. Por medio de análisis de microsonda, esta sulfosal se identificó como freibergita.

- ▲ Br ▲ Brecha Volcánica Riolítica
- Sulfuros Masivos
- Rp Riolita Porfídica
- PqI Pórfido de Cuarzolita
- - - Contacto Litológico
- Perfil del Terreno

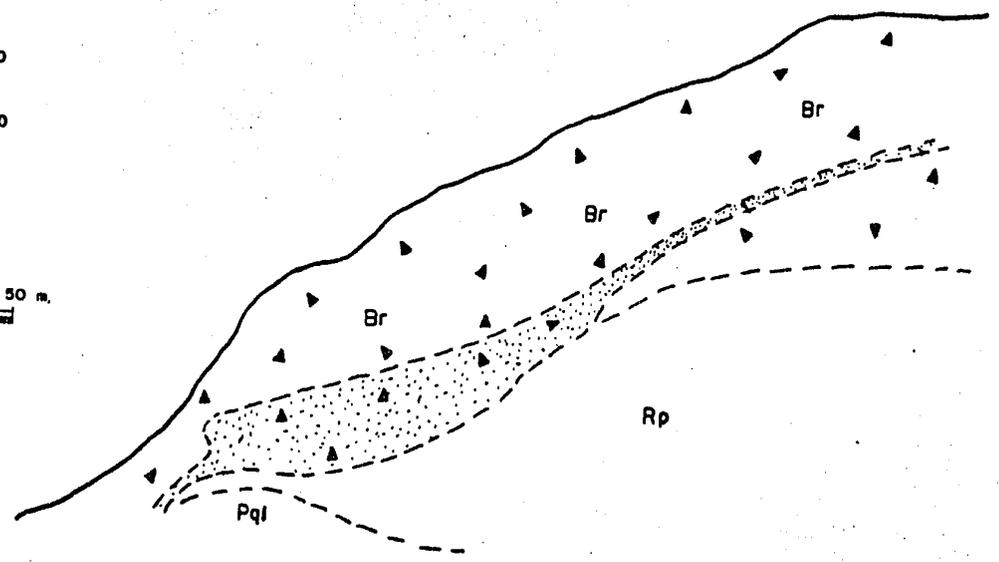
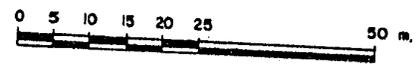


FIG. 3.4. SECCION TRANSVERSAL DEL CUERPO JESUS MARIA . TOMADO DE BERROCAL, ET AL. (1983).

TABLA V.1 DESCRIPCIÓN DE ALGUNOS CUERPOS MINERALES DEL DISTRITO MINERO DE CHALLI, JULISCO.

CUERPO	FORMA Y DIMENSIONES	ROCA ENCAJONANTE	ESTRUCTURAS	MINERALOGÍA	GANGA	ALTERACION	LEYES Y TONELAJES **	OBSERVACIONES
Naricero	Cuerpo tabular de forma burdamente elíptica con espesor máximo de 6.45 m en el centro. Varias formas tectónicas.	Secuencia volcánica alimentaria (tobas, lutitas, limolitas, areniscas), preferentemente en la parte superior o en las lutitas negras.	Fallas normales con saltos variables (1 a 20 m). Ligeros ondulaciones.	Fragmentos angulosos de esferulita, galena y pirita. In menor proporción: calcopirita. Cantidades variables de sulfosales: tenantita-tetraedrita en ocasiones con plata (freibergita).	Barita, yeso, calcita, yeso.	Mineral probable: Barita, yeso, calcita, yeso.	712,500 Tons. Au-1.67gr/ton Ag-146 gr/ton Pb-1.037 Zn-4.164 Cu-0.061	Se caracteriza por tener fragmentos de mena y ganga redondeados, indicando un transporte. Abundan las sulfosales asociadas a galena en ganga de barita.
Secorocha	Cuerpo elíptico con dirección N45E. Eje mayor 70 m, eje menor 40 m y 1.5 m de espesor.	Entre lutitas negras silicificadas y cuarciosas, tobas rílicas y riolitas.	Fallas normales de poca profundidad, con rumbo N45E.	Menas amarilla: pirita, calcopirita, galena y yeso. Mena negra: galena, esferulita, pirita, tenantita-tetraedrita, estroaverita. Zona de oxidación: plata nativa.	Mena amarilla: vidrio de tridita, cuarzo, clorita, yeso, barita y calcita. Mena negra: clorita, yeso, barita y calcita.	Menas amarilla: silicificación y sericitización. Mena negra: caolinitización, silicificación.	Reservas: 71,900 Tons. Au-0.37gr/ton Ag-206 gr/ton Pb-2.471 Zn-8.571 Cu-0.201	Presenta chedros suaves y encontrados dando idea de una paleocuenca.
Coloradita	Dos cuerpos de sulfuros masivos con dimensiones variables. Espesor de 6m para la zona amarilla y de 10m para la zona negra.	En la parte inferior hay una riolita porfídica silicificada con una red de vetillas mineralizadas. Cubriendo a las lentes hay una toba arenosa y riolita porfídica.	Las lentes presentan una ligera ondulación hacia el SW de 25° a 30°, aumentando hasta unirse con los clavos mineralizados de "La Prieta".	Menas amarilla: pirita, calcopirita, esferulita y galena. Mena negra: esferulita, galena, pirita, calcopirita, Stockwork: esferulita, galena, calcopirita. Gosson: oro nativo.	Cuarzo, vidrio, calcita, clorita, bariolita y sericitización y sericitización.	Silicificación Cloritización Caolinitización Sericitización	Reservas: 43,700 Tons. Au-1.17gr/ton Ag-223 gr/ton Sulfuros: 127,000 Tons Au-0.54gr/ton Ag-150 gr/ton Pb-1.431 Zn-5.121 Cu-0.971	El posanto que contiene valores de oro nativo se encuentra en una toba arenosa.
Minas del Oro	Enrejado de vetillas irregulares y espesores que van de unos mm hasta casi 1 m. El cuerpo tiene la forma de una chimenea elíptica, de 55m de ancho, 100 m de longitud y 70 m de altura.	Riolita porfídica muy silicificada con variaciones texturales (esferulitas concéntricas y radiales, líneas de flujo, etc).	El cuerpo se encuentra en una posición discordante litológica con respecto a la roca encajonante. Fracturamiento multi direccional.	Esferulita, Galena, Calcopirita, Pirita, Freibergita	Cuarzo, Sericita, Calcita, Epidota en la zona de Malachita, Goethita, Sericita, Clorita	Epidotización Silicificación Sericitización Oxidación	Reservas estimadas: 122,900 Tons Au-4.06gr/ton Ag-15 gr/ton Pb-0.311 Zn-2.731 Cu-0.311	

** NOTA : Datos de leyes y tonelajes tomados de Herrocal y colaboradores (1983).

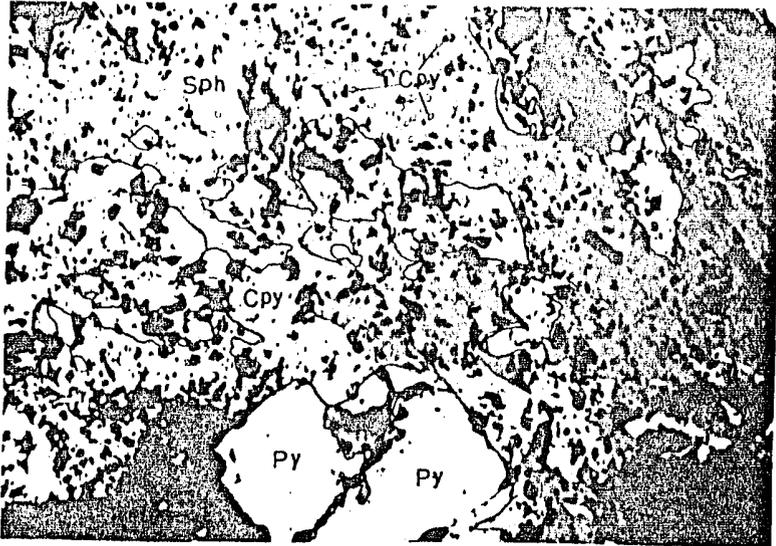


FOTO 1
x 40

FOTO 2
x 40

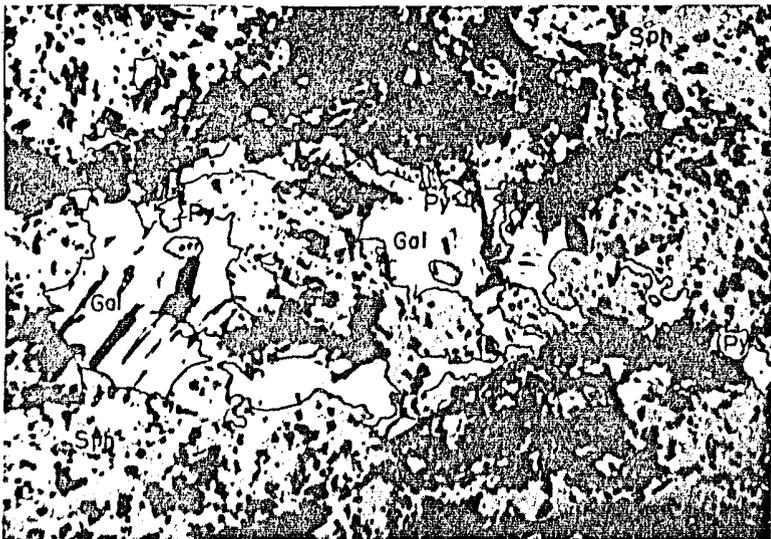
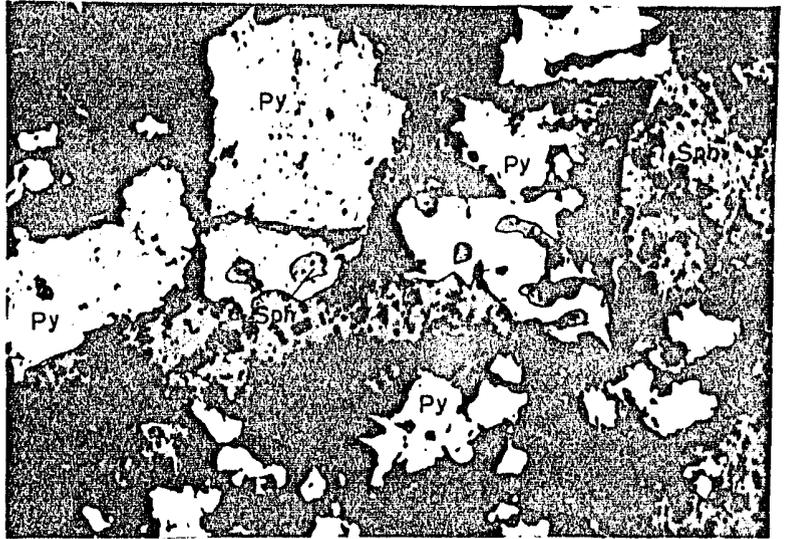


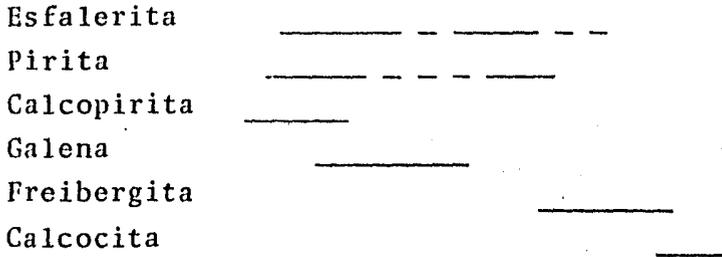
FOTO 3
x 40

- Sph ESFALERITA
- Cpy CALCOPIRITA
- Gal GALENA
- Py PIRITA

La ganga se encuentra compuesta por epidota, cuarzo, sericita, clorita y vetillas de calcita (Véase Foto 5).

Por orden de abundancia se tiene: esfalerita - pirita - calcopirita - galena - freibergita - calcocita.

Paragénesis



3.2. Coloradita.

Mineral del "Stockwork"

La pirita se observa muy abundante en agrupaciones de cristales euedrales (con tamaños menores de 1 micra), que forman masas esféricas o textura framboidal (Véase Foto 6). También aparecen formas concéntricas de pirita y galena de texturas coliformes, en donde los anillos de galena se presentan en menor proporción que los de pirita (Véanse Fotos 7, 8 y 9).

Las masas esféricas de pirita (piritoesferas) son más abundantes dentro de la ganga, a la vez que se encuentran diseminadas.

La esfalerita se encuentra, en amplios sectores, que incluyen a la galena, con contactos de formas cóncavas y convexas, dejando relictos de galena dentro de la masa de esfalerita..

Se observó poca calcocita, en sectores irregulares, sobre los bordes de esfalerita-galena-pirita.

La ganga está constituida por cuarzo y feldespatos potásicos. Por medio del análisis de microsonda se identificaron unas "agujitas" con espectro Mg-Al-Si-K, incluidas en galena, quedando sin una identificación mineralógica precisa.



FOTO 4

x 40

FOTO 5

x 40

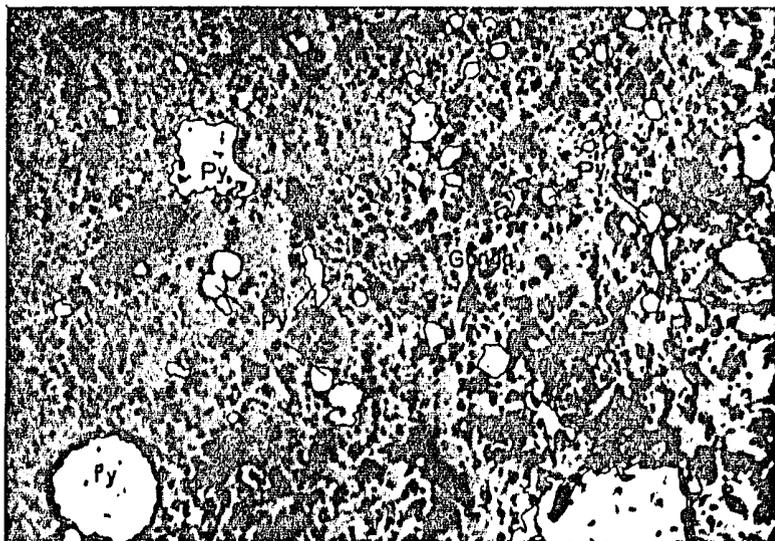
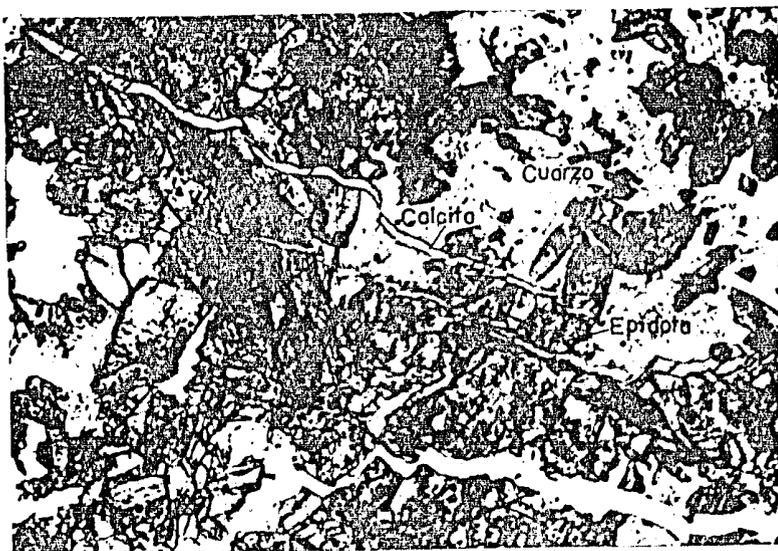


FOTO 6

x 80

Sph ESFALERITA

Cpy CALCOPIRITA

Py PIRITA

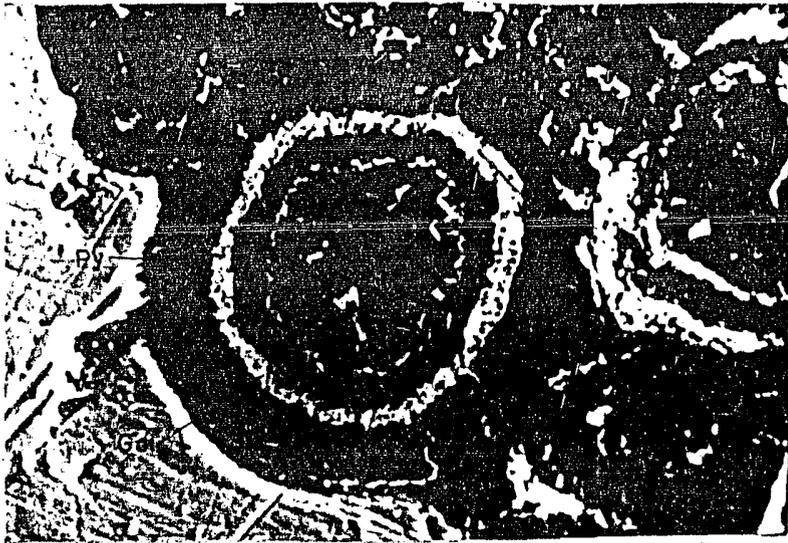


FOTO 7

x 600

FOTO 8

x 600

MICROSONDA, BARRIDO

POR Fe

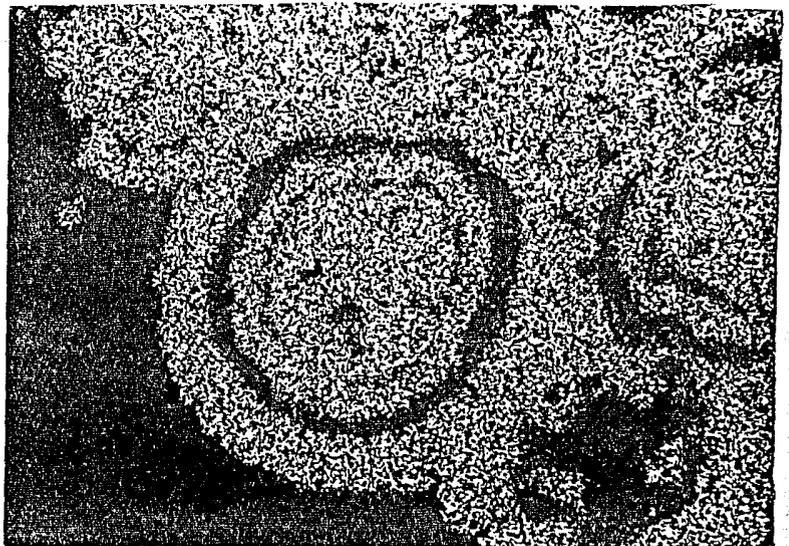


FOTO 9

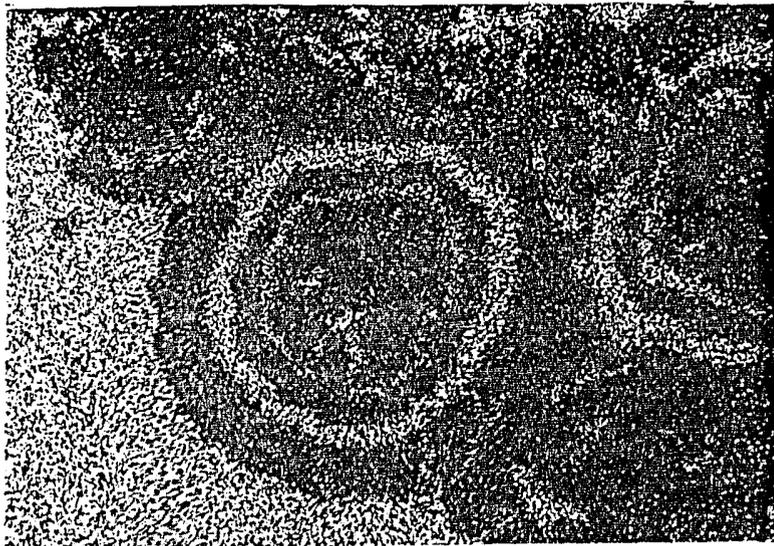
x 600

MICROSONDA, BARRIDO

POR Pb.

Gal GALENA

Py PIRITA



Paragénesis

Pirita _____
Esfalerita _____
Galena _____
Calcocita _____

Mineral de la "Mena Amarilla"

La pirita es el mineral más abundante (cerca de un 90%) que se presenta en forma masiva y en cristales euedrales a subedrales. Se encuentra rodeando a galena y esfalerita.

La esfalerita se presenta únicamente como trazas en los bordes de la muy escasa galena (1%), al mismo tiempo que avanza sobre ella reemplazándola. La esfalerita llega encontrarse completamente rodeada por pirita anedral.

Paragénesis

Pirita _____
Esfalerita _____
Galena _____

Mineral de la "Mena Negra"

La esfalerita es el mineral más abundante, la cual contiene muchas exsoluciones de calcopirita alineada e inclusiones de pirita con trazas de galena.

En este cuerpo existe una zona de oxidación que presenta hematita botroidal y valores de oro y plata que fueron analizados geoquímicamente.

La ganga se compone de cuarzo y sericita con menores cantidades de clorita.

Paragénesis

Calcopirita	_____
Esfalerita	_____ - - - -
Pirita	_____
Galena	_____
Hematita	_____
Oro nativo	_____
Plata nativa	_____

3.3. Naricero.

Mineral de Mena Transportada

Este cuerpo presenta fragmentos de mena y ganga con bordes redondeados a angulosos, siendo evidencia del transporte que sufrieron.

La pirita se encuentra en cristales euedrales a subedrales dentro de la galena, manteniendo contactos rectos entre ellas. Dentro de la esfalerita se observan inclusiones de pirita (Véase Foto 10). La pirita masiva está representada por fragmentos de superficie rugosa, huecos rellenos de ganga y bordes irregulares (Véanse Fotos 11 y 11').

La esfalerita que se observa, está asociada a sulfosales o rodeando a la galena y reemplazándola (Véase Foto 10).

Las sulfosales se alojan en vetillas y entre la ganga (Véase Foto 12). Las sulfosales identificadas con microsonda fueron la tetraedrita y la tenantita que se localizan juntas y presentan contactos irregulares, dando formas cóncavo-convexas (véase Foto 13). Se encontró una mayor abundancia de la sulfosal de arsénico (tenantita) que de la de antimonio (tetraedrita).

La calcopirita es escasa, apareciendo únicamente, en algunos sectores de la ganga de barita.

La ganga está constituida por barita, cuarzo, calcita, y en menores cantidades por yeso y feldespatos de K-Ba (Hialo-

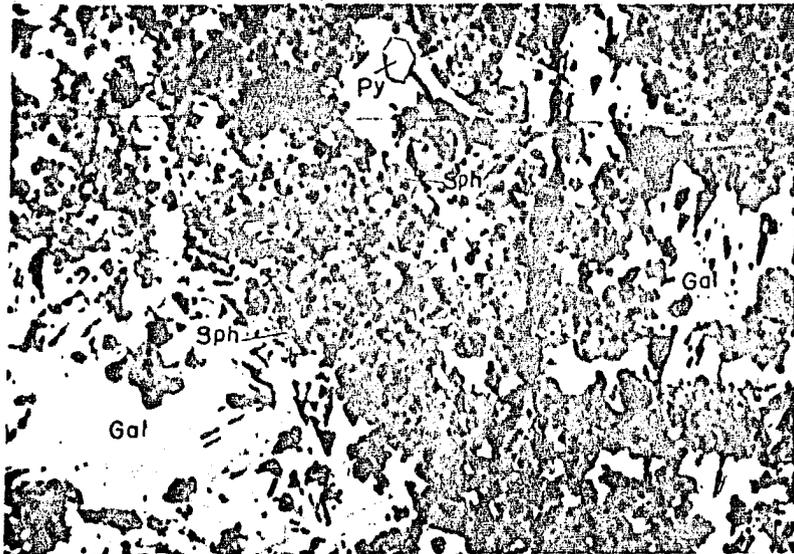


FOTO 10

x 80

FOTO II

x 40

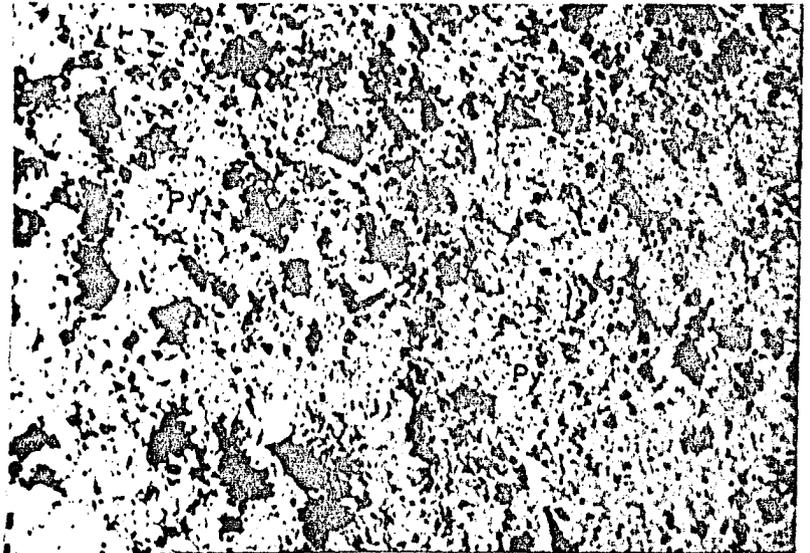


FOTO II'

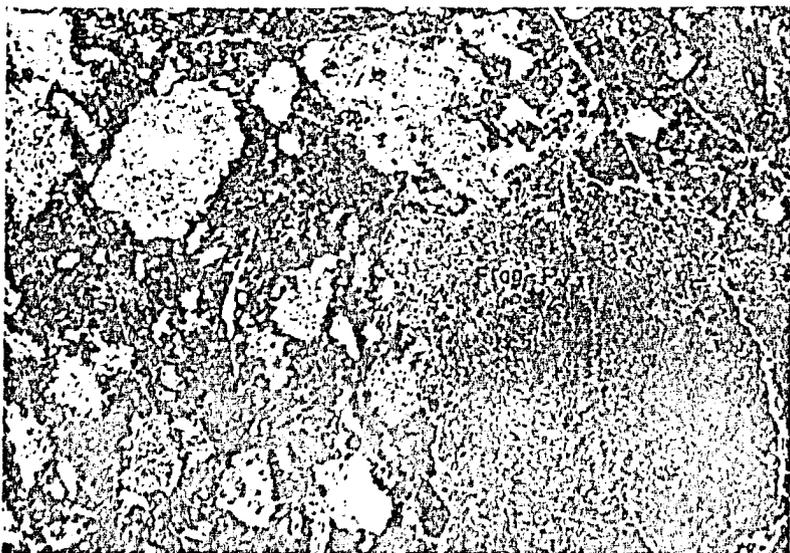
x 3

Sph ESFALERITA

Gal GALENA

Py PIRITA

Frag FRAGMENTO



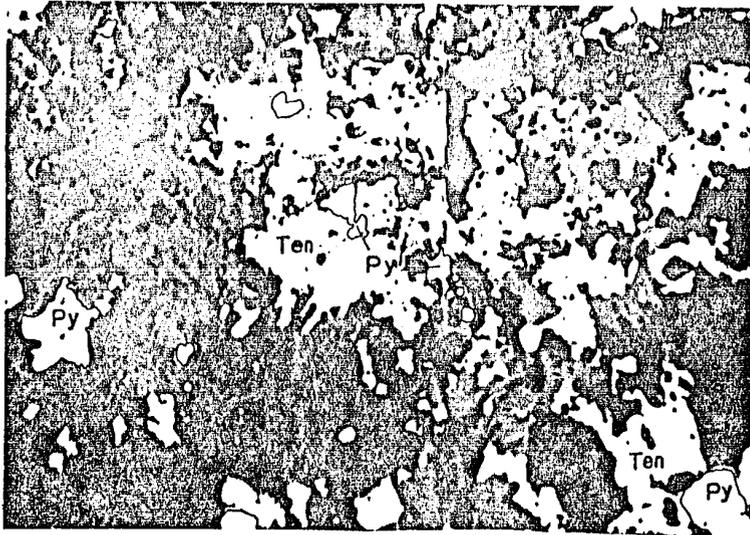


FOTO 12

x 400

FOTO 13
x 40

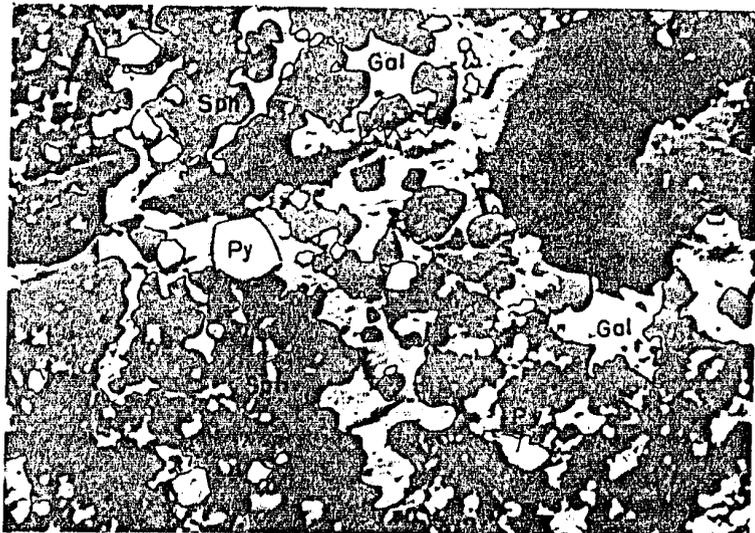
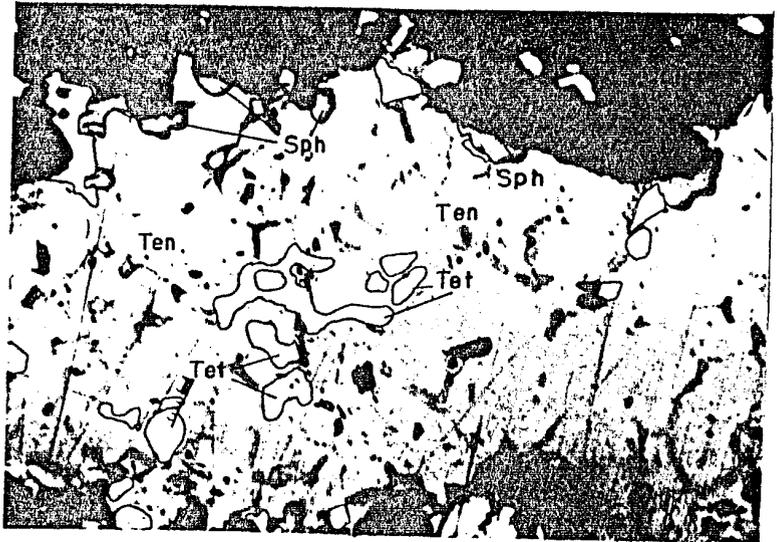


FOTO 14

x 40

- Sph ESFALERITA
- Tet TETRAEDRITA
- Ten TENANTITA
- Gal GALENA
- Py PIRITA

-fana) analizado con microsonda. Muchos fragmentos se ven atravesados por pequeñas vetillas posteriores rellenas de ganga de cuarzo y barita.

Paragénesis

Pirita	_____
Esfalerita	_____
Calcopirita	_____
Galena	_____
Tenantita	_____
Tetraedrita	_____

3.4. Socorredora

Mineral de la "Mena Negra"

La esfalerita se encuentra en forma masiva asociada a cristales euedrales y anedrales de pirita. Rodea a la galena con bordes cóncavo-convexos de reemplazamiento (Véase Foto 14). Por lo regular la galena, la pirita, la esfalerita y las sulfosales se encuentran en contacto todas (Véase Foto 15).

La pirita se presenta tanto en forma euedral como masiva, observándose bordes de avance de la pirita masiva sobre la galena (Véase Foto 16).

Las sulfosales identificadas se encuentran asociadas con mucha frecuencia a la galena principalmente y a la esfalerita (Véase Foto 17), con menor frecuencia a la pirita (Véase Foto 18). Entre las sulfosales se tienen a la tenantita, a la tetraedrita argentífera (freibergita) y a la tetraedrita no argentífera, atravesadas por vetillas de estromeyerita.

La ganga está formada por barita, yeso, cuarzo y calcita. Sobre este cuerpo se encontró una zona de oxidación con limonitas, hematita, yeso y plata y oro nativos.

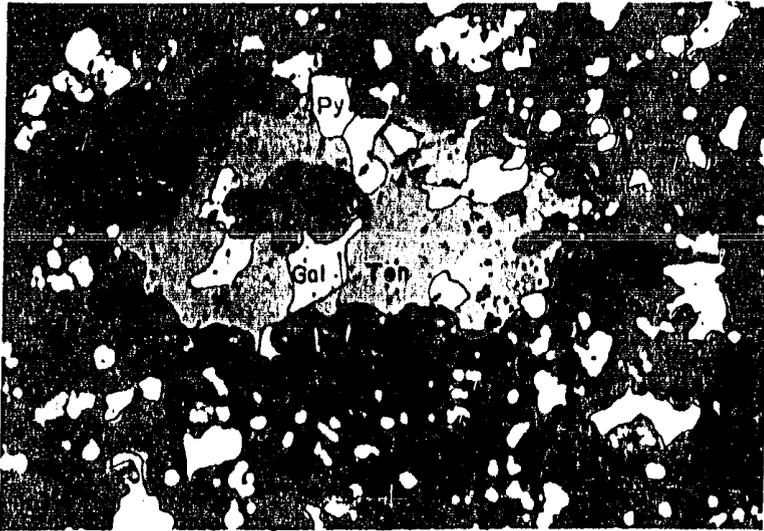


FOTO 15

x 80

FOTO 16

x 80

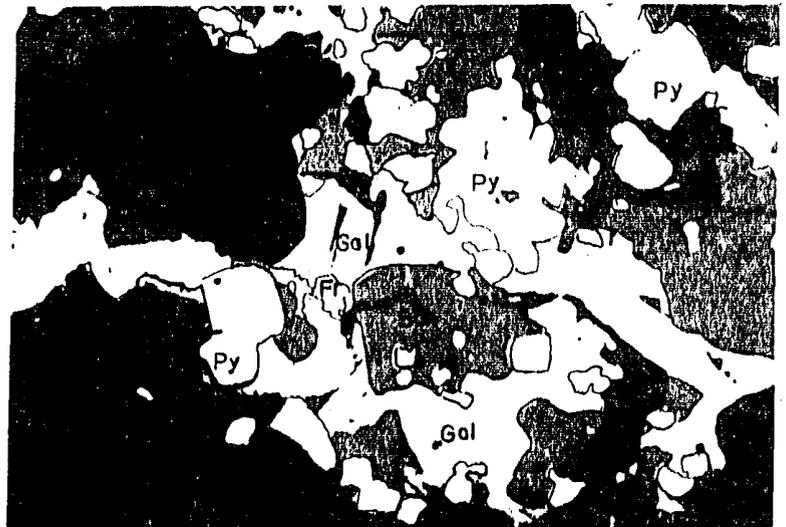


FOTO 17

x 160

Sph ESFALERITA

Fr FREIBERGITA

Ten TENANTITA

Gal GALENA

Py PIRITA

Paragénesis

Esfalerita	_____
Galena	_____
Pirita	_____
Tenantita	_____
Tetraedrita	_____
Freibergita	_____
Estromeyerita	_____
Oxidos	_____
Plata nativa	_____
Oro nativo	_____

Mineral de la "Mena Amarilla"

La pirita se observó en cristales euedrales a subedrales con inclusiones de esfalerita y ganga (Véanse Fotos 19 y 20). Los bordes de la pirita presentan avances de la esfalerita. Dentro de esta última se encuentran inclusiones de calcopirita con pequeñas cantidades de covelita.

La ganga se compone de clorita y minerales arcillosos.

Paragénesis

Pirita	_____
Esfalerita	_____
Calcopirita	_____
Covelita	_____

Mineral con Textura "Esferulítica"

En este cuerpo se distingue una zona con una textura característica, en la cual la esfalerita está rodeada por cristales euedrales de pirita y de pirrotita (Véanse Fotos 21, 22 y 23, secuencia de la nucleación). La esfalerita llega a presentar inclusiones de calcopirita en sus bordes principalmente.

En ocasiones, los cristales de pirita y pirrotita se agrupan sin necesidad de rodear a la esfalerita; en estos cristales se observan inclusiones de calcopirita y galena.

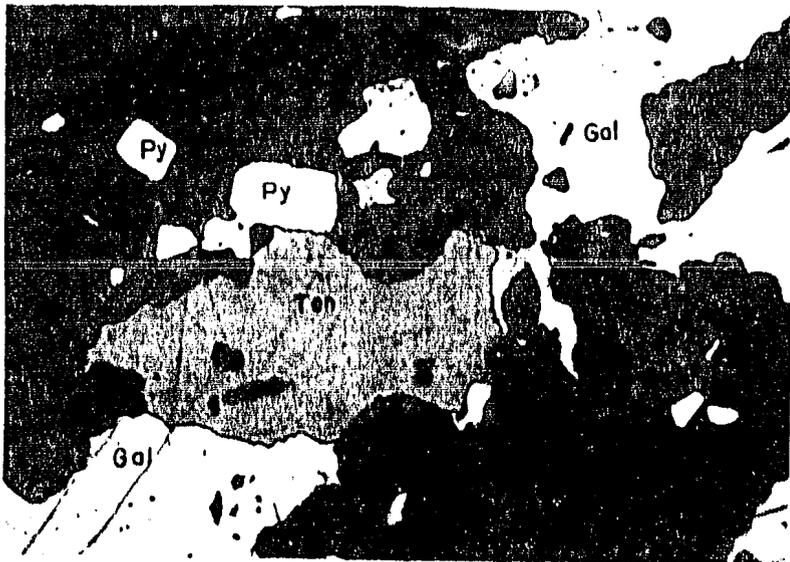


FOTO 18

x 160

FOTO 19

x 40

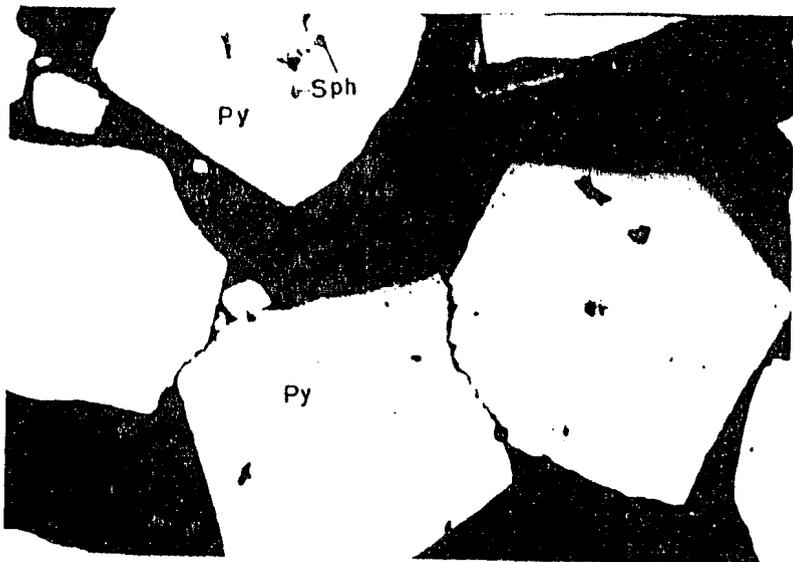


FOTO 20

x 80



Sph ESFALERITA

Ten TENANTITA

Gal GALENA

Py PIRITA

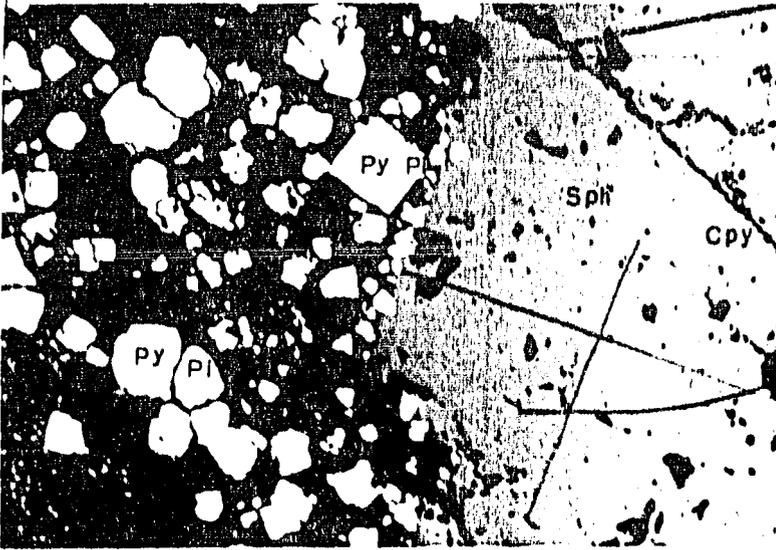


FOTO 21

x 25

FOTO 22

x 40

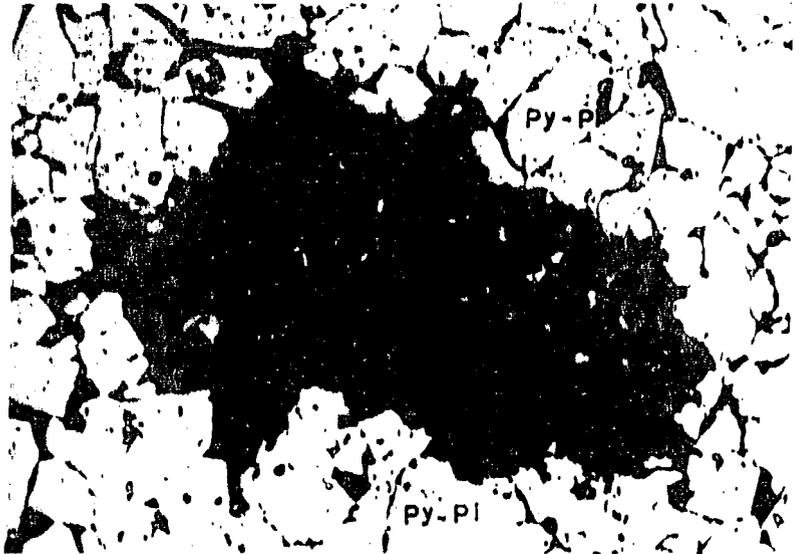


FOTO 23

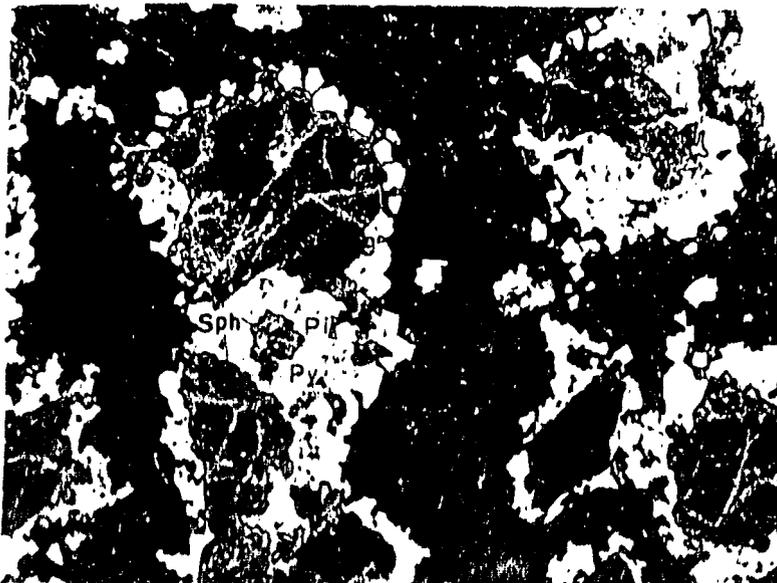
x 4

Cpy CALCOPIRITA

Sph ESFALÉRITA

Py PIRITA

Pl PIRROTTA



La ganga está formada esencialmente de clorita y poco material arcilloso.

Paragénesis

Esfalerita	_____
Pirita	-- _____
Pirrotita	-- _____
Calcopirita	_____
Galena	_____

4. DISCUSION

En Cuale, Jalisco, se ha reconocido una mineralización de sulfuros metálicos distribuidos a lo largo de ciertas estructuras mineralizadas. Los sulfuros se encuentran como lentes concordantes con la secuencia volcanosedimentaria, alojados principalmente entre lutitas negras y tobas arenosas. Las zonas de emisión (stockworks brechados debidos a etapas explosivas de volcanismo) se encuentran en áreas muy localizadas. Las estructuras primarias (bandeamiento sinsedimentario y estratificación) pueden encontrarse aún como evidencia de un depósito contemporáneo de los sulfuros con la roca encajonante. En ocasiones estas estructuras primarias muestran trazas de un trabajo mecánico de transporte. En general, los yacimientos de Cuale, Jal. se presentan en dos formas principales:

- a) Dentro de vetillas de "stockwork" en pórfidos riolíticos.
- b) Dentro de estratos tobáceos, arenas y lutitas. Pudiendo formar ya sea lentes o bandas concordantes a la estratificación o disseminaciones en rocas tobáceas.

La paragénesis de sulfuros está representada con carácter dominante por la esfalerita, pirita y calcopirita; la galena se encuentra poco abundante con trazas de ciertos sulfosales como son tetredrita-tenantita, estromeyerita y frei-

bergita. Como minerales secundarios se encontraron calcocita y covelita, así como hematita botroidal en una zona de oxidación, con valores de plata y oro nativos. Todos estos minerales acompañados por una ganga de cuarzo, sericita, epidota, clorita y ocasionalmente barita, calcita y yeso.

La evidencia de las mineralizaciones en enrejado ("stockwork") desarrolladas en rocas volcánicas de tipo ácido, dan idea de que se trata de depósitos de origen exhalativo. La relación espacial entre los depósitos estratificados y los aparatos volcánicos sugieren un mismo origen exhalativo para los cuerpos depositados relativamente "lejos" de los sitios de emisión.

En algunos depósitos se conoce su carácter autóctono por localizarse en los stocks. Así mismo, en otros depósitos hay minerales como pirita, esfalerita y galena con estructuras y texturas granoblásticas y de retrabajamiento, pudiendo indicar un transporte mecánico (Naricero). Este transporte pudo deberse a deslizamientos de sulfuros depositados cerca del centro exhalativo y redepositados sobre partes topográficamente más bajas.

No siempre es necesario que las exhalaciones depositen su contenido metalífero directamente encima de la fuente generadora. Hay que tener en mente las condiciones fisicoquímicas del medio ambiente y de las soluciones mineralizantes o salmueras. Estas presentan densidades entre 0.850 - 950 gr/cm³ y temperaturas entre 200° y 300° C (resultados microtermométricos, véase capítulo IV) que influyen en su comportamiento dentro del medio en que son arrojadas. Así, es posible que estas salmueras, al ser más ligeras que el agua de mar, floten durante algún tiempo hasta que por cambios en la temperatura, densidad, pH, etc., provoquen la precipitación de los sulfuros y metales acarreados sobre los fondos marino con sedimentos argilíticos y tobáceos, en este caso. Los depósitos

así formados se caracterizan por una estratificación dominante y texturas coloformes. Aún cuando no se localicen directamente encima de un stockwork, se pueden considerar como autóctonos. Por tanto, los yacimientos de Cuale, Jal. se clasifican como "proximales" por estar tan asociados los depósitos estratiformes con los centros exhalativos. Aunque ciertos cuerpos muestran evidencias de un transporte, éste puede ser posterior a su depositación, clasificándose de acuerdo al término "proximal".

La paragénesis de un yacimiento de sulfuros masivos volcanogénicos es difícil de determinar en detalle ya que los lentes se forman en un ambiente dinámico, en donde el material primario está sujeto a brechamientos por deslizamientos, recristalizaciones y alteraciones por el aporte de soluciones calientes, mineralizaciones secundarias y al intemperismo - submarino. Aún así, pueden hacerse ciertas consideraciones sobre la mineralogía de los yacimientos de Cuale, Jal.

Algunos cuerpos únicamente presentan concentración de sulfuros dentro de vetillas como en los stockworks, mientras que otros muestran claramente las menas masivas (amarilla y negra). Estas menas son agregados de pirita y calcopirita con cantidades menores de esfalerita por un lado, y predominancia de esfalerita y galena sobre pirita y calcopirita, por el otro.

PIRITA

Las piritas tienen una gran variedad de texturas, designadas como de grano fino, grano grueso, coloformes y framboidales o piritoesferas. Todas estas texturas pueden aparecer en una misma muestra, aunque las de grano fino predominan en Minas del Oro, alojadas en vetillas y en Socorredora diseminadas en la ganga. La pirita de grano grueso es común observarla tanto en Socorredora como en Naricero. Finalmente, las texturas coloformes, aunque se presentan en todos los cuerpos, excepto en Minas del Oro, predominan en Coloradita.

La pirita de grano fino se caracteriza por masas irregulares o burdamente circulares que en ocasiones se encuentran rodeadas por pirita de grano más grueso. Las piritas de grano fino pueden considerarse como el centro o zonas de crecimiento de la pirita de grano grueso, debido a un proceso de recristalización.

La pirita de grano fino también aparece en cristales bien formados y aislados, como en la ganga de Socorredora. Esto puede confirmar su origen primario o diagenético ya que parece claro que la pirita de grano fino fue de los primeros minerales en precipitar ya que se encuentra en el centro de cristales de grano más grueso. Aún así, se tiene pirita de grano fino que rodea a pirita de grano grueso, sugiriendo que la precipitación de la pirita de grano fino pudo haberse sobrepuesto en varias ocasiones a la formación de pirita de grano grueso. Lo que no es claro, es cuánta pirita de grano grueso se formó por recristalización y cuánta fue introducida por soluciones tardías, ya que una recristalización bien puede provocar el crecimiento de cristales euedrales de pirita. Sin embargo, las estructuras zonadas de esta manera, evidencian una cristalización en etapas sucesivas.

La aparición de pequeños cristales euedrales de pirita y cristales aislados de mayor tamaño puede explicarse en términos de velocidades de precipitación. Puede pensarse que cuando el grado de saturación y las velocidades de precipitación fueron altas, dio como resultado una rápida depositación de masas y agregados de pirita. Por otro lado, cuando la velocidad de crecimiento de la pirita fue lenta, dio como resultado la formación de cristales aislados, en menores cantidades, pero de mayor tamaño. Estos cambios en la velocidad de precipitación pueden ser el efecto de las descargas intermitentes de las soluciones hidrotermales.

Las texturas coloformes se presentan en una variedad de pirita que consiste de masas con centros circulares y zonas concéntricas generalmente rellenas de galena. Las formas framboidales o piritoesferas son crecimientos de pirita de grano fino formando agregados completamente esféricos de tamaños muy pequeños (70-250 micras). Estas texturas coloformes son típicas de espacios abiertos y son un testimonio del carácter singenético de la cristalización. Aún cuando las texturas framboidales parecen ser evidencia de una actividad orgánica, todavía es discutible, ya que muchos yacimientos presentan texturas de este tipo sin asociárseles a organismos. En el caso de Cuale, Jal. se considera que no son de tipo orgánico ya que los valores de isótopos de azufre reflejan únicamente condiciones de formación inorgánicas. Sin embargo, según otros autores, (Arnold et al., 1977), tanto las texturas coloformes como las framboidales evidencian temperaturas intermedias de formación de la mineralización.

CALCOPIRITA

Usualmente se le encuentra en islas y exsoluciones sobre la esfalerita. El arreglo alineado de las pequeñas inclusiones de calcopirita en esfalerita puede ser el resultado de una depositación primaria de calcopirita durante el crecimiento de la esfalerita o a partir de una exsolución. En Minas del Oro es donde predomina este tipo de relación entre esfalerita-calcopirita, encontrándose que las inclusiones cubren a los granos de esfalerita en toda su extensión, mientras que en otros cuerpos, como en Socorredora, se concentran únicamente en las orillas.

La calcopirita también suele observarse en inclusiones dentro de pirita acompañada por galena. Aparece rellorando intersticios entre cubos de pirita, sobre todo en las vetillas de Minas del Oro, por lo que es posterior a la formación de pirita. Cuando se encuentran granos anedrales de calcopi-

rita, llega a notarse un cierto reemplazamiento por esfalerita, evidenciando la precipitación de la esfalerita un poco después de la calcopirita.

ESFALERITA

La esfalerita por lo regular aparece asociada a la calcopirita. Aunque parte de la esfalerita es posterior a la calcopirita, la mayor parte puede considerarse como contemporánea si se considera su origen como el resultado de exsoluciones.

Comúnmente es un mineral que reemplaza a los demás minerales de mena, por lo que es común observar otros minerales a su alrededor, bordes de avance y numerosas islas e inclusiones de los minerales reemplazados. Sus formas son completamente irregulares, con excepción de una parte del cuerpo de Socorredora, en donde aparecen de forma circular rodeadas por granos finos de pirita euedral.

GALENA

Se encuentra en cristales subedrales en la esfalerita, al ser reemplazada por ella. En ciertos cuerpos aparece en asociación con la pirita, ya sea como inclusiones dentro de ella o asociada en formas coloformes (Coloradita). Sus contactos con la calcopirita son completamente rectos, evidenciando una precipitación contemporánea. Llega a ser reemplazada por sulfosales como la tetraedrita-tenantita.

TETRAEDRITA-TENANTITA

Estas sulfosales son de las últimas en precipitar, encontrándose muy asociadas a la galena y presentando contenidos de plata. Generalmente se alojan entre vetillas y entre la ganga.

COVELITA

Es un mineral secundario, posiblemente alteración de calcopirita, que no se presenta en todos los cuerpos

PLATA

Para encontrar las relaciones de metales preciosos en los minerales metálicos se hicieron análisis de microsonda, los cuales mostraron que la plata se encuentra en la tetraedrita y en la galena principalmente. Además, se encontraron altos valores de este mineral dentro de una zona de oxidación en el cuerpo de Socorredora asociada a yeso.

MINERALES DE GANGA

La ganga dominante es cuarzo, ya sea criptocristalino, microcristalino o macrocristalino. El cuarzo microcristalino rellena tanto espacios porosos como fracturas.

La clorita es común en algunos cuerpos, especialmente en Socorredora en donde se alojan las "bolas" de esfalerita rodeadas por pirita (textura esferulítica).

La sericita también es un mineral de alteración común en todos los cuerpos.

La barita es escasa en los cuerpos estudiados, a excepción de Naricero, en donde se encuentra como pequeños cristales prismáticos rectangulares, alargados y diseminados entre los sulfuros. Principalmente se encontró asociada a las sulfosales de plata encontradas en este cuerpo.

El yeso no es un mineral común, encontrándose únicamente en la zona de oxidación de Socorredora, asociado a plata y oro nativos.

La calcita se encuentra en vetillas en el cuerpo Minas del Oro asociada a epidota.

MINERALIZACION SUPERGENICA

Parte de los depósitos han sufrido distintos grados de enriquecimiento secundario. La parte superior de Coloradita ha sido parcialmente oxidada a hematita y limonita con cantidades de oro, mientras que en Socorredora se encontró una zona de oxidación con yeso y plata nativa principalmente.

Resumiendo, se encontró que los depósitos de Cuale, Jal. son heterogéneos tanto en cuanto a su composición mineralógica como en las texturas que tienen. En ciertos cuerpos hay predominancia de esfalerita-galena (Naricero) mientras que en otros de calcopirita (Coloradita), todos acompañados por cantidades variables de pirita. Las texturas dominantes son las de bordes cóncavo-convexos de reemplazamiento, coliformes, framboidales, exsoluciones y recristalización. Estas texturas indican que ciertos minerales precipitaron un poco antes que otros, mientras que otras texturas evidencian recristalización y diferentes velocidades de crecimiento.

El cuerpo de Minas del Oro presenta una mineralización en enrejado de vetillas ("stockwork") con esfalerita y galena alternando con vetillas de pirita y calcopirita en una ganga de cuarzo, sericita, epidota y calcita.

En el cuerpo de Coloradita se presentan minerales metálicos como pirita, esfalerita, galena, calcopirita y tetraedrita dentro de tobas y pórfidos riolíticos. Los minerales de ganga son: cuarzo, sericita, clorita y calcita. Los secundarios son: hematita, limonita con oro y plata nativos. En este cuerpo pueden distinguirse cuatro zonas de mineralización:

- a) Mineral diseminado de pirita en tobas riolíticas y pórfidos riolíticos.
- b) Mineral masivo (mena negra) de esfalerita, galena y pirita.
- c) Mineral masivo (mena amarilla) de pirita y calcopirita.
- d) Pirita dentro de vetillas del "stockwork".

Tanto en Naricero como en Socorredora la mineralización se encuentra entre tobas arenosas y lutitas negras en forma de lentes, cuerpos masivos y estratificados. En Naricero hay una predominancia de galena con esfalerita y pirita con menores cantidades de sulfosales. La ganga consiste de barita, clorita y cuarzo principalmente. De los cuerpos estudiados, éste es el único que presenta texturas de retrabajamiento, por lo que se piensa que sea un cuerpo transportado mecánicamente por deslizamientos submarinos.

En Socorredora, la presencia de una mena negra es determinante en la aparición de minerales como esfalerita y galena con pirita y una mena amarilla de calcopirita y pirita. La zona de oxidación contiene plata nativa y yeso.

A grandes rasgos, puede pensarse en un zoneamiento de los cuerpos de Cuale, Jal. ya que se tiene una predominancia de calcopirita en Coloradita, una mezcla de calcopirita con esfalerita y galena en Socorredora y la falta de calcopirita en Naricero en donde el carácter dominante es el de esfalerita y galena asociadas a una mayor cantidad de sulfosales que las que aparecen en Coloradita. Esto puede interpretarse como que cerca de un centro exhalativo (Coloradita) se depositan minerales de alta temperatura, mientras que alejándose, disminuyen estos minerales y aumentan los de baja temperatura (Naricero). Este zoneamiento, en donde el cobre predomina en la zona de stockwork, con un incremento de plomo-zinc alejándose del centro eruptivo, es similar al de los tipo Kuroko.

Una vez resumidas las principales características de estos cuerpos mineralizados, junto con los datos de microtermometría e isotopía, se podrán hacer algunas consideraciones sobre el origen de los metales, los mecanismos de transporte y el ambiente fisicoquímico de depositación.

IV. MICROTERMOMETRIA

1. GENERALIDADES

La microtermometría es una herramienta útil para el geólogo en el estudio de inclusiones fluidas para el establecimiento de las condiciones fisicoquímicas de formación de un yacimiento mineral. Así, mediante el análisis geotermométrico, es posible conocer la densidad y salinidad total del fluido, con lo que se puede establecer la relación entre la temperatura y la presión de formación del fluido mineralizante.

En el estudio de la microtermometría se asume que la mayor parte de los fluidos mineralizantes contenían, además de los elementos depositados, grandes cantidades de constituyentes volátiles y sales en solución que pasaron a través del depósito, dejando una pequeña marca visible en la forma de inclusiones fluidas como registro de su paso. Por tanto, se puede afirmar con bastante certeza que las inclusiones representan una muestra del fluido que existió en una etapa dada del crecimiento mineralógico y de ahí su utilidad en la interpretación de un contexto geológico (Roedder, 1979). Las inclusiones pueden encontrarse tanto en los minerales de las rocas encajonantes, como en los minerales de la mena y dar evidencia de la presencia de una fase fluida durante los eventos geológicos que formaron a los yacimientos minerales.

1.1. Desarrollo Histórico.

El estudio de inclusiones fluidas comenzó con la búsqueda de la composición de los fluidos mineralizantes y las condiciones de depositación de los yacimientos minerales.

La literatura más antigua en este aspecto, fue la es-

crita por autores como Zirkel en 1876 y Sorby en 1858 sobre aspectos de la estructura microscópica de los cristales. Los trabajos anteriores a 1953 fueron resumidos por Smith en 1953, con excepción de los trabajos realizados en la URSS, reseñados por Ermakov en 1950. Estudios hechos por Roedder y Combs en 1967, por Touret en 1977, y por Poty en 1974, entre otros, mostraron que el estudio de inclusiones fluidas puede ser --- aplicado dentro de contextos petrológicos. En 1976, Poty y co laboradores desarrollaron el uso de la platina térmica que am pliaba el rango de temperaturas necesarias para la medición de las fases transicionales de inclusiones fluidas. Algunos - informes sobre la aplicación de los estudios de inclusiones fluidas en rocas ígneas y metamórficas fueron publicados por Weisbrod en 1976 y Touret en 1977. La información sobre las -- técnicas de estudio, especialmente de inclusiones fluidas de yacimientos minerales, fue resumida en 1972 por Roedder (Ho-- llister, 1981).

En 1981, la Asociación Mineralógica de Canadá se responsabilizó de la impartición de cursos y la recopilación de trabajos recientes acerca de inclusiones fluidas, en donde -- participaron varios especialistas de esta rama.

En México, el panorama que presenta el estudio de inclusiones es todavía muy pobre, limitándose al campo del esta blecimiento de las condiciones fisicoquímicas de formación. Realmente son contadas las personas que se han dedicado al desarrollo de estas técnicas y a su interpretación. Es por tanto, objeto de este trabajo, dar una visión global de los alcances y limitaciones de esta técnica, sus fundamentos termodinámicos y una aplicación directa y práctica en uno de los depósitos - del Distrito Minero de Cuale, Jalisco.

1.2. Alcances y limitaciones.

Los usos de las inclusiones fluidas dentro de la pe-

trología son de diversa índole. Una aplicación directa es en estudios de geobarometría y geotermometría, los cuales se basan en que determinando las temperaturas de homogeneización (temperatura a la cual desaparece una de las dos fases fluidas) y fusión (temperatura a la cual desaparece el último cristal) de los fluidos atrapados, será posible obtener la presión dominante durante la formación de la inclusión por medio de las isocoras correspondientes.

Como ejemplo de esta aplicación se tiene que, en 1977, Moore y colaboradores encontraron que las presiones de atrapamiento estimadas por medio de fluidos de baja densidad alojados en vesículas de basaltos submarinos, concordaban con la presión hidrostática del fondo marino en la cual fueron colectadas las muestras (Hollister, op cit.). Experimentos de este tipo son los que le dan validez a los resultados de este trabajo.

Otra aplicación es en el establecimiento de la composición del fluido presente en la roca durante alguna etapa de su evolución geológica. Lo anterior se desprende de que la mayor parte de los estudios de inclusiones fluidas se basaron en la premisa de que la composición y densidad de un fluido dentro de una inclusión no ha cambiado desde su formación, y que por tanto, el fluido capturado es representativo de la solución que ha estado presente en una etapa dada de crecimiento mineralógico. Esto resulta cierto en la mayoría de los casos, a menos de que la inclusión sufra cambios físicos posteriores por alguna de las siguientes razones:

- Decrepitación natural de las inclusiones, modificándose el contenido del fluido.
- Estrangulamiento de las inclusiones, el cual consiste en la separación en dos o más inclusiones con fluidos de características distintas al fluido original.
- Captura simultánea de dos fases fluidas inmiscibles.

- Fracturamiento posterior a la formación de la inclusión, - provocando cambios en las características fisicoquímicas iniciales del fluido (González Partida, 1983b).

Para muchos autores el uso de las inclusiones fluidas no es de gran validez, pues argumentan en el posible origen secundario de ellas y en la adición o pérdida de material, lo cual invalida los resultados.

Entre otras causas que limitan o dispersan los resultados están: la irregularidad del tamaño de las inclusiones (cuanto más grandes sean, ocurre la decrepitación a menores temperaturas), variaciones en la composición (i.e. NaCl, H₂O, CO₂) las cuales producen diferencias en la presión interna, el arreglo de las inclusiones en ciertos planos que facilitan su decrepitación. Estos factores pueden dar valores falsos, distintos a la temperatura real de homogeneización (o temperatura real de formación) (Roedder, 1979).

Un estudio minucioso de las inclusiones al microscopio, sirve para determinar los factores anteriores, en cuyo caso no son de utilidad para el tipo de análisis realizados en este tipo de trabajos.

1.3. Métodos de Estudio.

La técnica utilizada para medir temperaturas de fases transicionales en inclusiones fluidas se conoce como microtermometría. Esta se basa en ciertos fundamentos termodinámicos, los cuales se mencionarán posteriormente.

El equipo utilizado consiste de una platina térmica, montada sobre un microscopio petrográfico, que efectúa mediciones de temperatura de la transición de fases en inclusiones fluidas individuales. Con la ayuda de estos datos es factible determinar las composiciones y densidades de los fluidos examinados.

El tamaño tan pequeño de las inclusiones (5 a 30 micras) hace de la microtermometría una técnica difícil y minuciosa, la cual consiste en realizar medidas a bajas y altas temperaturas. Al descender la temperatura se provoca la solidificación de las fases fluidas, proceso que permite el cálculo del porcentaje de sales disueltas en la fase líquida. El análisis a altas temperaturas consiste en homogeneizar las fases presentes a medida que se eleva la temperatura, y así obtener las temperaturas de formación y/o decrepitación (explosión) de la inclusión (González Partida, 1983b).

Debido a que los estudios microtermométricos a alta y baja temperatura necesitan realizarse sobre las mismas inclusiones, es conveniente hacer el análisis a baja temperatura anterior al de alta temperatura para evitar la posibilidad de decrepitación.

Las inclusiones fluidas se estudiaron en un rango de temperatura que varía de -180° a 600°C en una platina tipo -CHAIXMECA cuyo funcionamiento es descrito por Poty y colaboradores (1976). El estudio de las inclusiones por medio de esta platina térmica es, hasta ahora, la técnica no destructiva más satisfactoria. Las observaciones proveen una estimación de la composición y densidad del fluido. Dicha estimación requiere de datos precisos del comportamiento de las fases de los fluidos involucrados.

La determinación de la composición depende de una cuidadosa observación de los cambios de fases de las inclusiones, y sobre todo, de la comparación con las transiciones de fases obtenidas experimentalmente con sistemas ya conocidos. Estos datos pueden ser obtenidos a partir de tablas elaboradas experimentalmente.

2. FUNDAMENTOS TERMODINAMICOS

Las inclusiones se definen como aquellas impurezas que

se presentan en los minerales a la temperatura ordinaria las cuales quedan atrapadas durante el crecimiento del mineral que las aloje. En las rocas ígneas, las inclusiones son comunes en los fenocristales, al quedar varios fluidos atrapados. Las inclusiones han sido observadas en casi todos los minerales transparentes, pero la mayoría de las estudiadas están en cuarzo, tal vez debido a que es un mineral común y su falta de color permite una mejor localización de las mismas.

Debido a que el fluido (líquido o gas) de la inclusión fue atrapado casi simultáneamente a la formación del mineral huésped que la contiene, la composición y la densidad de ese fluido pueden usarse en la interpretación de la historia de la roca que posee al mineral con inclusiones.

Si se determina la composición del fluido y se conoce la curva líquido-vapor de éste en un diagrama de fases, entonces, a partir de la temperatura de homogeneización de las fases vapor-líquido a una sola fase fluida, podrá calcularse la densidad del fluido. Además si se conocen las propiedades de Presión-Volumen-Temperatura (PVT) de ese fluido, es posible definir una línea de densidad o volumen molar en un diagrama P-T. Esta línea, llamada isocora, representa los rangos de las condiciones P-T sobre las cuales un fluido, con determinada densidad, fue atrapado. La figura 4.1 muestra varias isocoras para fluidos de composición NaCl-H₂O (Hollister, 1981).

Las inclusiones fluidas se pueden considerar como un sistema cerrado, en donde el volumen y la masa son constantes, y en consecuencia, la densidad es constante también. Por tanto, al momento de variar la temperatura y la presión, la inclusión evoluciona a lo largo de una isocora (González Partida, 1983a). Es preciso hacer notar que la pendiente de las isocoras cambia con el incremento de NaCl y que también está en función de la temperatura.

Comportamiento del Sistema NaCl-H₂O a Baja Temperatura.

En este sistema pueden formarse tres fases sólidas: hielo, hidrohalita (NaCl·H₂O) y halita (NaCl) durante el congelamiento de la inclusión. A medida que se eleva la temperatura, la fusión de las inclusiones que contienen fases sólidas en presencia de vapor, comienza en el punto eutéctico E para soluciones entre 0 y 61.9% equivalente en peso de NaCl**. La temperatura inicial de fusión (Te) de -20.8°C es indicadora de un sistema NaCl-H₂O, coexistiendo bajo este punto eutéctico el hielo, la hidrohalita y la halita con vapor para el caso de un sistema sobresaturado (Véase Fig. 4.2).

Para la determinación de la composición del sistema, es importante hacer una observación, lo más precisa posible, de la temperatura inicial de fusión. Una de las dos fases sólidas, el hielo o la hidrohalita, fundirán en ese punto eutéctico, y a medida que se aumente la temperatura, la fase sólida que permanece (hielo), disminuye, y finalmente funde a la temperatura determinada por la composición total del sistema (Tf) (i.e. -10°C corresponden a 14% NaCl) (Véase Fig.4.2). Para fluidos no saturados, la temperatura de fusión del hielo puede convertirse a salinidad utilizando la ecuación formulada por Potter y colaboradores (1977) o por medio de las tablas elaboradas por los mismos. Sin embargo, no es suficiente obtener esta temperatura para determinar la composición de la inclusión debido al rango similar de fusión entre 0% eq. peso NaCl y el eutéctico por un lado, y el eutéctico y 26.3% eq. peso NaCl por el otro (Véase Fig.4.2). La distinción entre las salmueras a uno y otro lado del eutéctico dependerá de la identificación de la fase sólida: hielo, hidrohalita o halita, por medios ópticos.

** La salinidad generalmente expresada en por ciento equivalente en peso de NaCl se obtiene a partir del punto de congelamiento del fluido o temperatura de fusión (Tf) (Roedder, 1963).

En este sistema de dos componentes ($\text{NaCl-H}_2\text{O}$), la temperatura de fusión del último sólido en presencia de la fase vapor está en función de la salinidad, es por ésto que la temperatura de fusión (T_f) define la salinidad del líquido (Crawford, 1981).

El procedimiento analítico en el caso de fluidos no saturados en NaCl consiste en enfriar las inclusiones a una temperatura inferior a los -20.8°C , temperatura a la cual solidifica el líquido acuoso en un conjunto constituido por hielo más hidrohalita. Bajo esta temperatura (T_e) se establece el conjunto invariable hielo+hidrohalita+vapor. Al aumentar la temperatura y cuando $T = T_e$, el primer líquido aparece dentro de la inclusión y a partir de esta temperatura se establece un nuevo equilibrio (hielo + líquido + vapor ó hidrohalita + líquido + vapor, dependiendo del porcentaje equivalente en peso de NaCl). Con el aumento de la temperatura por encima de esta curva, desaparece el último cristal de hielo, subsistiendo las fases líquida y vapor dentro de la inclusión (temperatura de fusión -- (T_f)).

Comportamiento del Sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ a Alta Temperatura.

El calentamiento progresivo, después de la fusión del último cristal (fase sólida), causa un incremento de presión en la inclusión a lo largo de la curva líquido-vapor (Véase Fig. 4.3). La isocora apropiada depende de la composición y de la densidad del sistema, por lo cual, en donde esta isocora interseca la curva crítica, se tiene el punto de homogeneización (desaparición de la fase vapor o de la fase líquida, de acuerdo a la composición y la densidad del fluido). Esta temperatura T_h , representa la temperatura mínima de captura del fluido y la temperatura real de formación de la inclusión. En la naturaleza el fluido es capturado como un fluido homogéneo o heterogéneo y como una fase única; al momento de enfriarse apare-

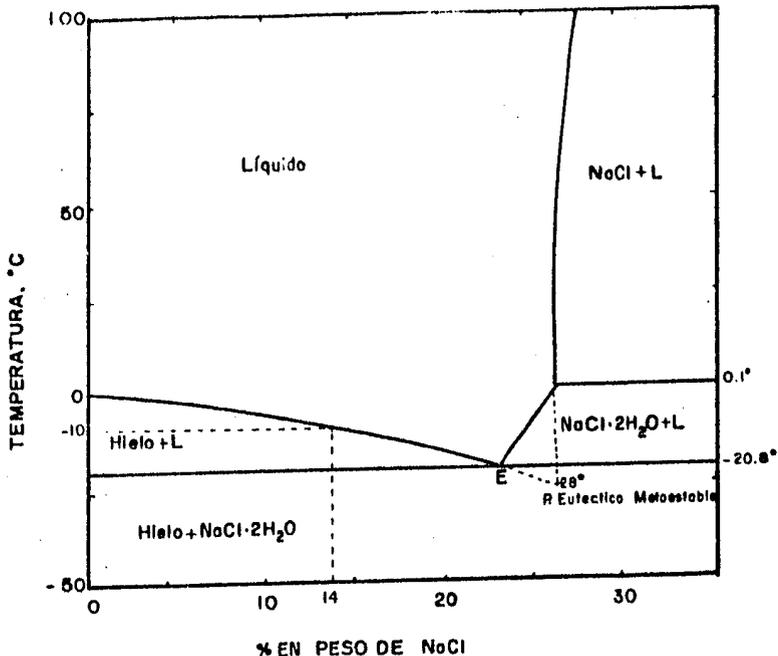


FIG. 4.2. DIAGRAMA TEMPERATURA-COMPOSICION DEL SISTEMA NaCl-H₂O A 1 BAR DE PRESION. TODAS LAS FASES COEXISTEN CON VAPOR. DATOS DE POTTER ET. AL.(1978) Y LINKE (1965).

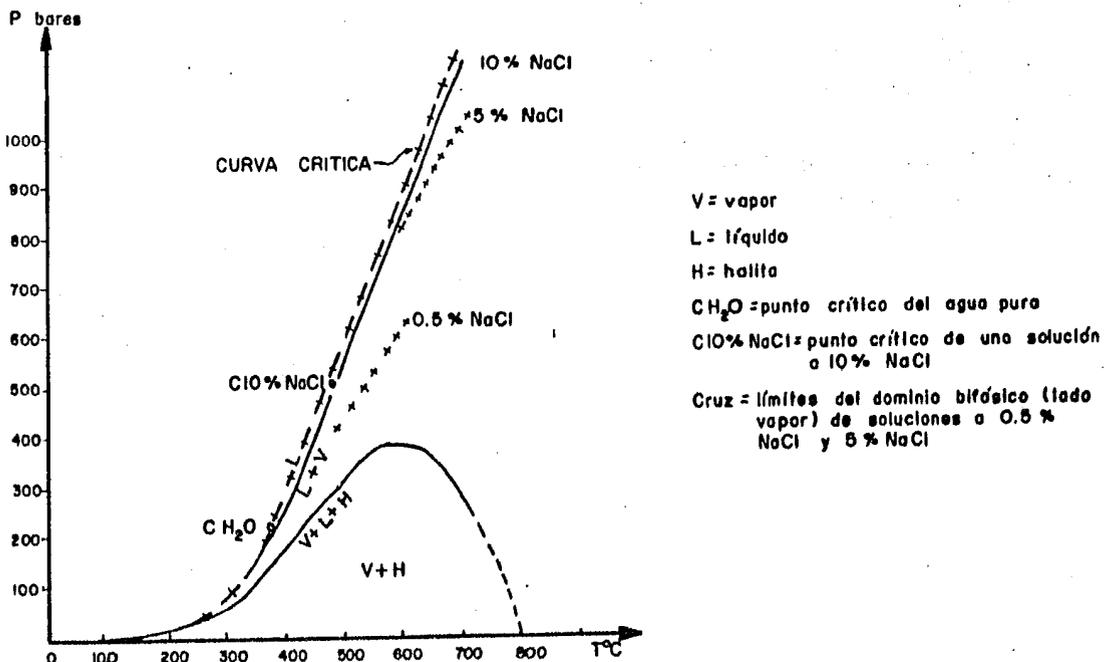


FIG. 4.3. DIAGRAMA PRESION-TEMPERATURA DEL SISTEMA NaCl-H₂O. EQUILIBRIO A ALTA TEMPERATURA. TOMADO DE GONZALEZ PARTIDA (1983)

ce otra fase, permaneciendo ambas hasta la temperatura ambiente (González Partida, 1983a). La pendiente de las isocoras a cierta temperatura de homogeneización dependerá de la composición porcentual del fluido (Crawford, op cit.).

De manera global, estos son los fundamentos en los que se basa la microtermometría, pero hay que tener en cuenta que en el laboratorio se están reproduciendo los fenómenos inversos a la naturaleza, ésto es, que la T_h , en la cual desaparece una de las dos fases fluidas, determina la temperatura mínima a la que fue atrapado el fluido y la temperatura real de formación de la inclusión. Por otro lado, la T_f indica la composición del fluido en función de la salinidad. Es entonces importante tener conocimiento de las propiedades fisicoquímicas para realizar la interpretación de los resultados.

3. PRESENTACION Y ANALISIS DE RESULTADOS

En el presente estudio se realizaron análisis de inclusiones fluidas de muestras representativas del cuarzo y esfalerita asociados a las zonas de exhalación (stockwork) en el cuerpo Minas del Oro. Estos se efectuaron con el objeto de poner en evidencia el carácter fisicoquímico de la fase fluida asociada a la mineralización.

Los análisis fueron realizados por el Dr. Eduardo González Partida y el Ing. Vicente Torres con la ayuda de la platina térmica tipo CHAIXMECA. Las fotografías fueron tomadas en el laboratorio de Petrografía de la Comisión Federal de Electricidad.

Las inclusiones fluidas se encontraron asociadas a una zona influenciada por los fluidos hidrotermales en una ganga de cuarzo y esfalerita, presentando una composición homogénea en el sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$. Dichas inclusiones fueron del tipo bifásico, con una relación fase vapor/fase líquida, a la temperatura am-

biente (20°C), de 10% a 40%.

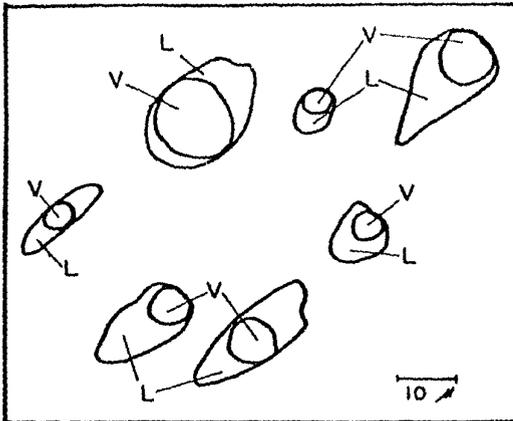
El tamaño de las inclusiones, que varía entre las 5 y 25 micras, así como su morfología, pueden apreciarse en las fotografías de la lámina 4.1. El tamaño promedio fue de 15 micras y en general su forma es uniforme presentando siempre las dos fases (vapor y líquido).

De acuerdo a los datos microtermométricos, a baja y alta temperaturas, obtenidos de las 100 inclusiones estudiadas, se realizaron cálculos de densidad, por ciento equivalente en peso de NaCl, presión y profundidad de formación del yacimiento. Estos cálculos se realizaron por medio de las tablas de Potter, y Brown (1977) y Haas (1971).

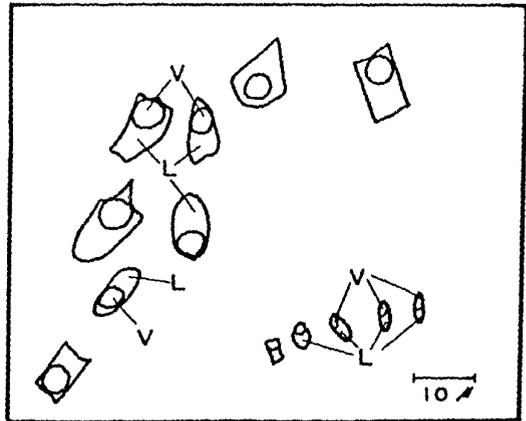
La figura 4.4 muestra el histograma de las temperaturas de fusión del hielo para las muestras estudiadas (resultados a baja temperatura), de donde se obtuvo información para determinar la composición de la fase fluida. Las observaciones a baja temperatura varían entre los -0.4° y -10°C, que indican salinidades con un rango entre 0.70% y 14.32% eq. peso de NaCl. La media de la temperatura de fusión para la esfalerita fue de -4.2°C con una salinidad eq. peso de NaCl al 6.58% y -3.0°C con 4.9% eq. peso de NaCl para el cuarzo.

La figura 4.5 muestra los resultados de las temperaturas de homogeneización en fase líquida (desaparición de la fase vapor por un calentamiento progresivo), mediante las cuales se calculó la densidad del fluido y la isocora correspondiente (Véase Fig. 4.6). El proceso de calentamiento se efectuó sobre las mismas inclusiones analizadas primeramente a bajas temperaturas. Las observaciones a alta temperatura tuvieron un límite inferior de 150°C y un superior de 410°C. La media de la temperatura de homogeneización fue 239°C para la esfalerita y 256°C para el cuarzo.

Una vez obtenidos estos resultados se procedió a esquematizar el comportamiento de las isocoras correspondientes mos-

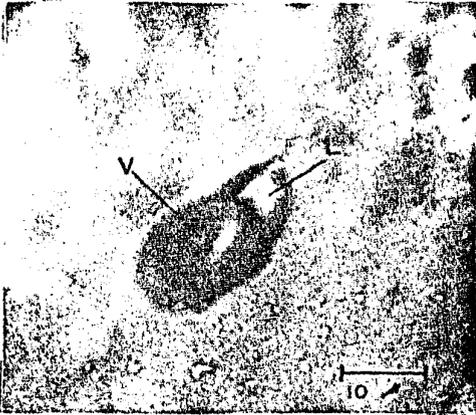


a) INCLUSIONES EN CUARZO

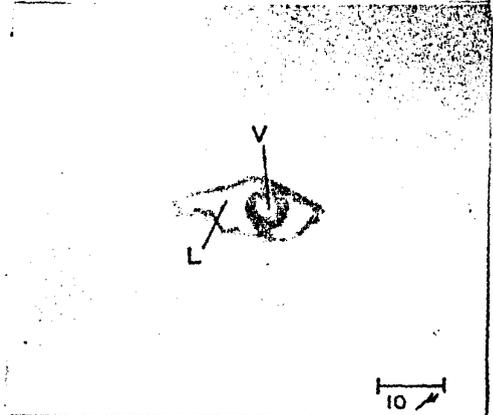


b) INCLUSIONES EN ESFALERITA

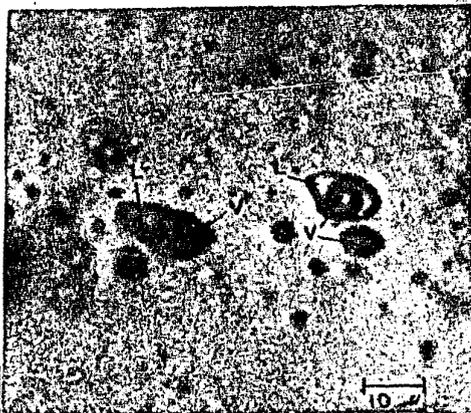
(V = Fase Vapor ; L = Fase Líquida)



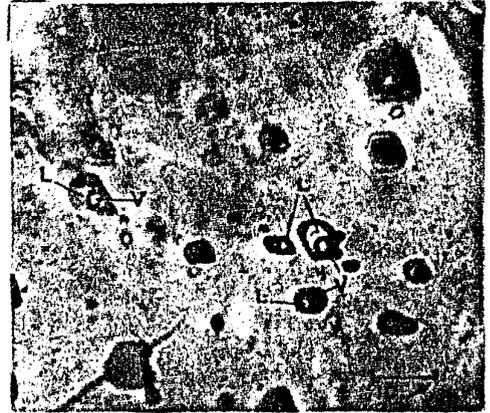
INCLUSION EN CUARZO



INCLUSION EN CUARZO



INCISIONES EN CUARZO



INCISIONES EN ESFALERITA

LAMINA 4.I. MORFOLOGIA DE LAS INCLUSIONES EN CUARZO Y ESFALERITA DEL "STOCKWORK" MINAS DEL ORO EN CUALE, JALISCO.

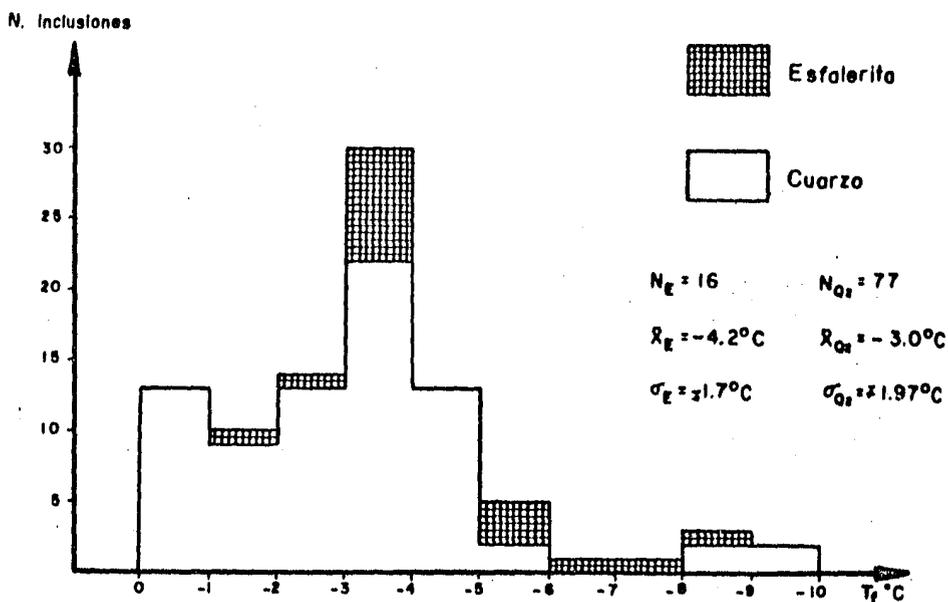


FIG. 4.4. HISTOGRAMA DE LA TEMPERATURA DE FUSION DEL HIELO EN CUARZO Y ESFALERITA DEL DISTRITO MINERO DE CUALE, JAL.

(N=No. de Medidas, \bar{X} = Media, σ = Desviación Estándard)

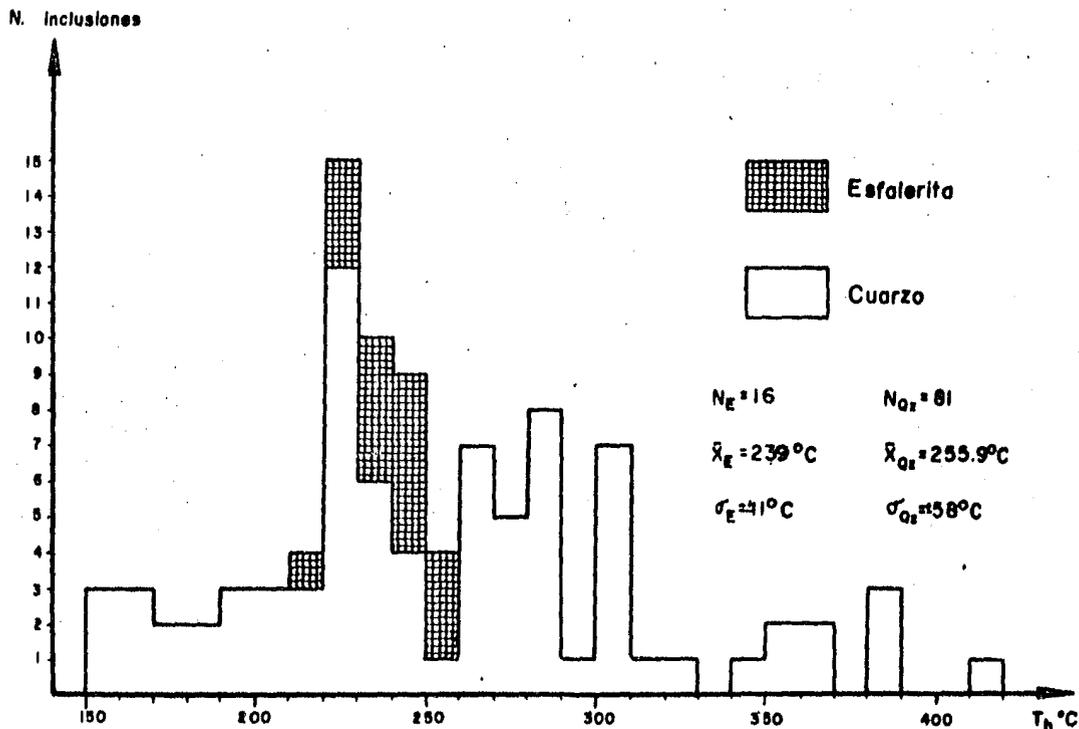


FIG. 4.5. HISTOGRAMA DE LA TEMPERATURA DE HOMOGENEIZACION EN CUARZO Y ESFALERITA DEL DISTRITO MINERO DE CUALE, JAL.

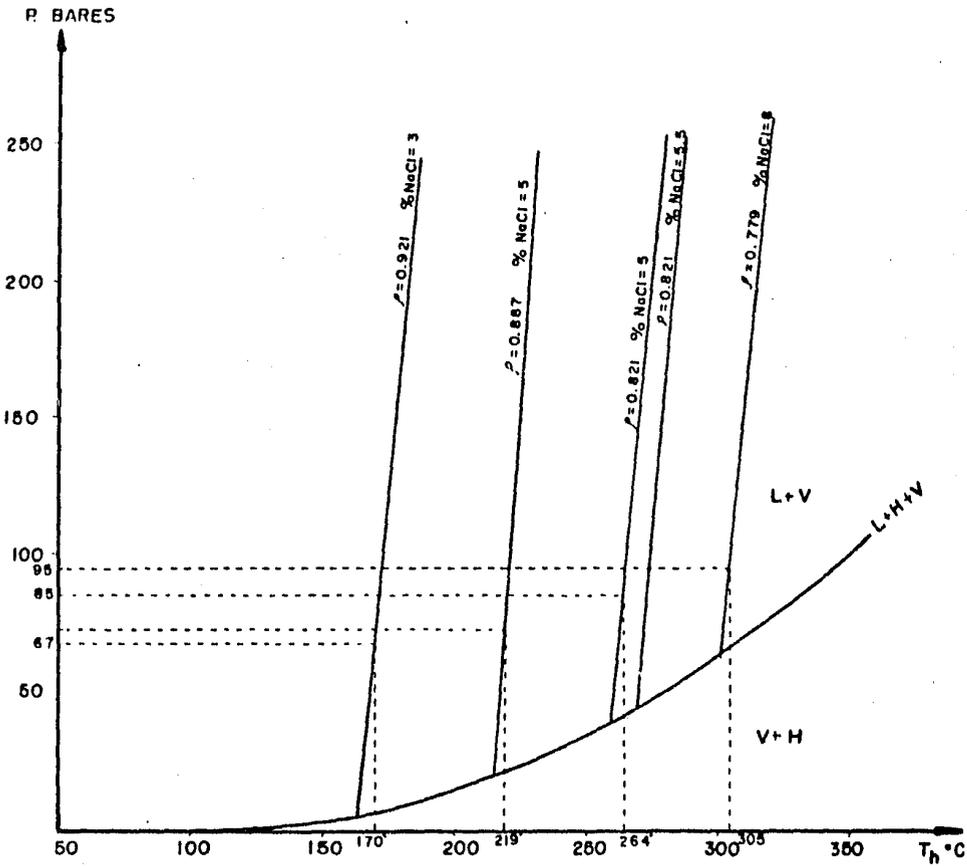


FIG. 4.6. DIAGRAMA PRESION-TEMPERATURA DE ISOCORAS DEL SISTEMA NaCl-H₂O EN EL DISTRITO MINERO DE CUALE, JALISCO.

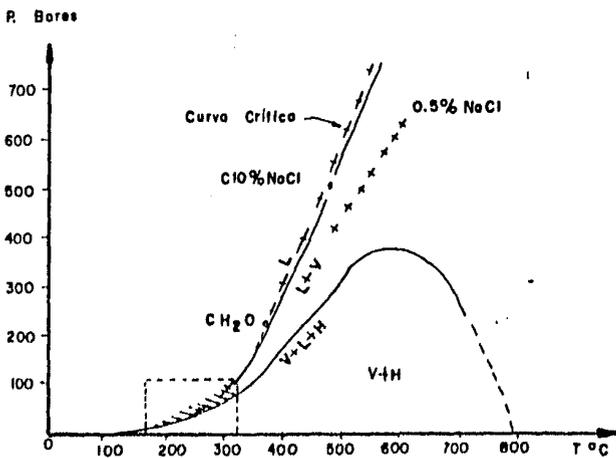


DIAGRAMA PRESION-TEMPERATURA DEL SISTEMA NaCl-H₂O EN EL RECUADRO SE MARCAN LOS LIMITES ENCONTRADOS EN CUALE.

tradas en la figura 4.6, para obtener a partir de ellas, los rangos de presión de formación del yacimiento. Estos valores de presión varían entre los 67 y 95 bares los cuales indican profundidades hidrostáticas de formación entre los 437 y 713 metros, con un valor promedio de 566 m para 80 bares.

La figura 4.7 muestra la relación densidad (isosalinidad)-temperatura de homogeneización para las inclusiones y resume la evolución térmica del fluido a partir de las diferentes áreas marcadas para las distintas muestras de cuarzo (cuarzo 1 y cuarzo 2) y de esfalerita.

4. DISCUSION

Las características de los fluidos hidrotermales de los yacimientos volcanosedimentarios en México no han sido bien definidos todavía a excepción de los trabajos realizados por González Partida (1983b) en el área de Tierra Caliente. Sin embargo, para otros yacimientos de este mismo tipo, a nivel mundial, ya se tienen resultados positivos y concluyentes. Los resultados aquí expuestos son comparados con trabajos realizados por investigadores como Spooner (1981), Le Bel (1982) y González Partida (1983 a y b) en yacimientos de sulfuros, ya que presentan valores similares tanto de salinidad como de temperaturas de formación.

Los resultados obtenidos por los análisis de las inclusiones en la zona del "stockwork" en muestras de cuarzo y esfalerita indican condiciones fisicoquímicas de la fase fluida que comprenden:

- una salinidad baja promedio, entre 3% y 8% eq. peso NaCl
- temperaturas de formación intermedias a bajas entre 200° y 300°C
- una densidad promedio de 0.860 gr/cm³
- una profundidad hidrostática entre los 400 y 700 m

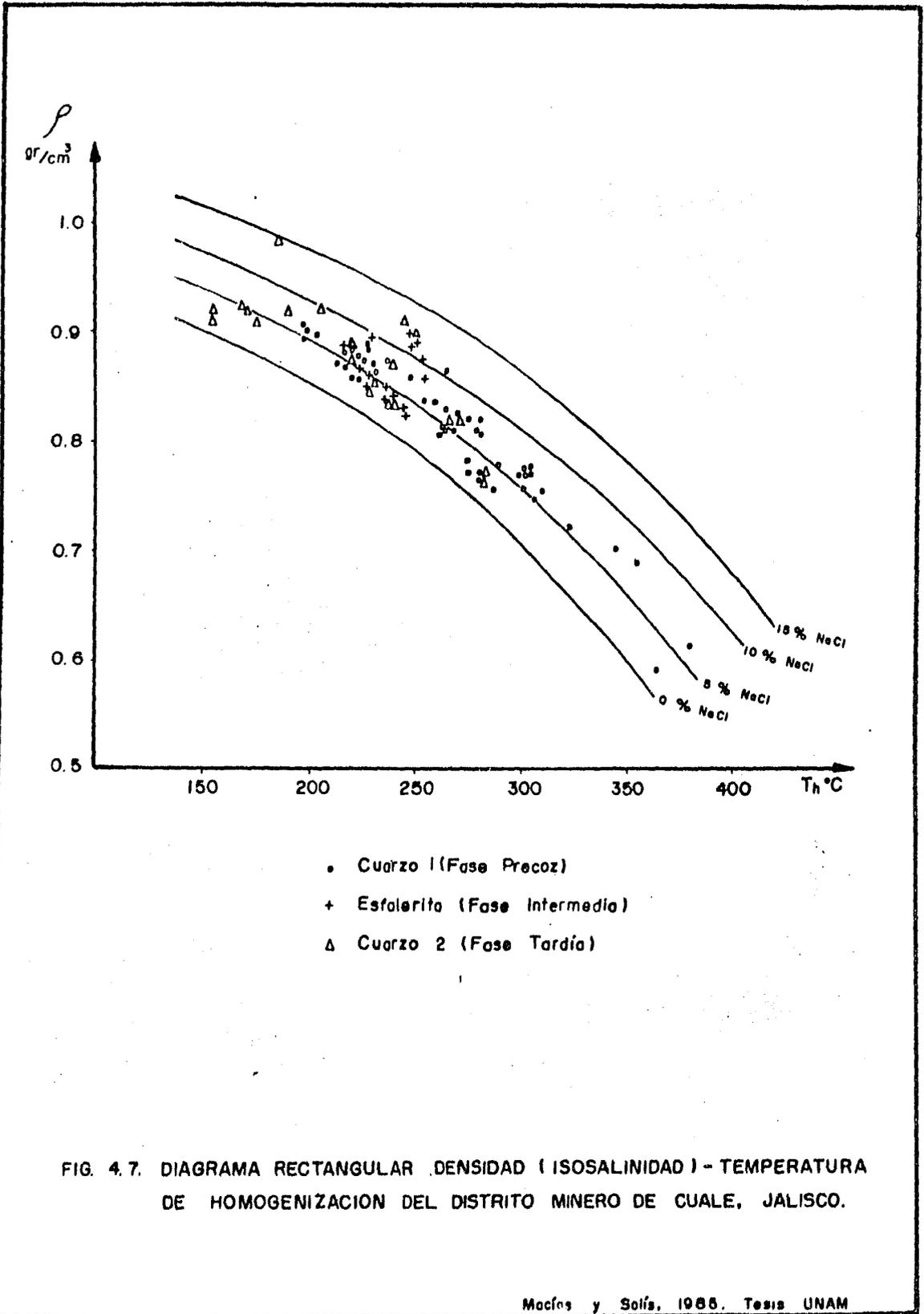


FIG. 4.7. DIAGRAMA RECTANGULAR DENSIDAD (ISOSALINIDAD) - TEMPERATURA DE HOMOGENIZACION DEL DISTRITO MINERO DE CUALE, JALISCO.

Observándose que el número de inclusiones estudiadas tuvieron un comportamiento constante, la homogeneización total fue siempre en la fase líquida después de la desaparición de la fase vapor.

Los valores de la presión ejercida sobre el mineral que contiene a las inclusiones durante el momento de formación, fueron calculadas utilizando un diagrama de evolución de isocoras (Véase Fig. 4.6) en donde son variables la presión y la temperatura. Los valores obtenidos se consideraron como presión total (hidrostática + litostática) quedando comprendidos en un rango que va de los 67 a los 95 bares. Puesto que las muestras fueron tomadas a una profundidad litostática aproximada de 100 m, para calcular la altura de la columna de agua que debió existir sobre este centro exhalativo, se consideró el efecto de una presión parcial debida a esta columna litostática. Así, las profundidades calculadas, entre los 437 y 713 metros, representan los valores máximos de la columna de agua. Estos datos, si no exactos, al menos evidencian un ambiente marino de cuenca o mar marginal.

La mayor parte de los yacimientos hidrotermales han sido formados a partir de fluidos cuyas densidades varían - entre los 0.5 y 1.0 gr/cm³. La importancia de conocer estas densidades radica en los efectos que tienen en el control de la circulación y mezcla de estas salmueras calientes con -- aguas frescas de densidad 1.0 (Roedder, 1979). Comparando - los datos obtenidos con los tipos de salmueras propuestos por Sato (1977), las soluciones de "stockwork" Minas del Oro, corresponden a las salmueras del tipo II y/o III (Véase Fig. 4.8), las cuales son más ligeras que el agua de mar. Su comportamiento se describe de la siguiente manera:

El tipo II incluye aquellas salmueras que siendo inicialmente más ligeras que el agua de mar, aumentan su densidad paulatinamente al mezclarse con el agua de mar y disminuir la

temperatura. Exceden la densidad del agua de mar, alcanzando un máximo para posteriormente decrecer a medida que el grado de dilución con el agua de mar avanza. Generalmente estas salmueras tienen temperaturas y salinidades intermedias. Puesto que inicialmente son más ligeras que el agua de mar, flotan en esa misma agua para luego mezclarse. A medida que esta mezcla avanza, las salmueras se vuelven más pesadas hasta que se dan las condiciones de precipitación que provocan su hundimiento hacia el piso del mar, desarrollándose un proceso similar al de convección sobre el conducto alimentador (Véase Fig. 4.8.a y b), proceso que depende de la topografía. Las salmueras enfriadas y mezcladas pueden finalmente fluir a lo largo de la pendiente y concentrarse sobre una depresión (Sato, op cit.).

El tipo II incluye a salmueras con densidades menores a las del agua de mar, pero que aumentan su densidad al mezclarse con ella sin llegar a excederla. Generalmente tienen temperaturas más altas y están relativamente diluídas. Estas salmueras flotan continuamente con un movimiento ascendente, por lo que pueden mezclarse extensivamente con el agua de mar que se encuentra sobre ellas y así transportarse a sitios alejados del sitio de descarga (Véase Fig. 4.8.c y d) hasta que se den las condiciones necesarias para su precipitación.

El depósito de sulfuros masivos a partir de salmueras del tipo II se lleva a cabo sobre los conductos de alimentación, puesto que al ocurrir su mezcla con el agua de mar se produce un rápido depósito; la dispersión de los sulfuros recién depositados es evitada por los movimientos de convección de las salmueras. Así, los depósitos formados a partir de las salmueras del tipo II se caracterizan por la presencia de sulfuros masivos directamente sobre las menas del "stockwork", tal como se encuentran dispuestos en los cuerpos de Coloradita y Chivos de Arriba en el distrito minero de Cuale.

Las salmueras del tipo I son aquellas con densidades mayores a la del agua de mar. Al ser más pesadas que el am--

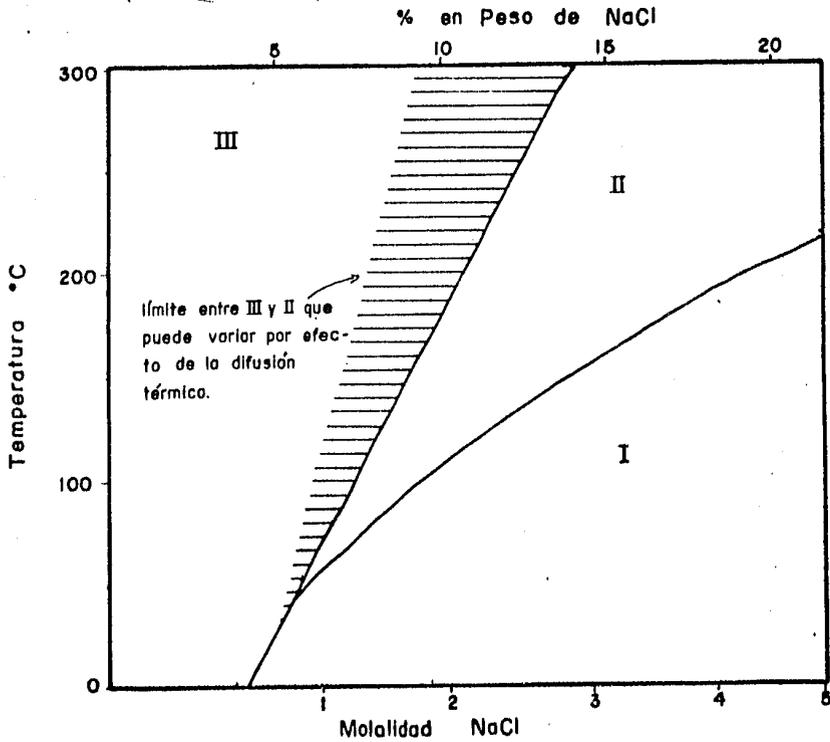
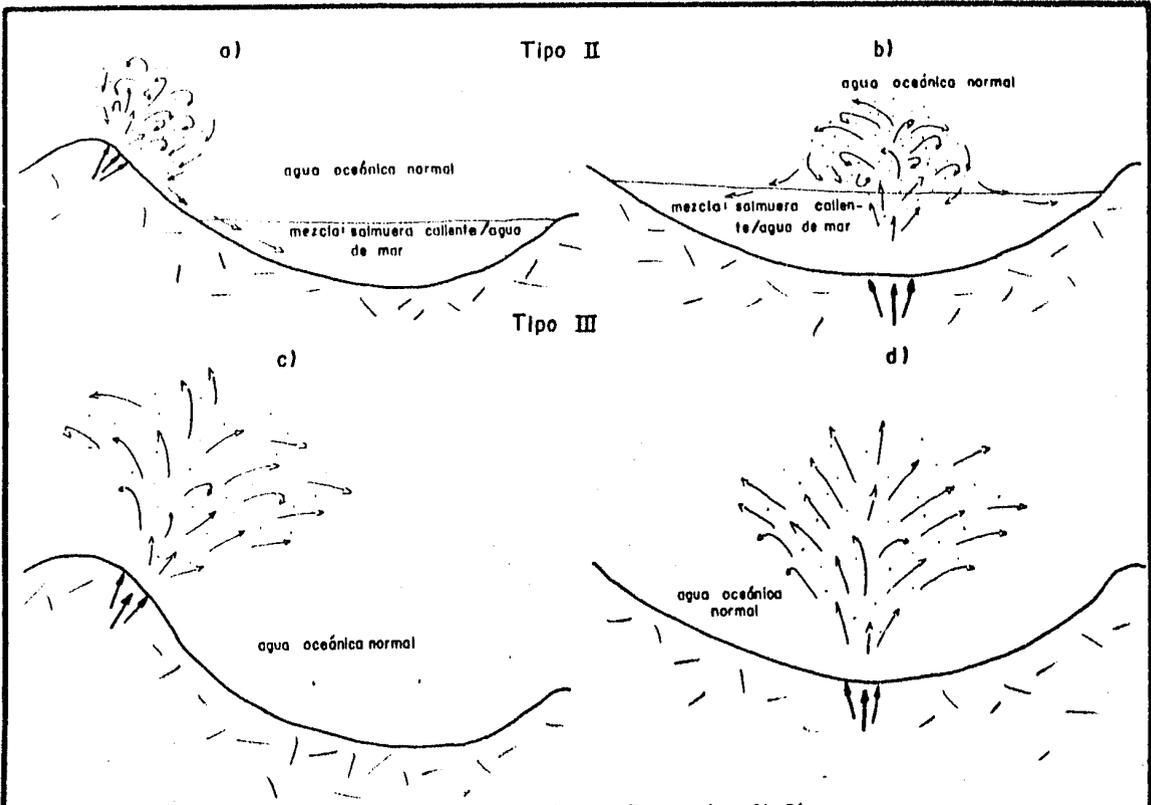


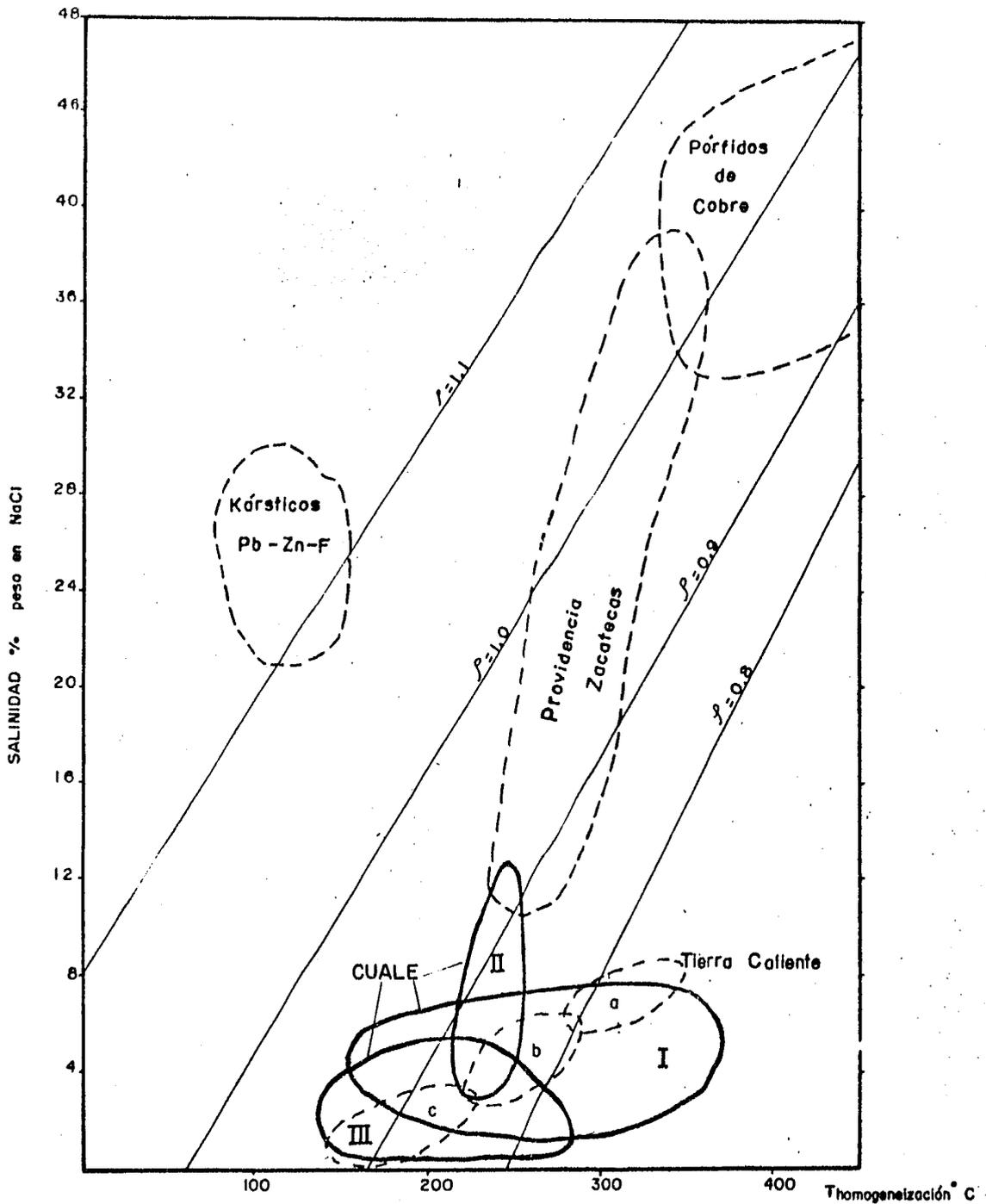
FIG. 4.8. TIPOS DE SALMUERAS CALIENTES EN FUNCION DE SU TEMPERATURA INICIAL Y SALINIDAD, (SATO, 1977)
Mañas y Solís, 1985. Tesis UNAM

biente que las rodea, tienden a formar acumulaciones estables sobre las partes topográficamente bajas del piso oceánico. Este tipo de salmueras no son de interés para este trabajo pues representan condiciones de baja temperatura y densidades mayores a las encontradas como puede verse en la figura 4.8.

Las características de las soluciones contemporáneas a las estructuras mineralizadas en el "stockwork" Minas del Oro, se comparan en las figuras 4.7 y 4.9 con la compilación presentada por Nash (1973), modificada por González Partida (1983b) sobre varios tipos de yacimientos sulfurosos. En los diagramas se pueden apreciar las tres etapas principales de evolución termal en el conducto indicando la posible trayectoria que siguieron los fluidos al disminuir la temperatura y la composición, formando una fase intermedia representada por la esfalerita; una fase precoz, por ser la primera en formarse a mayor temperatura (cuarzo 1) y una fase tardía (cuarzo 2), la cual se forma por condiciones de temperatura más bajas. Estas tres fases tienen un área en común con temperaturas entre 200° y 290°C y salinidades de 3% a 8% eq. en peso de NaCl. Cabe notar que con el decremento de temperatura hay un ligero aumento de densidad. En la figura 4.9 aparecen otros yacimientos como los de Tierra Caliente, Gro. que presentan los mismos rangos de salinidad y temperaturas que los de Cuale, Jal., de tal manera que pudiese atribuírseles condiciones genéticas similares.

En la tabla 4.1 se muestra una síntesis de los trabajos sobre las características de los fluidos asociados a yacimientos volcanosedimentarios realizada por Spooner en 1981, junto con los de González Partida en 1983 y los de Cuale, Jal. En esta tabla puede notarse que algunos tipos de depósitos muestran preferencia por ciertos rangos de composición:

- 3% equivalente en peso de NaCl en depósitos de sulfuros volcanogénicos en ofiolitas



- I FASE PRECOZ (CUARZO 1)
- II FASE INTERMEDIA (ESFALERITA)
- III FASE TARDIA (CUARZO 2)

FIG. 4.9. DIAGRAMA SALINIDAD-TEMPERATURA DE HOMOGENEIZACION PARA DIFERENTES YACIMIENTOS SULFUROSOS. TOMADA DE GONZALEZ PARTIDA (1983)

TABLA 4.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICOQUÍMICAS DE RESERVOIRIOS YACIMIENTOS VOLCÁNOS SEDIMENTARIOS

LOCALIZACION	AMBIENTE DE FORMACION	TIPO DE INCLUSION	SALINIDAD	TEMPERATURA DE FUSION	TEMPERATURA DE HOMOGENEIZACION	PRESION	PROFUNDIDAD
Dorsal Pacífica Este 21° N (Le Bel, 1982) (Spooner, 1981)	Zona de fallas transformes	esfalerita anhidrita	3.5% eq. NaCl 3.7 a 4.5% eq. NaCl	-2 a -1.8°C -2.7 a -2.2°	274°C 320°C 380°C		2,600 m de una columna de agua 2,500 m
Chipre (Spooner, 1981)	Zonas de expansión oceánica. Ofiolitas	cuarzo liq.+vapor	3.5% eq. NaCl todos los sólidos disueltos	-3.2° a -1.2° promedio: -1.9°C	286° a 390°C	250 bares	2,500 m de una columna de agua
Kuroko (Spooner, 1981)	Arco Insular Domo dacíticos a riolíticos	esfalerita cuarzo liq.+ vapor	2 a 5% eq. NaCl 5.7 a 8% eq. NaCl	-3.1 a -1.2° -5.4 a -3.5°	stock: alto: 280-330°C bajo: 200-310°C		1,000 m aproximado
Tizapa, Edo. de México (González P. 1983)	Entre plataforma y mar marginal	cuarzo sol.+ liq. multifásico	57% a 67% NaCl y KCl	-23°C	450°C		
El Rubí, Jal. (González P. 1983)	post-arco y mar marginal	cuarzo esfalerita liq. + vapor	0 a 13.99% 1.73 a 12.88% eq.peso NaCl	-10° a 0°C -9° a -1°C	160° a 410°C 210° a 260°		
La Minita, Mich. (González P. 1984)	Post-arco	cuarzo liq. + vapor barita	16.04 a 4.94% 10.49 a 0% 16.04 a 4.94% eq. peso NaCl	stock: -12° a -3°C arrecife: -7° a 0°C barita: -12° a -3°C	stock: 140° a 360° arrecife: 160° a 310°C barita: 120° a 200°C		
Campo Morado Gro. (González P., 1984)	Post-arco a mar marginal	cuarzo liq. + vapor	0% a 8.54% eq.peso NaCl	-5.5° a 0°C	110° a 350°C		
Cuale, Jal. (Macías y Solís, 1985)	Post-arco - mar marginal	cuarzo esfalerita liq. + vapor	0.7 a 14.31% 1.73 a 11.95% eq.peso NaCl	-10.3° a -0.4°C -8.2° a -1.0°C	150° a 410°C 219° a 256°C	67 a 97 bares promedio 80 bares	438 a 713 m promedio 566 m

- 2.8% equivalente en peso de NaCl en "stockwork" tipo Kuroko

así como por ciertos rangos de temperatura de formación:

- 260° a 350°C para depósitos de sulfuros volcanogénicos en ofiolitas y en tipo Kuroko.

En los últimos años se han realizado estudios sobre las proporciones isotópicas de hidrógeno, oxígeno, azufre y carbón en las inclusiones y/o mineral huésped. Esto, con el fin de entender mejor el origen de las menas, los fluidos y el proceso de depositación. Estudios de este tipo han sido realizados por Ohmoto (1971) en Canadá, por otros investigadores japoneses en yacimientos tipo Kuroko en Japón y por González Partida (1981) en la Provincia Filoniana de Taxco-Guanajuato, lo que ha permitido conocer las condiciones fisicoquímicas de formación, en parte. Esto ha permitido reducir las diversas hipótesis propuestas para explicar los modelos genéticos. Para ampliar el conocimiento de las condiciones fisicoquímicas en Cuale, Jalisco, sería recomendable realizar estudios de isótopos de hidrógeno y oxígeno, nunca antes realizados en ese lugar, para complementar con los resultados aquí expuestos.

V. ISOTOPIA

En años recientes se ha dedicado mucho interés al estudio de isótopos. En este tipo de estudios, los análisis de isótopos de azufre se han vuelto útiles en la proposición de nuevos modelos genéticos para los depósitos de sulfuros masivos, siendo su objetivo primario el poder auxiliar en la determinación de:

- Los mecanismos de depositación de sulfuros en base a cambios de fO_2 y pH (Ohmoto, 1970).
- El origen del azufre el cual puede ser debido al sulfato reducido de aguas marinas (Sangster, 1968), al azufre magmático o al azufre lixiviado de otros estratos (Ohmoto y Rye, 1979).
- Las temperaturas de depositación de sulfuros' (Sakai, 1968 en Franklin, et al., 1981).

Este escrito se enfoca únicamente al segundo objetivo, esto es, poder sugerir un origen del azufre de algunos cuerpos mineralizados del Distrito Minero de Cuale, Jal.

1. DESARROLLO HISTORICO

Los estudios de isótopos estables incluyen a los de plomo, oxígeno, hidrógeno, carbón y azufre, siendo éste último el que se tratará en este trabajo, del cual se cuenta con una extensa bibliografía.

La historia de la geoquímica de los isótopos de azufre comienza en 1933 con el descubrimiento de 3 isótopos estables por Aston: ^{32}S , ^{33}S y ^{34}S . Seis años más tarde, Nier y colaboradores (1939) detectaron un cuarto isótopo de azufre: ^{36}S (González Partida, 1983d).

En 1949 Thode y colaboradores fueron los primeros en observar las variaciones en la abundancia de los isótopos de azufre. Hasta 1957 Sakai dió a conocer la variación de los diferentes coeficientes de fraccionamiento en función de la temperatura. Entre 1949 y 1959 se acumularon resultados sobre la composición isotópica del azufre de los materiales extraterrestres de acuerdo a Trofimov en 1949, y de los terrestres según Mac Namara en 1950 y Jensen en 1959. También en 1959, Ault y colaboradores determinaron que la composición isotópica del azufre de los meteoritos es constante, con una relación isotópica $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ generalmente, entre 22.18‰ y 22.24‰ (en González Partida, op cit.).

Otros aspectos relacionados a la composición isotópica de sulfuros y sulfatos en la corteza y en las aguas oceánicas fueron estudiados por autores como Feely y Kulp en 1957, W.Ault en 1960 y Thode et al. en 1964 y 1965, entre otros. En 1957 Sakai determinó las relaciones de fraccionamiento isotópico de ciertos compuestos como HS^- , FeS_2 , ZnS , PbS , en donde explica los mecanismos químicos y el fraccionamiento isotópico en función del Eh y del pH. En 1970, Ohmoto añadió a estos parámetros la influencia de la fugacidad del oxígeno ($f\text{O}_2$) en la composición del azufre (González Partida, op cit.).

La lista de los parámetros geoquímicos que pueden determinarse en base a isótopos de azufre incluye entonces: temperatura, pH, Eh, $f\text{O}_2$, fuerza iónica de la solución, y su aplicación se fundamenta en la dispersión de los resultados isotópicos del azufre presente en el yacimiento. Las variaciones de esta relación, en cada tipo de depósito, se deben a causas físicas y químicas, por lo cual, una vez determinados sus valores, quedan establecidas las condiciones fisicoquímicas de formación. De ahí la utilidad del estudio de isótopos en la determinación del origen del azufre de ciertos yacimientos.

2. FUNDAMENTOS FISICOQUIMICOS

Los fundamentos de la geoquímica de isótopos estables fueron expuestos en 1947 por Urey en su escrito sobre las -- propiedades termodinámicas de las sustancias isotópicas, y -- por Nier con el desarrollo del espectrómetro de masas. Desde entonces se han obtenido resultados de interés a partir de -- elementos con componentes gaseosos estables, siendo los más-- importantes el hidrógeno, el carbono, el oxígeno y el azufre. Su importancia radica en que las diferencias de composición isotópica de estos elementos son enormes, y en que se obtie-- nen mejores resultados en las mediciones de gases que en sól-- lidos (Hoefs, J.,1973).

En 1950, Mac Namara y Thode definieron las abundan-- cias relativas de los cuatro isótopos estables del azufre:

^{32}S	95.02%
^{33}S	0.75%
^{34}S	4.21%
^{36}S	0.02%

Así, el azufre está presente en casi todos los ambien-- tes naturales, ya sea como componente menor en rocas ígneas y metamórficas, en la biósfera, en agua y sedimentos marinos, etc., o como componente mayor de ciertos depósitos minerales. Debido a su ocurrencia física y a sus propiedades químicas, como son los varios estados de valencia que puede adquirir, el azufre es de especial interés en la geoquímica de isótopos estables (Hoefs, op cit.). De los cuatro isótopos conocidos, solamente el ^{34}S y ^{32}S son lo suficientemente abundantes como para ser estudiados. Los demás generalmente se presentan como trazas.

Ya se ha establecido que existen desviaciones de estas proporciones en muestras con materiales azufrosos, las cuales son inducidas por las pequeñas diferencias en las propiedades

físicas e químicas entre los distintos isótopos. Ciertas reacciones favorecen a un isótopo en relación a otro, incrementándose, por tanto, su cantidad relativa en uno de los compuestos que resultan de la reacción. Los enlaces formados por los isótopos ligeros (^{32}S) se rompen más fácilmente que los de los isótopos pesados (^{34}S), por tanto, durante una reacción química, las moléculas de los isótopos ligeros, en general reaccionan más rápidamente que las de los isótopos pesados. Esta tendencia que tienen los isótopos de segregarse (partición de isótopos entre dos sustancias con diferentes proporciones isotópicas entre ligeros y pesados) es llamada fraccionamiento isotópico (Stanton, 1972).

En relación a esto se puede considerar que:

- 1) El isótopo pesado de azufre (^{34}S) tiende a enriquecerse en las moléculas de mayor estado de oxidación, consecuentemente,
- 2) El isótopo ligero (^{32}S) tiene mayor concentración durante la reducción de sulfatos a sulfuros (Park y Mc Diarmid, 1975).
- 3) El factor de fraccionamiento depende de la temperatura, decreciendo el primero, al incrementarse la segunda --- (Stanton, op cit.).

El fraccionamiento isotópico de azufre puede ocurrir en una gran variedad de eventos geológicos como es el caso de la circulación de fluidos hidrotermales en las siguientes condiciones:

- Durante la separación de los fluidos del magma, causando removilización de los sulfuros.
- Al evolucionar los fluidos hidrotermales e involucrar la reducción de sulfatos de origen marino.
- Al ocurrir un enfriamiento de los fluidos hidrotermales.
- Durante la precipitación o reemplazamiento de minerales (Ohmoto y Rye, 1979).

Por tanto, en el estudio de isótopos de azufre hay que tener en mente las siguientes tendencias:

- 1) Al incrementarse la temperatura decrecen los factores de fraccionamiento. Esto significa que un ambiente geológico de alta temperatura muestra menor fraccionamiento que un ambiente de baja temperatura.
- 2) El resultado general de cualquier proceso de fraccionamiento es el aumento progresivo del grado de fraccionamiento isotópico desde un grado cero en el material profundo hasta más pronunciado en el superficial (Hoefs, 1973).

También se ha visto que el fraccionamiento de isótopos de azufre depende del pH, incrementándose con el aumento de éste. Sakai, en 1968, demostró que el valor ^{34}S de la piritita en equilibrio isotópico con una solución, a los 227°C, sería cero con un pH de 4, elevándose a 2‰ con un pH de 8, y -5‰ con pH de 9.5. Estos valores de equilibrio se vieron afectados también por cambios en la temperatura. El fraccionamiento a los 27°C es mayor que a los 227°C, dando valores de 3.5‰ con un pH de 4, 6.7‰ con pH de 8 y 7.2‰ con pH igual a 9.5 (Stanton, 1972).

En el estudio de isótopos estables, el interés principal es la medición de los pequeños cambios en las proporciones de los isótopos. Según la Oficina Nacional de Estándares (NBS)** esta relación isotópica debe medirse en relación a un estándar, escogiéndose como patrón de referencia internacional, el azufre de la troilita del meteorito del Cañón del Diablo, Arizona, con una proporción $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ igual a 22.22‰. La unidad de medición aceptada es el valor delta (δ) dado en partes por mil (‰). Este valor se define como:

$$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰} = \frac{^{34}\text{S}/^{32}\text{S} (\text{muestra}) - ^{34}\text{S}/^{32}\text{S} (\text{estándar})}{^{34}\text{S}/^{32}\text{S} (\text{estándar})} \times 1000$$

** National Bureau of Standards

Así, el valor $\delta^{34}\text{S}$ del azufre de la troilita del Cañón del Diablo es entonces cero. El azufre ligero, con una proporción $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ mayor al de la troilita, tiene un valor $\delta^{34}\text{S}$ negativo, y el azufre pesado, con una proporción $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ menor a la troilita, tiene un valor positivo.

La forma $\delta^{34}\text{S}^{\text{‰}}$ o factor de enriquecimiento del isótopo ^{34}S es de gran utilidad ya que simplifica la escritura de las relaciones termodinámicas en base a la geoquímica de isótopos.

3. PRESENTACION Y ANALISIS DE RESULTADOS

El método utilizado en la medición de la abundancia de isótopos fue la espectrografía de masas, realizada en el laboratorio de CRPG/CNRS de Nancy, Francia, bajo la supervisión de Michel Arnold. Todos los datos se obtuvieron con respecto al estándar reconocido mundialmente, $\delta^{34}\text{S}$ de la meteorita del Cañón del Diablo. A estos datos se les aplicó un factor de corrección en el que se ve involucrado el número de espectro utilizado al momento de hacer las mediciones.

Las muestras fueron tomadas por González Partida de las mineralizaciones de sulfuros volcanosedimentarios de los cuerpos de Chivos de Abajo, Chivos de Arriba, Socorredora y Naricero, que forman parte del Distrito Minero de Cuale, Jal. Los análisis efectuados dieron como resultado los datos de la tabla 5.1.

La figura 5.1.a muestra el histograma de la composición isotópica promedio del azufre en piritas de varios cuerpos minerales de Cuale, en donde puede verse que no existen variaciones considerables en los resultados, encontrándose un valor mínimo de $3.96^{\text{‰}}$ y un máximo de $7.99^{\text{‰}}$. Las figuras 5.1.b y c muestran los histogramas de los resultados obtenidos en galena y esfalerita de esos mismos cuerpos con valores mínimos y máximos de $3.97^{\text{‰}}$ y $4.79^{\text{‰}}$ para la galena

y 2.38‰ y 4.12‰ para la esfalerita.

De la tabla 5.1 y de la figura 5.2 puede notarse --- que la composición isotópica promedio de la pirita es de --- 6.11‰ para los cuerpos de Naricero y Socorredora, no alejándose mucho del valor medio en Chivos de Abajo, siendo de 6.50‰ . En Chivos de Arriba se obtuvo una media un poco menor, de 5.25‰ , también para la pirita. El valor medio de la galena en Naricero fue de 4.36‰ no existiendo datos de este sulfuro en los demás cuerpos. Para el azufre de la esfalerita, en Chivos de Arriba se obtuvo una composición isotópica promedio de 3.74‰ y para Socorredora de 2.7‰ .

En base a estos datos puede interpretarse que:

- La composición isotópica de los resultados es muy homogénea para todos los cuerpos (diferencias menores a 1‰).
- El fraccionamiento isotópico fue mínimo, pues puede considerarse que los valores se encuentran un tanto cercanos al cero.
- Los sulfuros volcanosedimentarios aparecen enriquecidos en ^{34}S dados los valores positivos que muestran.

En base a estas interpretaciones pueden sugerirse las siguientes hipótesis, las cuales se discutirán posteriormente:

- i) Un origen común del azufre de estos yacimientos
- ii) Una fuente magmática homogénea cercana a la superficie rica en sulfuros.
- iii) Y una mezcla de azufre de los sulfatos marinos al momento de la depositación.

CHIVOS DE ABAJO	
PIRITA	
No. MUESTRA	$\delta^{34}S \%$ ± 0.05
CHAB 20	7.48
CHAB 20A	6.22
CHAB 20B	5.48
CHAB 20C	5.87
CHAB 21	6.85
CHAB 22	7.99
CHAB 19	5.64

$\bar{\delta}^{34}FeS_2 = 6.50 \%$
 $\sigma = \pm 0.89$
 $\delta^{34}FeS_2 \text{ max} = 7.99 \%$
 $\delta^{34}FeS_2 \text{ min} = 5.48 \%$

CHIVOS DE ARRIBA	
PIRITA	
No. MUESTRA	$\delta^{34}S \%$ ± 0.05
CHAR 17	5.25
CHAR 17A	5.60
CHAR 17B	5.62
CHAR 17C	3.96
CHAR 17D	5.44
CHAR 17E	5.55
CHAR 17F	5.36
ESFALERITA	
CHAR 16	3.75
CHAR 16	3.71
CHAR 16A	3.39
CHAR 16B	4.12

$\bar{\delta}^{34}FeS_2 = 5.25 \%$ $\bar{\delta}^{34}ZnS = 3.74 \%$
 $\sigma = \pm 0.54$ $\sigma = \pm 0.26$
 $\delta^{34}FeS_2 \text{ max} = 5.62 \%$ $\delta^{34}ZnS \text{ max} = 4.12 \%$
 $\delta^{34}FeS_2 \text{ min} = 3.96 \%$ $\delta^{34}ZnS \text{ min} = 3.39 \%$

$\bar{\delta}$ = Valor promedio

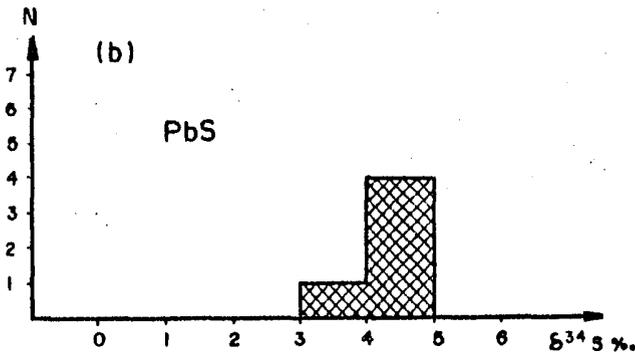
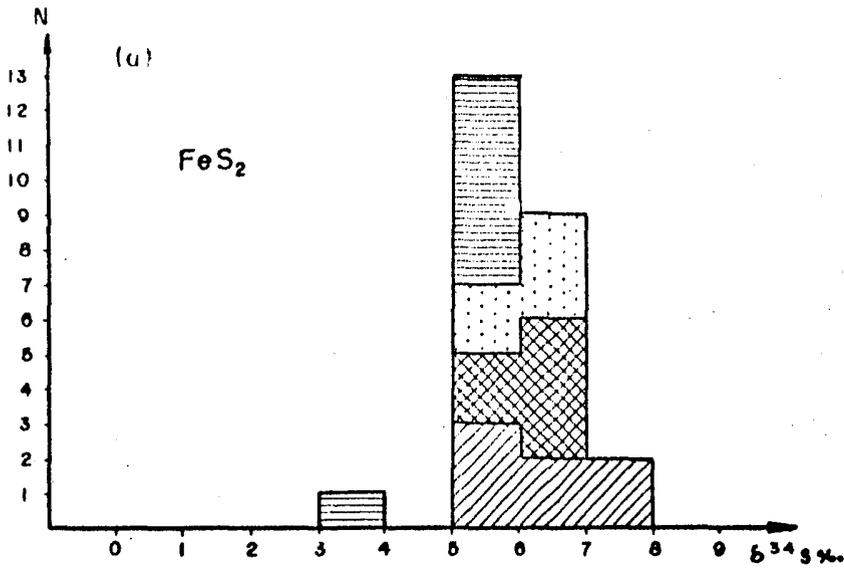
NARICERO	
PIRITA	
No. MUESTRA	$\delta^{34}S \%$ ± 0.05
NAR 26	6.19
NAR 26A	6.13
NAR 26B	5.61
NAR 26B	5.54
NAR 26C	6.55
NAR 26D	6.63
GALENA	
NAR 27	4.19
NAR 27	3.97
NAR 27A	4.79
NAR 27A	4.56
NAR 27B	4.31

$\bar{\delta}^{34}FeS_2 = 6.11 \%$ $\bar{\delta}^{34}PbS = 4.36 \%$
 $\sigma = \pm 0.42$ $\sigma = \pm 0.29$
 $\delta^{34}FeS_2 \text{ max} = 6.63 \%$ $\delta^{34}PbS \text{ max} = 4.79 \%$
 $\delta^{34}FeS_2 \text{ min} = 5.54 \%$ $\delta^{34}PbS \text{ min} = 3.97 \%$

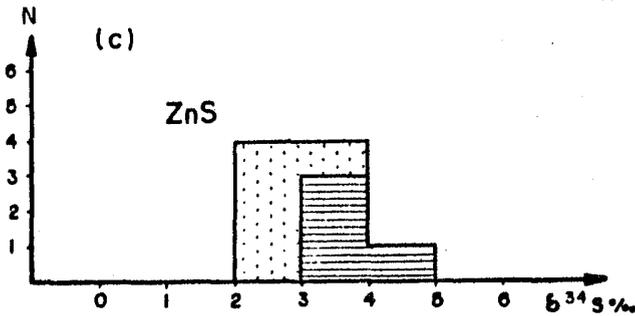
SOCORREDORA	
PIRITA	
No. MUESTRA	$\delta^{34}S \%$ ± 0.05
SOC 25A	5.33
SOC 25B	6.24
SOC 25C	6.78
SOC 25D	6.21
SOC 25E	5.97
ESFALERITA	
SOC 25	3.33
SOC 24	2.38
SOC 24A	2.50
SOC 23	2.81
SOC 23A	2.91

$\bar{\delta}^{34}FeS_2 = 6.11 \%$ $\bar{\delta}^{34}ZnS = 2.79 \%$
 $\sigma = \pm 0.47$ $\sigma = \pm 0.33$
 $\delta^{34}FeS_2 \text{ max} = 6.78 \%$ $\delta^{34}ZnS \text{ max} = 3.33 \%$
 $\delta^{34}FeS_2 \text{ min} = 5.33 \%$ $\delta^{34}ZnS \text{ min} = 2.38 \%$

TABLA 5.1. COMPOSICION ISOTOPICA DE PIRITA, GALENA Y ESFALERITA EN CUERPOS DEL DISTRITO DE CUALE, JALISCO.

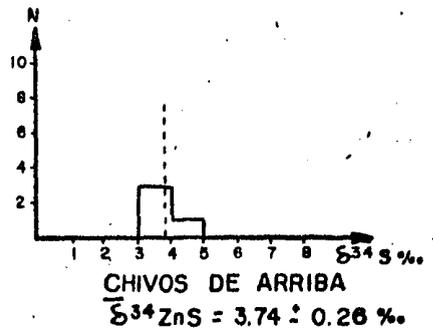
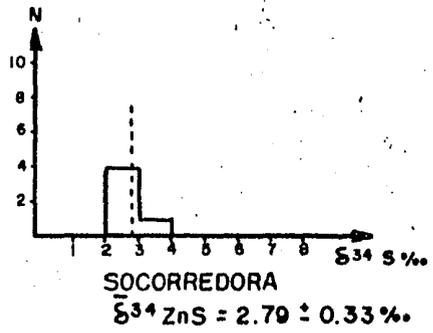
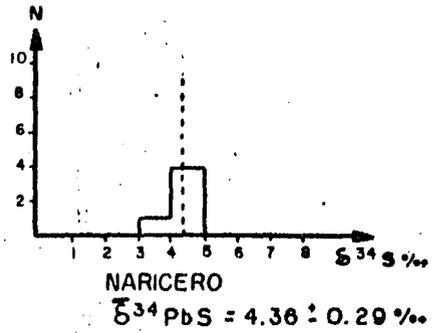
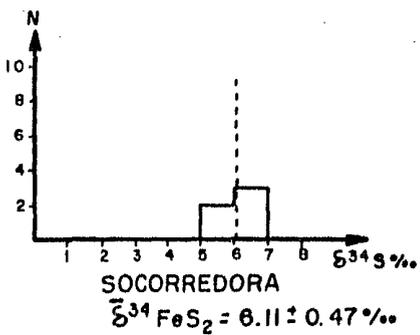
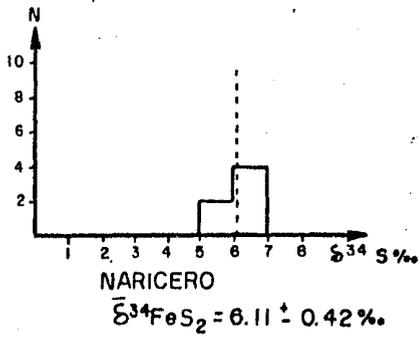
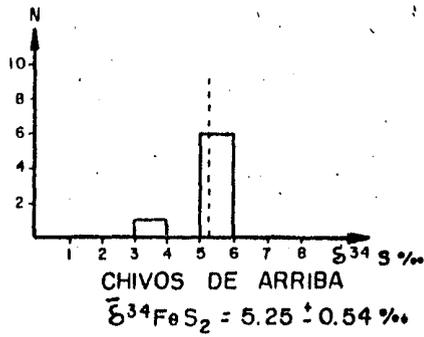
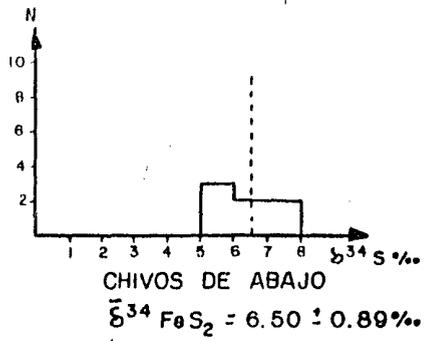


N = No. de muestras



 CHIVOS DE ABAJO
  NARICERO
  CHIVOS DE ARRIBA
  SOCORREDORA

FIG. 5.1. HISTOGRAMAS DE LOS YACIMIENTOS VOLCANOSEDIMENTARIOS DE CUALE, JALISCO QUE MUESTRAN EL COMPORTAMIENTO ISOTOPICO DE LA PIRITA, ESFALERITA Y GALENA. Macías y Solís, 1988. Tesis UNAM



N = No. de muestras

FIG. 5.2. HISTOGRAMAS DE LA COMPOSICION ISOTOPICA PROMEDIO DE ALGUNOS CUERPOS DE CUALE, JALISCO.

4. DISCUSION

Los sulfuros masivos asociados a volcanismo son un gran grupo que incluye a los sulfuros de rocas sedimentarias con componentes piroclásticos asociados a lavas volcánicas - con sulfuros masivos de pirita, pirrotita, esfalerita, calco pirita y galena principalmente, tal y como se observa en los depósitos de Cuale, Jal. Este tipo de acumulaciones constituyen yacimientos de gran importancia económica, motivo por el que se ha desarrollado un interés por conocer la constitución isotópica de los sulfuros para poder presentar un modelo sobre su génesis.

Como se mencionó, la proporción de isótopos de azufre varía enormemente, dependiendo del estado de oxidación y reducción, del pH de la solución, de la temperatura, etc. Debido a estos factores y otras variaciones que apenas comienzan a conocerse, como sería el comportamiento cinético de los isótopos, la interpretación de los mismos es un campo extenso y controvertido.

No queriendo profundizar en el papel que juegan todos estos parámetros fisicoquímicos, este trabajo se limitará a una discusión comparativa en base a datos y resultados de otros trabajos de gran importancia en el campo de la isotopía para poder proponer un modelo genético de formación de algunos yacimientos de Cuale, Jal..

Según Stanton (1972) existen dos características significativas en la proporción $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$:

- 1) La media de $\delta^{34}\text{S}$. Valores cercanos al cero sugieren una fuente homogénea y profunda con un reemplazamiento bajo la superficie.
- 2) La variabilidad de $\delta^{34}\text{S}$. Una serie de valores con cierto grado de homogeneidad sugieren una depositación inorgánica cercana a la superficie.

Además, también se han notado las siguientes características isotópicas generales comunes a este tipo de yacimientos:

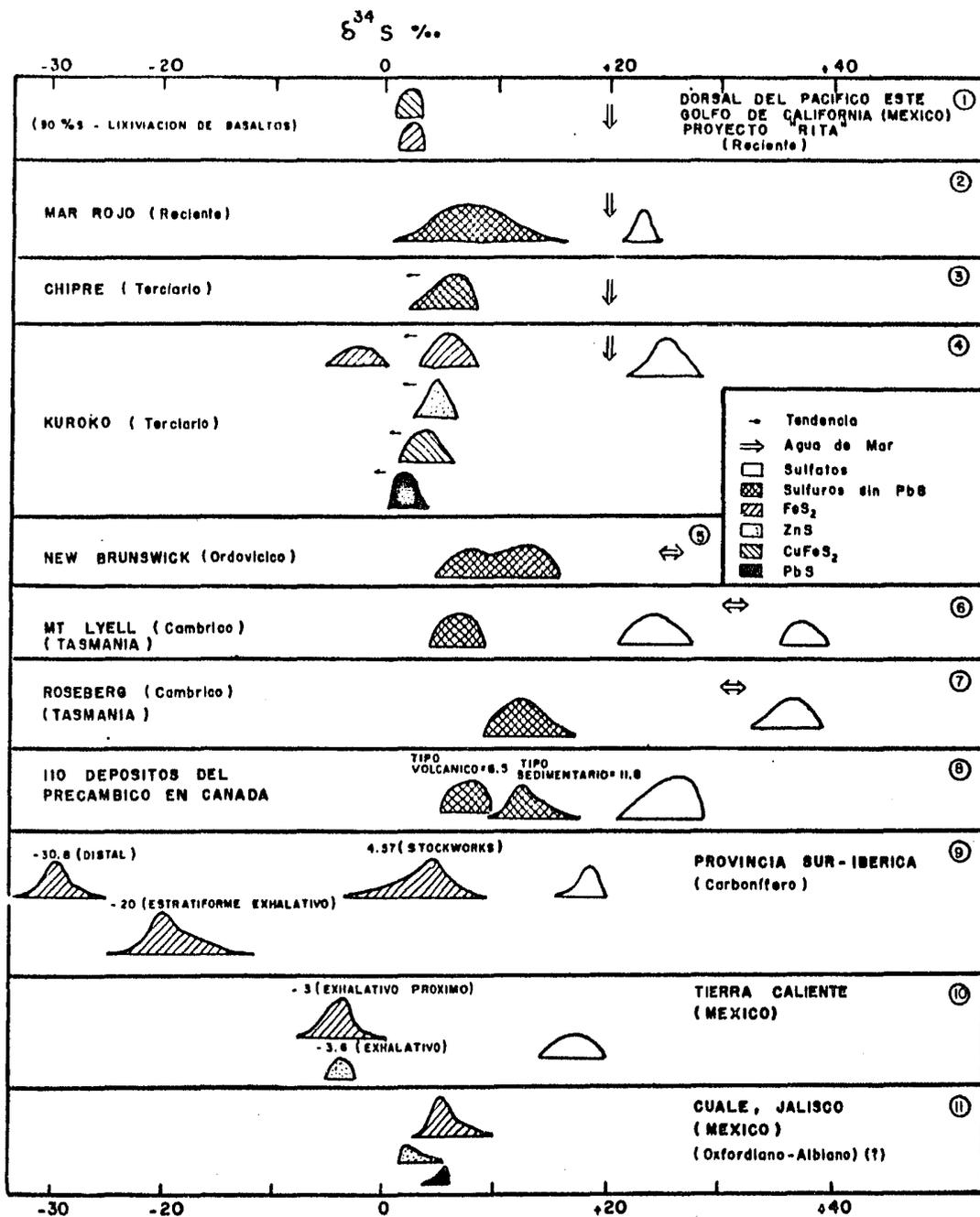
- 3) El azufre es pesado, con valores $\delta^{34}\text{S}$ mayores al de las meteoritas. Este rango varía de +1 a +20 dependiendo del tipo de yacimiento volcanosedimentario (i.e. asociado a rocas básicas o ácidas), con algunos casos en que aparecen valores negativos pero muy cercanos al cero (i.e. Tizapa y Santa Rosa, Edo. de Mex., González Partida, 1981).
- 4) En cada depósito los valores $\delta^{34}\text{S}$ no son muy variables, comúnmente entre 6‰ y 8‰. Así mismo, las composiciones isotópicas de los depósitos de sulfuros masivos muestran rangos relativamente pequeños como puede verse en la figura 5.3 en donde se muestra la composición isotópica de algunos yacimientos de sulfuros masivos volcanosedimentarios. Los cambios que llegan a presentarse son debidos a variaciones en el tipo de yacimiento (i.e. sulfuros masivos vs. disseminados) y a la posición estratigráfica (Franklin et al., 1981).

No se hizo un número suficiente de análisis isotópicos para cada cuerpo del Distrito de Cuale, ni la obtención de muestras fue hecha sistemáticamente, razón por la cual no se pudieron determinar las pequeñas variaciones inherentes a cada una de las zonas del yacimiento (i.e. mena negra, mena amarilla, stockwork, etc.). Sin embargo, en otros yacimientos se ha encontrado que los cuerpos, individualmente, tienen un decremento de $\delta^{34}\text{S}$ al subir estratigráficamente (Franklin et al., op cit.).

- 5) La pirita se encuentra enriquecida en ^{34}S en mayor cantidad que otros sulfuros, siguiéndole en orden descendente, la esfalerita, la calcopirita y la galena. Según Stanton (1972) este hecho es debido al equilibrio isotópico de los sulfuros que se establece durante la formación de los minerales.

De lo expuesto por Stanton (op cit.) y en base a los resultados isotópicos obtenidos, se puede concluir lo siguiente:

- 1) Si los valores se consideran como cercanos a cero, podría pensarse en una fuente homogénea y sugerirse un origen magmático del azufre, el cual tuvo poco fraccionamiento isotópico. Spooner (1977) afirma que la mayoría de los depósitos de sulfuros masivos tienen una composición cercana al 0‰ ó enriquecidos en ^{34}S ($\delta^{34}\text{S}$ positivo), y se le interpreta como una contaminación del azufre magmático por uno más pesado, lo que a su vez sugiere que el fluido mineralizante contenía azufre reducido de los sulfatos marinos --- (Franklin et al., 1981).
- 2) Puesto que los valores obtenidos se consideraron como bastante homogéneos, entre 4‰ y 8‰ (en el caso de la pirita), se puede decir que la depositación aparentemente fue inorgánica, sin una fuerte acción bacteriana como propone Stanton. Esto puede estar sujeto a discusión pues en base a ciertas texturas encontradas (framboidales y coliformes) hay quienes afirman que son evidencias de una depositación sobre un medio altamente orgánico. Sin embargo, otros, discuten esta posibilidad, argumentando que este tipo de texturas no tienen relación alguna con el tipo de ambiente -- (Sato, 1977).
- 3) Los valores concuerdan con las características generales de los yacimientos volcanosedimentarios más importantes del mundo. (Véase Fig. 5.3).
- 4) La pirita tiene una mayor proporción del isótopo pesado ^{34}S que la galena y la esfalerita. Sin embargo, el azufre de la esfalerita es más ligero que el de la galena, al contrario de lo que Stanton concluye. Hoefs (1973) lo interpreta, tentativamente, como alguna modificación de los sulfuros al momento de ser depositados. Realmente son pocos -



1.-M. Arnold et al. (1981); 2 a 7.-Recopilación de H. Ohmoto et al. en H.L. Barnes (1979);
 8.- D.F. Sangster (1976); 9.-M. Arnold et al. (1977); 10.-Gonzalez Partida E. (1981); 11.-Macías y Solís

FIG. 5.3. COMPOSICION ISOTOPICA DE LOS SULFUROS DE ALGUNOS CUERPOS SEDIMENTARIOS DEL MUNDO.

los datos que se tienen de ambos minerales como para poder concluir algo.

En cuanto al origen de los sulfuros y de los elementos metálicos, mucho se ha especulado. De acuerdo a Field (1973 en Park y Mc Diarmid, 1975) los sulfuros de ciertos yacimientos de la Cordillera Americana son isotópicamente similares al azufre meteórico, concluyendo que el azufre de estos depósitos se derivó de un origen profundo, restándole importancia a la contribución del azufre pesado del agua marina.

Otros estudios de isótopos en exhalaciones volcánicas indican que el azufre depositado de los sulfuros fue el resultado de la reducción biológica o química de los sulfatos. Este azufre, en un principio, fue obtenido a partir del agua subterránea que circula a grandes profundidades a través de ciertas rocas con contenidos de azufre integrándose a estas aguas que posteriormente formarán parte de las exhalaciones volcánicas.

Las nuevas teorías sobre la metalogénesis de las mineralizaciones exhalativas sedimentarias se apoyan en la noción de una celda convectiva del agua de mar dentro de un -- evento volcánico como en el caso de los tipo Kuroko, la dorsal centro-Atlántica, Chipre y el East Pacific Rise, proviniendo el azufre de la reducción de los sulfatos marinos y los metales de las rocas volcánicas, por lo cual, la idea de un origen común del azufre y los elementos metálicos durante la actividad volcánica, debe reconsiderarse (González Partida, 1983c).

Sin embargo, las exhalaciones bien pueden ser sulfurosas y metalíferas a la vez. La naturaleza sulfurosa de ciertas exhalaciones submarinas recientes, la existencia de sulfuros entre las redes de los "stocks" y la relación espacial tan estrecha entre los yacimientos estratificados y los centros exhalativos pueden confirmar la naturaleza sulfurosa de la

exhalación que deposita a los sulfuros primero sobre el sitio de descarga y luego los dispersa sobre un medio marino.

Así mismo, las composiciones isotópicas revelan una mezcla de azufre hidrotermal con azufre proveniente de la reducción del sulfato marino. Según Arnold y colaboradores (1977) puede decirse que hay un depósito de mineralización sedimentaria a partir de una exhalación sulfurosa.

En base a todas estas teorías y a los resultados isotópicos obtenidos, se piensa entonces, que el factor principal responsable de la formación de los cuerpos mineralizados de Cuale, Jal. es el aporte de fluidos mineralizantes con cantidades variables de metales base formando iones complejos con cloro y azufre provenientes de las últimas etapas de una diferenciación magmática. Como un factor secundario, pero no menos importante, se tiene la mezcla del azufre de los sulfatos marinos con el azufre proveniente del manto, aportado durante las exhalaciones de magmas ácidos. Además de los metales aportados por la actividad magmática se podría sugerir la lixiviación de los metales pesados por circuitos hidrotermales formados por la circulación de agua marina caliente introducida en los paquetes de rocas volcanosedimentarias (principalmente tobas volcánicas por su porosidad). Este factor queda todavía por estudiarse en base a análisis geoquímicos de las rocas cercanas a la mineralización.

Así, los mecanismos de depositación fueron controlados por los siguientes efectos:

a) Descenso de temperatura. Si una solución de mena encuentra agua de mar, es inevitable que sea enfriada. Este es un factor muy importante ya que tiene efectos sobre la solubilidad de los sulfuros. Las soluciones hidrotermales, al arribar al medio marino, se enfriaron, precipitando a los sulfuros.

b) Aumento en la concentración de azufre. La mezcla de las soluciones hidrotermales con los sulfatos marinos causa el depósito de los sulfuros. La participación de los sulfatos marinos, al momento de depositación, puede estimarse entre 5% y 10% del azufre total (González Partida, comunicación personal, 1984).

Como una alternativa para poder seguir adelante en la comprensión y mejoramiento del modelo genético de los depósitos volcanosedimentarios de Cuale, Jal. sería conveniente realizar estudios isotópicos de sulfatos y en base a ello hacer una correlación con los datos expresados por Sangster (1968, 1971) y Arnold (1977) en donde se muestra la relación entre los sulfuros volcanogénicos y el azufre de los sulfatos marinos contemporáneos al volcanismo. También se podrían analizar los datos isotópicos en función de otras variables como son pH, Eh, temperatura y fO_2 para que junto con los datos de inclusiones fluidas, se establezcan todas las condiciones fisicoquímicas de formación de los yacimientos de Cuale, Jalisco.

VI. CONCLUSIONES

Una vez expuestas las características físicas y fisicoquímicas de los cuerpos mineralizados de Cuale, Jal., se podrán hacer ciertas consideraciones sobre el origen de los metales, los mecanismos de transporte y el ambiente de deposición.

Es sabido que si el azufre y los metales se presentan juntos, sólo una pequeña cantidad de metales puede ser transportada por agua pura. Sin embargo, si en la solución existen cloro y azufre, la solubilidad aumenta. Esta es la causa de que los metales formen iones complejos estables con el cloro o con el azufre (Sato, 1977). Hasta ahora es más aceptado que los complejos de cloro son el medio de transporte principal de los metales de mena, por lo que la precipitación de éstos es causada por uno o la combinación de los siguientes efectos:

- 1) Dilución de las soluciones de mena en relación al cloro.
- 2) Aumento en la concentración de pH.

La dilución y la neutralización de los fluidos en el agua de mar juegan un papel secundario aunque contribuyen a la precipitación de los metales, pero no se tienen datos para concluir algo preciso.

- 3) Descenso de temperatura.

Si una solución de mena encuentra agua de mar, es inevitable que sea enfriada. Este es un factor importante ya que tiene efectos sobre la solubilidad de los sulfuros. Las soluciones hidrotermales al llegar al medio marino, precipitan sulfuros metálicos. Las texturas coloformes, las formas granulares de algunos sulfuros y el bandeamiento indican precipitación y un enfriamiento rápido de los sulfuros.

- 4) Aumento en la concentración de azufre.

La mezcla de las soluciones hidrotermales con los -

- sulfatos marinos puede causar el depósito de los sulfuros. A partir de los análisis de isótopos de azufre se concluyó que efectivamente existió esta mezcla de sulfuros, por lo que éste es otro factor importante para la precipitación y depósito de la mineralización. Estas soluciones hidrotermales provenientes de las exhalaciones metalíferas sulfurosas, arrojaron cantidades importantes de metales pesados dentro del medio marino, fijándose de una manera singenética sedimentaria.

Para las salmueras del tipo II (Véase Capítulo IV.4) formadoras de los yacimientos de Cuale, con temperaturas intermedias y densidades menores a la del agua de mar, la precipitación de sulfatos minerales (barita en Naricero) se llevó a cabo como resultado de la contaminación con el sulfato del agua de mar. En general no se forman minerales en óxidos, ya que el agua de mar contaminada por este tipo de salmueras generalmente se encuentran cerca del piso oceánico en donde el agua es pobre en oxígeno.

El origen biogénico de la pirita en ciertos depósitos es factible ya que algunas piritas framboidales se han interpretado como bacterias fósiles (Pérez Segura, E., 1978). Sin embargo, otros autores (Sato, 1977) concluyen que las actividades biogénicas no son importantes para la formación de sulfuros masivos volcanogénicos aún si las rocas encajonantes son predominantemente sedimentos carbonosos. Las piritas framboidales pueden dar evidencia de un origen biogénico, pero también se sintetizan en ambientes inorgánicos. En Cuale, Jal. existen estas texturas, y con los valores isotópicos de azufre se determinó que no hay evidencias de procesos orgánicos. Los datos de azufre indicaron únicamente azufre de origen magmático con aporte de sulfatos marinos (Véase Capítulo V.4).

Así, los rasgos característicos de los depósitos de Cuale, Jalisco son:

- La estratificación de las menas. Generalmente adoptan formas lenticulares o en estratos paralelos a las capas volcanosedimentarias.

mentarias, lo cual sugiere,

- La formación sobre fondos marinos asociándose a una actividad volcánica ácida submarina. Las condiciones que evidencian el ambiente marino de depositación son las tobas y rocas sedimentarias con lutitas negras íntimamente relacionadas a la mineralización estratiforme. Estos depósitos exhalativos estratiformes de origen magmático se asocian con rocas volcánicas félsicas eruptadas en las etapas tardías del desarrollo de arcos insulares.
- Un origen singenético de los cuerpos masivos.
- Un origen epigenético de los cuerpos de "stockwork" que generalmente subyacen a los masivos.

La evidencia de las mineralizaciones en vetillas en los stockworks desarrollados sobre acumulaciones ácidas es lo que da una idea del origen exhalativo de estos depósitos. El nexa espacial entre los depósitos estratiformes y los aparatos volcánicos llevan a pensar en que los depósitos situados relativamente "lejos" de los sitios de emisión, también tienen un origen exhalativo, pero implicando un transporte antes de su depósito. Estas distancias que separan el lugar de depósito del centro exhalativo se pueden apreciar por las texturas retrabajadas en algunos cuerpos (Naricero).

- La mineralización tiende a encontrarse en un horizonte estratigráfico definido. La asociación con ambientes reductores (lutitas negras) evita la oxidación de los sulfuros, preservándolos si son rápidamente cubiertos y protegidos de la oxidación por sedimentos, tobas o lavas. Estos horizontes reductores son comunes en muchos yacimientos de sulfuros masivos (Rey de la Plata, Gro., Tizapa, Edo. de Mex., Cuale, Jal.) estando relacionados directamente con la mineralización dentro de rocas ígneas piroclásticas.
- Están compuestos de menas masivas de pirita con cantidades menores de calcopirita subyaciendo a menas de esfalerita

y galena. En ocasiones estas menas están directamente por encima de la zona de exhalación o "stockwork" (Chivos de Arriba y Chivos de Abajo).

El proceso general que concentró los elementos formadores de los yacimientos fue un hidrotermalismo generado por la intrusión de cuerpos riolíticos que funcionaron como fuente de calor en interacción con un medio acuoso marino somero. Esta relación es evidenciada por vetillas de sulfuros, centros exhalativos y cuerpos estratiformes. Las condiciones marinas son indicadas por la presencia de tobas y lutitas con radiolarios y espículas de esponjas. Estas rocas junto con los estudios de inclusiones fluidas muestran la existencia de un ambiente de mar marginal asociado a un arco de islas.

La alternancia de minerales de mena con sedimentos clásticos finos es clásica en depósitos derivados de salmueras tipo II (Véase Capítulo IV.4) por lo que los ambientes de depósito deben ser lo suficientemente tranquilos como para que se lleve a cabo el asentamiento de las partículas clásticas finas. La formación de mena retrabajada, fragmentada, como en el caso del cuerpo Naricero, también puede establecerse a partir de este tipo de salmueras que descargan sobre pendientes submarinas, como resultado del deslizamiento de los depósitos masivos en sitios gravitacionalmente inestables.

- Existe un zoneamiento a gran escala, con valores altos de cobre en o cerca de los centros exhalativos (Coloradita) y plomo-zinc alejándose de ellos (Naricero) con asociación de sulfosales que reflejan temperaturas menores. La esfalerita, la galena, la calcopirita, la pirita y la tetraedrita son los sulfuros minerales más comunes en todos los depósitos de Cuale. Estos muestran cierta preferencia entre ellos mismos, variando sus proporciones en cada cuerpo. La tetraedrita-tenantita parecen asociarse únicamente a la mena negra (gal + sph).

- Existen cambios de la velocidad en la precipitación y cristalización (evidenciados por la generación de dos tipos principales de pirita, de grano fino y de grano grueso) que probablemente reflejen descargas intermitentes de las soluciones hidrotermales. Las texturas coloformes, formas granulares de sulfuros masivos y las bandas de sulfuros indican que los fluidos mineralizantes enfriaron rápidamente. El brechamiento de las menas puede indicar etapas explosivas o deslizamientos en masa de los sedimentos.

A partir de los estudios microtermométricos:

- Se postulan profundidades de formación entre los 450-700 m evidenciando un área de cuenca somera o mar marginal cercano a la costa. Estas profundidades son similares a las propuestas para los yacimientos tipo Kuroko en general (menores a 1000 m).

- Se determinó la densidad de las salmueras, siendo menor a la del agua de mar. En gran parte controla la depositación de los sulfuros en lugares cercanos a la fuente de exhalación y directamente encima de ella, dependiendo de la topografía del lugar.

- Se proponen temperaturas de formación para la esfalerita del Cuerpo Minas del Oro, menores a los 300°C (239°C) que concuerdan con los tipo Kuroko en general. Para el cuarzo se tuvieron dos generaciones, una etapa precoz con temperaturas entre 250° y 350° que también están de acuerdo a los valores encontrados para los Kuroko, y una etapa tardía con temperaturas entre 150° y 250°. Este cuarzo se formó entonces, en las últimas etapas de la mineralización.

En base a estudios isotópicos de azufre se pudo determinar:

- La composición isotópica del azufre de las piritas, presentando una media de $\delta^{34}\text{S} = 6.11\text{‰}$, muy cercana al 0.00‰.

- Estos valores para las piritas son muy similares a los observados en depósitos recientes como los del Pacífico del Este a

21° N. Probablemente esto refleja una combinación similar del sulfato reducido del agua marina y del azufre de la fuente volcánica.

Estudios recientes (Pisutha-Anond et al., 1980) indican que la mineralización primaria dentro de sulfuros masivos volcanogénicos ocurre durante la mezcla de fluidos hidrotermales con H₂S dominante y el agua marina. Durante esta mezcla no ocurre un intercambio isotópico entre el sulfato del agua marina y el H₂S hidrotermal, por lo que la composición isotópica de los minerales sulfurosos refleja la composición δ³⁴S del H₂S hidrotermal. Aparentemente el azufre tiene un origen complejo que incluye la contribución tanto de sulfuros dentro de la roca como sulfuros producidos por reducción de los sulfatos marinos (Shanks et al., 1980).

- El origen del azufre es entonces, una mezcla del azufre marino con el de las soluciones hidrotermales, estimándose una proporción de 1:9.

- Estas soluciones hidrotermales son producto de las últimas etapas de la diferenciación de magmas ácidos ricos en azufre.

Así, los yacimientos de Cuale, Jal. presentan más similitudes con los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos del tipo Kuroko, que con ningún otro. Estas son:

- a) Yacimientos asociados a rocas volcanosedimentarias, producto de un volcanismo submarino. La roca encajonante en Cuale es una secuencia volcanosedimentaria de un arco insular desarrollado desde el Triásico Temprano hasta el Cretácico Medio.
- b) Depósitos en forma de lentes y estratificados con un "stockwork" en la base. aunque en ocasiones carecen de éste. Estos stocks se caracterizan por las vetillas de sulfuro y cuarzo que presentan.
- c) Metales base similares, esto es, Pb-Zn y Cpy-Py con cantidades menores de tetraedrita-tenantita que en ocasiones son

argentíferas.

d) Presencia de menas amarillas y menas negras.

Este tipo de menas parecen estar relacionadas a exhalaciones submarinas y actividad hidrotermal asociada con volcanismo. Muchos depósitos de este tipo se encuentran en secuencias de arco insular, en donde la precipitación de los sulfuros ocurre en terrenos volcánicos en la margen de los continentes, producidos por la subducción de una placa oceánica bajo una continental. Los depósitos se formaron sobre el fondo marino durante períodos de relativa tranquilidad inmediatamente siguiendo a etapas explosivas. Se ha generalizado que los depósitos de Cu-Zn ocurren en rocas volcánicas máficas y los depósitos de Zn-Pb-Cu en rocas volcánicas félsicas y sedimentarias como en el caso de Cuale.

Puesto que todavía quedan ciertas dudas con respecto a las rocas que intrusionan a la secuencia volcanosedimentaria de Cuale, Jal., resulta necesario hacer una investigación de las edades de estas rocas graníticas por medio de métodos radiométricos.

Debido a que la diferencia de espesores en la secuencia es producto de la paleotopografía de la cuenca sería conveniente realizar estudios sedimentológicos para determinar esta paleotopografía y encontrar el horizonte de lutitas negras que ejercen un control de tipo litológico.

Puesto que parece evidente que los yacimientos volcanosedimentarios más conocidos de México (Cuale, Jal., Rey de la Plata, Gro., Copper King, Gro., etc) se asocian a un ambiente volcánico insular-mar marginal del Triásico Superior al Cretácico Inferior, es probable que este tipo de depósitos se concentren en la porción occidental de México, haciéndose indispensable la búsqueda de ambientes geológicos similares a lo largo de la costa del Pacífico.

BIBLIOGRAFIA

- Alvarez, Jr., M. (1961). Provincias Fisiográficas de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo 24 N° 2, pp. 1-20.
- Anderson, T.H.; Eells, J.J. y Silver, L.T. (1978). Rocas Precámbricas y Paleozoicas de la Región de Caborca, Sonora, México. Traducción por Jaime Roldán, 34 p.
- Arnold, M., Bernard, A.J. y Soler, E. (1977). Premier Apport de la Geochemie des Isotopes du Soufre a la Comprehension de la Genese des Mineralisations Pyriteuses de la Province de Huelva, Espagne. Mineral Deposita (Berl.) 12, pp. 197-218.
- Arriaga, G. (1976). Descripción de Minerales Opacos. 2a. parte, Fac. de Ing. UNAM., México.
- Aston, F.W. (1933). Mass Spectra and Isotopy. Edward Arnold, London. (Consultado en Hoefs, 1973).
- Ault, W.V. y Kulp, J.L. (1959). Isotopic Geochemistry of Sulphur. Geochim. Cosmochim Acta 16, pp. 201-235. (Consultado en González Partida, 1983 d).
- Ault W.V. y Kulp, J.L. (1960). Sulfur Isotopes and Ore Deposits,. Econ. Geology 55, pp. 73-100.
- Baker, D.S. (1983). Igneous Rocks. Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 1a ed. 417 p.
- Barrash, W. y Venkatakrisnan, R. (1982). Timing of Late Cenozoic Volcanic and Tectonic Events along the Western Margin of the North American Plate. Geological Society of America Bulletin. Vol. 93, pp. 977-989, October, 1982.
- Beatty, Ch. (1899). Union en Cuale Company, Jalisco. (Informe inédito, -- Compañía Fresnillo, S.A.).
- Berrocal, G., Gómez de la Rosa, E., Morín, J. y Sánchez, M. (1983). Libro Guía para la Excursión al Distrito Minero de Cuale, Jal. XV Convención Nacional de la AIMMG, A.C. de México.
- Bischoff, J.L., Rosenbauer, R.J., Aruscavage, P.J., Baedecker, P.A. y Crock, J.R. (1983). Sea Floor Massive Sulphide Deposits from 21° N East Pacific Rise. Bulk Chemical Composition and Economic Implications. Econ. Geology Vol. 78, pp. 1711-1720.
- Bryndzia, L.T., Scott, S. y Farr, E. (1983). Mineralogy, Geochemistry and Mineral Chemistry of Siliceous Ore and Altered Footwall Rocks in the Uwamuki 2 and 4 Deposits, Kosaka Mine, Hokuroku District, Japan. Economic Geology Monograph 5 pp. 507-522.

- Campa, M.F., Ramírez, J.E., Flores, R. y Coney, P.J. (1980). Terrenos Tectono-estratigráficos de la Sierra Madre del Sur. Región -- comprendida entre los Estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. V Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana. 28 p.
- Campa, M.F., Ramírez, J.E. y Blome, Che. (1982). La Secuencia Volcanosedimentaria Metamorfizada del Triásico (ladiniano-carniano) de la Región de Tumbiscatío, Michoacán. Resumen de la Sociedad Geológica Mexicana. VI Convención Nacional. Sept. 1982.
- Campa, M.F. y Coney, P.J. (1983). Tectono-Stratigraphic Terranes and - Mineral Resource Distributions in Mexico. Canadian Journal Earth Science 20, pp. 1040-1051.
- Carta Geológica El Tuito, Jal. N° F-13-C-79 (1971). Detenal, SPP, México.
- Coney, P.J. (1983). Un Modelo Tectónico de México y sus Relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, Vol. 15 N° 1, pp. 6-15.
- Crawford, M.I. (1981). Phase Equilibria in Aqueous Fluid Inclusions. IN: Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Mineralogical Association of Canada. May, 1981. pp. 75-100.
- Damon, P., Nieto Obregón, J. (1979). Un Plegamiento Neogénico en Nayarit y Jalisco y Evolución Geomorfológica del Río Grande de Santiago. AIMGM Memoria Técnica XII. pp. 157-190.
- Damon, P., Shafiqullah, M. y Clark, K. (1981). Geochronology of the Porphyry Copper Deposits and Related Mineralization of Mexico. Canadian Journal Earth Science Vol. 20, 1983. pp. 1052-1071.
- Departamento de Geología, Unidad Cuale, Jal. Planos y Secciones Topográficas y Geológicas, Esc:1:2,000 y 1:5,000.
- Dudás, F.O (1983). The Effect of Volatile Content on the Vesiculation of Submarine Basalts. Economic Geology Monograph 5. pp. 134-141.
- Eldridge, C.S., Barton, P.B. y Ohmoto, H. (1983). Mineral Textures and their Bearing on Formation of the Kuroko Orebodies. Economic Geology Monograph 5. pp. 241-281.
- Feely, H.W. y Kulp, J.L. (1957). The Origin of Gulf Coast Salt Dome Sulphur Deposits. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologist 41, pp. 1802. (En: González Partida, 1983 d).
- Ferriz, H. (1978). Apuntes de Minerografía. 1a. parte. Fac. de Ing. UNAM México.
- Field, C.W. (1973). Sulphur Isotope Abundances in Hydrothermal Sulfate-Sulfide Assemblages of the American Cordillera. Econ. Geology 62. p. 1206. (En: Park y Mc Diarmid, 1975).

- Franklin, U.M., Lydon, J.W. y Sangster, D.F. (1981). Volcanic Associated Massive Sulphide Deposits. Economic Geology 75th Anniversary Volume. pp. 485-627.
- Gastil, G., Krummenacher, D. y Jensky, W.A. (1979). Reconnaissance Geology of West Central Nayarit, Mex.. Geological Society of America Bull. Part I. Vol. 90, pp. 15-18. January, 1979.
- Gómez de la Rosa, E. (1977). El Distrito Minero de Cuale, Jal., México. (Reporte Inédito, Cia. Fresnillo, S.A.).
- González Partida, E. (1981). La Province Filonienne Au-Ag de Taxco-Guanajuato. Caracteristiques des Solutions Hydrothermales, Composition Isotopique du Soufre et Proposition d'un Model Metallogénique sur l'exemple des Filons de Miahuatlan, Sultepec et Temascaltepec, México. These Dr. Ing. INP-ENSG- Francia. Publicado por CRPG/CNRS. 234 p.
- González Partida, E. (1983b). Las Inclusiones Fluidas y las Características Genéticas de las Mineralizaciones Polimetálicas de Tierra Caliente. Geomimet mayo/junio N°. 123. pp. 35-55.
- González Partida, E. (1983 a). Estudio de la Fase Fluida y sus Relaciones con la Mineralización Filoniana Au/Ag de Miahuatlán-Ixtapan del Oro, Edo. de Mex. Geomimet sept/oct N° 125. pp.89-100.
- González Partida, E. (1983 c). Análisis de las Inclusiones Fluidas e Isótopos de Azufre, Hidrógeno y Oxígeno de los Sulfuros Masivos de Tizapa y Santa Rosa, Edo. de Mex. Geomimet marzo/abril N° 128. pp.66-77.
- González Partida, E. (1983 d). Generalidades sobre los Isótopos de Azufre. 1a. parte. 26 p. (Inédito).
- González Reyna, J. (1956). Riqueza Minera y Yacimientos Minerales de México. Congreso Geológico Internacional XX Sesión. 3a.ed. p.19-29.
- Haas, J.1. (1971). The Effect of Salinity on the Maximum Thermal Gradient of a Hydrothermal System at Hydrostatic Pressure. Economic Geology Vol. 66 pp. 940-946.
- Hoefs, J. (1973). Stable Isotope Geochemistry. In: Minerals, Rocks and Inorganic Materials, Monograph Series of Theoretical and Experimental Studies. Vol. 9. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg New York 1973. 140p.
- Hoja Climática San Blas 13Q-III Esc. 1:500,00 UNAM Instituto de Geografía (1970).
- Hollister, L.S. (1981). Information Intrinsically Available from Fluid Inclusions. In: Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Min. Assoc. of Canada, May, 1981. pp.1-12,

- Holloway, J.R. (1981). Compositions and Volumes of Supercritical Fluids in the Earth Crust. In: Short Course in Fluid Inclusions; Applications to Petrology. Mineralogical Association of Canada May, 1981. pp. 13-38.
- Jensen, M.L. (1959). Sulphur Isotopes and Hydrothermal Mineral Deposits. Economic Geology 54, p. 374. (En: González Partida, 1983 d).
- Jensky, W.A. (1975). Reconnaissance Geology and Geochronology of the Bahia de Banderas Area, Nayarit and Jalisco, Mexico. [M.S.Thesis] Sta. Barbara Univ. of Calif. 80 p. (En: Gastil et al., 1979).
- Kirwin, W. (1982). Investigation Report Concerning "Kuroko Type" Massive Sulfide Mineralisation at Cuale, Jal. (Inédito).
- Le Bel, L. y Oudin, E. (1982). Fluid Inclusion Studies of Deep Sea Hydrothermal Sulphide Deposits on the East Pacific Rise near 21°N. Chemical Geology 37 pp. 129-136.
- López Ramos, E. (1981). Geología de México. Tres Tomos. México, D.F. Edición Escolar.
- Luna Barceló, R. (1979). Yacimientos Minerales y Exploración del Cuerpo Naricero en el Distrito Minero de Cuale, Jal. Tesis Profesional IPN, México.
- Macías, C., Solís, G., Martínez, R. y Torres, V. (1984). Geología de Campo Avanzada. Unidad Minera Cuale, Compañía Fresnillo, S.A.. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Mac Namara, J. y Thode, H.G. (1950). Comparison of the Isotopic Composition of Terrestrial and Meteoritic Sulphur. Phys. Rev. 78. pp. 307-308. (En: González Partida, 1983 d).
- Macomber, B.E. (1962). Geology of the Cuale Mining District. Jal, Mex. Tesis Doctoral. Rutgers University, New Brunswick, New Jersey.
- Mc Dowell, F.W. y Clabaugh, H. (1979). Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their Relation to the Tectonic History of Western Mexico. Geological Soc. of America. Sp. Paper 180 pp. 113-124.
- Moore, J.G., Batchelder, J.N. y Cunningham, C.G. (1977). CO₂ filled Vesicles in Mid-Ocean Basalt. Journal of Volcanology² Geothermal Research 2. pp. 309-327. (En: Hollister, 1981).
- Nash, J.Th. (1973). Geochemical Studies in the Park City District Ore Fluids in the Mayflower Mine. Econ. Geol. vol. 68. pp. 34-51 (En: González Partida, 1983 a).
- Nier, A.O. y Gulbransen, E.A. (1939). Variations in the Relative Abundance of the Carbon Isotopes. Jour. Amer. Chem. Soc. 61 (En: González Partida, 1983 d).

- Núñez, A. y Torres, V. (1984). Análisis Metalogenético Regional de la Porción Suroccidental de la República Mexicana. Tesis Profesional, UNAM.
- Ohmoto, H. (1970). Influence of pH and fO_2 of Hydrothermal Fluids on the Isotopic ratios of Sulfur Species. Geol. Society of America -- Annual Meeting. p. 640. (En:González Partida, 1983 d).
- Ohmoto, H. (1971). Fluid Inclusions and Isotope Study of the lead-zinc Deposits at the Bluebell Mine, British Columbia, Canada. Soc. Mining. Geol. Japan Spec. Issue N°2 pp. 93-99 (En:Hollister,1981).
- Ohmoto, H. y Rye, R.O. (1979). Isotopes of Sulfur and Carbon. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (H.L. Barnes Ed). Wiley-New York 2a. ed. pp. 509-567.
- Ohmoto, H. y Skinner, B. (1983). The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Introduction and Summary of New Findings Economic Geology Monograph 5. pp. 1-8.
- Ohmoto, H., Mizukami, M., Drummond, S.E (1983). Chemical Processes of Kuroko Formation. Economic Geology Monograph 5. pp.570-604.
- Ortigoza, F. (1983). Geología de Cuale, Jal. Esc. 1:5,000. Tesis Profesional UNAM.
- Park, Ch.F. y Mc Diarmid, R.A. (1975). Ore Deposits. W.H. Freeman and Company, San Francisco. 530 p.
- Pérez Segura, E. (1978). Caracteristiques Generales des Amas Sulfureses Volcanosedimentaires. Un Apercu sur la Petrographie et la Mineralogie au District Minier de Cuale, Jal. Mex. Institut National Polytechnique de Nancy. Ecole Nationale Superieure de Geologie Appliquee et de Prospection Miniere. pp. 42-54.
- Picot, P. y Johan, Z. (1977). Atlas des Mineraux Metaliques. Editions du B.R.G.M. N° 90, París.
- Pisutha-Arnold, V. y Ohmoto, H. (1980). Chemical and Isotopic Composition of the Kuroko Ore Forming Fluids. Geol. Soc. of America Abs. with Programs. vol. 12, p. 500.
- Pisutha-Arnold, V. y Ohmoto, H. (1983). Thermal History and Chemical and Isotopic Compositions of the Ore Forming Fluids Responsible for the Kuroko Massive Sulphide Deposits in the Hokuroku District of Japan. Economic Geology Monograph 5. pp. 523-558.
- Potter, R.W. y Brown, D.L. (1977). The Volumetric Properties of Aqueous Sodium Chloride Solutions from 0° to 500°, at Pressures up to 2,000 bars, based on a Regression of Available data in the Literature. U.S. Geol. Survey Bull. 1421-C. 36 p.

- Potter, R.W. y Brown, D.L. (1977). Pressure Corrections for Fluid Inclusion Homogenization Temperatures based on the Volumetric Properties of the System NaCl-H₂O. Journal of Research of the U.S. Geology Survey. Vol. 5 N° 5. pp. 603-607.
- Poty, B., Stalder, H.A. y Weisbrod, A.M. (1974). Fluid Inclusion Studies in Quartz from Fissures of Western and Central Alps. Schweiz - Mineral Petrogr. Mitt. 50. pp. 109-130. (En: Hollister, 1981).
- Poty, B., Leroy, J. y Jachimowickz, L. (1976). Un Nouvel Appareil pour la Mesure des Temperatures sous le Microscope: l'installation de Microthermometrie CHAIXMECA. Bull. Mineral 99. pp. 182-186.
- Ragan, D. (1980). Geología Estructural. Introducción a las Técnicas Geométricas. Ed. Omega.
- Raisz, E. (1964). Landforms of Mexico. Cambridge, Mass. Geographic Branch Office of Naval Research. 2a. ed.
- Rickard, D.T. y Zweifel, H. (1975). Genesis of Precambrian Sulphide Ores. Skellefte District, Sweden. Econ. Geol. 70 pp 255-274. (En: Sato, 1977).
- Robin, C. (1982). Mexico. En: Andesites. Ed. R.S. Thorpe. pp.137-147.
- Roedder, E. (1963). Studies of Fluid Inclusions II. Freezing Data and -- their Interpretation. Econ. Geol. vol.58 N°2 pp.167-211.
- Roedder, E. (1972). Fluid Inclusion Research Proceedings of COFFI (an Annual Summary of World Literature: Volumes 1-5, 1968-1972 privately printed and available from editor) (En: Hollister, 1981).
- Roedder, E. (1979). Fluid Inclusions as Samples of Ore Fluids. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (H.L. Barnes Ed.) Wiley, New York pp. 684-737. 2a ed.
- Roedder, E. y Coombs, D.S. (1967). Immiscibility in Granitic Melts Indicated by Fluid Inclusions in Ejected Granitic Blocks from Ascension Island. Journ Petrol. 8 pp.417-451. (En: Hollister, 1981).
- Sakai, H. (1957). Fractionation of Sulfur Isotopes in Nature. Geochim. Cosmo. Acta. Vol. 12 pp. 150-161. (En: González Partida, 1983 d).
- Sangster, D.F. (1968). Relative Sulphur Isotope Abundance of Ancient Seas and Stratabound Deposits. Geol. Assoc. Canada Proceed 19. pp. 79-91. (En: Arnold et al., 1977).
- Sangster, D.F. (1971). Sulphur Isotopes, Stratabound Sulfide Deposits and Ancient Seas. Soc. Mining, Geol. Japan, Special Issue 3. pp. 295-299. (En: Arnold et al., 1977).

- Sato, T. (1977). Los Sulfuros Masivos Volcanogénicos, su Metalogenia y Clasificación. Ed. Depto. Geología. Univ. Sonora, México, 54p.
- Shanks, W.C. y Bischoff, J.L. (1980). Geochemistry Sulphur Isotope Composition and Accumulation rates of Red Sea Geothermal Deposits. - Economic Geology. Vol. 74. pp. 445-459.
- Smith, P.G. (1953). Historical Development of Inclusion Thermometry. Toronto: Univ. Toronto Press. (En: Hollister, 1981).
- Sorby, H.C. (1858). On the Microscopic Structure of Crystals, Indicating the Origin of Minerals and Rocks. Geol. Soc. London Quart. vol. 14. Part I. pp. 453-500.
- SPP (1980). Carta Estatal de Regionalización Fisiográfica. Esc. 1:1'000,000 (en: Síntesis Geográfica del Edo.de Jal. SPP, 1981).
- SPP (1981). Síntesis Geográfica del Edo.de Jal. México. 1a. ed.
- Spooner, E. (1981). Fluid Inclusion Studies of Hydrothermal Ore Deposits. In: Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Mineralogical Assoc. of Canada. pp. 315-336.
- Stanton, E. (1972). Ore Petrology. Ed. McGraw Hill. New York. 713 p.
- Thode, H.G., Mac Namara, J. y Collins, C.B. (1949). Natural Variations in the Isotopic Content of Sulphur and their Significance. Canadian Jour. Res. 27B p. 361. (En: Hoefs, 1973).
- Thode, H.G. y Monster, J. (1964). The Sulphur Isotope Abundances in Evaporites and in Ancient Oceans. In: Vinogradov A.P. (Ed) 2, p. 630. (En: Hoefs, 1973).
- Thode, H.G. y Monster, J. (1965). Sulphur Isotope Geochemistry of Petroleum, Evaporites and Ancient Seas. In: Fluids in Subsurface Environments. A Symposium. Am. Ass. Petrol Geol. Mem. 4. ----- p. 367. (En: Hoefs, 1973).
- Touret, J. (1977). The Significance of Fluid Inclusions in Metamorphic Rocks. In: Thermodynamics in Geology. p.203-207. (En: Hollister, 1981).
- Tripplet, W.H. (1938). Report on the Cuale Mining District, Jalisco México. (Inédito, Cia. Fresnillo, S.A.).
- Trofimov, A. (1949). Isotopic Composition of Sulphur in Meteorites and in Terrestrial Objects. (En Ruso, DOKL. Akad. Nauk 66, p.181). (En: Hoefs, 1973).
- Urabe, T., Scott, S.D. y Hattori, K. (1983). A Comparison of Foot-wall Rock Alteration and Geothermal Systems Beneath some Japanese and Canadian Volcanogenic Deposits. Econ. Geol. Monog. 5. pp.345-364.

- Urey, H.C. (1947). The Thermodynamic Properties of Isotopic Substances. Jour. Chem. Soc. p. 562. (En: Hoefs, 1973).
- Watanabe, M. y Sakai, H. (1983). Stable Isotope Geochemistry of Sulfates from the Neogene Ore Deposits in the Green Tuff Region, Japan. Economic Geology Monograph 5. pp. 282-291.
- Weisbrod, A., Poty, B. y Touret, J. (1976). Les Inclusions fluides en Geo chimie-petrologie: tendances actuelles. Bull. Mineral 99. pp. 140-152. (En: Hollister, 1981).
- Zirkel, F. (1876). Microscopical Petrography: Prof. Papers of the Engineer Department U.S. Army N°18 . Report of U.S. Geol. Exploration of the Fortieth Parallel, VI. (En: Hollister, 1981).

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que nos brindaron su colaboración y apoyo en la realización de este trabajo.

Muy especialmente al Dr. Eduardo González Partida, Comisión Federal de Electricidad, por sugerir el tema y su dirección en el mismo; al Ing. Gómez de la Rosa, Cia. Fresnillo, S.A., por las facilidades prestadas y críticas al trabajo; al Ing. Miguel Vera Ocampo, Facultad de Ingeniería, UNAM, por las correcciones y comentarios; al Ing. Jorge Nieto --- Obregón y al Ing. Dante Morán Zenteno por sus observaciones y sugerencias.

De igual manera, por los diversos estudios de laboratorio, al Dr. Michel Arnold, CRPG, Nancy, Francia por los análisis isotópicos; al Ing. Alfredo Victoria, Comisión de Fomento Minero, por los análisis de microsonda; al Ing. Julio Morales de la Garza, Instituto Mexicano del Petróleo, por la identificación de los fósiles; al Ing. Raúl Ruvínovich por su buena disposición, y al personal del Departamento de Geología de la Unidad Minera de Cuale, Jal.

De manera muy especial, a los compañeros Vicente Torres y Raymundo Martínez por la ayuda durante el trabajo de campo, en la elaboración de planos, tablas y análisis de muestras, así como por sus comentarios, críticas y sugerencias al trabajo. A Gustavo Tolson por su ayuda en el trabajo de campo y el análisis estructural. A Jorge Sandoval por todo el material proporcionado.

Se hace un reconocimiento al personal de los laboratorios de la Facultad de Ingeniería y de la biblioteca del Instituto de Geología por su colaboración.

A todos aquellos compañeros, profesores y demás personas que contribuyeron a la elaboración de esta tesis.