



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

*MODELO EVOLUTIVO DEL CICLO HIDROTERMAL DE
LA MINA TAYOLTITA, DURANGO EN BASE A DATOS
ISOTOPICOS, MICROTERMOMETRICOS Y COCIENTES
METALICOS*

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A:

JOSE ALEJANDRO ARIAS MEDA



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.



Universidad Nacional

Autónoma

FACULTAD DE INGENIERIA

Dirección

60-I-33

Señor ARIAS MEDA JOSE ALEJANDRO.
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que aprobado por esta Dirección, propuso el Profr. Ing.- Jorge Nieto Obregón, para que lo desarrolle como tesis para su Examen Profesional de la carrera de INGENIERO GEOLOGO.

"MODELO EVOLUTIVO DEL CICLO HIDROTHERMAL DE LA MINA TAYOLTITA, DURANGO, EN BASE A DATOS ISOTOPICOS, MICROTERMOMETRICOS Y COCIENTES METALICOS"

- I INTRODUCCION.
 - II MARCO GEOLOGICO.
 - III GEOLOGIA ECONOMICA.
 - IV MICROTERMOMETRIA.
 - V ISOTOPIA.
 - VI MODELOS GENETICOS.
 - VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.
- BIBLIOGRAFIA.

Ruego a usted se sirva tomar debida nota de que en cumplimiento con lo especificado por la Ley de Profesiones, deberá prestar -- Servicio Social durante un tiempo mínimo de seis meses como -- requisito indispensable para sustentar Examen Profesional; así -- como de la disposición de la Coordinación de la Administración -- Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de los ejemplares de la tesis, el título del trabajo realizado.

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D.F., Enero 31 de 1986.

EL DIRECTOR

Dr. Octavio A. Rasón Chávez

MODELO EVOLUTIVO DEL CICLO HIDROTHERMAL DE LA MINA TAYOLTITA,
 DURANGO EN BASE A DATOS ISOTOPICOS, MICROTERMOMETRICOS
 Y COCIENTES METALICOS

INDICE

	Página
Resumen	i
Lista de Figuras	ii
Lista de Tablas	iii
I.- INTRODUCCION	1
Objetivos y Métodos de Estudio	
Generalidades	
Localización del Area	
Vias de Acceso	
Fisiografía	
II.- MARCO GEOLOGICO	5
Geología Regional	
Armazón Tectónico y Metalogénesis	
Unidades Litológicas Mayores	
Basamento	
Complejo Volcánico Inferior	
Discontinuidad entre las secuencias Igneas	
Supergrupo Volcánico Inferior	
 Geología Local	
Estratigrafía	
Complejo Volcánico Inferior	
Riolita Socavón	
Andesita Buelna	
Riolita Portal	
Andesita Productiva	
Batolito de Piaxtla	
Stock Candelaria	
Stock Tipo Arana	
Diques Santa Elena	
Diques Santa Rita	
Grupo Sedimentario	
Conglomerado Peña	
Capas Rojas Las Palmas	

Grupo Volcánico Superior
Riolita Las Cumbres
Diques Tipo San Luis
Diques tipo Bolaños

Geología Estructural
Para el Distrito en General
Bloque Santa Rita - San Luis

III.- GEOLOGIA ECONOMICA 27

Distribución y Asociación de Vetas
a Rocas Igneas Terciarias

Distrito de San Dimas

Concepto de Zona Favorable
Relación Cronológica de las Vetas
Mina de Tayolitita
Descripción del Sistema de Vetas
Mineralogía
Paragénesis Hipogénica
Asociaciones Minerales
Alteración Hidrotermal

IV.- MICROTERMOMETRIA 38

Generalidades
Características Microtermométricas del Sistema
Análisis de Inclusiones Fluidas en Calcita
Zoneamiento Térmico
Modelo Propuesto de Pulsación
Observaciones al Modelo

V.- ISOTOPIA 49

Estudios Isotópicos Previos
Generalidades Isotópicas del Carbono y Oxígeno
Presentación de Resultados

VI.- MODELOS GENETICOS 63

Sistema Na Cl - Agua
Cocientes Metálicos
Otros Sistemas
Geotermal
Clásico Hidrotermal
Celdas Convectivas

VII.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 73

Análisis Isotópico
Secciones Verticales Longitudinales

Localización del Fluido Primario
en la Zona Favorable
Causas del Fraccionamiento
Gráficas d13C y d18O (*) Vs. Cocientes Ag/Au
Gráfica d13C Vs. d18O
Relación Genética
Modelo Propuesto de Evolución Hidrotermal
Recomendaciones

BIBLIOGRAFIA

. . . . 85

13 13 18 18
(*) d=delta de C, d=delta de O

RECONOCIMIENTOS

El presente reconocimiento es para las personas que influyeron de una u otra forma en la elaboración de este estudio.

De forma especial al Ing. Reynaldo Rivera, Dr. Mike Clarke, Ing. Luis Smith, Ing. Miguel Pérez, de la Cia. M.S.L. del Grupo Luis Min. Por las sugerencias y apoyo prestado.

Así también al Ing. Jorge Nieto, Fac. de Ing. por su dirección y comentarios.

Al Ing. Gómez de la Rosa, Cia. Fresnillo; Ing. Luis Delgado, Inst. de Geol.; Ing. Alfredo Victoria, Fac. de Ing.; Ing. Carlos Garza, Fac. de Ing. Por sus correcciones y críticas.

De igual manera al M.F. Pedro Morales, M.F. Isabel Casar, Fis. Alejandra Cortez, por las facilidades otorgadas para el análisis isotópico practicado en el Inst. de Física de la UNAM.

Por su disposición y material proporcionado al Ing. Miguel Vera, Fac. de Ing.

Al Dr. Rolando Castillo, Inst. de Fis.; Ing. Sergio Rodriguez, Inst. de Geol.; Lab. Pablo Ramirez, Inst. de Geol. por las atenciones dadas.

A los laboratoristas de la Fac. de Ing. e Inst. de Fis. por su apoyo.

A mis Padres

Faustino Arias

Celia Meda

RESUMEN

Tayoltita, Durango una de las minas de oro-plata más productivas del mundo, está situada en la subprovincia de barrancas en el flanco oeste de la Sierra Madre Occidental. La génesis del yacimiento está asociada a la migración hacia el este de un arco magmático de 140-15 m.a.. La mineralización se presenta en vetas (40 m.a.) dentro del Grupo Volcánico Inferior, compuesto de intrusivos, tobas derrames e ignimbritas de composición ácida e intermedia. La depositación mineral se asocia a un sistema convectivo hidrotermal, despertado por la intrusión de stocks cuarzo-monzoníticos, apófisis a profundidad del batolito de Piaxtla. La mineralización está confinada a un horizonte o zona favorable a 400-500 m de profundidad con respecto al paleorelieve, con un espesor en sección vertical de 250-300 m. El sistema de vetas de la mina está dividido en dos porciones, centro-norte y centro-sur, mismo que presenta una zonificación respecto a: temperaturas de homogenización en cuarzo y calcita mineralizados, cocientes metálicos Ag/Au y asociaciones minerales. Características que se interpretan como un mayor rango de: temperatura, minerales en solución y precipitación de Au (respecto a la Ag) del fluido mineralizante para la zona centro-sur del sistema. Esto coincide con una estrecha relación con cuerpos intrusivos, mismos que no se presentan en el rango vertical conocido en la porción centro-norte. Estudios hechos sobre la mineralización concluyen que el oro y la plata provinieron en gran parte de los cuerpos intrusivos, y probablemente una pequeña parte por lixiviación de la roca encajonante. El ciclo hidrotermal que implicó

mineralización económica muestra características de intermitencia en su emplazamiento, presentandose una zonación ciclica de los minerales, donde la más alta temperatura es la del cuarzo con 290-250 °C, los sulfuros se infieren en un rango de 283-230 °C, precipitando al final la calcita con una temperatura de 245-215 °C. Los modelos genéticos que se han propuesto en base a datos de inclusiones fluidas y cocientes metálicos definen una zona favorable de 430 m de profundidad al paleorelieve, con un espesor de 600 m en secc. vert., proponiendose que el fluido evolucionó lateralmente, induciendo una mayor precipitación de oro (respecto a la Ag) en localidades cercanas a cuerpos intrusivos, aumentando gradualmente el cociente Ag/Au a medida que los cuerpos mineralizados se localizan más lejanos de los cuerpos igneos.

Los datos de $d^{18}O$ en roca total contemporánea a la mineralización están en el rango de 7 a 2.4 ‰, presentando un esquema en planta y sección vertical que muestra una mayor interacción fluido-roca en la zona favorable y en la porción centro-sur del sistema de vetas. Los datos de inclusiones fluidas muestran que la especie dominante de carbono en los fluidos mineralizantes fué H_2CO_3 , lo que aunado al rango de temperatura de la calcita (>200 °C) implique que el fraccionamiento isotópico sea muy pequeño. Los resultados isotópicos de $d^{13}C$ y $d^{18}O$ practicados en calcita hidrotermal, que se interpretan como producto de la interacción fluido-roca y fluido-agua, están en el rango de $d^{13}C = -5$ a -10 ‰ PDB, y de $d^{18}O = 4$ a 18 ‰ SMDW, valores que al graficarse sugieren un origen magmático para el carbono y apoya la hipótesis del flujo lateral de la salmuera. Se propone que el fraccionamiento que se

presenta en los resultados isotópicos responde en gran medida a una interacción fluido-agua, donde el agua es de origen meteórico, conteniendo CO_2 de origen superficial, que sobreyacia al sistema geotermal al momento de la mineralización, formándose un manto de interacción fluido-agua entre el fluido mineralizante ascendente y el agua descendente de origen superficial. Los datos mencionados definen en conjunto un modelo de evolución hidrotermal zonado tanto vertical como horizontalmente, el que muestra que los cuerpos intrusivos se presentan en forma dómica bajo las localidades centro-sur del sistema, profundizando gradualmente en sentido norte. Sugiriendo que cada veta del sistema tiene su fuente hidrotermal independiente; estando éstas relacionadas espacial-temporal y genéticamente.

Lista de Figuras

- 1.- Plano de localización
- 2.- Migración del Magmatismo en México
- 3.- Plano de Provincias Metalogenéticas
- 4.- Sección Estratigráfica
- 5.- Planta y Sección geológicas del Distrito de San Dimas
- 6.- Plano de Tectónica Regional
- 7.- Plano de desplazamiento de los bloques del Distrito
- 8 y 8'.- Características estructurales de las vetas de Tayoltita
- 9.- Paragénesis
- 10.- Gráfica Hidrostática de Hass (1971)
- 11.- Características térmicas del sistema en planta
- 12.- Curvas isotérmicas en Wairakei, Nueva Zelanda
- 13.- Pulsaciones en muestra de mano de veta Candelaria
- 14.- Modelo de Pulsación
- 15.- Zona favorable en base a temperaturas de homogenización
- 16.- Secciones longitudinales mostrando sus cocientes Ag / Au
- 17.- Zoneamiento de los cocientes Ag/Au en la veta de Contraestaca
- 18.- Modelos Genéticos
- 19.- Superposición de vetas Cedral y Candelaria
- 20.- Curvas isovalores isotópicas d C en Veta Cedral
13
- 21.- Curvas isovalores isotópicas d O en Veta Cedral
18
- 22.- Curvas isovalores isotópicas vetas Culebra y Candelaria
13 18
- 23.- Gráfica d C y d O Vs. Cocientes Ag / Au
- 24.- Curvas isovalores de temperaturas y de cocientes metálicos
13 18
- 25.- Gráfica d C Vs. d O
- 26.- Modelo propuesto en tres dimensiones
- 27.- Sección estratigráfica de Henshaw (1953)

Lista de Tablas

- 1 .- Datos microtermométricos en Cuarzo y Calcita
- 2 .- Análisis isotópicos

I.- INTRODUCCION

Objetivos y Métodos de Estudio

Pese al avance científico, la comprensión de los procesos involucrados en la formación de cualquier yacimiento mineral representa un arduo problema, ya que normalmente su estudio involucra varios métodos geológicos clásicos, tales como cartografía geológica, petrografía y otros. Estos estudios aportan soluciones a determinados aspectos del problema, pero ya que éste es de una gran complejidad, se recurre cada vez a métodos más precisos de evaluación, tales como los análisis microtermométricos, inclusiones fluidas e isotopía. De esta manera, el contraste de la mayor cantidad de factores fisicoquímicos derivará en modelos genéticos más confiables en la definición de un yacimiento dado, como es el caso del presente estudio en Tayoltita, Durango.

Generalidades

Localización del Área

El Distrito Minero de San Dimas, al cual pertenece Tayoltita, se localiza en el extremo oeste de la Sierra Madre Occidental, a una distancia de 125 Km al NNE del puerto de Mazatlán, Sinaloa, y a 150 Km al WNW de la Ciudad de Durango, Durango (Fig 1).

Las coordenadas geográficas del centro del Área son 28° 06' 10" de latitud norte y de 105° 55' 45" de longitud oeste; la elevación es de 450 m s.n.m. en el pueblo de Tayoltita, y de 1985 m s.n.m. en la Cordillera de la Soledad,

lugar donde se encuentran las obras mineras más elevadas.

El pueblo de Tayoltita cuenta con aproximadamente 6000 habitantes, y está rodeado por varios poblados, destacando entre estos: General Rafael Buelna, Las Palmas, San Dimas, Contraestaca, San Antonio y Guarisamey.

Vías de Acceso

Tayoltita está bien comunicado por vías aéreas y terrestres: la comunicación aérea funciona todo el año, ya que se cuenta con pistas de aterrizaje y varios helipuertos para conectar con la Cd. de Durango y el pueblo de San Ignacio Sin. principalmente, además de otros puntos que son tocados eventualmente.

Existen dos opciones para llegar a Tayoltita por vía terrestre. La primera es por la Carretera Federal No. 15 (entre Mazatlán y Culiacán Sin.). Se llega al poblado de Coyotitán Sin., tomándose posteriormente por espacio de 35 Km la desviación a San Ignacio Sin., en este lugar se pasa a la terracería de grava que ocupa el lecho del río Piaxtla y que conduce aguas arriba por una distancia aproximada de 75 Km hasta llegar a Tayoltita.

La segunda opción es por la Carretera Federal No. 40 (entre Durango, Dgo. y Mazatlán, Sin.), se llega al poblado de El Salto, Dgo. donde se toma la desviación en terracería a San Miguel de Cruces y finalmente Tayoltita.

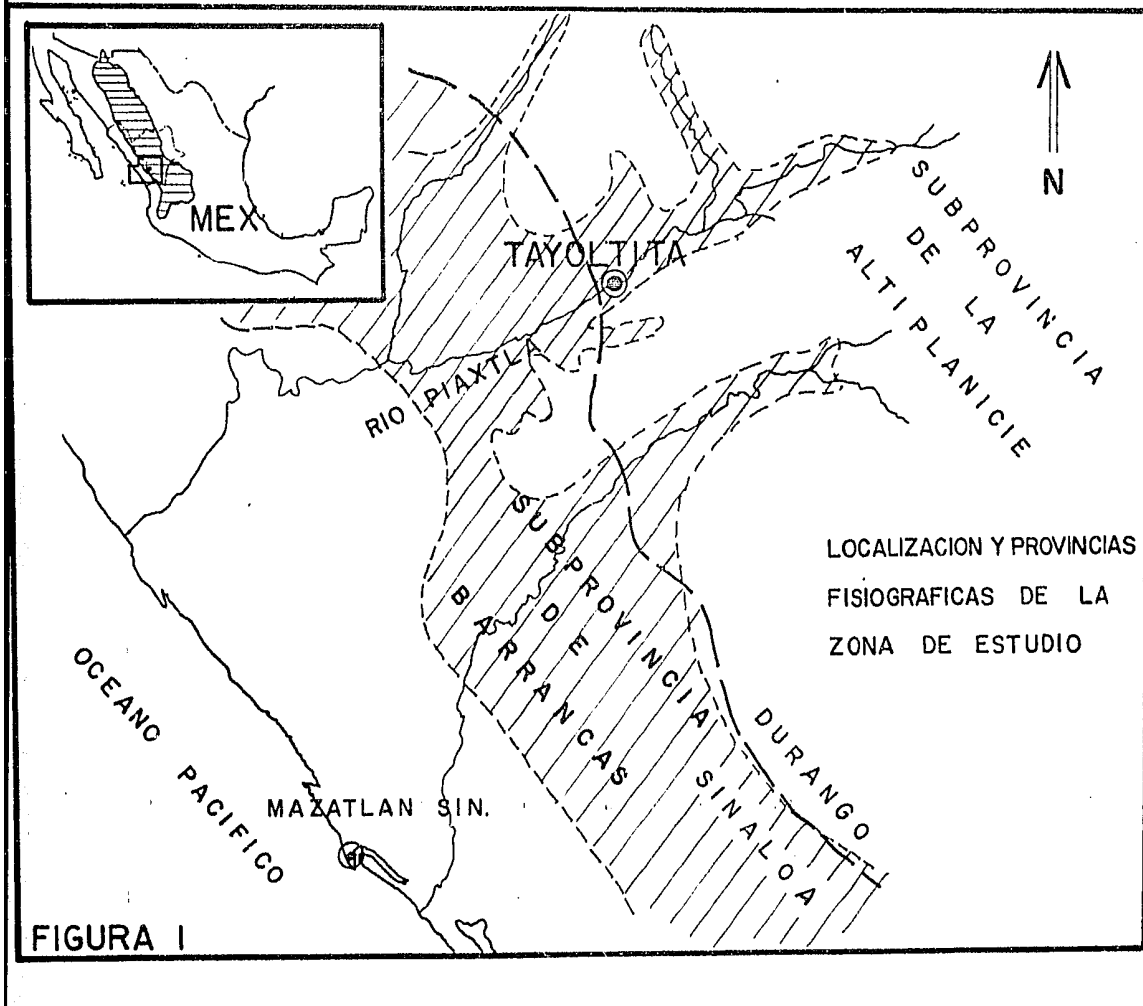
Se cuenta además con los siguientes medios de comunicación: telégrafo, correo, radio, televisión y una red local de teléfonos

Fisiografía

La provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental (Raisz, 1959) cubre un área aproximada de 250 000 Km (Fig. 1) Es de forma elongada, con un ancho promedio de 200 Km y una longitud de 1400 Km; el eje mayor está orientado al noroeste, definiendo un paralelismo con la costa del Océano Pacífico. Se caracteriza por presentar una enorme acumulación de rocas volcánicas de composición principalmente ácida, provocando probablemente la más larga y continua exposición de ignimbritas en el mundo. El rango de elevación fluctúa entre 300 m y 3000 m s.n.m..

Los contrastes provocados por erosión, litología y fallamiento da lugar a subprovincias fisiográficas en forma de franjas paralelas entre si y a la Sierra Madre Occidental en general. Se reconocen de oeste a este las subprovincias de Barrancas, La Altiplanicie y Altas Llanuras (Raisz, 1959), a lo largo de las cuales se reconoce cierta incidencia característica de yacimientos minerales.

Es en la subprovincia de Barrancas donde se emplaza el yacimiento de Tayoltita, la cual se caracteriza por presentar una topografía juvenil que le transfieren los grandes y profundos barrancos formados por la acción conjunta del fallamiento en forma de fosas y pilares y la intensa erosión de ríos y arroyos en su paso al Océano Pacífico, mostrando una red fluvial dendrítico - angular por las características estructurales que prevalecen. Los desniveles observados en los barrancos son del orden de 1000 a 1500 m, hecho que pone



al descubierto las secuencias más antiguas, las cuales muestran horizontes mineralizados, otorgándole gran importancia económica a la subprovincia.

En las subprovincias de la Altiplanicie y Altas Llanuras, el grado de erosión disminuye gradualmente en sentido oriental, presentando una topografía de madura a inicial, y una red fluvial preferentemente dendrítica y en menor escala angular. El hecho de que la erosión no haya actuado energicamente, repercute en que las secuencias más antiguas afloren muy localmente, preveleciendo en gran magnitud rocas recientes, las cuales están prácticamente desprovistas de mineralización económica importante.

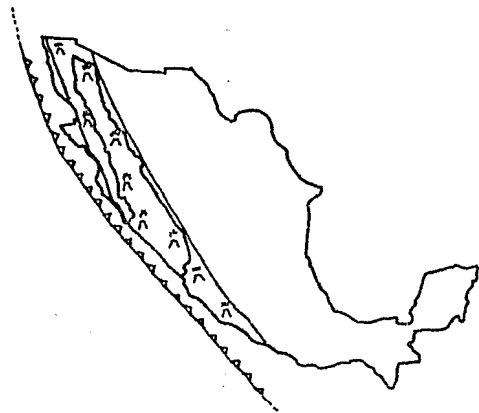
II.- MARCO GEOLOGICO

Geología Regional

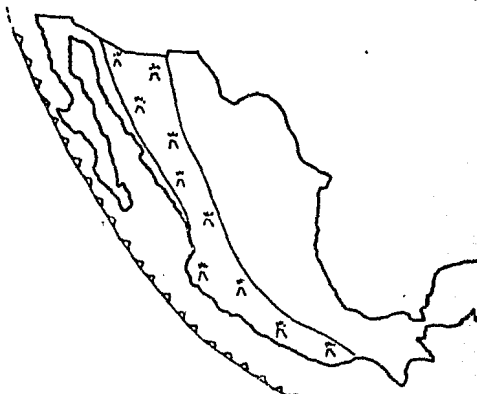
Armazón tectónico y Metalogénesis

La génesis de los procesos involucrados en la estructuración de la Sierra Madre Occidental, han sido analizados y comprendidos principalmente en la última década. En 1978 Clark y colaboradores añadieron sus observaciones al modelo de Coney y Reynolds (1977), que postula la migración de un arco magmático y la subsecuente regresión a la margen continental suroeste de Norteamérica, para el intervalo Mesozoico tardío - Cenozoico. Derivando de ello un modelo similar para la región norte de México (fig 2), y estableciéndose que la subducción de la placa Farallón bajo la corteza de México inició la actividad magmática hace 140 m.a.; avanzando ésta por espacio de 1000 Km en dirección este, hasta hace 40 m.a., regresando posteriormente a la margen continental oeste hace 16 m.a.. Una de las observaciones más importantes fué el identificar el magmatismo como continuo en el rango de 140 a 15 m.a.; de posición geográfica variable y paralelo a la paleotrinchera. Aunque se ha demostrado que en la Sierra Madre Occidental existen evidencias de un hiato igneo en el intervalo de 45 a 32 m.a., a través de dos grandes secciones entre Mazatlán - Durango y NW de Chihuahua - Durango. Esta discontinuidad separa dos vastas secuencias igneas, ambas de composición calcoalcalina y de extensión

CRETACICO (~90 m.a.)



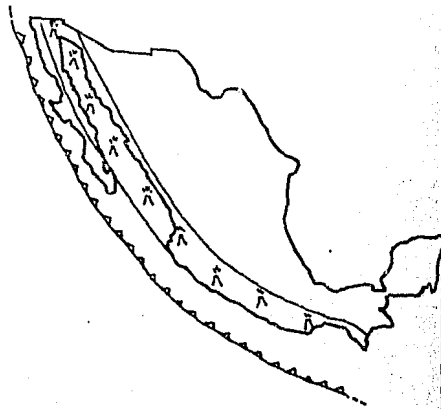
PALEOCENO (~60 m.a.)




EOCENO (~40 m.a.)



MIOCENO (~20 m.a.)



SIMBOLOGIA

 Arco magmático

 Trinchera

MIGRACION DEL
MAGMATISMO EN
MEXICO

conjunta en los Estados de: Sinaloa, centro - oeste de Durango, SW de Chihuahua y SE de Sonora (Mc Dowell y Clabaugh, 1977).

Las determinaciones cronológicas muestran que la secuencia más antigua, denominada Complejo o Grupo Volcánico Inferior, está emplazado en el rango de 100 a 45 m.a., y se caracteriza por la presencia de abundantes cuerpos plutónicos y rocas volcánicas de composición intermedia (Mc Dowell, et al 1977). La secuencia más joven, designada Supergrupo Volcánico Superior es dominada por riolitas e ignimbritas riolíticas, asociadas a complejas calderas y confinadas al intervalo de 34 a 27 m.a., aunque la actividad persistió en algunos lugares hasta 23 m.a.. La secuencia más joven se emplaza casi al término del periodo de convergencia. El volcanismo declina a los 27 m.a., cuando el sistema de expansión del Pacífico este chocó contra la margen occidental de México, iniciando el sistema N-S de fallas transformes que limitan la placa del Pacífico con la de Norteamérica (Mc Dowell y otros, 1977).

En la zona costera de Sinaloa, un flujo de cuarzolita; en Nayarit riolitas de edades 21 a 18 m.a., sugieren por su posición geográfica y edades que están relacionados al regreso del magmatismo a la costa Pacífica del continente (Damon, et al, 1981). Finalmente el volcanismo se convirtió en bimodal, hace 16 m.a., empezando a la vez el tectonismo extensional, provocando la dilatación del Golfo de California, y considerables manifestaciones de andesitas, riolitas y basaltos alcalinos en Baja California, Sonora,

Chihuahua, Durango y Nayarit (Mc Dowell, et al, 1977; Damon, et al, 1981).

Unidades Litológicas Mayores

Las rocas que conforman la Sierra Madre Occidental han sido identificadas probablemente desde el siglo XVII, cuando los gambusinos en su afanosa búsqueda de minerales preciosos, esquivaban las rocas sin mineral, concentrándose en las rocas que si lo presentaban, coincidiendo curiosamente con los dos grandes grupos litológicos presentes. No fué sino hasta el presente siglo en que la investigación se hizo sistemática, sentando las bases para el conocimiento contemporáneo de la zona.

Basamento

El basamento prevolcánico no ha sido documentado en su totalidad, ya que son mínimos los lugares donde aflora. En la subprovincia de Barrancas se presenta compuesto por grauwacas negras y lutitas metamorizadas del Mesozoico (Carrasco, 1980), mientras que Randall (1981) lo menciona compuesto por rocas carbonatadas metamorizadas, mencionando la posibilidad de que grandes paquetes de basamento hayan sido asimilados por los cuerpos plutónicos. Fredrickson (1974) y Henry (1975) lo definen formado de mármoles, esquistos y gneisses en la parte centro - oeste de la Sierra Madre Occidental.

Complejo Volcánico Inferior (G.V.I.)

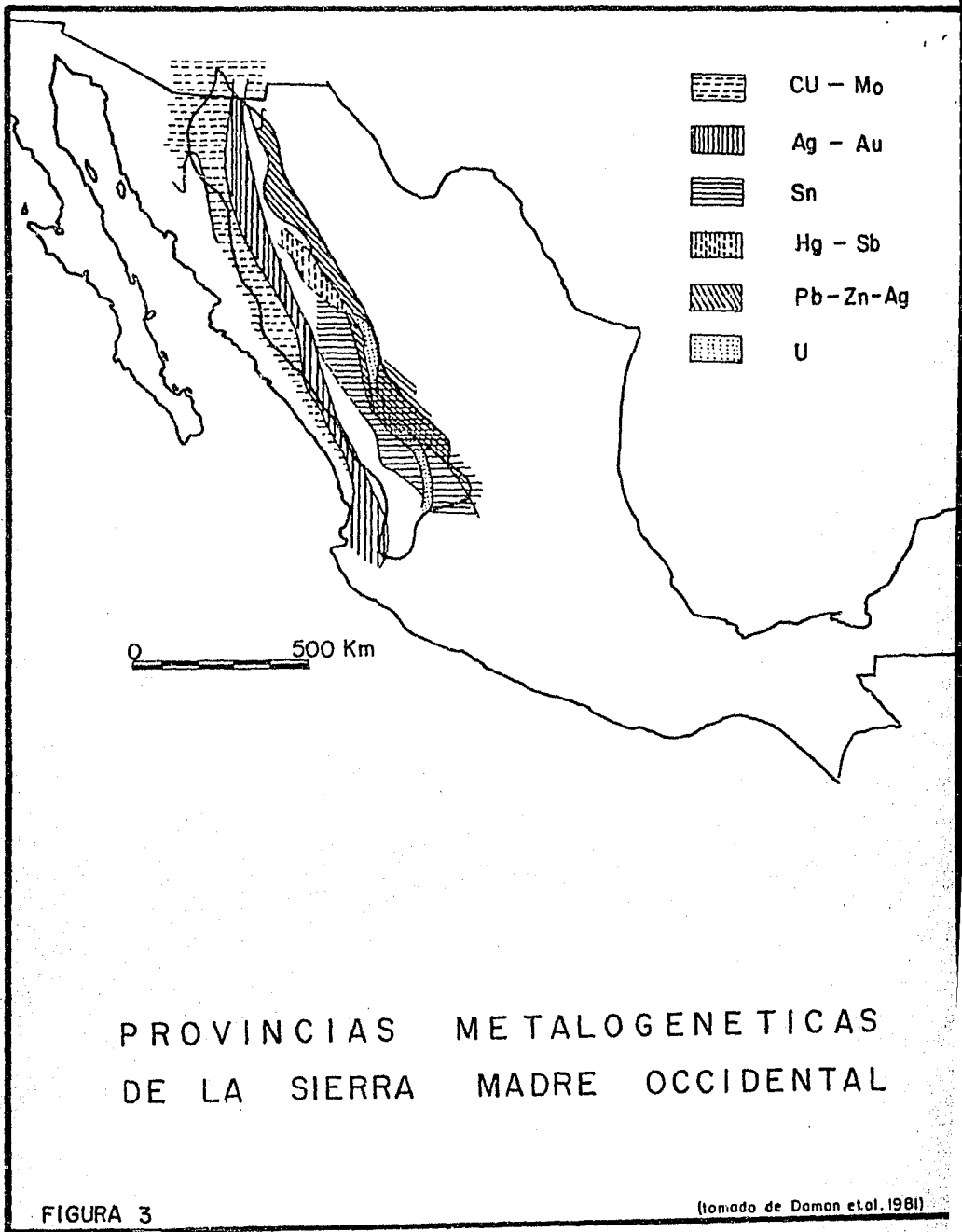
La secuencia denominada Complejo o Grupo Volcánico Inferior es un gran paquete de rocas ígneas intrusivas y extrusivas, que han sido documentadas en su mayor parte en el flanco occidental de la Sierra; en las localidades centro - oeste de Sinaloa y en los yacimientos de Topia y Tayoltita Dgo. (Henry, 1975; Lemish, 1955; Nemeth, 1976).

Este complejo es importante del punto de vista metalogenético, pues se ha logrado establecer que existe una relación sistemática entre la actividad magmática y los depósitos minerales que encajona (Clark, et al, 1981; Sawkins, 1984).

Los análisis detallados de las rocas extrusivas han mostrado cantidades aproximadamente iguales de rocas intermedias y silíceas, mientras que la proporción de rocas fluidas y vulcanoclásticas varía ampliamente (Mc Dowell y Clabaugh, 1979). Esta secuencia presenta deformación debida a fallamiento, basculamiento y plegamientos de pequeña magnitud, presentando además una típica alteración persistente debida a actividad hidrotermal. El rango expuesto en las secuencias estratigráficas de Tayoltita y Topia es de 2000 y 1400 m respectivamente, consistiendo de tobas, flujos y aglomerados de composición andesítica e intercalaciones de brechas riolíticas, dacitas y riolitas en general. Presentándose intrusionada la base en ambos casos por un complejo granodiorítico, el cual se muestra más en Sinaloa (Henshaw, 1953; Henry, 1975). Las rocas que intrusionan la

secuencia son mayormente pequeños plutones grandioríticos (Carrasco, 1980), los que casi siempre son más jóvenes que el batolito (Mc Dowell y Clabaugh, 1979). El rango de edad atribuido a la secuencia, ha sido determinado indirectamente, ya que la alteración de la misma no permite el uso óptimo de métodos isotópicos. En algunas localidades, rocas andesíticas sobreyaciendo o interbandeadas con rocas cretácicas fosilíferas establecen el límite inferior (Randall, 1972). Las rocas batolíticas que intrusionan la parte basal, se sitúan en 65 m.a. al oeste de Tayoltita y en 57 m.a. en Pánuco Sin. (Henry, 1975), y de 45.5 a 36.9 m.a. en Tayoltita (Damon, 1977 en Carrasco, 1980), lo que aunado a la extensa información cronológica del batolito en el sur de Sinaloa, determinen virtualmente un periodo magmático continuo en el rango de 100 a 45 m.a. (Henry, 1975; Mc Dowell y Clabaugh, 1977).

Las asociaciones metálicas del norte de México, sugieren por su edad y posición geográfica estar asociadas a la migración del evento magmático del Cretácico al Paleógeno y relacionadas con fases magmáticas paralelas a la antigua zona de subducción, definiendo provincias metalogenéticas (Clark, et al, 1981) (Fig. 3). Dentro de la Sierra Madre Occidental y a la vez dentro del G.V.I., se identifican de poniente a oriente las siguientes asociaciones minerales: W, Cu - Mo, Ag - Au y Pb - Zn - Ag - Au principalmente, destacando por su gran concentración las asociaciones Ag - Au y Pb - Zn - Ag - Au, las cuales típicamente se presentan en vetas de fisura. Estas dos subprovincias minerales se encuentran traslapadas a



distancias que varían de 350 a 650 Km de la paleotrinchera y son tratados por sus características como un grupo único de depósitos, emplazados en el rango de 49 a 28 m.a. (Clark, et al, 1981).

Discontinuidad entre las Secuencias Igneas

Una notable discordancia ocurre entre las dos secuencias volcánicas de la Sierra Madre Occidental, la cual es marcada usualmente por un cambio notable en la altitud de los grupos. Cuando tal discordancia no es visible, un indicador muy confiable de su existencia es el mayor grado de alteración que presenta el G.V.I. (Mc Dowell, et al, 1979).

En los tramos Durango - Mazatlán y Durango - Chihuahua, la discontinuidad ha sido estudiada detalladamente, mostrando en el oeste de la Sierra que el Supergrupo Volcánico Superior descansa sobre rocas batolíticas erosionadas; al este de Mazatlán sobre sedimentos, andesitas y tobas interestratificadas; en la zona costera de Sinaloa descansa sobre una interestratificación de flujos andesíticos con ignimbritas riolíticas (Fredrickson, 1974; Henry, 1975). En los yacimientos de Tayoltita (Henshaw, 1953), Mala Noche, Dgo. (Mc Kinstry, 1924) y La Libertad, Dgo. (Albinson, 1978), estos dos últimos al SSE de Tayoltita, una irregular unidad denominada capas rojas marca tal discordancia entre las dos secuencias volcánicas. Numerosas localidades del noreste de la Sierra muestran rocas del Supergrupo emplazadas discordantemente sobre calizas plegadas o sobre rocas ígneas alteradas o basculadas.

Supergrupo Volcánico Superior (G.V.S.)

Esta secuencia volcánica es muy extensa, por lo que se mencionarán solo los aspectos más relevantes. Se expone claramente en la parte central de la carretera Durango - Mazatlán, localizándose generalmente en las partes estratigráficas y topográficas más altas de la Sierra. Fue objeto de pocos estudios debido su escaso contenido de minerales explotables, siendo prácticamente hasta 1970 en que se hizo un análisis detallado (Waitt en Mc Dowell et al, 1979)

La secuencia consiste predominantemente de ignimbritas riódacíticas a riolíticas, presentando un grado de soldamiento de fuerte a moderado y depositadas en capas subhorizontales. El espesor en su conjunto varía de 600 a 1000 m en las diferentes localidades, y se presenta generalmente inalterado (Mc Dowell y Clabaugh, 1979).

Las asociaciones minerales identificadas en la secuencia, y a la vez dentro de la Sierra Madre Occidental, contemplan de oeste a este Ag - Au, Pb - Zn - Ag - Au, Fe y Sn (Clark, et al, 1981). Los yacimientos de metales preciosos y básicos son muy escasos, y están generalmente emplazados en pequeños plutones o en la base del G.V.S.. Ejemplo de estos yacimientos son los de San José de Gracia Sin. (27.6 + - 0.6 m.a.), Basis, Dgo. (27.9 + - 0.6 m.a.) y Ocampo Chih. (27.8 + - 0.6 m.a.), características que los sugieren relacionados al regreso del magmatismo a la margen continental oeste (Clark, et al, 1981).

Geología Local

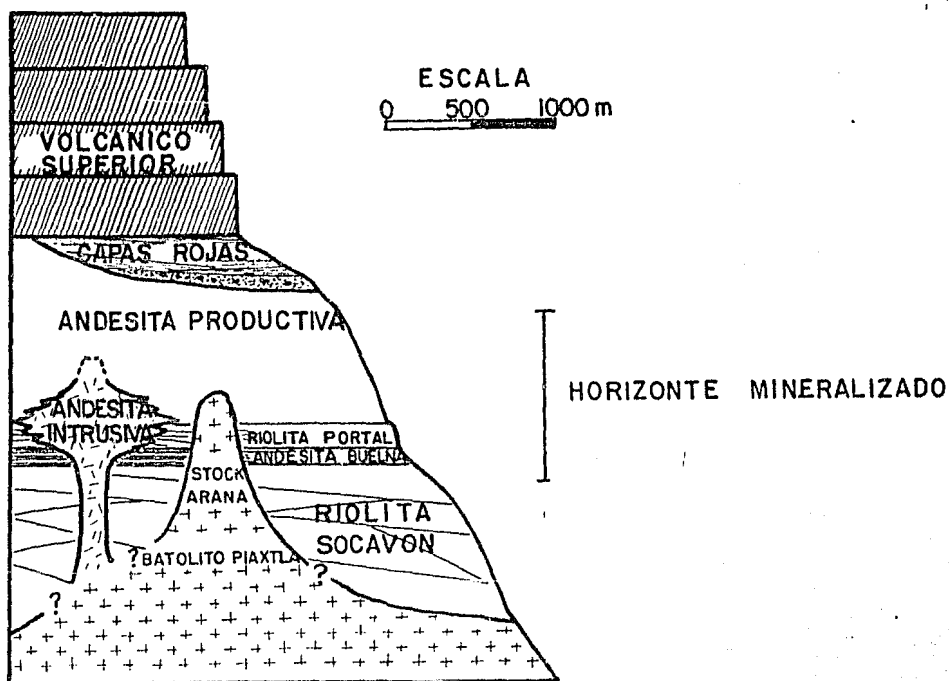
Las rocas que afloran en el Distrito de San Dimas, lo hacen de una manera homogénea, pudiéndose reconocer las unidades documentadas prácticamente en cualquier lugar dentro del Distrito. Las rocas descritas y analizadas desde 1927 (Mc Leroy) han sido agrupadas localmente en tres categorías: Grupo Volcánico Inferior, Grupo Volcánico Inferior y Rocas Intrusivas, sin embargo el presente análisis considerará a las rocas intrusivas integradas al Grupo Volcánico Inferior.

Grupo Volcánico Inferior

Esta secuencia ha sido analizada en gran parte en la superficie de la Cordillera de la Soledad, y en muestras obtenidas de la obra minera subterránea. La clasificación abarca entre rocas volcánicas extrusivas e intrusivas nueve unidades cartografiadas en el Distrito. Las cuales en un orden cronológico aproximado y decreciente son las siguientes: Riolita Socavón (RS), Andesita Buelna (AB), Riolita Portal (RP), Andesita Productiva (AP), Batolito de Piaxtla (BP), Stock Candelaria (SC), Stock Tipo Arana (STA), Diques Santa Elena (DSE) y Diques Santa Rita (DSR) (Fig 4).

Riolita Socavón (RS)

Esta unidad es considerada la más antigua dentro del Distrito de San Dimas. Toma su nombre por aflorar en el pueblo de Socavón (su verdadero nombre es Gral. Rafael Buelna), situado a dos Km al norte del pueblo de Tayoltita.



SECCION DIAGRAMATICA DE LA ESTRATIGRAFIA
Y FASES DE LA INTRUSION

Ocupa la base del G.V.I. y es intrusionada por el Batolito de Piaxtla, sobreyaciendole en contacto discordante la Andesita Buelna. El espesor de la formación tiene un promedio de 1000 m (Randall, 1970), y actúa como roca receptiva de la mineralización en su parte más inferior en la Mina de Tayoltita, para ser la parte media - superior en las Minas de San Antonio y Contraestaca, situadas a 5 Km al oeste de Tayoltita (Fig 5). Está compuesta por fragmentos riolíticos y andesíticos, no presentando estratificación, Randall (1970) sugiere un origen ignimbrítico pero ahora desvitrificada en gran parte, clasificándola como riolita, mientras Nemeth (1976) la clasifica como ignimbrita litica - cristalina. Presenta color de púrpura a gris y mineralógicamente está compuesta por pequeños cristales de cuarzo (bipiramidal) con golfos de corrosión, feldespatos potásicos (Sanidino), plagioclasas alteradas arcillas y cristales de biotita reemplazados parcialmente por clorita. Los minerales opacos presentes incluyen magnetita, hematita y piritita, mientras que los minerales accesorios comprenden esfena, circón y turmalina (Nemeth, 1976). La alteración presente consiste de epidotización y cloritización.

Andesita Buelna (AB)

Sobreyaciendo discordantemente a la Riolita Socavón, se presenta la unidad conocida como Básico Bandeado o Andesita Buelna, la cual es una traquiandesita caracterizada por su estratificación, presenta espesor variable entre 20 a 120 m

(Randall, 1970), y es receptiva de la mineralización en el Distrito. Esta unidad es una toba subaérea de fragmentos líticos andesíticos finos, que presentan laminación dentro del rango de cms a menos de 1 m, por lo que Henshaw (1953) postula que la unidad indica un depósito en aguas relativamente someras. Mineralógicamente presenta cantidades proporcionalmente iguales de ortoclasa y oligoclasa, con cantidades subordinadas de biotita y augita (Randall, 1970).

Riolita Portal (RP)

Sobreyaciendo a la Andesita Buelna en un contacto transicional mineralógico, se presenta la unidad denominada Riolita Portal. Esta riolita es una brecha tobácea, que incluye fragmentos de jaspe, riolita y andesita, presentando un espesor que varía de 60 a 200 m. Este horizonte se presenta mineralizado dentro del Distrito, y está compuesta mineralógicamente de ortoclasa, poco cuarzo y abundante vidrio. Los fenocristales con cuarzo y ortoclasa con poca oligoclasa son comunes (Randall, 1970)

Andesita Productiva (AP)

Sobreyaciendo concordantemente a la Riolita Portal se presenta una serie de cenizas, derrames, aglomerados y tobas de composición riolítica y andesítica intercalados, que se interpretan como una sola unidad (Henshaw, 1953). Toma su nombre por ser la roca huésped en la mayoría de las vetas del Distrito (Randall, 1970), siendo la parte baja - media en la Mina de Tayoltita y la parte baja en las vetas de

Contraestaca y San Antonio. El color varia entre gris, rojo y negro, siendo tono verdoso cuando la roca està propilitizada. La textura varia ràpidamente tanto en sentido vertical como horizontal, sugiriendo estar asociados a actividad explosiva, derrames, y erupciones de fisura alternadamente (Randall, 1970). El espesor promedio que presenta es de 800 m. Mineralògicamente los derrames presentan cristales de augita y plagioclasas zonadas, mientras que los aglomerados contienen fragmentos riolíticos y andesíticos subredondeados. En lámina delgada, los derrames muestran una textura preferentemente porfirítica, observándose plagioclasas (oligoclasa a andesina) de 0.5 a 2.5 mm de longitud y una fuerte sericitización. El color verdoso que en ocasiones presente es debido a la extensiva epidotización de plagioclasas y la alteración de clinopiroxenos a clorita y hornblenda. La matriz està compuesta en la mayoria de los casos de plagioclasas y minerales opacos de grano fino (Nemeth, 1976)

Batolito de Piaxtla (BP)

El complejo batolítico de Sinaloa, se muestra dentro del Distrito de San Dimas en pequeñas ventanas y a intervalos espaciados en el cauce del rio Piaxtla, del cual toma la denominación local. Intrusiona en forma de contactos abruptos y de diques a la Riolita Socavón, mostrando fases de cuarzomonzonita a granodiorita; su coloración es gris, blanca y rosada. En Tayoltita muestra grano de fino a medio,

clasificándose como cuarzozononita holocristalina (Fredrickson, 1974). En sección delgada la textura es hipidiomórfica granular a subporfirítica. La mineralogía primaria consta de plagioclasa (An ¹³⁻³⁰ en un 20 a 55 %) en cristales euhedrales a subhedrales; clorita (0 a 7 %) y hornblenda. Como minerales accesorios se incluyen apatito, circón y esfena (Smith, 1974).

La edad determinada para el complejo batolítico está en el rango de 60 a 70 m.a. en San Ignacio Sin. y de 45 m.a. en Tayoltita (Henry, 1975). El dato de 36.9 m.a. reportado por Randall (1970), fué obtenido de biotita alterada, que representa un evento termal post-magmático o un evento hidrotermal (Smith, 1974).

Stock Candelaria (SC)

El Stock Candelaria o Andesita Intrusiva, aflora en la margen oeste de la Cordillera de la Soledad, intrusionando a la secuencia del G.V.I. y al batolito de Piaxtla, pero le sobreyacen en contacto discordante rocas del G.V.S.. La cúpula del cuerpo (erosionada en su parte occidental) es un manto de forma ovoide irregular; con dimensiones de 2.5 por 1.5 Km (N - S y E - W respectivamente), mismas que se reducen a profundidad en sentido E - W, donde es de solo un centenar de metros, y conservando las dimensiones + - originales en sentido N - S. El manto reemplaza parte de las secuencias de la Andesita Productiva, Riolita Portal, Andesita Buelna y la parte más superior de la Riolita Socavón (Randall, 1970), intrusionando además en forma de diques con rumbo E - W

(Mike Clarke en comunicación personal, 1985). El Stock Candelaria que actuó como roca receptiva de la mineralización, muestra una ligera inclinación al norte debido a efectos de basculamiento posteriores a su emplazamiento. Estas características sugieren un tiempo de emplazamiento del Terciario Medio, pero sin mostrar si existe alguna relación genética con el complejo batolítico (Smith, 1970). El color de la Andesita Intrusiva, es verde olivo, y muestra textura porfirítica. Mineralógicamente se compone de fenocristales de plagioclasa (+ - 27 %), cristales de oligoclasa (30 a 40 %), como matriz incluye clorita intersticial, distinguiéndose además epidota y magnetita. Los fenocristales de augita y hornblenda son difíciles de distinguir e invariablemente están alterados a clorita, epidota, leucoxeno y magnetita (Smith, 1970).

Stocks Arana (STA)

Denominados también Stocks Tipo Arana por representar un patrón típico de cuerpos intrusivos, y además de intrusionar mayormente las localidades de la falla - veta de Arana (de rumbo N - S) se caracterizan por ser cuerpos de pequeñas dimensiones, que varían de 120 a 250 m de diámetro (Smith y Randall, 1970). Sus características de emplazamiento, revelan que fueron fuertemente controlados por un patrón estructural de rumbo N - S (Mike Clarke en comunicación personal, 1985). Considerados como apófisis del complejo batolítico, son importantes por mostrar una relación aparente con la

mineralización del Distrito y en particular del yacimiento de Tayoltita (Cap. III), presentándose en ocasiones mineralizados. Intrusionan al G.V.I. hasta la parte media de la Andesita Productiva, mostrando una textura y composición similares al batolito (Smith, 1974). En apoyo a tal inferencia, la edad determinada para tales intrusivos es de 43.6 ± 1.0 m.a. (K - Ar, Henry, 1975).

En muestra de mano presentan grano de fino a medio y un color rosado, presentando fases de monzonita, cuarzomonzonita y granodiorita. En sección delgada muestra cristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa (20 - 40 %), cristales subhedrales de cuarzo (7 - 20 %) , feldespato potásico (10 - 30 %), epidota (10 %), clorita (10 - 20 %), calcita y minerales opacos (Smith, 1970).

Diques Santa Elena (DSE)

Conocidos también como Diques Aplíticos o Aplita Elena, intrusionan y rellenan fracturas del Batolito de Piaxtla, indicando un posible emplazamiento tardío por diferenciación del granito. Presentan una coloración de rosa a crema y generalmente son de grano fino, según Keller (1974) la mineralización está compuesta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas (sericitizadas) y biotita (cloritizada).

Diques Santa Rita (DSR)

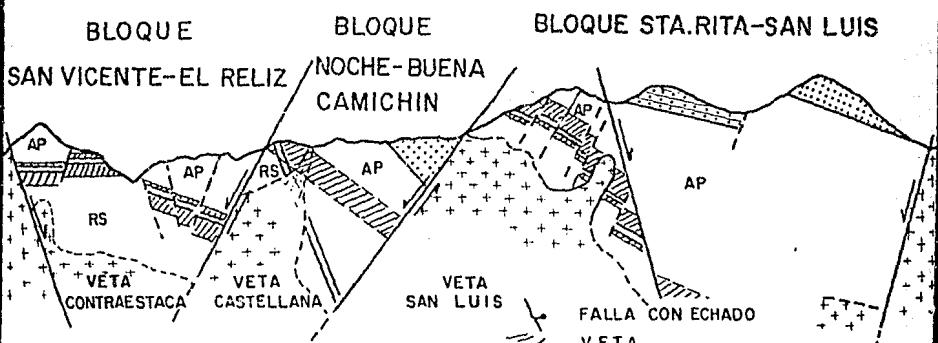
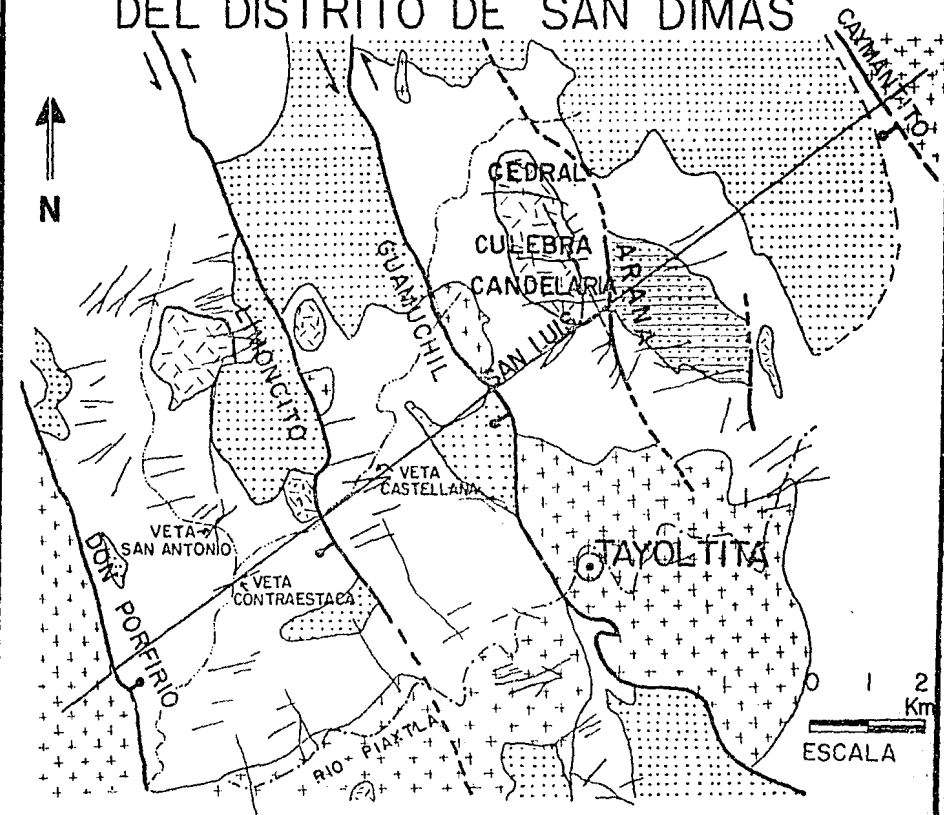
LLamados también Diques Pórfido de Feldespatos, se

presentan intrusionando tanto al batolito como al G.V.I.. Su edad es premineral y se traslapan en ocasiones con los diques Santa Elena, indicando según Henshaw (1953) el final del magmatismo formador del G.V.I., pero anteriores a la mineralización. Varían su composición de andesítica a dacítica; su granulometría es de fina a gruesa, y mineralógicamente se componen de: plagioclasa (55 %), feldespato potásico, cuarzo, hornblenda, y como accesorios se muestran clorita, epidota, calcita y hematita (Nemeth, 1976).

Grupo Sedimentario

El presente grupo de rocas es representativo de un periodo de quietud magnética, que marca una discontinuidad notable en el Yacimiento de Tayoltita, pues define con claridad los límites de los dos grupos volcánicos en la secuencia estratigráfica local. Esta unidad se localiza sobre la Cordillera de Las Palmas, aflorando a 2.5 Km al NNE del pueblo de Tayoltita. Su forma es la de una capa irregular que se acuña en forma de lente, depositada muy probablemente en una depresión formada por fallas (Fig. 5). Está formada por areniscas, conglomerados y lutitas derivadas de la Andesita Productiva a la que sobreyacen concordantemente, pero presentando un contacto discordante con las rocas del G.V.S. (Randall, 1970). La presencia de la capa es muy intermitente, pues no se presenta en los lugares cercanos de la mina, para hacerlo en afloramientos correlativos en las

GEOLOGIA EN PLANTA Y SECCION DEL DISTRITO DE SAN DIMAS



	GRUPO VOLCANICO SUPERIOR		HORIZONTE CONJUNTO DE RP Y AB
	GRUPO VOLCANICO INFERIOR		ZONA MINERALIZADA
	BATOLITO DE PIAXTLA	AP	ANDESITA PRODUCTIVA
	GRUPO SEDIMENTARIO	RP	RIOLITA PORTAL
	ANDESITA INTRUSIVA	AB	ANDESITA BUELNA
		RS	RIOLITA SOCAVON

FIG. 5

minas de Mala Noche y la Libertad a 60 Km al SE de Tayoltita.

Esta compuesta de dos unidades denominadas: Conglomerado Peña y Capas Rojas Las Palmas.

Conglomerado Peña

Muestra fragmentos andesíticos con diámetros menores a 2 cm, aunque en algunos lugares se han llegado a reportar clastos redondeados de hasta 1 m de diámetro (Smith, 1972). La unidad tiene un espesor aproximado de 50 m.

Capas Rojas Las Palmas

Esta unidad sobreyace transicionalmente el conglomerado. Es de color rojo y está compuesto de areniscas líticas y lutitas. Los fragmentos líticos son andesíticos y riolíticos, depositados en lagos someros no turbulentos, y presentando en ocasiones estratificación cruzada. La inclusión de fragmentos de cuarzo mineralizado indica que éstas capas se depositaron en un periodo postmineral (Henshaw, 1953). El espesor de la unidad es de 80 m aproximadamente.

Grupo Volcánico Superior (G.V.S.)

Riolita Las Cumbres

Denominado localmente Riolita Las Cumbres, es una unidad de escasa importancia del punto de vista metalogenético. Se presenta en la periferia de la Tayoltita, aflorando en Barrancos y pequeños remanentes en las cimas de montañas. Esta compuesta por ignimbritas con fragmentos de pómx alargados, intercaladas con tobas andesíticas, dacíticas y

latitas, cuyo espesor excede de los 800 m. Fue datada en la Mesa de la Tortuga en un rango de 22 a 32 m.a. (K - Ar), a 68 Km al NNW de Tayoltita (Smith y Hall, 1974).

Localmente la secuencia es intrusionada en su parte basal por numerosos diques, predominando entre ellos los denominados San Luis y Diques Bolaños.

Diques Tipo San Luis

La denominación local tipo sugiere una identificación de características similares en este grupo de diques. Conocidos también como Diques Andesíticos o Básicos, cortan todas las unidades volcánicas con excepción del Dique Bolaños. Su emplazamiento se ubica en el Terciario Medio, muy posteriores a la mineralización del Distrito (Nemeth, 1976). Varían en color de verde olivo a verde oscuro y su composición es andesítica con granulometría media.

Diques Bolaños

Denominados también como Riolita Rebo o Diques Pórfido de Cuarzo, es una sola intrusión, considerada la más joven y extensa del Distrito, pues aflora en la Cordillera de la Soledad por espacio de 6 Km, con una anchura promedio de 20 m. Varía su composición de latítica a dacítica (Nemeth, 1976). Presenta una coloración de rosada a amarillo pálido, mientras que su granulometría varía de fina a gruesa. Contiene numerosos xenolitos de composición diversa y diámetros hasta de 10 m. Mineralógicamente presenta plagioclasas sericitizadas, feldespatos potásicos y biotita

en ocasiones cloritizada.

Geología Estructural

Para el Distrito en General

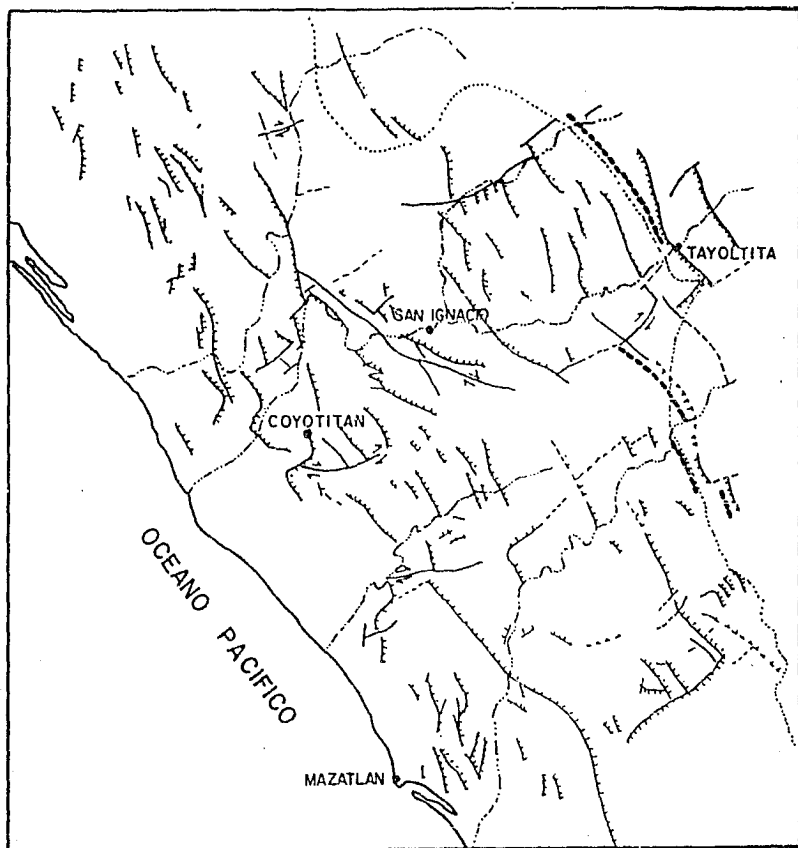
Las vetas de minerales preciosos abundan en el mundo, localizándose en las porciones volcánicas superiores de los principales arcos magmáticos y dentro de porciones superiores de stocks y batolitos (Sawkins, 1984). El Distrito de San Dimas coincide en estas características ya que en la porción centro - este del Distrito, el cuerpo batolítico adquiere una máxima elevación en forma de cúpula, mientras que en la periferia se presenta a elevaciones más bajas (Fredrickson, 1974). Esta cúpula posee también otras prominencias más pequeñas en forma de stocks, algunos de los cuales han sido identificados actualmente como los posibles centros mineralizantes (Smith, 1975). Localmente la estructura ha sido interpretada como un anticlinal fallado, originado por el empuje vertical hacia arriba que ejerció la intrusión batolítica (Wisser, 1940). Planteándose también asociada a esfuerzos causados por una distensión de rumbo ENE - WSW (Henry, 1975).

En el Distrito se reconocen dos etapas de fallamiento, que permiten situarlas cronológicamente debido a las secuencias volcánicas a que afectan. Una etapa; la más joven, se presenta afectando a las dos secuencias volcánicas, la otra etapa; más antigua se muestra solo en el G.V.I.. La primera de ellas es reflejo de un comportamiento estructural

más regional, que se presenta como un sistema de fallas de rumbo preferentemente NW y en menor escala de rumbo ENE, dividiendo a la Sierra Madre Occidental en una serie de bloques del tipo cuenca y cordillera; o fosas y pilares (Fig. 6). Este sistema se presenta en el Distrito preferentemente como fallas de rumbo NW, exhibiendo un desplazamiento de 1 a 3 Km, y provocando con ello el contacto estructural de rocas recientes con rocas antiguas. La denominación local que reciben estas fallas de oeste a este es: Don Porfirio (con echado de 70° al E), Limoncito (con echado de 60° al W), Guamuchil (con echado de 70° al W) y Caymantito (con echado de 75° al W); que limitan a los bloques conocidos como: San Vicente - El Reliz, Noche Buena - Camichin y Santa Rita - San Luis (Fig. 5).

El efecto estructural del fallamiento en bloques (etapa de fallamiento más joven) provocó un giro a los bloques Santa Rita - San Luis y Noche Buena - Camichin, mientras que al bloque San Vicente - El Reliz lo colapsó. Estas fallas no presentan mineralización y se sitúan cronológicamente menores al rango de 22 a 32 m.a., que es la edad del G.V.S..





La segunda etapa de fallamiento reconocida en el Distrito, es asociada a la intrusión del Batolito de Piaxtla, al momento de ejercer presión a la parte basal del G.V.I., levantándola y arqueandola, provocando fallas de tensión en las cimas de los arcos, de rumbo variable, pero predominando los sistemas E - W y NE. Estas fallas muestran poco desplazamiento, generalmente del orden de metros a decenas de metros, y fueron los espacios abiertos al momento de la



FREDRICKSON, 1974



SIMBOLOGIA

-  FALLA
-  FALLA INFERIDA
-  FALLA A RUMBO
-  EJE DE SIMETRIA CON RESPECTO A LOS BLOQUES FALLADOS

PLANO DE TECTONICA REGIONAL

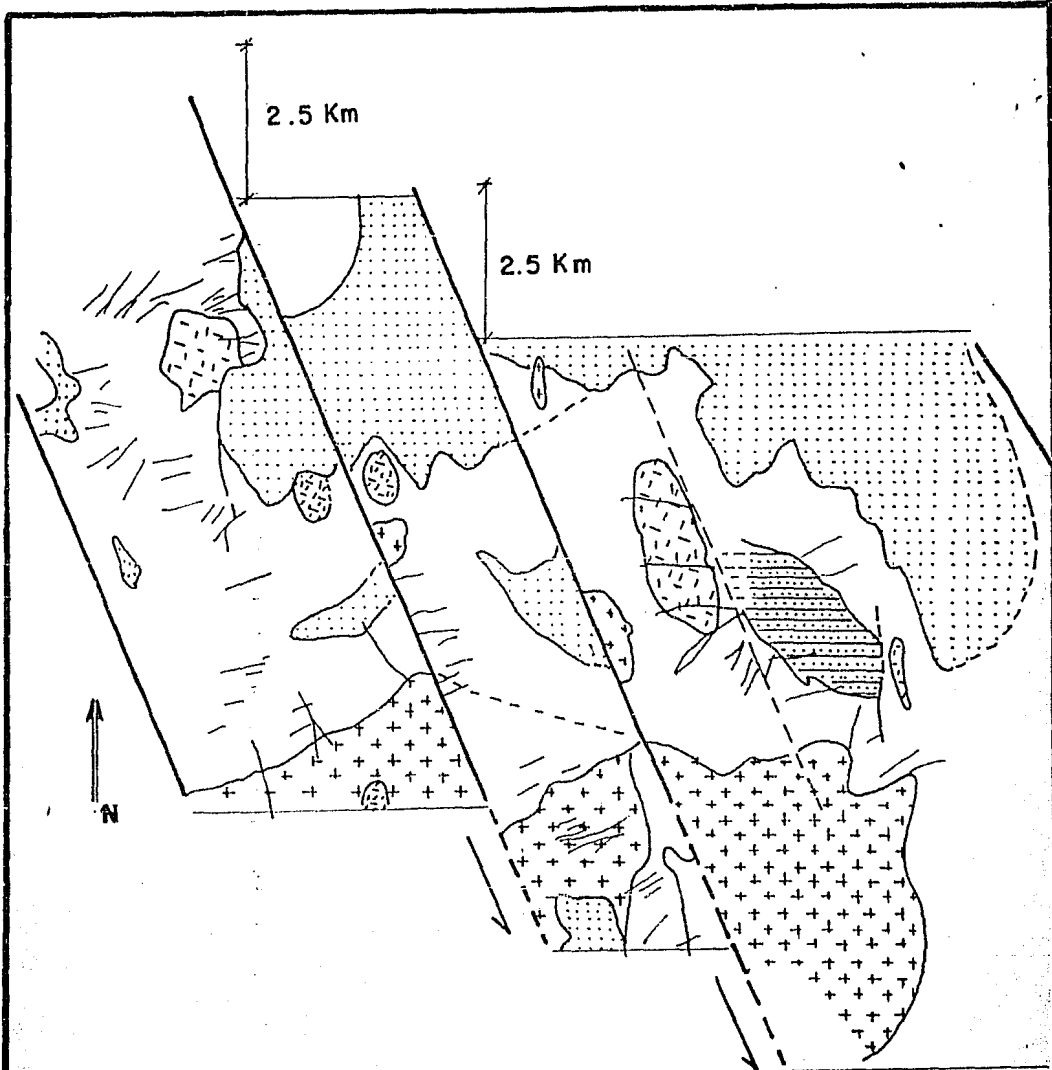
FIGURA 6

deposición de las vetas de cuarzo mineralizadas económicamente (Smith, 1974). La edad mínima del fallamiento puede ser relacionada a la mineralización (40 m.a., K - Ar en adularia de veta; Henry, 1975); ahora si consideramos que fué producto del emplazamiento batolítico, su edad será de 45 m.a. (Henry, 1975). Este rango de edad es válido en el caso de que el control estructural no haya existido antes de la intrusión batolítica.

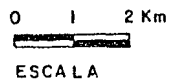
Desplazamiento de Bloques

El segundo periodo de fallamiento, relacionado al emplazamiento y colapso del batolito, se justifica porque las prominencias consideradas postbatolíticas tales como el Stock Candelaria y los apófisis Tipo Arana (43 m.a.) se acufan en este tipo de estructuras, evidenciando la existencia de planos de debilidad durante los emplazamientos. Sin embargo el hecho de que estos apófisis en general se presenten mineralizados por estructuras del segundo periodo de fallamiento, sugiere una participación de éstos en la mecánica estructural, cuyos emplazamientos hayan originado o reformado el patrón existente a su entorno.

Para determinar los efectos causados al paleorelieve por el emplazamiento de los apófisis, se colocaron los bloques del Distrito en la posible posición que guardaban al momento de las intrusiones postbatolíticas, lográndose visualizar un desplazamiento sinistral en planta, con un rango máximo de desplazamiento entre bloques de 2.5 Km (Fig. 7). El control



PLANO DE DESPLAZAMIENTO DE LOS
BLOQUES DEL DISTRITO



visualizado, muestra controles de rumbo NW, E, NE, así como sugerentes controles radiales y concéntricos en torno a los cuerpos intrusivos (Fig. 7).

Bloque Santa Rita - San Luis

El bloque Santa Rita - San Luis se definirá en particular, debido a que en él se localiza el yacimiento de Tayoltita. Este bloque se considera localmente limitado al W por la Falla Guamuchil, que buza de 60 a 70° al W, y al E por la Falla de Arana, que buza de 45 a 70° al E, sin embargo el presente análisis lo considerará limitado al E por la Falla Caymantito, que buza 75 a 80° al W (a 5.8 Km al NE de la Falla Arana), debido a que estas dos se muestran paralelas y son responsables del giro positivo (en sentido de las manecillas del reloj) que sufrió el bloque.

El bloque tiene aproximadamente 8.8 Km en sección NE, y se muestra basculado alrededor de 35° al ENE (Fig. 5). La rotación de bloques de este tipo, con inclinaciones que varían de 35° a 80°, pueden no ocurrir a lo largo de fallas planas (Hambling, 1965), observándose que estas muestran una tendencia a hacerse listricas a profundidad en las Subprovincias de Sierras y Valles (al W de la Subprovincia de Barrancas), así como en los bloques de la Meseta del Colorado (Wright y Troxel, 1973). En el Área de Tayoltita, Henshaw (1953) notó que la variación de los echados en fallas normales varía entre 45° a 70°, pero nunca se muestran listricas a profundidad en el rango vertical expuesto.

Dentro del bloque; en el área de la mina, las rocas que

afloran son en gran porcentaje estratos del G.V.I., que se muestran afectados por un complejo sistema de fallas, dominando los sistemas: E - W, con echados de 70° - 80° al N; NE, con echados de 50° - 20° al NW; NNW, representado unicamente por la gran Falla - Veta de Arena, con echado de 65° a 70° al E.

III . - GEOLOGIA ECONOMICA

Distribución y Asociación de Vetas a Rocas Igneas Terciarias

La ocurrencia y características de los yacimientos en vetas, ha sido conceptualada a partir del presente siglo, cuando la exploración, desarrollo e investigación de algunos yacimientos, permitió sentar las bases de la Geología Económica moderna. Lindgren (1933) propuso el término epitermal para denominar a los yacimientos formados por soluciones ascendentes, a bajas temperaturas y profundidades someras. Mostrando que tales depósitos guardaban una estrecha relación con actividad fumarólica de lavas y rocas que variaban de andesíticas a riolíticas de edad Terciaria.

Numerosos yacimientos en vetas ocurren a lo largo del sistema de arcos del Circum - Pacifico (Lindgren, 1933; Sawkins, 1984). Ejemplo de este tipo de mineralización ocurre en Chile, Perú, Ecuador, Colombia, América Central, México, California y oeste de Canadá. Los principales sistemas de arcos del Pacifico este e Indonesia, muestran también este tipo de depósitos en Japón, Archipiélago de Filipinas y sur de U.S.S.R.. Estos depósitos epitermales en vetas, especialmente los de metales preciosos ocurren predominantemente en rocas volcánicas, particularmente de composición andesítica. Mientras que las vetas de metales básicos ocurren dentro o adyacentemente a rocas plutónicas calco - alcalinas intermedias a félsicas (Sawkins, 1984). Los

trabajos contemporáneos han desarrollado conceptos genéticos y de exploración en base al estudio integral de los yacimientos hidrotermales, obteniéndose características generales asociadas a los depósitos como son:

- Edad Terciario medio - Tardío
- Porciones volcánicas superiores de los principales arcos
- Dentro o en porciones superiores de stocks y batolitos
- Formados por soluciones ascendentes
- A profundidades someras e intermedias
- A baja temperatura
- Alteración presente: propilitización, Sericitización, Albitización, Silicificación, Argilización
- Variación en los procesos fisicoquímicos, entre ellos:
 - .- Reacción de los sistemas fluido-roca y fluido-agua implicando cambios isotópicos
 - .- Variación en: temperatura, presión, PH, composición química del fluido etc, implicando desequilibrio en las constantes de solubilidad de los iones complejos; provocando la precipitación de minerales
 - .- Ebullición del fluido debido al decremento de temperatura y presión cerca de superficie
 - .- Zoneamiento en fases del fluido, en respuesta a los cambios que experimenta

Distrito de San Dimas

A nivel Distrito, un conjunto mayor a 100 vetas que se han explotado en el área, permite reconocer en forma general 3 fases del ciclo hidrotermal que operó en el lugar (Smith, 1973). Las características de cada uno de ellos es posible diferenciarlos con base en los tipos de cuarzo predominante y a las asociaciones mineralógicas que se observan. En ese sentido, a las depositaciones de cuarzo relacionadas con cada una de las fases se les denomina localmente: Cuarzo I, Cuarzo II y Cuarzo III.

Cuarzo I. Es un cuarzo amorfo obscuro, de aspecto pedernaloso, generalmente en escamas y raramente en fragmentos que exceden los 3 cm. Contiene trazas de Ag - Au y se cree que es representativo del inicio del evento hidrotermal (Albinson, 1978). Aparece rodeado por cuarzos posteriores.

Cuarzo II. Conocido también como Cuarzo Mineralizado o Económico, presenta color gris a blanco cristalino en diferentes tonalidades, texturalmente está brechado, cavernoso y zonado (lo que le da un carácter de intermitencia a esta fase hidrotermal). Contiene más de 200 ppm de Ag y más de 2 ppm de Au (Smith et al, 1982). Raramente guarda la textura original ya que es cementado y rodeado por el Cuarzo III.

Cuarzo III. Aparentemente cierra el ciclo hidrotermal del Distrito (Albinson, 1978), varía en aspecto de lechoso, cristalino, amatista, gris verdoso y café. Los valores de Ag y Au están en solo trazas. Cementa y provoca dilución a las

etapas anteriores, implicando con ello una baja de ley de los cuerpos mineralizados.

Concepto de Zona Favorable

Término introducido en el Distrito por D. Smith (1975), en base a la observación de que los cuerpos mineralizados tienden a ocurrir en una franja u horizonte subparalelo a los estratos volcánicos. Esta franja varía de 250 a 600 m. de espesor en sección vertical, y donde la parte superior se sitúa a aproximadamente 500 m del paleorelieve (Albinson, 1978). Este horizonte representa donde las condiciones fisicoquímicas fueron las ideales para la precipitación de grandes concentraciones de Ag y Au durante la depositación de la fase II. La zona favorable está restringida a las rocas del G.V.I., y el papel químico que juega cada unidad de la secuencia, es insignificante, ya que la mineralización ocurre dentro de la zona favorable sin distinguir tipo de roca. Esta franja es de un gran significado geológico, pues indica que al momento de ocurrir la mineralización económica, los bloques del Distrito presentaban un nivel aproximadamente homogéneo.

Relación Cronológica de las Vetas

La edad de la mineralización en el Distrito de San Dimas, se refiere generalmente a los 40 m.a. obtenidos en adularia de veta del yacimiento de Tayoltita (Henry, 1975). Sin embargo está sujeto a discusión que tal dato sea extensivo al Distrito en general. El estudio de los campos geotermales

activos, ha revelado que un evento hidrotermal presenta un rango de vida entre 100 000 y 5 000 000 m.a. (Elder, 1966) lo que deja abiertas las posibilidades para que uno o varios eventos se hayan manifestado en el Distrito.

Los factores conocidos a favor de un solo evento hidrotermal son:

- 1) Paragénesis básica consistente en Cuarzo I, Cuarzo II y Cuarzo III
- 2) Igual profundidad con respecto al paleorelieve
- 3) Mismo rango vertical o zona favorable mineralizada

Mientras que las observaciones a favor de una mineralización individual, sea en bloques o en vetas son:

1*) Individualidades paragenéticas presentes en las vetas del Distrito, donde las diferentes asociaciones minerales inducen a considerar un depositación en diferentes tiempos (Smith, 1973)

2*) Mineralización asociada a los apófisis (Smith, 1970). Si estos cuerpos intrusivos se emplazaron traslapándose en el tiempo y no necesariamente contemporáneos, la mineralización ocupó diferentes horizontes o zona favorables, cuya ubicación era cercana al intrusivo y dependía en mayor parte de la profundidad al paleorelieve

3*) Las diferentes unidades litológicas receptoras de la mineralización. Ya que al oeste; en el bloque San Vicente - El Reliz; en las vetas de Contraestaca y San Antonio, las unidades encajonantes son: RS, AB y RP. En el bloque Noche Buena - Camichín, en la veta Castellana (Fig. 5) la mineralización ocurre en la base de la AP, presentando un

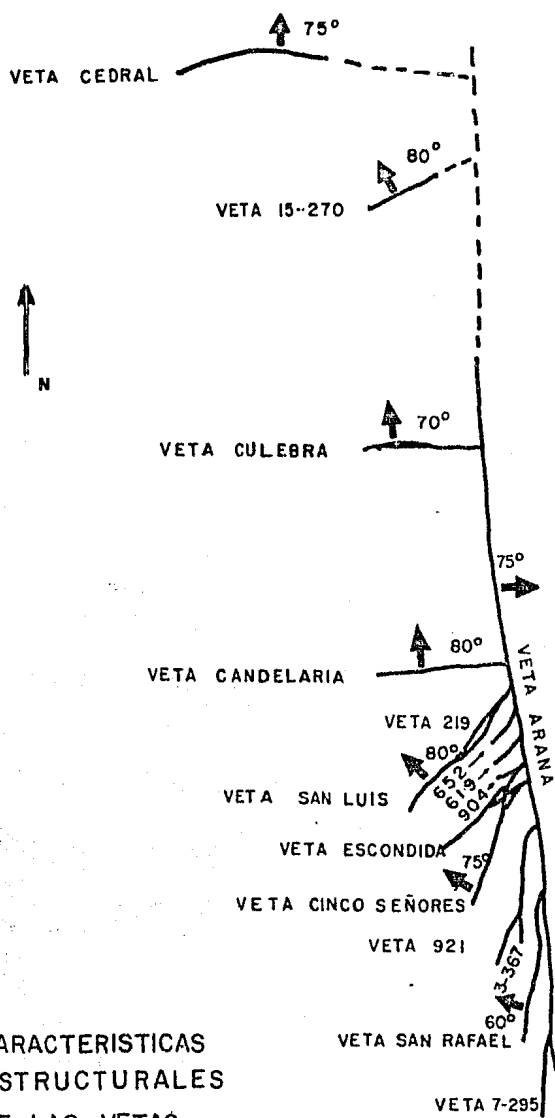
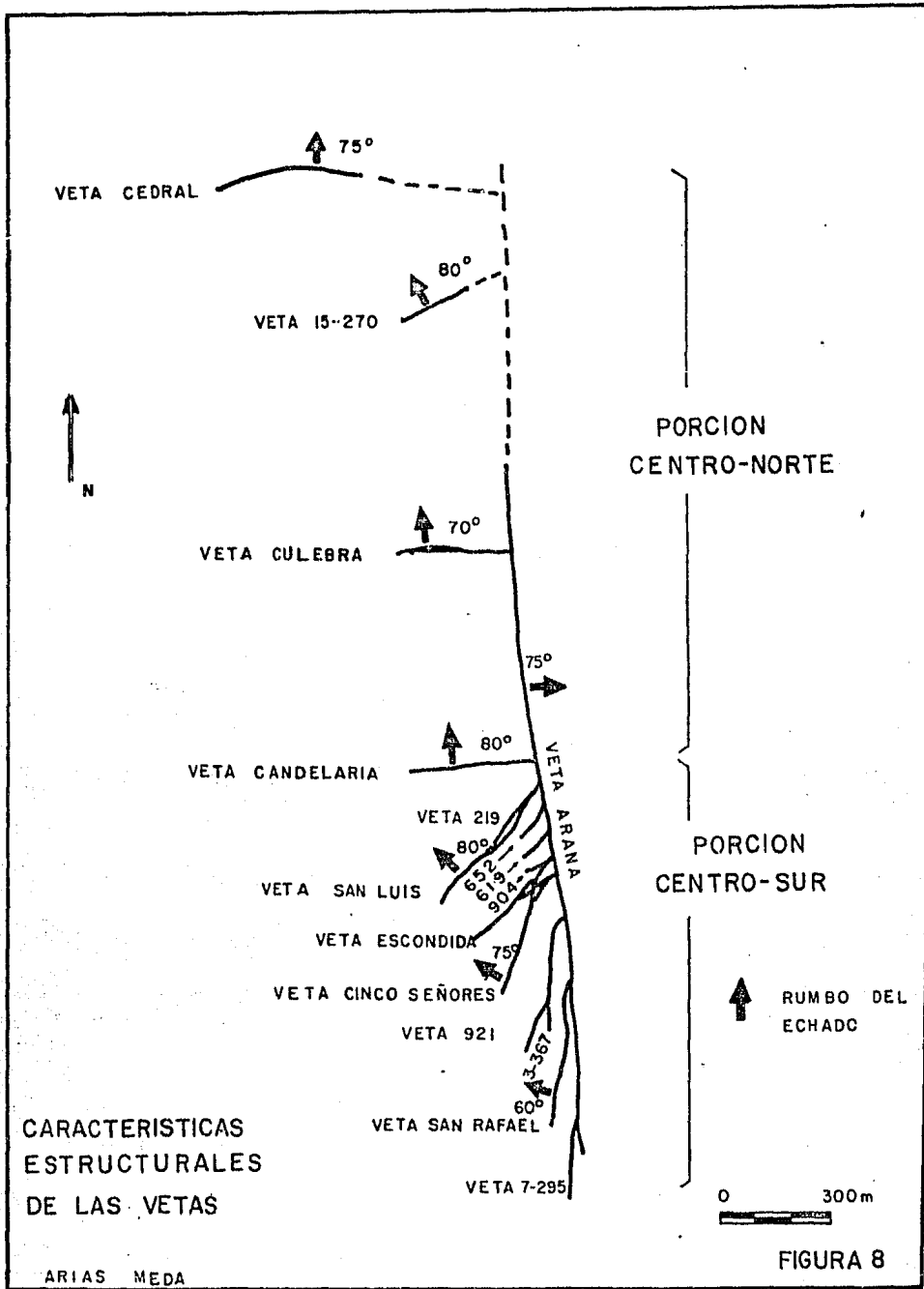
angulo de 40° en la intersección de la Zona Favorable con los estratos volcánicos (Fig. 5). En el bloque Santa Rita - San Luis, en las vetas del yacimiento de Tayoltita, las unidades encajonantes son: parte superior de la RS, AB, RP y parte baja - media de la AP. Estas características, Henshaw (1953) las explica como consecuencias del paleorelieve al momento de la mineralización.

Mina de Tayoltita

Descripción del Sistema de Vetas de tayoltita

El sistema de vetas de la Mina de Tayoltita ha sido dividido estructuralmente por Smith y Hall (1974) en dos partes, las cuales son: porción centro - sur y porción centro - norte. La porción centro - sur agrupa a las vetas que están en la intersección Arana - San Luis y la veta 7-295 al sur (Fig. 8 y 8'); y la porción centro - norte, incluye a las vetas localizadas entre la veta de Candelaria al centro y la veta de Cedral al norte. Esta división responde a las características de rumbo y echado que presentan, ya que en la porción centro - sur las vetas presentan un rumbo predominante NE y ENE, con echados al NW y al WNW. Para la porción centro - norte, los rumbos dominantes son E-W con echados al norte.

La única falla-veta que difiere del sistema descrito, es la Falla de Arana, con rumbo NNW y echado al E. Las estructuras mineralizadas se componen en su mayor parte de lazos sigmoidales simples y estructuras múltiples de lazos



PORCION
CENTRO-NORTE

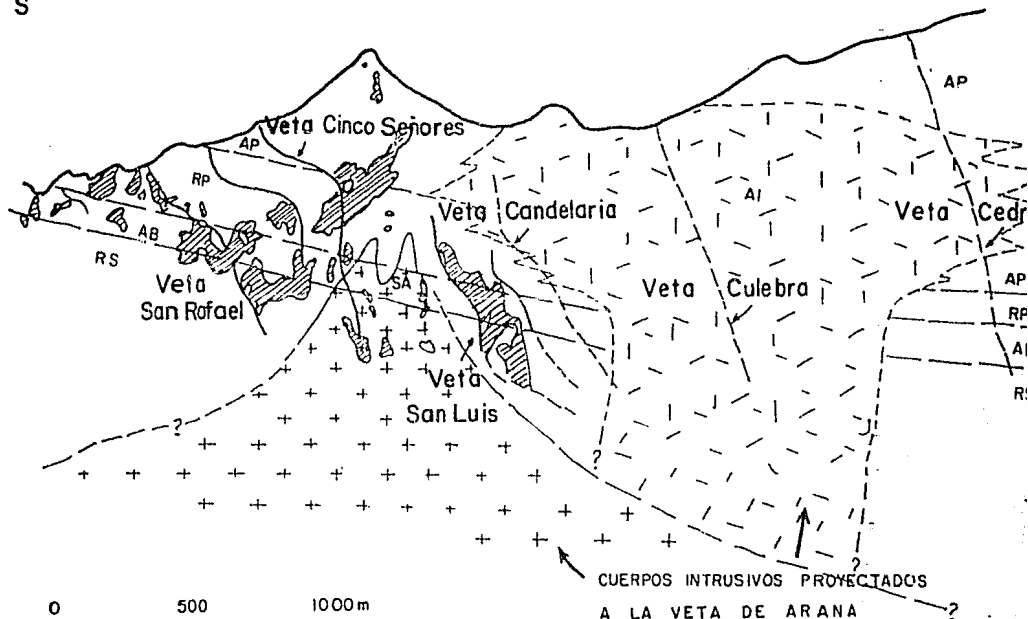
PORCION
CENTRO-SUR

↑ RUMBO DEL
ECHADO

0 300m

S

N



AP = ANDESITA PRODUCTIVA

RP = RIOLITA PORTAL

AB = ANDESITA BUELNA

RS = RIOLITA SOCAVON

SA = STOCK TIPO ARANA

AI = ANDESITA INTRUSIVA

= CUERPOS MINERALIZADOS

SECCION VERTICAL LONGITUDINAL DE LA VETA
ARANA MOSTRANDO LA INTERSECCION AL BAJO
DEL SISTEMA DE VETAS DE TAYOLTITA

FIGURA 8¹

sigmoidales, con estructuras de crucero múltiple.

Es interesante hacer notar que la zona favorable o mineralizada en el sistema de Tayoltita, presenta un rango de 250 a 300 m en la porción centro - sur, rango que aumenta gradualmente en sentido norte, donde por ejemplo la veta de Cedral expone ya un rango favorable de 600 m.

Mineralogía

Paragènesis Hipogénica

Con base en relaciones texturales y traslape de asociaciones minerales, Davidson (1932) logró reconocer a gran escala las tres etapas o fases del evento hidrotermal, mismo que fué completado por Keller (1974) y Smith (1982) (Fig. 9). La mineralización ocurre en bandas rítmicas orbiculares y lineales, formadas por relleno de espacios abiertos, con una variación en el grado de reemplazamiento de la roca huésped, reconociéndose por lo menos dos de las tres fases en la mayoría de las vetas (las etapas II y III).

Etapa I . Representa las primeras pulsaciones del evento hidrotermal, se presenta como fragmentos de cuarzo pedernaloso de tonalidades entre gris oscuro - cristalino, silicificando además fragmentos de roca encajonante. Se localiza generalmente al alto y bajo de las vetas, asociado en ocasiones a bandas de sulfuros básicos de grano fino, identificándose entre estos esfalerita, galena, calcopirita y pirita. Los valores de Ag y Au raramente exceden de 125 ppm y 1 .ppm respectivamente (Smith, et al, 1982).

Etapa II .Esta segunda fase, mineralizó económicamente la

	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Cuarzo	- - - - -	=====	
Clorita	- - - - -	-----	
Rodonita- Johansenita		-----	
Adularia		-- - - -	
Albita		- - - - -	
Calcita		-----	-----
Pirita	- - - - -	-----	
Magnetita	- - - - -		
Galena	-- --	-----	
Esfalerita	- - - - -	-----	
Calcopirita	-----	-----	-----
Argentita		-----	-----
Fearceita- Polibasita		-----	-----
Jalpaita		-----	
Electrum	- - - - -	-----	
Plata Nativa		-----	-----
Zeolitas			-----

zona favorable, presentando diferentes asociaciones mineralógicas en algunas vetas, y mezclándose muy raramente (Smith, 1973). La paragénesis general consiste de cuarzo blanco a gris claro, rodonita, adularia, clorita, calcita y sulfuros, entre ellos pirita, esfalerita y galena, seguidos y reemplazados por polibasita, argentita, jalpaita, estromeyerita y electrum. Los valores de Ag y Au exceden de 200 ppm y 2 ppm respectivamente en las vetas explotadas.

Etapa III. Representa el cierre de la fase hidrotermal en las vetas de Tayoltita y se manifiesta por una gran depositación de cuarzo blanco lechoso - cristalino y localmente variedad raatista, que ocasiona la dilución del 10 al 80 % de la etapa II. Asimila gran parte de la mineralización anterior, y muestra texturas brechadas y de caracol con fragmentos preexistentes angulosos y redondeados respectivamente. Esta etapa mineraliza cantidades mínimas de pearceita, plata nativa y calcopirita, así como calcita rosa, blanca y diminutos cristales de zeolitas.

Asociaciones Minerales

Con respecto a las asociaciones minerales características antes mencionadas, que otorgan individualidad a una veta o a un conjunto de ellas, se identifican en el sistema de Tayoltita las siguientes:

VETA	Norte			Centro		Sur		
	CE	CU	CAN	SL	CS	AR	SR	
Mineralogía								
cuarzo	===	===	===	===	===	===	===	
clorita	
sulfuros	==	==	==	==	
rodonita				
adularia			
calcita	==	==	==	
albita				.	.			

Simbología Usada :

- Veta Cedral = CE
- Veta Culebra = CU
- Veta Candelaria = CAN
- Veta San Luis = SL
- Veta Cinco Señores = CS
- Veta Arana = AR
- Veta San Rafael = SR

La gráfica representa cantidades proporcionales en exámen macroscópico, ya que el análisis petrográfico reveló la existencia de todos los minerales en el conjunto de vetas (Keller, 1974), por lo que el espacio en blanco representa solo trazas. Esto induce a considerar que estos cambios mineralógicos con evidente proporcionalidad puedan deberse a diferencias en:

- Los periodos de mineralización.
- Condiciones fisicoquímicas de emplazamiento, por ejemplo diferencias en la localización a profundidad de la fuente mineralizante, que haya implicado probables cambios graduales a las constantes de solubilidad de los iones complejos (Fig. 12).
- Distintos centros mineralizantes, implicando probables cambios en las condiciones primarias del fluido.

Mineralización Supergénica

Los procesos de enriquecimiento supergénico y oxidación, jugaron un papel casi insignificante (Smith y Hall, 1974). Pequeñas cantidades de estromeyerita, calcocita, covelita y plata nativa, asociados con óxidos de hierro, manganeso y cobre han sido detectados cerca de superficie.

Alteración Hidrotermal

La alteración hidrotermal, afecta principalmente a las rocas vulcanoclásticas del G.V.I., ya que al Batolito de Piaxtla lo afecta muy parcialmente. Se presenta con gran variación de intensidad, pero no muestra zoneamientos ni el uso como herramienta de exploración a un centro mineralizado.

1) Batolito y rocas graníticas: El contacto entre estos intrusivos y rocas del G.V.I. presenta cantidades variables de pirita diseminada de grano fino a grueso. Cerca de las vetas, los feldespatos están alterados parcial y totalmente en una asociación cuarzo - feldespato K (adularia) - sericita - calcita.

2) Rocas andesíticas: generalmente presentan una intensa cloritización de la matriz. Cerca de las vetas presentan inclusión de pequeños clastos arcillosos (montmorillonita, illita, diquita), mientras que las plagioclasas son reemplazadas por epidota, clorita, albita y calcita. Asimismo se observan vetillas de epidota diseminadas hasta de .5 cm de ancho.

3) Rocas Riolíticas: Cerca de las vetas presentan feldespatos parcial y totalmente alterados, en una asociación de cuarzo - feldespato K (adularia) - sericita - calcita. En contacto con rocas graníticas se observa diseminación de pirita de grano grueso a fino.

4) Vetas: a los lados de las vetas; en roca encajonante, ocurre silicificación hasta una profundidad aproximada de 40 cms, con inclusiones diminutas de epidota y clorita, mostrando en ocasiones diseminación de pirita de grano fino a grueso. Es de notar que no se presentan grandes volúmenes de alteración argílica en la roca encajonante como sucede en Pachuca, Hgo. y Guanajuato, Gto. (Drier, 1975; Buchanan, 1979).

5) Lejos de las vetas: se presentan fracturas con bandas de hasta 30 cms de espesor rellenas de clorita, clorita - epidota, clorita - epidota - albita. Los minerales máficos se presentan alterados a los siguientes minerales: clorita, epidota, calcita, hematita y rutilo.

IV.- MICROTERMOMETRIA

En los años de 1978 (Albinson) y 1982 (Smith, et al, 1982), se practicaron estudios de inclusiones fluidas, con el propósito de visualizar al yacimiento de Tayoltita de una forma más amplia, arrojando resultados altamente satisfactorios. Lo que redundo en una comprensión más homogénea del yacimiento al agregar parámetros de gran sensibilidad a los conceptos de zona favorable y a la geología local.

Generalidades

El análisis de las inclusiones fluidas ha demostrado ser muy útil en el establecimiento de algunas condiciones fisicoquímicas involucradas en la formación de yacimientos minerales, ya que estas representan una muestra del fluido hidrotermal que en una etapa dada de la historia geológica quedo atrapada en forma de impureza fragmentaria y minúscula al momento de la mineralización.

Las inclusiones fluidas se presentan en los minerales a temperatura ambiente, haciendose presentes en todo mineral que en su formación observo una fase fluida (líquida o gaseosa). Siendo agua el mayor componente de la mayoría de las inclusiones (y pequeñas cantidades de CO_2), las inclusiones más factibles de analizar se localizan en minerales transparentes, aunque existen métodos recientes para analizarlas en minerales opacos. Las aplicaciones de las

inclusiones fluidas incluyen estudios geobarométricos, geotermométricos y análisis de composición del fluido atrapado, ya que por sus características son considerados sistemas cerrados, debido a que el volumen y la masa son constantes, lo que implica que la densidad también lo sea. Por lo que al existir cambios en temperatura y presión el fluido atrapado evoluciona a lo largo de una isocora (Roedder, 1979).

Los resultados que experimentalmente se han obtenido, han sido utilizados en la elaboración de tablas y gráficas, como son las de Hass (1977), Potter y Brun (1977) entre otras. En ellas se muestran las propiedades de los fluidos atrapados como son: densidad, salinidad, temperatura, presión hidrostática etc.

Las inclusiones fluidas presentan variaciones en la composición (i.e., NaCl, H₂O, CO₂), característica que permite agruparlas en sistemas diferentes. Siendo necesario practicar unas observaciones microscópicas para conocer las propiedades fisicoquímicas del fluido atrapado y determinar así a qué sistema pertenece la inclusión. Las determinaciones logradas al analizar una inclusión, establecen características fisicoquímicas de una fase del mineral analizado, por lo que un estudio para considerarse completo, debe de practicarse a una población de muestras representativas del yacimiento. Existen ciertas limitaciones de las técnicas, debido principalmente a las siguientes causas:

a) Al homogenizar las fases de una inclusión, lo cual se

logra con métodos artificiales, se está reproduciendo un efecto inverso al de la formación de la inclusión, lográndose por tanto una temperatura de formación mínima.

b) Esta homogenización, por inducirse artificialmente, provoca una evolución espontánea del fluido, mismo que homogenizó probablemente en millones de años.

c) Análisis de inclusiones que al momento de formación capturaron dos fases fluidas inmiscibles; proporcionando datos dudosos.

d) Análisis de inclusiones conteniendo fluido modificado por decrepitación natural

La aplicación de estas técnicas comienza con una selección óptima de las muestras en el campo, ya que deben estar sujetas a las siguientes observaciones: paragénesis previamente reconocida; espaciamiento mineral, de preferencia zoneado; muestras sanas, porque al existir fracturamiento, facilita el que fluidos de diferente composición y/o temperatura cementen a los minerales y fracturas, implicando con ello el que se formen inclusiones fluidas distintas.

Características Microtermométricas del Sistema

El estudio microtermométrico llevado a cabo en Tayoltita, se concentró en cuarzo de las fases II y III, revelando pertenecer al sistema $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ no saturado (Albinson, 1978), determinándose asimismo la temperatura, salinidad y presión hidrostática de formación del yacimiento. Se reconocieron tres tipos de inclusiones fluidas: Tipo I, Tipo

II y Tipo III.

Tipo I. Inclusiones que presentan dos fases, líquido - gas, con una estimación de 5 a 10 % de gas, siendo el tipo de inclusiones predominantes. Ocurren como primarias, pseudosecundarias y secundarias, homogenizando en la fase líquida.

Tipo II . Inclusiones con dos fases, dominando la gaseosa en un 75 a 90 % del volumen y homogenizando en la fase gaseosa. La presencia de inclusiones Tipo I y II, así como intermedias en su relación líquido - gas, indican que los fluidos fueron atrapados en condiciones de ebullición (Roedder, 1967). Este tipo de inclusiones, con algunas excepciones están restringidas al cuarzo de la etapa o fase III.

Tipo III . Inclusiones con una relación líquido - gas intermedia entre el Tipo I y II, pero comúnmente se encuentra una tercera fase sólida incluida, identificada tentativamente como Dawsonita (Koveney y Kelly, en Smith, et al, 1982).

Este análisis arrojó los siguientes resultados: para el cuarzo o fase II, las temperaturas de homogenización fluctúan en el rango de 250 a 290 ° C, presentando una salinidad que varía de 3.3 a 8.4 % eq. en peso de Na Cl. Para el cuarzo o fase III, la temperatura de homogenización fué de 250 a 310 ° C, con salinidades de 1.9 a 9.9 % eq. en peso de Na Cl (Smith et al, 1982)

Los rangos de salinidad y temperatura observados en la gráfica hidrostática de Hass (1971), indican una presión equivalente a una profundidad de 400 a 1000 m de formación al

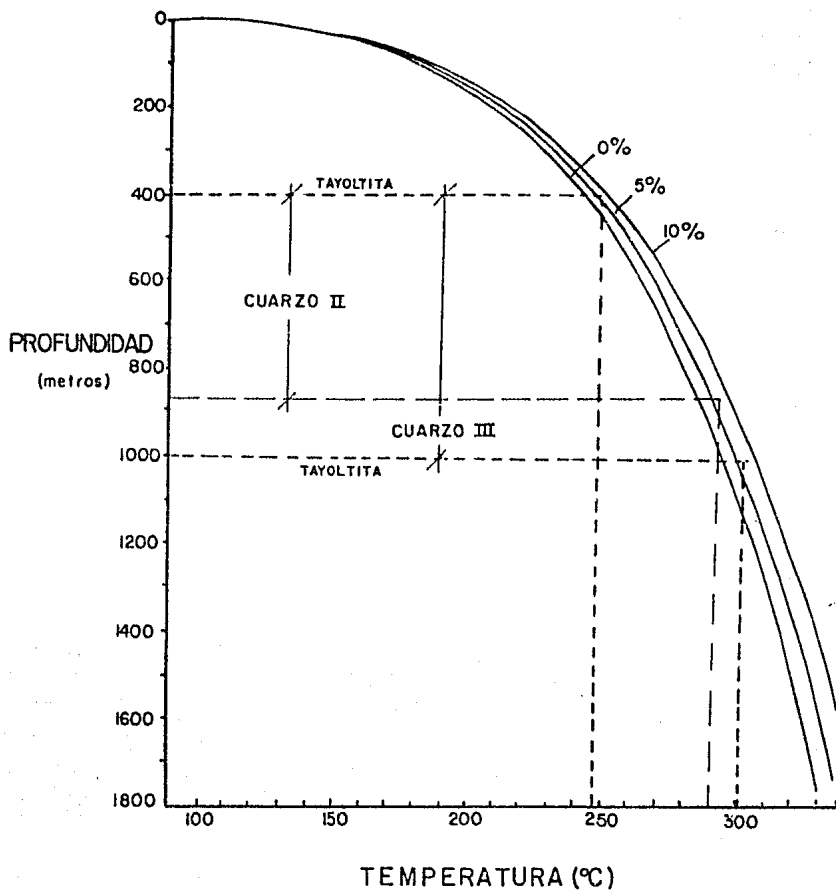
paleorelieve (Fig. 10). Coincidiendo el intervalo con la ubicación de la zona favorable en cuanto a profundidad y sección vertical de los cuerpos mineralizados (estos datos y otros análisis son discutidos ampliamente en el Capítulo VI).

El análisis de la composición del fluido atrapado, reveló que el agua constituye más de 99.5 % molar de la fase líquida, siendo CO₂ el mayor componente de la fase gaseosa (Smith, et al, 1982).

Análisis de Inclusiones Fluidas en Calcita

El análisis microtermométrico derivado de este estudio, se practicó en inclusiones fluidas presentes en calcita hidrotermal de la fase II. Ya que, si bien se sabía que la calcita correspondía a esa etapa, no se había aclarado que lugar ocupaba en la depositación de los minerales, ya que en ocasiones parecía indicar un emplazamiento anterior - contemporáneo al cuarzo II, presentándose en otras de forma posterior. El cuarzo II como se mencionó anteriormente, incluye a los sulfuros de Ag, sin embargo en ocasiones la calcita también los presenta, lo que complica aún más su localización en el zoneamiento espacial de la mineralización. A estas causas descritas se suma la dificultad de obtener una muestra excepcionalmente sana, ya que la depositación del cuarzo III (que también mineralizó calcita) brecha, cementa y en muchas ocasiones se autobrecha, haciendo difícil la elección de muestras idóneas.

Las inclusiones fluidas analizadas en calcita II se



Perfiles termicos hidrostáticos para agua (0 % eq. en peso NaCl) y para salmueras con 5% y 10% Modificado por Hass (1971).

(tomado de Albinson, 1978)

FIGURA 10

catalogan del tipo I (5 a 10 % de gas) y Tipo II (75 a 90 % de gas), ocurriendo como primarias, pseudosecundarias y secundarias (Tabla 1).

Las determinaciones microtermométrica determinaron una temperatura de homogenización de 215 a 245 °C, con una salinidad de 6.6 a 6.9 % eq. en peso de Na Cl.

El estudio de 1978 (Albinson), incluyó a las vetas de la porción centro - sur, pero no se determinaron las características del cuarzo II de la veta de Cedral, debido a que en ese tiempo la veta era solo un prospecto. Motivo por el cual se determinaron las características de inclusiones fluidas en cuarzo II de la veta de Cedral (Tabla 1). Estos resultados fueron los siguientes: la temperatura de homogenización varía de 230 a 280 °C, con una salinidad de 6.8 a 9 % eq. en peso de Na Cl. La ubicación de las muestras analizadas esta restringida a la zona favorable.

Zoneamiento Térmico

Los datos derivados del presente análisis, aunados a los reportados anteriormente, forman una población que permite hacer un análisis estadístico del sistema de vetas. Este análisis asigna la temperatura media a cada veta del yacimiento, y muestra la existencia de un zoneamiento térmico en planta (Fig. 11), el cual es representativo de las condiciones térmicas dominantes dentro del sistema al momento de la mineralización de la etapa II. El zoneamiento en base a las temperaturas de homogenización indica que la temperatura del fluido fué mayor en la zona central, disminuyendo

gradualmente tanto en sentido norte como sur, presentándose la temperatura más baja en la veta de Cedral, (extremo norte). Estas características mostradas pueden deberse principalmente a:

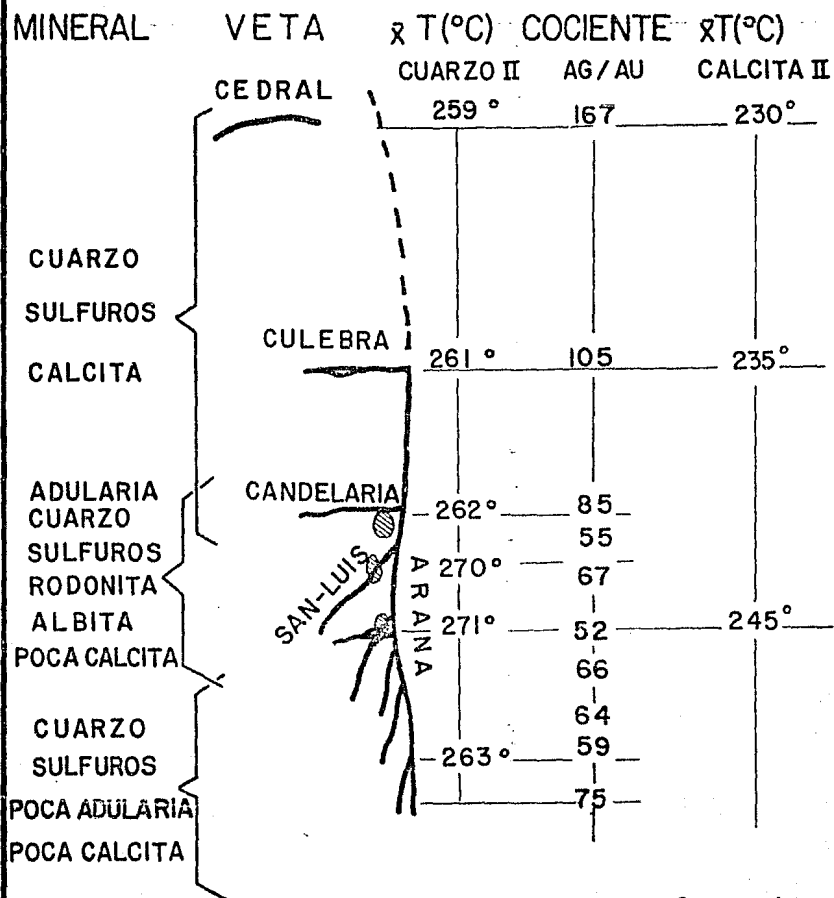
- 1) Cambios fisicoquímicos que involucren cambios en la temperatura del fluido
- 2) Cambios en la profundidad de la fuente térmica, afectando la conducción térmica del fluido (Fig. 12).

Modelo Propuesto de pulsación

Una pulsación es una manifestación hidrotermal en un lapso de tiempo, así pues una manifestación puede ser intermitente o prolongada en un intervalo de tiempo considerado. Las fases mineralizantes presentes en Tayoltita, permiten observar en ocasiones que cada una de las tres fases reconocidas, mostrará estar formada por varias subfases o pulsaciones (Fig. 13), que en la mayoría de los yacimientos muestran una diferente composición química (Petersen, 1984). El presente modelo se basa en las características microtermométricas descritas antes, y consiste en determinar para cada pulsación el orden de emplazamiento principal de los minerales depositados en base al decaimiento de la temperatura.

En esta determinación, el estudio de secciones delgadas (60) y cortes pulidos (35) fué determinativa, ya que mostraron que para cada subfase de la fase II, el orden principal de emplazamiento es adularia - cuarzo - sulfuros - calcita, donde los sulfuros de Ag se emplazan preferentemente

CARACTERISTICAS

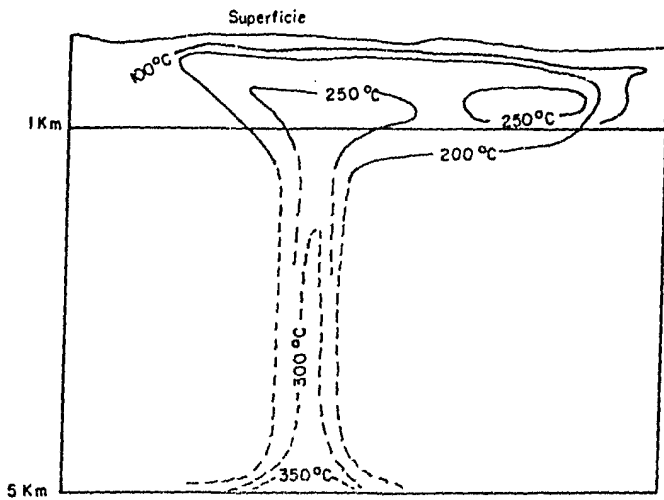


Cuerpos Intrusivos
Cuarzomonzoníticos

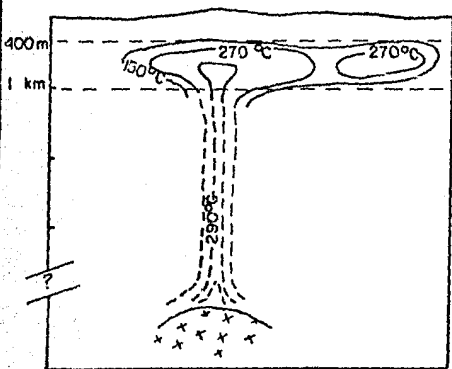
CARACTERISTICAS MINERALOGICAS
Y MICROTERMOMETRICAS DEL
SISTEMA DE VETAS.

0 300 m.

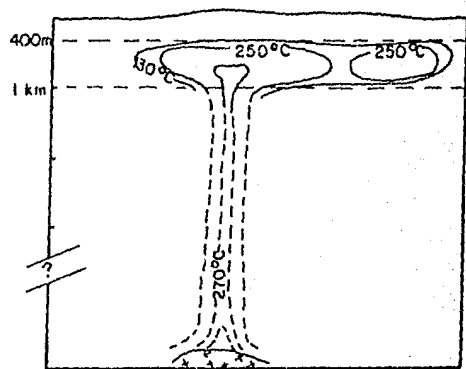
FIGURA II



SECCION ISOTERMAL DEL SISTEMA HIDROTHERMAL DE WAIRAKEI NUEVA ZELANDA



PORCION CENTRO-SUR

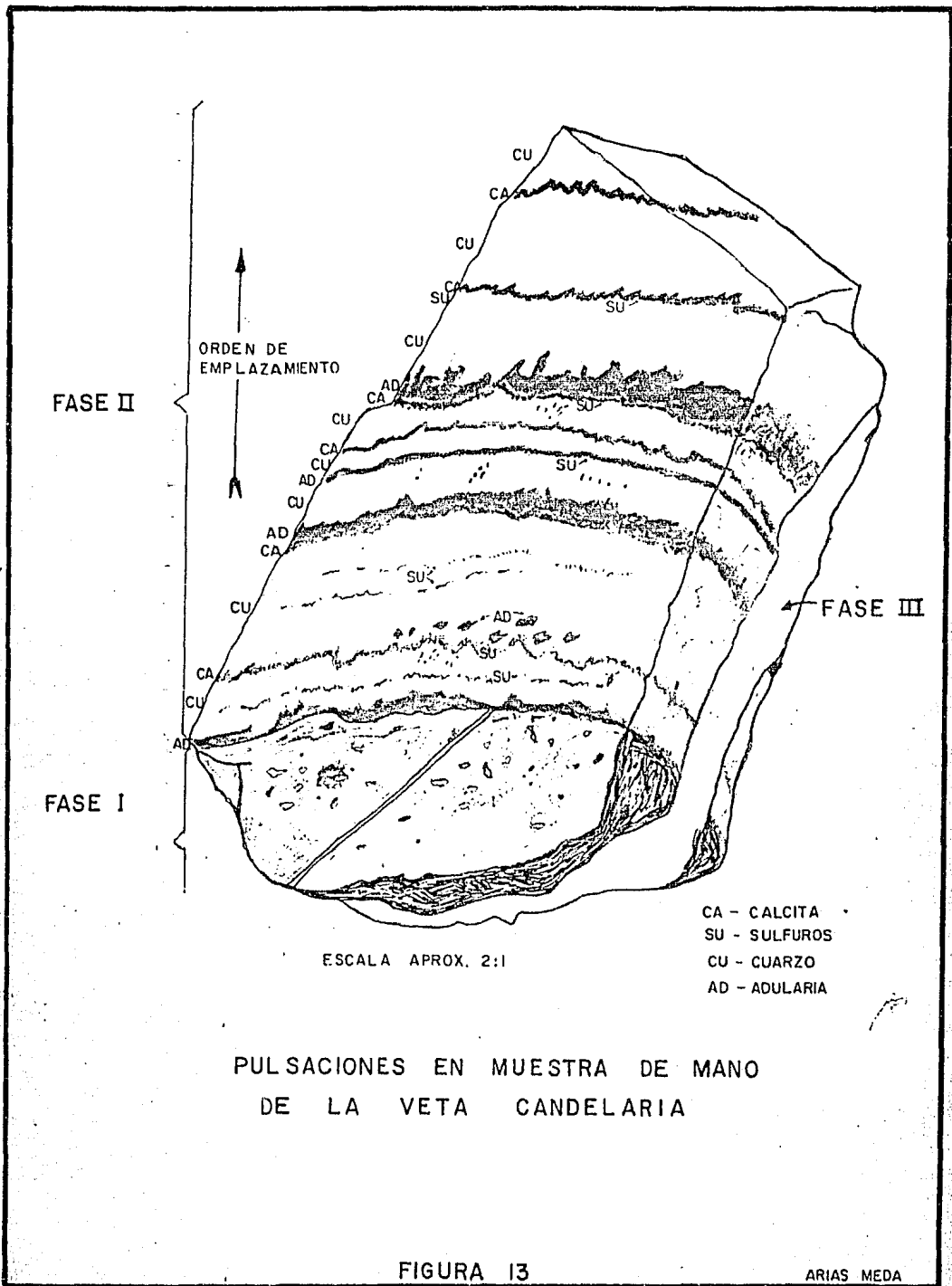


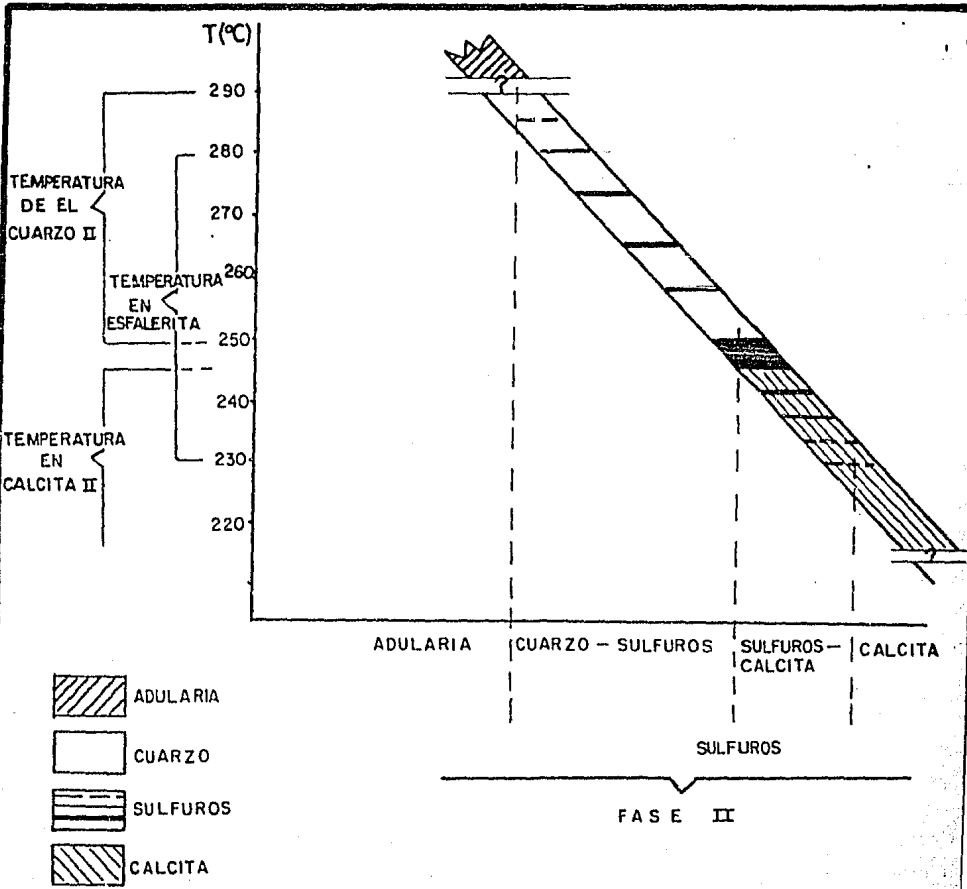
PORCION CENTRO-NORTE

POSIBLES IMPLICACIONES TERMICAS DEBIDAS A CAMBIOS EN PROFUNDIDAD DEL CUERPO IGNEO

coronando los cristales de cuarzo de la fase II, la calcita mineraliza de forma posterior a los sulfuros generalmente, como se observa en otros yacimientos del mundo (Barnes, 1979). Existen además variaciones por efecto de coprecipitación cuarzo - sulfuros y sulfuros - calcita, pero nunca se observó la precipitación contemporánea cuarzo - calcita. Un análisis que corroboró estas observaciones fué el uso del reactivo Alizarina (Red S): modificado en un litro de agua destilada, al 2 % de HCl, con el fin de tefir la calcita y proporcionar una diferenciación óptima de otros minerales claros. El efecto fué que la identificación microscópica, mostró en todos los casos a la calcita localizada en microdrusas y al término de cada subpulsación. Este análisis sugiere que la precipitación de los minerales estuvo regida en gran parte por el decaimiento de temperatura (Fig. 14), donde la adularia presentaría la más alta temperatura y los sulfuros una temperatura intermedia entre el cuarzo y la calcita. Un solo análisis en esfalerita de la fase II (Albinson, 1978) determinado en inclusión primaria, arrojó una temperatura de 230 a 287 °C, con una salinidad de 8.4 % eq. en peso de Na Cl, temperatura que se sitúa entre la depositación de cuarzo y calcita de la fase II. La temperatura de la adularia no pudo ser determinada debido al carácter microcristalino que muestra y que por lo tanto no presenta inclusiones.

El modelo plantea que la fase II mostró un carácter hidrotermal intermitente, con exhalaciones periódicas del





MODELO DE PULSACION
DE LA FASE II

fluido hidrotermal. La mayor parte de las pulsaciones analizadas muestran la secuencia cuarzo - sulfuros - calcita, presentándose la adularia solo en las vetas del centro - sur (más calientes) y no observándose en las vetas del norte (Cedral y Culebra, más frias), sugiriendo que el emplazamiento de la adularia respondió a cambios de solubilidad debido a las características térmicas del sistema.

Observaciones al Modelo

a) La mineralización por decaimiento de temperatura es común en los yacimientos, en ocasiones algunos análisis han demostrado que la depositación en un rango de temperatura de 175 a 300 ° C (en soluciones electrolíticas que contienen cuarzo, pirita y oro en solución), no es afectada significativamente por cambios de presión, fuerza iónica, PH, acides y oxidación del sistema, ocurriendo que al decrecer la temperatura, precipitan inicialmente los minerales en mayor cantidad relativa saturan al sistema, precipitando al final y a temperaturas más bajas los minerales presentes en menor cantidad relativa en el fluido (Helgeson y Barrels, 1968). Si bien lo anterior en ocasiones resulta cierto, datos recientes parecen demostrar que los factores fisicoquímicos influyen de diferente manera en la precipitación a los diferentes enlaces de los iones complejos del Au (con cloro y azufre) como se muestra en la tabla siguiente:

Mecanismos Físicoquímicos	Complejos		
	AuHS	Au(HS) ₂	AuCl ₂
Presión // \\	?	no a T > 250°C (?) a T < 250°C	SI
Temperatura // \\	NO	no excepto agua con PH // \\	SI
PH // \\	NO	NO	SI
Ebullición	NO	NO	SI
Reducción (C)	SI	SI	SI
Reacción con FeS y FeAsS	NO	NO	SI

Mecanismos de precipitación de los diferentes complejos del Oro (Albin Lewis, 1982)

b) El modelo sugiere que las diferentes asociaciones minerales presentes en las vetas del sistema, sitúan al foco mineralizante a baja profundidad en la zona centro - sur y relativamente más profundo al norte

c) El punto anterior, coincide con la ubicación de los stocks Tipo Arana, a los que se asocia la mineralización, ya que éstos intrusionan las localidades centro - sur del

sistema, para no presentarse en el rango vertical conocido de las vetas del norte.

e) Las características térmicas y mineralógicas descritas, confieren un marco de contemporaneidad a la mineralización del sistema de Tayoltita.

Veta	Clave	Nivel	Tipo y No. Inclusion	Temperatura	Punto de Congelación	Salinidad	Obs.
------	-------	-------	----------------------	-------------	----------------------	-----------	------

Cuarzo II							
Cedral	CE-8	8	P(12)	250 - 270	-.3 - .2(4)	7.2 a 7.4	*
	CE-8	8	P(6)	260 - 265	-1 -1.6(4)	8.5 a 9	
	CE-8	8	P(3)	245 - 255	-.5 - .8(3)	7.7 a 8.2	
	CE-1	9	P(4)	250 - 265	-.3 - .2(2)	7.2 a 7.4	
Culebra	CU-3	15	P,PS(13)	230 - 269	-0.0(3)	6.9	
	CU-3	15	P(5)	200	-0.1(2)	6.8	

Calcita II							
Cedral	CE-1	9	P(1)	215			
	CE-1	9	P(1)	240			
	CE-1	9	P(7)	229 - 235	-0.0 - .2(3)	6.6 a 6.9	
	CE-1	9	P(2)	230 - 232	-0.0	6.9	
	CE-8	8	P(1)	230	-0.0	6.9	
	CE-2		P(6)	230 - 240			* ?
Culebra	CU-3	15	P(1)	215			
	CU-3	15	P(4)	240			
San Luis	SL-26	26	P(2)	245			

* Ebullición

V.- ISOTOPIA

Estudios Isotópicos Previos

En los últimos años la aplicación de las técnicas isotópicas es una práctica normal en los yacimientos del mundo, pues se ha demostrado que el establecimiento de algunos parámetros fisicoquímicos es posible en base a su aplicación (Faure, 1977)

Al igual que los estudios de inclusiones fluidas, los análisis isotópicos se han llevado a cabo en Tayoltita desde el año de 1970 (Taylor). Estas determinaciones fueron de carácter preeliminar y con el objeto de observar si las relaciones isotópicas del oxígeno ($\delta^{18}O$ %) en roca total de la secuencia mineralizada, indicaba variaciones notables y permitía definir algunas características del sistema geotermal. Estos primeros análisis no demostraron la utilidad del método para delimitar distritos mineros, o evaluar potencial minero, debido principalmente a que no se practicaron a detalle y no se incluyeron datos tridimensionales detallados (Petersen, 1984). Sin embargo se establecieron dos observaciones muy importantes: la primera de ellas consistió en que las rocas del basamento (batolito) no presentaron variación en su relación isotópica.

$\delta^{18}O$ = delta de ^{18}O , $\delta^{13}C$ = delta de ^{13}C , $\delta^{34}S$ = delta de ^{34}S

La segunda observación señala que las rocas del grupo volcánico inferior si disminuyeron su relación isotópica al ingresar o acercarse a una zona mineralizada (Taylor, 1970). Posteriormente se demostrò que las celdas hidrotermales asociadas a un cuerpo intrusivo, recirculan grandes cantidades de agua meteórica (Taylor, 1974), las cuales se incorporan al sistema por infiltración o fracturas (Henley, 1983), presentando un intercambio isotópico con las rocas por las que circula el fluido, lo que implica que disminuya la relación isotópica del oxígeno ($d \text{ } ^{18}\text{O}$) de la roca, enriqueciéndose a la vez la relación isotópica del agua recirculada. Este efecto provoca valores disminuidos en su relación isotópica ($d \text{ } ^{18}\text{O}$) al centro del yacimiento o donde se ubica el foco térmico (debido a la mayor recirculación de agua en esa zona), mostrando por ejemplo -2 % en rocas ígneas y valores progresivamente más altos y normales en torno al yacimiento; por ejemplo 5 a 9 % . Estos valores al tener una localización en planta y sección vertical, permite el desarrollo de curvas de isovalores isotópicas, que muestran en muchas ocasiones una disposición con tendencia concéntrica en planta (por ejemplo Tonopah, Nevada y Bohemia, Oregon), y una disposición en sección vertical que en ocasiones semeja formas de bulbo irregular. Estas características son asociadas a las condiciones fisicoquímicas de emplazamiento de una celda geotermal fósil, aunque esto no implica la mineralización del sistema (por

ejemplo Skaergaard, Groenlandia).

Los datos de Taylor tomaron forma al practicarse otros estudios isotópicos al yacimiento de Tayoltita (Albinson, 1978; Churchill, 1980; Smith, et al, 1982), los que revelaron que el rango de $d^{18}O$ del cuarzo de las fases II y III, es de -3.7 a -2.86 %; y el valor del $d^{18}O$ en roca total es de $+2$ a $+9$ %, sugiriendo ambos datos que el agua meteórica dominó al sistema convectivo hidrotermal (Albinson, 1978; Churchill, 1980). Esta observación coincidió con los datos de $d^{18}O$ encontrados en el análisis del agua presentes en inclusiones fluidas de las fases II y III, siendo este de 3.9 a 4.8 % (Smith, et.al., 1982). El asociar la celda convectiva a una fuente magmática coincide con la composición isotópica del azufre ($d^{34}S$); con valores de -3.9 a -6.10 %, datos que sugieren una derivación de fuente magmática o de pirita de la roca encajonante (Albinson, 1978).

En base al $d^{18}O$ en roca total, el dominio del agua meteórica en el sistema geotermal sugiere en planta 3 Km hacia afuera del centro mineralizado, proponiéndose que la celda geotermal de Tayoltita haya ocupado un área de 5×5 Km (Albinson, 1978; Churchill, 1980). En profundidad este dominio es de 1.5 Km, ya que en ese rango disminuye en gran proporción a los valores de $d^{18}O$ de las rocas vulcanoclásticas, mostrando además que la interacción fué penetrante. Para la intrusión batolítica esta interacción es muy limitada, presentándose solo en fracturas que van de 1 a 2 cms; que contienen epidota y clorita, e identificándose como los canales de acceso del agua a la intrusión basal

(estas fracturas también están presentes en el G.V.I. e indican las mismas condiciones) (Churchill, 1980). La variación del $\delta^{18}O$ en roca total dentro de la zona favorable muestra una tendencia a presentar valores reducidos cerca de las vetas (2.2 % en andesitas por ejemplo), aumentando gradualmente al alejarse de ellas (de 2.2 a 3.5 % por ejemplo). Fuera de la zona favorable, en las zonas inferior y superior, los valores $\delta^{18}O$ sugieren un menor intercambio isotópico con el agua con respecto al observado en la zona favorable (3 y 4 % por ejemplo), indicando un esquema de valores disminuidos en la porción centro - sur del sistema de vetas, para mostrarse cada vez más positivos relativamente al alejarse de esa localidad (5.1 % al norte de la veta de Cedral) (Fig. 25) (datos de M. Conrad, en preparación, 1985).

Estos análisis han sido con el objeto primordial de establecer la génesis del yacimiento, y observar las implicaciones mineralógicas que éste pudiera acarrear. Sin embargo se han propuesto modelos genéticos (Cap. VI) en base a otros parámetros (cocientes metálicos, microtermométricos), mismos que responden a algunas de las interrogantes que plantea el depósito

Generalidades Isotópicas del Carbono y Oxígeno

El presente análisis isotópico, practicado al yacimiento de Tayoltita, contempló la determinación de las relaciones isotópicas del carbono y oxígeno liberado de calcitas

hidrotermales de la fase II. El estudio nació con la intención de observar la evolución del yacimiento de otro punto de vista, ya que si bien el carbono se presenta en cantidades mínimas, es parte importante en la composición primaria de un fluido mineralizante (Omoto y Rye, 1972).

El carbono presenta dos isótopos estables, con una abundancia natural aproximada de:

$$^{12}\text{C} = 98.89\%$$

$$^{13}\text{C} = 1.11\%$$

Usándose para la determinación de la relación isotópica, el cociente $\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$, y expresándose como el valor de δ , el cual se define como la desviación % del cociente $\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$ de la composición relativa encontrada en la Belemnites de la formación Peedee, obtenida de gas CO_2 por reacción con ácido fosfórico al 100%. Este estándar es conocido como PDB (Belemnitella Americana, Peedee formation, Cretaceous, South Carolina) siendo su cociente $\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} = 0.011237$, donde:

$$\delta \text{ } ^{13}\text{C} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right) \text{ muestra}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right) \text{ estándar}} - 1 \right] \times 1000$$

El oxígeno presenta tres isótopos estables, con una abundancia natural relativa de:

$$^{16}\text{O} = 99.763\%$$

$$^{17}\text{O} = 0.0375\%$$

$$^{18}\text{O} = 0.1995\%$$

Usándose para la determinación de la relación isotópica

el cociente $\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$. La composición isotópica es igualmente expresada en valores de d $\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$ con respecto al valor relativo del cociente $\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$ del agua de mar, conocido como SMDW (Standard Mean Ocean Water), donde el valor de $d \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} = 0.0039948$, para ser:

$$d \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ muestra} = \left[\frac{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ muestra}}{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{ estandard}} - 1 \right] \times 10000$$

La determinación de las relaciones isotópicas, si es combinada con análisis geoquímicos y características geológicas del yacimiento puede proveer información acerca de

- a) Temperatura de formación
- b) Condiciones químicas y mecanismos de depositación
- c) Fuentes de esos isótopos en el fluido mineralizante

El estudio isotópico practicado, fué producto del análisis de gas CO_2 , liberado de calcitas en reacción con ácido fosfórico al 100 %, a una temperatura constante de 25 °C, lo que dio lugar a la reacción: $3 \text{CaCO}_3 + 2 \text{H}_3(\text{PO}_4) \rightarrow 3 \text{CO}_2 + 3 \text{H}_2\text{O} + \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ donde teóricamente el carbono liberado es la componente original del CaCO_3 , mientras que para el oxígeno solo se liberan 2/3 partes de la composición original.

Determinación de Cocientes

En forma general, ya hecha la reacción y liberado el CO_2 del carbonato, se calcula la abundancia de los isótopos en un espectrómetro de masas ligeras, donde la molécula de gas CO_2

presenta las combinaciones y proporciones siguientes:

Masa

44	[¹² C	¹⁶ O	¹⁶ O	=	98.0 %
		¹² C	¹⁶ O	¹⁷ O	=	0.001 %
45	[¹³ C	¹⁶ O	¹⁶ O	=	1.0 %
		¹² C	¹⁶ O	¹⁸ O	=	0.1 %
46	[¹³ C	¹⁶ O	¹⁷ O	=	.899 %
		¹² C	¹⁶ O	¹⁸ O	=	

En el espectrometro de masas ligeras se calcula la masa de las moléculas al inducirles un movimiento semicircular, debido a un campo magnético. El movimiento determina diferencias en carga y aceleración de las moléculas. En estos cálculos se ven involucrados factores de corrección como son el numero de espectro utilizado, obteniendose finalmente los cocientes $\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$ y $\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$ de la muestra, los que son referidos a los estandares internacionales PDB y SMDW.

Fraccionamiento

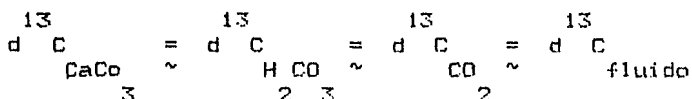
Esta característica de los isótopos radica en las diferentes reacciones que presentan las distintas especies de isótopos. Durante una reacción fisicoquímica, los enlaces formados por isótopos ligeros (¹²C y ¹⁶O) se desplazan más rápidamente que las formadas por isótopos pesados (¹³C y ¹⁸O), provocando una partición de la composición isotópica original, implicando una segregación de dos sustancias con

diferentes proporciones isotópicas (Stanton, 1972): El fraccionamiento ocurre principalmente por variaciones en temperatura, fugacidad de oxígeno, PH, presión, fuerza iónica. Implicando por ejemplo para el carbono en yacimientos hidrotermales cambios en las proporciones isotópicas de carbono pesado ^{13}C (carbono oxidado; CO_2 principalmente) y carbono ligero ^{12}C (carbono reducido; CH_4 principalmente), lo que consecuentemente varía los valores del δ ^{13}C .

Para el δ ^{18}O obtenido a partir de CO_2 de carbonatos se observa una tendencia a presentar un enriquecimiento de ^{18}O con respecto a otros minerales con O como son los silicatos por ejemplo. Esto es debido muy probablemente a la fuerte influencia del lazo con el ion C^{4+} en su estructura química (Omhoto, 1977).

Estudio de CO_2 en los Fluidos

El análisis de inclusiones fluidas (Smith, et al, 1982), y los datos mineralógicos con que se cuenta, indican que para Tayoltita la especie de carbono dominante en los fluidos fue H^{23}CO_2 , lo que es muy común en yacimientos de metales preciosos (Smith, et al, 1982; Kamilly y Omhoto, 1977), y coincide con las observaciones hechas en Providencia, Casapalca, Bluebell y Sunnyside (Omhoto y Rye, 1977). Además las temperaturas de depositación de la calcita de la fase II es mayor a 200°C , lo que implica según cálculos de Bottinga (1969) y Robinson (1975), que el fraccionamiento sea relativamente pequeño, y proponen la siguiente expresión:



Expresión que sugiere que los datos obtenidos, revelarán condiciones fisicoquímicas muy aproximadas a las que presentó el fluido mineralizante original.

Fuente de CO_2 en los Fluidos Mineralizantes

El carbono presente en los fluidos hidrotermales es principalmente carbono oxidado (alrededor de un 97 %), fijado usualmente en carbonatos minerales en forma de HCO_3^- , CO_3^{2-} , CO_2 , HCO_2^- y CO , y pequeñas cantidades de carbono reducido (alrededor de un 3 %) en forma de CH_4 . Estos

pueden provenir de las siguientes fuentes:

- 1) Por oxidación del carbono reducido presente en rocas ígneas, sedimentarias, metamórficas y grafito.
- 2) Fuente magmática
- 3) Fuente de carbonatos sedimentarios

Punto 1) .- Ocurre por transformación del carbono reducido a carbono oxidado de dos formas principalmente.

a) Por oxidación ($\text{C} + \text{O} \rightarrow \text{CO}_2$), sucede principalmente en condiciones superficiales, mostrando un $d^{13}\text{C} = -10$ a -35 %.

b) Oxidación por hidrólisis ($2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{CH}_4$), ocurriendo mayormente en condiciones de metamorfismo (350 a 360 $^\circ\text{C}$), mostrando valores de $d^{13}\text{C} = 3$ a 12 %.

En algunos casos se ha observado que la reacción conjunta de los dos procesos muestra un $d^{13}\text{C} = -10$ %. (Rye y Omhoto,

1977).

13

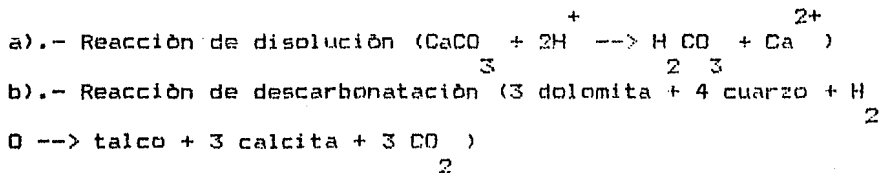
Punto 2) .- Los primeros resultados obtenidos para $d^{13}C$, indicaban que un valor cercano a -5 %. sugería una fuente magmática, sin embargo este criterio tiende a desaparecer al incrementarse los conocimientos del fraccionamiento isotópico. Esta argumentación se basaba en el hecho de que el valor $d^{13}C$ de carbonatitas, diamantes y kimberlitas variaba entre -3 a -7 %. (Deines y Gold, 1973), las cuales están asociados a un origen inequívocamente magmático. Por otro lado estudios posteriores demostraron que el $d^{13}C$ de magmas formados por fusión parcial caía también en ese rango, lo que aunado a estudios a los estudios hechos por Ronov y Yaroshevsky (1969; en Faure, 1977) los cuales involucraron análisis estadísticos, cualitativos y cuantitativos de carbono oxidado y reducido presente en rocas sedimentarias y metamórficas. Estos análisis revelaron un valor promedio para el $d^{13}C = -5.5 \%$. para el gran total de esas rocas en la corteza. De igual manera el carbono de rocas graníticas, máficas y ultramáficas, tienen un valor promedio $d^{13}C = +2$ a 10 %. para carbonatos, y de -15 a -30 %. para carbono reducido; su valor promedio es de -5.0 %.

Estos datos coinciden con observaciones hechas por Fuex y Baker (1973), quienes proponen que la concentración de carbono oxidado en los fluidos se correlaciona con la alteración de los feldespatos, sugiriendo un origen secundario para el carbono. Sugiriéndose que fué introducido al sistema de convección hidrotermal por agua subterránea,

haciendose notar que una pequeña parte de este carbono es de origen magmático. Ellos propusieron asimismo que el carbono reducido presente en rocas ígneas es de origen secundario, incorporado al magma por asimilación de rocas sedimentarias con carbono biogénico. Aunque estudios hechos también por Fuex y Baker (1973), Huefs (1973), Lancet y Anderson (1973), sugieren que todo el enriquecimiento de carbono reducido no es necesariamente refutable a la asimilación de carbono biogénico, sugiriéndose la existencia de un mecanismo de concentración inorgánica de carbono reducido en un régimen magmático.

Aunque en las rocas ígneas el carbono reducido guarda una composición isotópica más homogénea que el presente en el carbono oxidado, lo anteriormente expuesto sugiere que el valor de $d_{13}C = -5\%$, para rocas ígneas es derivado de la combinación de todos los procesos mencionados y fusión parcial que se presenta en la génesis de las rocas ígneas (Omoto, 1972).

Punto 3) Los carbonatos sedimentarios pueden ser convertidos a CO_2 dentro de los fluidos por los siguientes procesos principalmente:



La disolución produce HCO_3^- en condiciones superficiales y CO_2 a altas temperaturas, con un $d_{13}C = d_{13}C = 0$

CO_2 \sim carbonato original

mientras que la descarbonatación produce d ¹³C enriquecido en ¹³C (> 0).

Observaciones

En base a lo anterior se concluye que el isótopo pesado ¹³C tiende a enriquecerse en las moléculas de mayor estado de oxidación, y consecuentemente el isótopo ligero de carbono ¹²C tiene una mayor concentración durante los procesos de reducción, provocando cambios en el d ¹³C del fluido, pudiéndose determinar las fuentes del carbono en los fluidos hidrotermales. Estos valores del d ¹³C son resultado del fraccionamiento isotópico por procesos de evolución natural del fluido como son:

- a) .- Separación del fluido del magma
- b) .- Incorporación de CO₂ de diferente origen al sistema geotermal
- c) .- Reacción fluido - roca y fluido - agua
- d) .- Enfriamiento del fluido al penetrar capas superiores
- e) .- Variación de parámetros fisicoquímicos al choque con el nivel de infiltración de aguas meteóricas, evolucionando el fluido en una zona de interacción y difusión.

Sin embargo al incrementarse la temperatura decrecen los factores de fraccionamiento, implicando que en un régimen de alta temperatura se tenga un menor grado de fraccionamiento con respecto a uno de baja temperatura. Produciendo que cualquier proceso de fraccionamiento aumente progresivamente desde cero en el material profundo (equilibrio) a uno más

pronunciado en la superficie (Hoefs, 1973).

Ya que el estudio de las relaciones isotópicas del carbono y del oxígeno pueden proveer de información acerca de a) temperatura, b) condiciones fisicoquímicas de emplazamiento y c) fuentes del CO_2 , el análisis se concentrará en las dos últimas opciones debido a que el rango de temperatura obtenido por microtermometría se considera válido.

Presentación de Resultados

Los valores de $d^{13}C$ que se obtuvieron de calcitas hidrotermales de la fase II, en forma general están en el rango de -5 a -10 ‰ y para $d^{18}O$ el valor fué de 3.8 a 18 ‰. Estos valores son considerados normales para yacimientos tipo vetas (Umhoto y Rye, 1972).

Los valores de solo 2 muestras de la fase III, están en los rangos de $d^{13}C = -12$ a -15 ‰ y para $d^{18}O = 17$ a 20 ‰.

Estos resultados se analizaran veta a veta, por lo que se presenta los rangos encontrados en cada una de ellas:

Vetas	$d^{13}C$ ‰ PDB		$d^{18}O$ ‰ SMDW	
	máx .	min .	máx .	min .
Cedral	- 5 . 052	- 10 . 1	11 . 38	3 . 8
Culebra	- 8 . 695	- 9 . 74	15 . 667	13 . 291
Candelaria	- 6 . 9	- 9 . 125	14 . 289	9 . 223
San Luis	- 7 . 927	- 8 . 776	17 . 828	6 . 837
Arana	- 8 . 335	- 8 . 641	10 . 732	6 . 294

En este análisis las vetas de mayor población son las vetas de Cedral (al norte) y la veta de San Luis (al sur), con diez muestras cada una (Tabla 2) mientras que las vetas de Culebra, Candelaria y Arana suman 10 muestras en conjunto. El total son 30 muestras, analizadas por los métodos de carbono y oxígeno, lo que suma 60 determinaciones.

Los valores de d_{13} y d_{18} parecen un tanto ambiguos y contradictorios en esta etapa del desarrollo analítico, por lo que es necesario discutirlos en un marco geológico más completo que el hasta ahora presentado. Esto implica el analizar las opciones genéticas propuestas para el yacimiento, por lo que se discutirán ampliamente en el Capítulo VII.

Clave	13		18		Localización
	d	C % .PDB	d	C % .SMDW	

Veta Cedral					
CE-1	-9.063		6.29		9 900 E 43 124 N
CE-2	-5.052		11.795		11 025 E 43 260 N
CE-3	-7.2		10.310		
CE-4	-8.342		8.2		10 400 E 43 400 N
CE-Niv 6	-9.717		13.945		10 400 E 43 140 N
CE-Niv 7	-9.516		5.2938		10 300 E 43 250 N
CE-Niv 8	-9.3		7.8		10 550 E 43 350 N
CE-W	-9.950		11.311		9 420 E 42 880 N
CE-E (Niv 9)	-8.089		10.946		10 900 E 43 300 N
CE-N (Niv 15)	-7.98		6.32		11 200 E 43 250 N
Veta Culebra					
CU-1	-8.645		15.667		12 090 E 39 340 N
CU-2	-9.627		12.292		11 300 E 39 100 N
CU-3	-9.74		13.5		12 540 E 39 925 N
Veta Candelaria					
CAN-2	-8.18		14.912		10 900 E 37 050 N
CAN-3	-7.867		12.764		11 520 E 37 100 N
CAN-4	-8.801		9.9118		12 110 E 37 960 N
CAN-W	-9.125		9.223		9 895 E 37 116 N
CAN-arr	-6.940		14.289		10 800 E 36 900 N

Clave	13 d C %PDB	18 d O %SMOW	Localización	

Veta San Luis				
SL-1	-8.117	10.425	13 700 E	37 300 N
SL-2	-8.674	12.596	13 580 E	36 300 N
SL-3	-8.386	12.422	13 535 E	37 430 N
SL-4	-8.765	6.837	13 450 E	38 987 N
SL 24-760	-8.368	15.516	13 730 E	37 300 N
SL 25-763	-8.270	12.32	13 525 E	38 300 N
SL 23-615	-8.349	15.973	13 760 E	36 700 N
SL 24-763	-8.776	14.746	13 690 E	37 600 N
SL 24-730	-8.085	13.039		
SL Niv 26	-8.35	10.715	13 465 E	38 000 N
Veta Arana				
AR-1	-8.641	10.732	13 700 E	37 300 N
AR-2	-8.478	6.294	13 750 E	36 400 N
Veta Castellana				
CAS-1	-8.803	11.573	8 283 E	7 243 N
CAS-2	-8.065	13.652	8 165 E	7 190 N
CAS-4	-7.679	10.8356	7 890 E	7 085 N
Veta San Antonio				
SAN-1 (Niv 4)	-12.281	17.121	4 510 E	6 225 N
SAN-2 (Niv 6)	- 8.644	14.859	4 465 E	6 175 N
SAN-3 (Niv 8)	- 7.453	18.308	4 558 E	6 520 N
SAN-3 (Niv 8)	- 5.677	16.782	"	"

TABLA 2

VI .- MODELOS GENETICOS

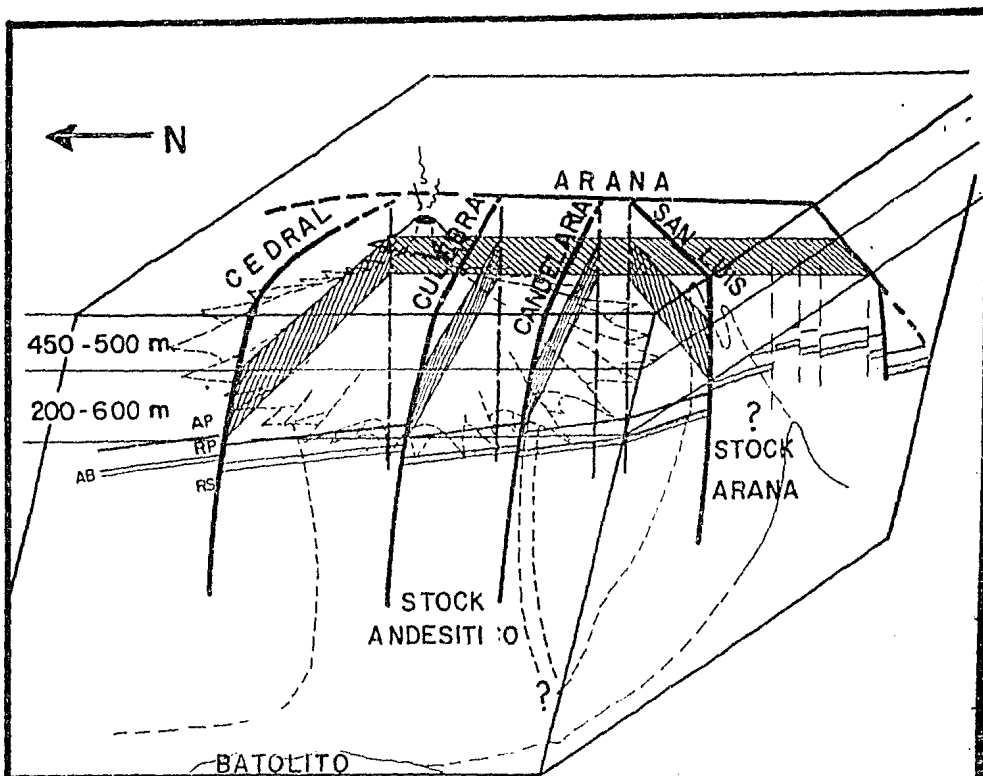
Sistema NA Cl - H O

2

El presente modelo fué propuesto por Albinson (1978) en base a las determinaciones microtermométricas hechas en cuarzo de las fases II y III. Sugiere que el fluido hidrotermal evolucionó en un rango vertical de profundidad al paleorelieve de 400 a 1000 m (Figs. 10 y 15), indicando un intervalo que coincide con el horizonte mineralizado.

Este modelo se sustenta en los resultados de los análisis practicados a campos geotermales activos, como es el de Wairakei, Nueva Zelanda (Fig 12). En este campo, el zoneamiento de isotermas determinadas en base a barrenación de hasta 1.5 Km, adquiere la forma de un " hongo " y está situada en la parte superior de un foco térmico. Esta fuente de calor en los casos estudiados es un cuerpo ígneo que ha intrusado a las secuencias litológicas, y pone en circulación convectiva agua principalmente meteórica, provocando el ascenso de fluidos mineralizantes (Elder, 1966). Las dimensiones del campo de Wairakei son de aproximadamente 4 x 4 Km .

De estos sistemas de agua caliente, los que guardan gran parecido con Tayoltita son los sistemas de Steamboat Springs, Nevada, y los sistemas activos de Broadlands, Nueva Zelanda. En México otro sistema geotermal fósil análogo es Pachuca, Hidalgo.



ZONA FAVORABLE

AP

ANDESITA PRODUCTIVA

RP

RIOLITA PORTAL

AB

ANDESITA BUELNA

RS

RIOLITA SOCAVON

ESCALA APROX.



CONCEPTO DE ZONA FAVORABLE
EN BASE A TEMPERATURAS DE
HOMOGENIZACION Y SALINIDAD

Observaciones al Modelo

El modelo implica que el ascenso de los fluidos mineralizantes fué en las cercanías de los stocks cuarzomonzoníticos Tipo Arana, formando un manto subhorizontal de agua caliente convectiva, de origen principalmente meteórico como lo sugieren los valores de d^18O en: roca total, cuarzo II y III y del agua contenida en inclusiones fluidas (Smith, et.al., 1982; Churchill, 1980). Esta agua caliente se canalizó en su camino ascendente por las grandes fallas y fracturas, encontrando las condiciones ideales de precipitación en el rango de 400 a 1000 m del paleorelieve. Este rango de profundidad es adecuado ya que los cálculos de la distancia de Tayoltita a la paleotrinchera son de 370 Km, sugiriendo que para el tiempo de la mineralización (40 m.a., Henry, 1975) no se había emplazado aún el G.V.S., ya que la edad de este grupo en Tayoltita es de 20 a 40 m.a. (Damon, et al, 1981).

El asociar la mineralización a una fuente magmática coincide con la composición isotópica del azufre (Albinson, 1978). Además de que los análisis hechos por Hawkes y Webb (1968 en Albinson, 1978) y Churchill (1980) demostraron que las concentraciones de metales preciosos obtenidos hasta el tiempo del análisis no pudieron ser lixiviados de la roca encajonante, proponiendo un origen magmático para los minerales.

En la celda hidrotermal que probablemente cubrió 25 Km

(Albinson, 1978) la sucesión de fases hidrotermales es normal, y el cuarzo de la fase III es estéril debido a que el mineral se agota durante la fase II. Esta contemporaneidad y dominio del agua meteórica, es apoyada por la falta de variación en las temperaturas de homogenización y salinidad obtenidos en las tres fases del cuarzo (Albinson, 1987). En algunos de los yacimientos activos antes mencionados, el régimen de precipitación de Ag y Au es en concentraciones de aproximadamente 500 ppm de Ag y 0.5 ppm de Au por un intervalo de tiempo geológico, lo que sugiere que bajo ese régimen es probable que un yacimiento como el de Tayoltita se forme en en no más de 3 m.a., intervalo de tiempo que existe entre los stocks cuarzozononíticos (43 m.a.) y la mineralización (40 m.a.) (Albinson, 1978).

Cocientes Metálicos

Las características del yacimiento de tayoltita y del distrito de San Dimas sugieren que los fluidos hidrotermales que implicaron alteración y mineralización, respondieron a gradientes térmicos causados por las intrusiones ígneas poco profundas. El fluido que distribuyó a los minerales estuvo sujeto a un gran número de procesos fisicoquímicos y a una compleja interrelación entre ellos. La precipitación de minerales a partir de un fluido saturado implica entre otros factores que las constantes de solubilidad decrecen al ocurrir disequilibrios en las fases del fluido, a medida que su composición química cambia de un

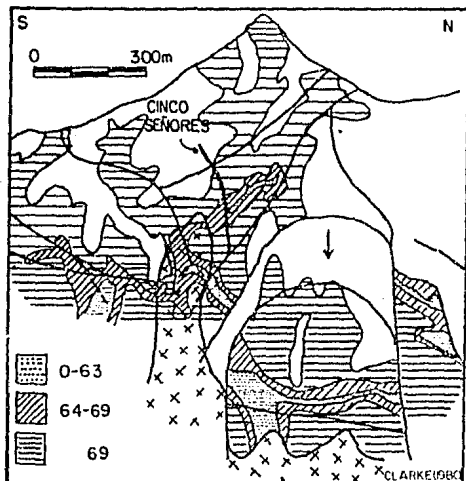
estado 1 a un estado 2 (Barnes, 1979).

El desarrollo y uso de cocientes metálicos en algunos yacimientos del mundo permiten delinear zonas de iguales proporciones mineralógicas o curvas de isovalores de cocientes metálicos, que a su vez han sido relacionadas a fases del fluido hidrotermal (Goodall y Petersen, 1974; Nolan, 1953; Park y Diarmid, 1964).

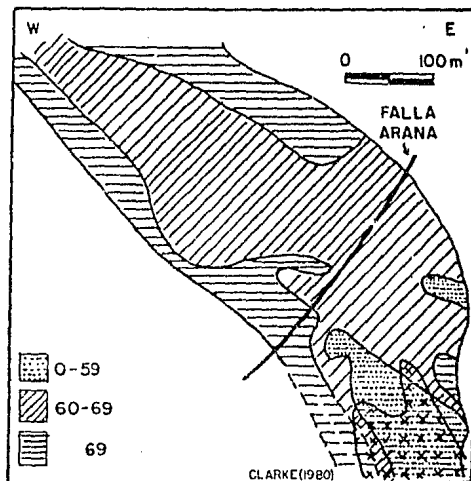
Esta metodología ha sido aplicada en las vetas de Tayoltita por Randall (1970), Smith (1978), Clarke y Ramirez (1978) con resultados óptimos (Fig. 16).

Método de Estudio

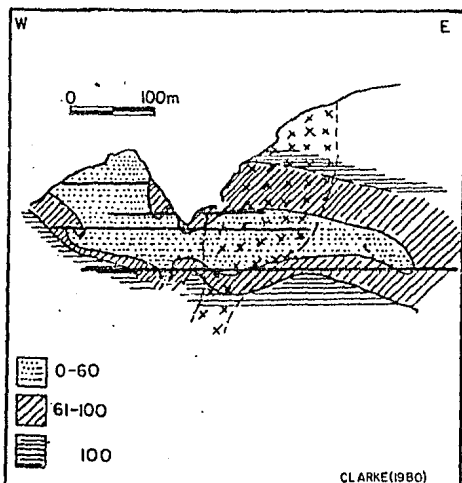
El método aplicado es sencillo, y consiste de un muestreo de canal sistemático, tomado a intervalos de 1.5 m (en frentes y contrapozos), obteniéndose posteriormente leyes confiables de aproximadamente 10 gms / Ton en Ag y 1.0 gms / Ton en Au (por copelación). Posteriormente el cuerpo de veta muestreado se divide en bloques de 15 m de longitud, y para cada uno de ellos se calcula la ley media (exclusivamente en veta), determinándose finalmente los cocientes Ag / Au. Una vez calculados los cocientes, son graficados en secciones verticales longitudinales y otro tipo de gráficas como son Ag / Au Vs. intrusivos mineralizantes, estas últimas son para observar la variación de los cocientes Ag / Au al alejarse o acercarse a estos cuerpos igneos.



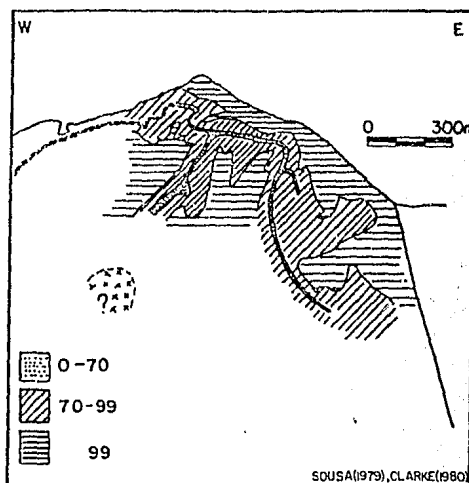
VETA ARANA



VETA CINCO SEÑORES



VETA CASTELLANA



VETA CULEBRA

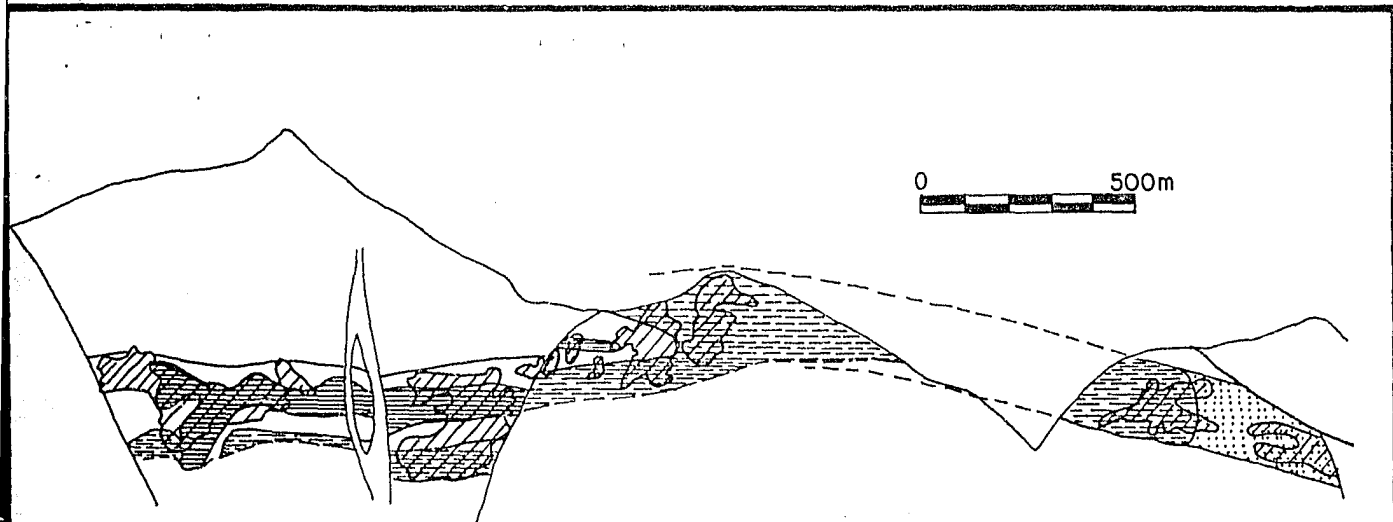
FALLA
 NIVEL
 INTRUSIVO








FIGURA 16

SECCIONES VERTICALES LONGITUDINALES
 MOSTRANDO SUS COCIENTES Ag/Au

Modelo de Clarke (1980)

El modelo hipotético de Clarke, se basa en los resultados de cocientes metálicos Ag / Au, ya que estos revelaron un zoneamiento muy claro en la veta de Contraestaca, Sin. (en el bloque san Vicente - El Reliz) (Fig. 17). Este zoneamiento se presenta tanto en sentido vertical como lateral, donde las localidades de cocientes bajos Ag / Au los relacionó con la fuente del fluido hidrotermal primario. Este lugar coincide con la localización de apófisis igneos someros, a los que se atribuye la mineralización. La explicación hipotética es que el fluido hidrotermal despues de ascender, topa por controles fisicoquimicos con la zona favorable, fluyendo en dirección semihorizontal dentro de la fractura, entre las fases liquido - vapor, provocando a medida que avanza: reacción fluido - roca, cambio de composición química y una disminución de temperatura. Como consecuencia de este variación fisicoquímica, la depositación de minerales es a lo largo de la trayectoria del fluido, observándose cocientes bajos (mayor proporción de Au) en el punto de partida, y aumentando gradualmente la proporción de Ag a medida que el fluido se aleja de la fuente. La explicación de este comportamiento radica en las características de solubilidad de cada elemento, pues es sabido que la plata viaja más en solución que el oro. Una variante en el modelo es la existencia de más de un conducto alimentador.



-  CUERPO MINERALIZADO ECONOMICAMENTE
-  DIQUE
-  FALLA
-  Ag/Au < 40
-  Ag/Au = 40-69
-  Ag/Au = 70-99
-  Ag/Au > 99

SECCION VERTICAL LONGITUDINAL
DE LA VETA CONTRAESTACA
MOSTRANDO LA ZONACION DE Ag/Au

(tomado de Clarke, 1980)

FIGURA 17

Observaciones al Modelo

El modelo de Clarke basado en los cocientes Ag / Au responde satisfactoriamente a los siguientes puntos:

.- Asocia genéticamente a los cuerpos mineralizados dentro de una veta, explicando en una relación tiempo - espacio los cambios graduales que se presentan en los contenidos de Ag y Au , y la relación que estos guardan con los intrusivos.

.- Concuerda con las implicaciones de zona favorable, ya que las curvas de isovalores de los cocientes están restringidos a esa franja.

.- Coincide con los cálculos de Hawkes y Webb (1962) y Churchill (1980) en el sentido de que tal cantidad de Ag y Au no pudo ser lixiviado de la roca encajonante, además de la sugerencia de Albinson de proponer una fuente ignea en base al d S.

.- Este modelo no contradice al modelo de pulsación propuesto (Cap. IV) ya que las pulsaciones al asociarse a un centro igneo, es muy probable que se canalizen n veces por el mismo conducto.

Otros Sistemas

Los siguientes modelos geotermales han sido propuestos para otros yacimientos hidrotermales, que guardan gran parecido con Tayoltita, por lo que presentan una gran similitud de características. El primero de ellos se basa en la observación de los factores fisicoquímicos en yacimientos activos, y contempla la génesis integral (Henley), mientras

que los dos siguientes analizan preferentemente la forma de depositación de los minerales (Petersen y Louckus)

Modelo Geotermal de Henley (1983)

Este modelo es derivado de la observación directa de sistemas geotermales activos. Estos se emplazan en la corteza superior, y están asociados a regiones de volcanismo activo y/o reciente, donde el calor magmático a profundidad en el rango de 8 Km, induce convección de aguas subterráneas en la corteza superior. El flujo de agua caliente y vapor es controlado por la permeabilidad de las rocas y las fracturas existentes. El fracturamiento provoca a una profundidad de 3 Km en estos sistemas el encuentro de aguas ácidas (que sobreyacen al sistema de convección) con el fluido hidrotermal ascendente, provocando una zona de reacción y difusión en las fases de líquido + vapor (+ gas), debido a la diferencia de composición y temperatura entre ambos fluidos. En algunos casos se presenta alta salinidad en los sistemas (como es en el Valle Imperial de California), aunque los estudios isotópicos han demostrado el predominio del agua meteórica en la mayoría de los casos estudiados. Sin embargo en otros casos el dominio es del agua de mar (Reykjanes, Islandia). La mezcla de ambas aguas (meteórica y marina) ocurre en algunos sistemas, con pequeñas cantidades de fluido magmático.

Los principales elementos geoquímicos del fluido hidrotermal son determinados por reglamentos dependientes de temperatura y equilibrio mineral - fluido, aunque el

contenido de cloruros y gases raros parecen ser variables independientes, reflejando la fuente de esos compuestos (sedimentarios, volcánicos, fluidos hidrotermales, agua de mar etc).

La ebullición en la porción superior del sistema, es acompañado por transferencia de gases Ácidos (CO_2 y H_2S), penetrando en la superficie en una actividad fumarólica o se condensa a poca profundidad (dentro del agua subterránea) al ascender, provocando oxidación y un característico bajo PH del agua bicarbonatada con sulfatos.

La zona de interacción y difusión es más larga relativamente con respecto al ancho, siendo el lugar donde ocurre la precipitación de los minerales. La mecánica de movimiento del flujo depende del aporte de fluidos, desplazandose en uno o varios sentidos (coincidentes u opuestos), o serán relativamente estacionarios.

Modelo Clásico Hidrotermal de Petersen (1974)

El modelo clásico hidrotermal fué visualizado en base a los estudios de cocientes metálicos practicados al yacimiento de Orcopampa, Perú, y sugiere la depositación del mineral de una solución hidrotermal en estado supercritico, al fluir dentro de una fractura y experimentar cambios fisicoquimicos (en temperatura, presión, reacción con la roca encajonante entre otros). Considerandose la depositación por ebullición del sistema como una variante. Los volúmenes de flujo y

Cantidades depositadas, están fuertemente controlados por la permeabilidad efectiva de la estructura. Como consecuencia la mineralización se emplaza en forma ondulante y tendencia perpendicular al aporte del fluido mineralizante (Fig. 18). Esta característica fué definida porque los cocientes metálicos mostraron en las secciones verticales longitudinales, zonas de igual valor en su relación metálica y dispuestas con una tendencia horizontal, recibiendo la denominación de "culebra de mena" (Petersen, 1984). En un campo geotermal regional, las condiciones de tiempo - espacio del evento mineralizante pueden resultar en varias franjas mineralizadas traslapadas, o situadas a diferentes profundidades del paleorelievo (como se observa en Pachuca - Real del Monte).

Modelo de Celdas Convectivas de Louckus (1980)

El modelo sugerido por Louckus, respondió objetivamente a las características de las estructuras mineralizadas en el yacimiento de Topia, Dgo., las que planteaban interrogantes de la mecánica de concentración de los metales de mena dentro de una zona mineralizada.

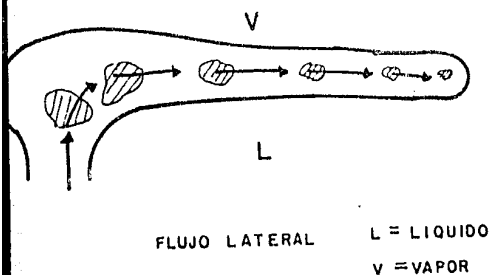
De manera experimental y bajo simulación de condiciones geotermales, el análisis termodinámico para vetas idealmente simples, mostró una generación de numerosas celdas de convección de pequeñas magnitudes a lo largo de las vetas simuladas. Las características de estas pequeñas celdas indicaron un ascenso de las isotermas donde el fluido

caliente asciende, y un descenso de las mismas donde el fluido desciende (más frío) (Fig. 13). Si la depositación del mineral responde en gran parte a gradientes geotérmicos (como parecen indicar la mayoría de las investigaciones), esto sugiere una franja mineralizada que presenta concentraciones minerales en las localidades que al momento de la mineralización estuvieron afectadas por el ascenso del fluido dentro de la celda geotermal. Como variante se considera la posibilidad de ebullición sobre las zonas de ascenso.

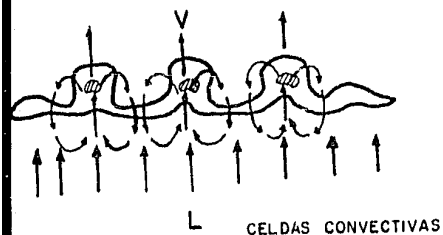
MODELOS GENETICOS APLICABLES A TAYOLTITA

CLARKE TAYOLTITA

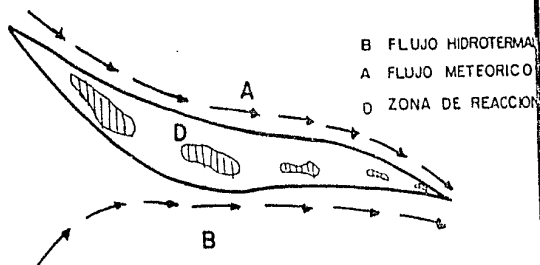
BARTON BETHKE - CREEDE



LOUCKS - TOPIA

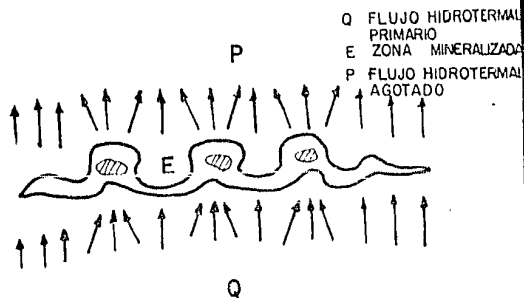


HENLEY GEOTERMAL



B FLUJO HIDROTHERMAL
A FLUJO METEORICO
D ZONA DE REACCION

PETERSEN ORCOPAMPA



Q FLUJO HIDROTHERMAL
PRIMARIO
E ZONA MINERALIZADA
P FLUJO HIDROTHERMAL
AGOTADO

↗ DIRECCION DEL FLUJO
▨ CUERPOS MINERALIZADOS

FIGURA 18

ARIAS

(tomado de Petersen, 1984)

VII .- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Análisis Isotópico

Los resultados de las relaciones isotópicas del carbono y oxígeno obtenidos del presente análisis, fueron objeto de las siguientes gráficas:

- a).- Secciones Verticales Longitudinales
- b).- Gráficas $d^{13}C$ y $d^{18}O$ Vs. Cocientes Ag / Au
- c).- Gráficas $d^{13}C$ Vs. $d^{18}O$

Estas gráficas provocan una visualización objetiva de los resultados, y muestran una extensa gama de información.

a).- Secciones Verticales Longitudinales

La localización de los resultados en las secciones verticales longitudinales de las vetas, son interpretados principalmente para la veta de Cedral, considerada en este análisis veta Tipo debido a las condiciones ideales que presenta respecto a: zona favorable no dislocada, análisis de cocientes metálicos, análisis de inclusiones fluidas con datos de temperatura y salinidad y una buena distribución de los datos isotópicos.

Cuando la veta de Cedral era solo un prospecto (1970), no garantizaba el contener volúmenes económicamente mineralizados, debido a que la zona favorable expuesta en superficie mostraba gran cantidad de cuarzo estéril y desprovisto prácticamente de sulfuros de Ag (lado W del bloque basculado).

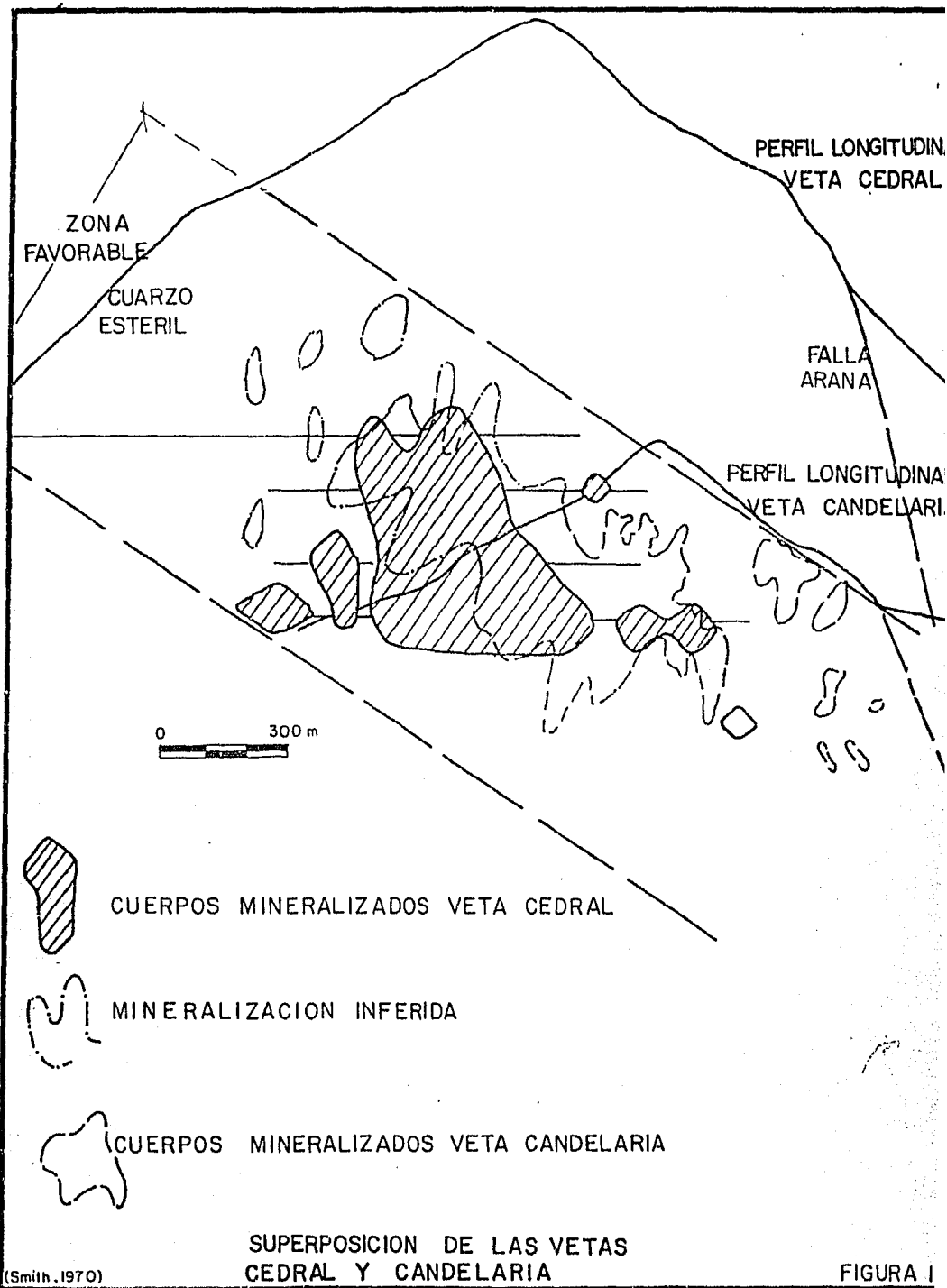
Las obras de barrenación surgieron a proposición de D.

Smith (1972), debido a la interpretación que le dió a la estructura. El traspasó los perfiles longitudinales de las vetas de Cedral y Candelaria (Fig. 17), visualizando que los cuerpos mineralizados de la veta de Cedral, podrían localizarse a profundidad, ya que la superposición de los cuerpos minados de la veta candelaria sobre la zona favorable de la veta Cedral parecía indicarlo así. Tal razonamiento tuvo éxito, redundando en ser la veta con mayor cantidad de toneladas bloqueadas del sistema Tayohtita (1986).

La veta de Cedral con 22 determinaciones isotópicas (ambos métodos), muestra rangos de $d^{13}C$ de -5 a -9.7 % y de $d^{18}O$ entre 11.8 a 3.8 % . La ubicación respectiva en la sección vertical longitudinal, da lugar a zonas de diferente valor isotópico, donde los valores $d^{13}C$ y $d^{18}O$ más enriquecidos en isótopos pesados están situados en una zona muy restringida; de altura media - baja dentro de la zona favorable (Figs. 20, 21 y 22), coincidiendo con la localización de valores bajos de Ag / Au (mayor proporción de Au). Al alejarse de esta zona tanto en dirección vertical - superior como horizontal (ambos lados de la veta) respecto de la zona favorable, los valores $d^{13}C$ y $d^{18}O$ experimentaron un enriquecimiento gradual en isótopos ligeros, coincidiendo también con un aumento gradual de los cocientes Ag / Au en las direcciones mencionadas.

Localización del Fluido Primario en la Zona Favorable

Las características descritas para la veta de Cedral,



(Smith, 1970)

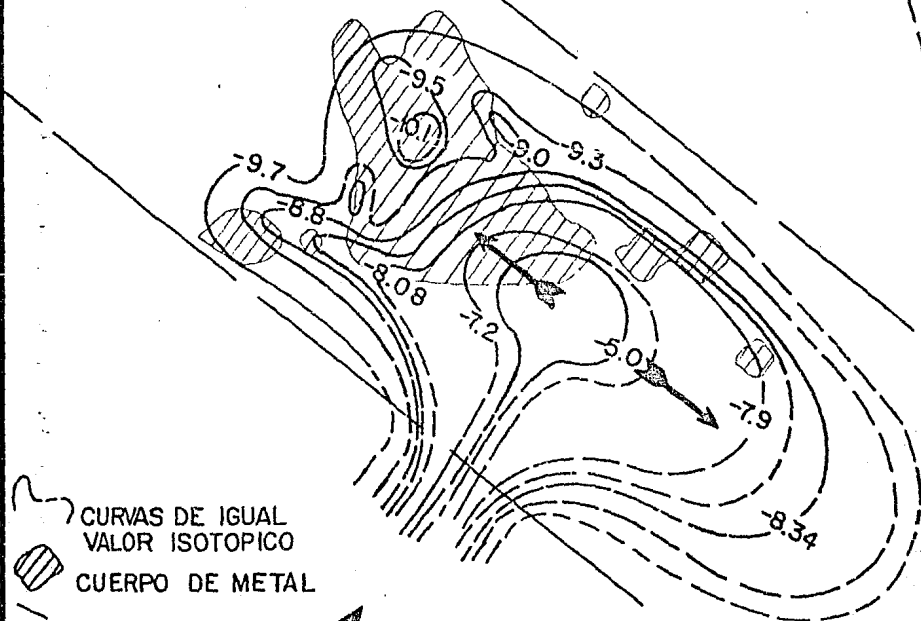
FIGURA I

13 18
sugieren que los valores de $d^{13}C = -5\%$, y $d^{18}O = 11.8\%$, al coincidir con los valores más bajos de los cocientes Ag / Au indiquen para ese punto una mayor aproximación a las condiciones del fluido hidrotermal primario. Proponiéndose en este análisis como el punto receptivo del flujo hidrotermal al ascender este de zonas inferiores procedente de un foco magnético mineralizante. El valor de $d^{13}C = -5\%$, sugiere un origen magnético para el carbono (Cap. V), mismo que se fracciona produciendo un esquema en forma de "hongo". El contorno de las curvas isovalores isotópicas se sugiere estrecho en forma de cuello bajo el punto de aporte del fluido en base a los resultados isotópicos $d^{13}C$ y $d^{18}O$ obtenidos para las vetas de Culebra y Candelaria, ya que la superposición de los perfiles longitudinales de las tres vetas muestra el mismo esquema de fraccionamiento (Fig. 22) Además el traslape indica un mismo punto de aporte para las tres vetas, sugiriendo que el fluido hidrotermal proviene de una misma fuente, ubicada de forma perpendicular a las vetas, proponiéndose que es quizá una fractura de rumbo NW que afecta al cuerpo batolítico (Fig. 26 en la base de las flechas).

Causas del fraccionamiento

El esquema de fraccionamiento isotópico tanto del carbono como del oxígeno puede atribuirse principalmente a cambios en: temperatura, PH, fugacidad de oxígeno, fuerza iónica, aporte de CO_2 de otras fuentes. Estas causas se

VETA CEDRAL



CURVAS DE IGUAL
VALOR ISOTOPICO

CUERPO DE METAL

ZONA FAVORABLE

FLUJO

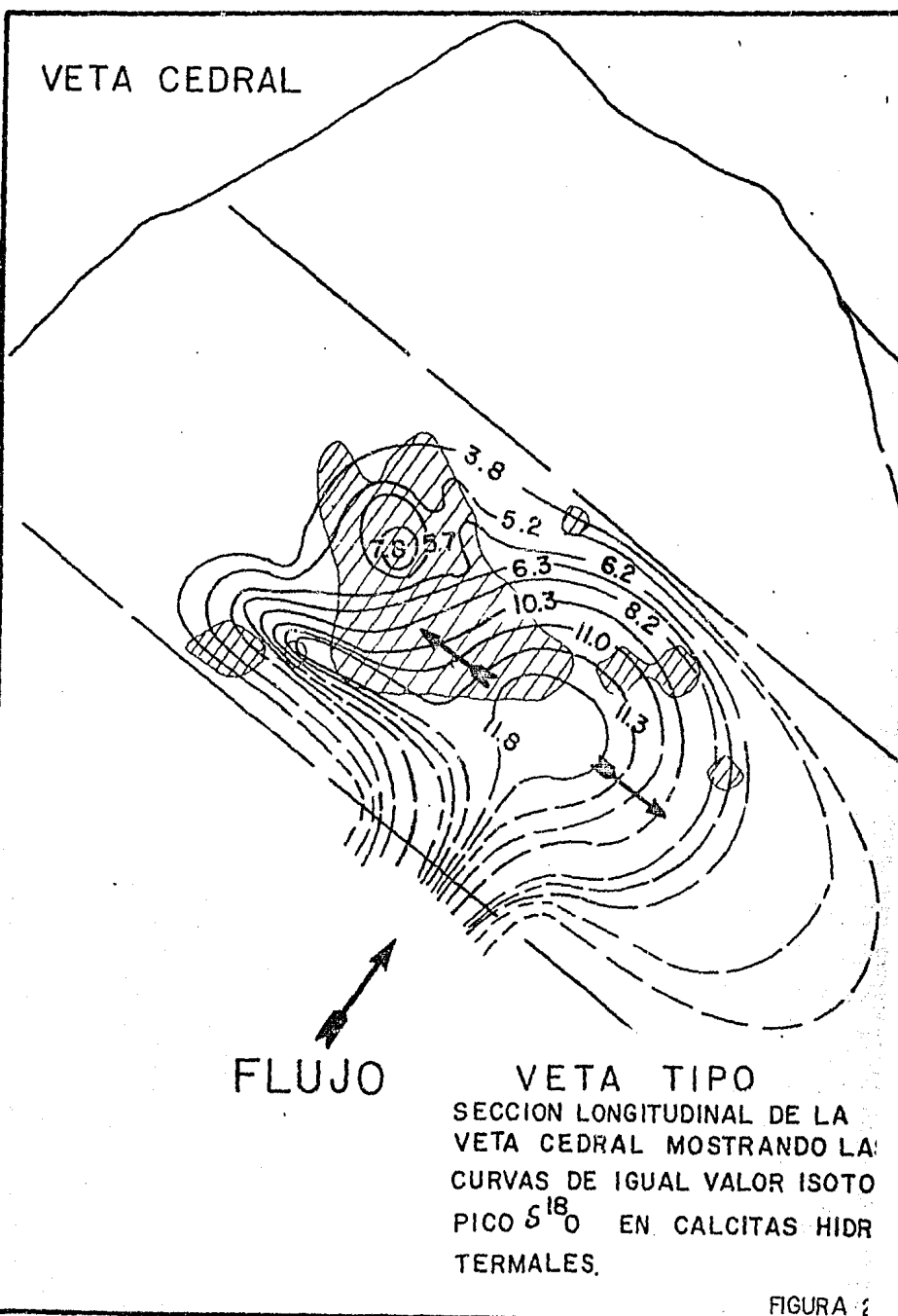
0 300 m.



VETA TIPO
SECCION LONGITUDINAL DE LA
VETA CEDRAL MOSTRANDO
LAS CURVAS DE IGUAL VALOR
ISOTOPICO $\delta^{13}\text{C}$ EN CAL-
CITAS HIDROTERMALES

FIGURA 20

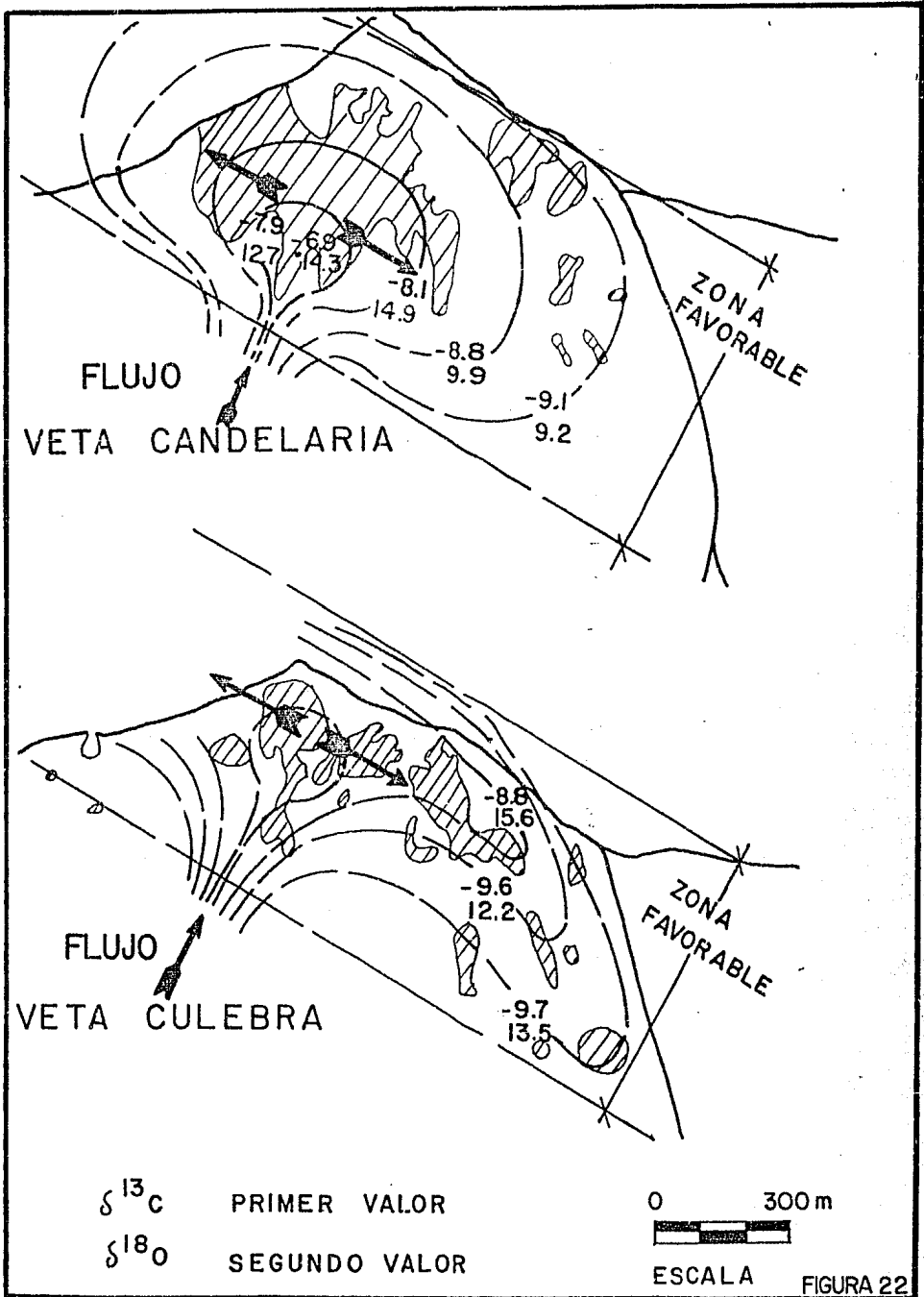
VETA CEDRAL



FLUJO

VETA TIPO
SECCION LONGITUDINAL DE LA
VETA CEDRAL MOSTRANDO LAS
CURVAS DE IGUAL VALOR ISOTO
PICO δ^{18} O EN CALCITAS HIDR
TERMALES.

FIGURA 2



analizaran en base a los parámetros conocidos.

Decremento de temperatura: los sistemas geotermales activos parecen indicar que el flujo de las soluciones hidrotermales al intrusonar cada vez más en capas superiores, pierden calor y parte del carbono oxidado (CO_2) es convertido a carbono reducido (CH_4), involucrando la ecuación de equilibrio $\text{CO}_2 + 4 \text{H}_2 \rightarrow \text{CH}_4 + 2 \text{H}_2\text{O}$ (Bottinga, 1969). Esto explica el porque los gases fumarólicos asociados que se manifiestan superficialmente, presentan gran enriquecimiento de carbono reducido. Sin embargo esta causa podría no ser la más apropiada para Tayoltita, ya que es necesario una variación de 100°C en la temperatura para producir un fraccionamiento del orden de 2%. (Omhotó y Rye, 1973), y las variaciones en temperatura de la fase II son de tan solo 40°C . Esto sugiere que la simple disminución de temperatura es poco probable que haya causado de forma total el fraccionamiento que se presenta.

PH, fugacidad de oxígeno y fuerza iónica. El papel que desempeñan estos factores en los procesos fraccionantes, están sujetos a discusión actualmente, sugiriéndose que varían íntimamente con la temperatura de un sistema (Omhotó en Barnes, 1979). Esto sugiere que dada la poca variación de temperatura de la fase II, en teoría el fraccionamiento atribuido a ellos sea mínimo, aún cuando se ha observado que la fugacidad de oxígeno del orden de 10^{-38} atmósferas al experimentar una pequeña baja en este valor, provoca que se concentre carbono reducido, decreciendo por tanto el valor de d C (Omhotó y Rye, 1973). Sin embargo si se considera

que estos factores fueron causantes del fraccionamiento, estos tendrían que haber actuado con simetría para producir el esquema de fraccionamiento que se presenta, lo que es poco probable.

Aporte de CO_2 de otras fuentes. La introducción al sistema de CO_2 de otra fuente, ya sea por oxidación, oxidación por hidrólisis, fuente magmática, fuente de carbonatos sedimentarios etc (Cap. 5), debió de introducirse al sistema de forma superficial y paralelo a la zona favorable para producir el esquema de fraccionamiento que se presenta. De las opciones con que se cuenta, el CO_2 de origen superficial, con un $d_{13}C = -10$ a -35 ‰, es el más indicado de haber fraccionado al fluido magmático al inducir una zona de reacción de forma envolvente con el fluido magmático. La introducción al sistema geotermal fué muy probablemente por infiltración de agua meteórica por porosidad efectiva. De haber existido esta infiltración de CO_2 , los valores finales de fraccionamiento, mostrarían un gran intercambio isotópico en los extremos y parte superior de la fuente hidrotermal, para disminuir este intercambio de forma gradual al punto de origen del fluido. Por lo descrito anteriormente, se sugiere en el presente análisis que el factor más probable involucrado en el fraccionamiento del sistema es el aporte superficial de CO_2 .

Gráficas d¹³C y d¹⁸O Vs. Cocientes Ag / Au

Estas gráficas se hicieron independientes para las vetas

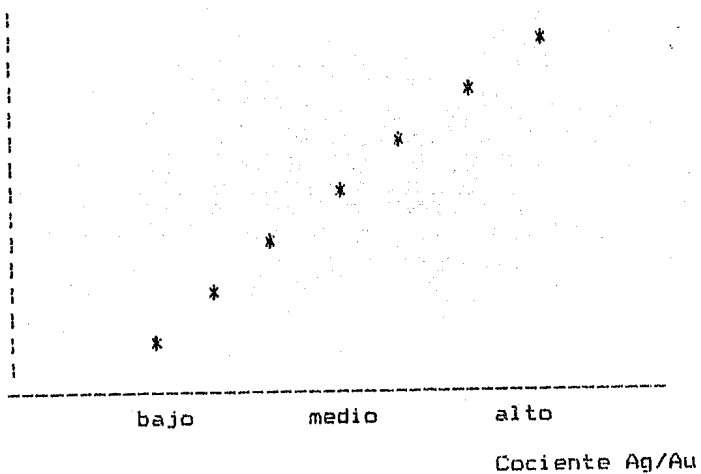
de Cedral, Culebra y Candelaria. La distribución de los valores muestra que los $d^{13}C$ más positivos coinciden con los valores Ag / Au más bajos de cada veta, mostrando una relación lineal, pues conforme los deltas se muestran más negativos, los cocientes Ag / Au aumentan su valor (Fig. 23 y 24).

Esta misma distribución se muestra para el $d^{18}O$, y sugiere que efectivamente el emplazamiento y evolución del fluido hidrotermal guarda una estrecha relación con las fases de mineralización del Au y Ag , respondiendo a cada fase del fluido con un régimen de precipitación; inducido por cambios que experimenta en su evolución. Esta precipitación es en mayor proporción de Au cerca de la fuente, donde se muestra un menor fraccionamiento, precipitando gradualmente en menor proporción al alejarse de la fuente mineralizante. El análisis para las vetas de San Luis y Arana no se presenta en gráficas debido a que la distribución de los valores isotópicos no es el ideal, siendo sin embargo las mismas implicaciones que para las vetas analizadas.

Gráfica $d^{13}C$ Vs. $d^{18}O$

La presente gráfica muestra la existencia de una relación a grandes rasgos lineal, que se vuelve asintótica al eje del oxígeno, y donde el rango del $d^{13}C$ es muy estrecho, contrastando con uno muy amplio para el $d^{18}O$ (Fig. 25). Esta disposición de los valores, ya se ha observado en otras partes del mundo, como es en el yacimiento activo de Ngawha

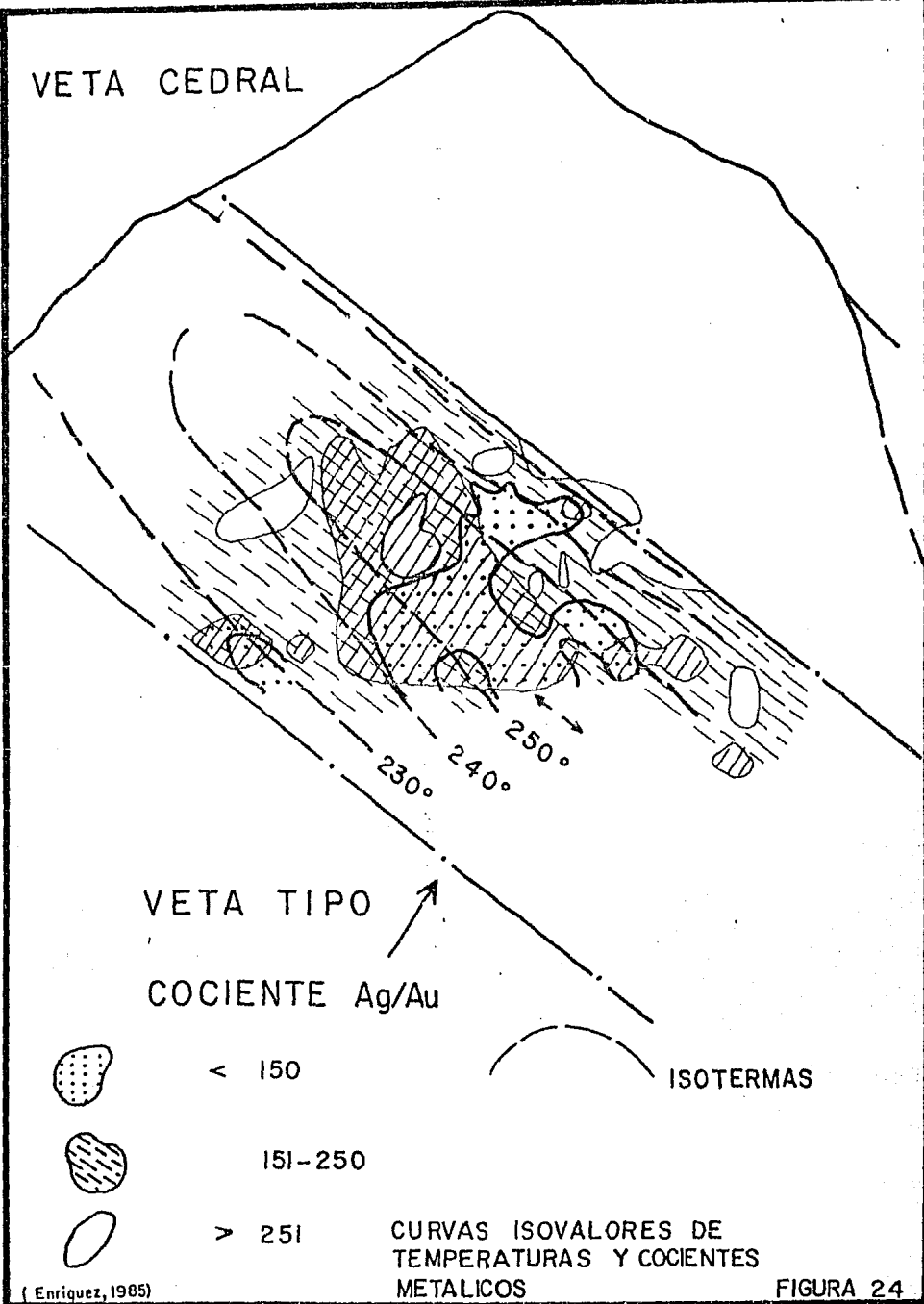
18 d O %.	13 d C %.
4 - 7	- 10
8	- 9
9	- 7
10	- 6
11 - 15	- 5

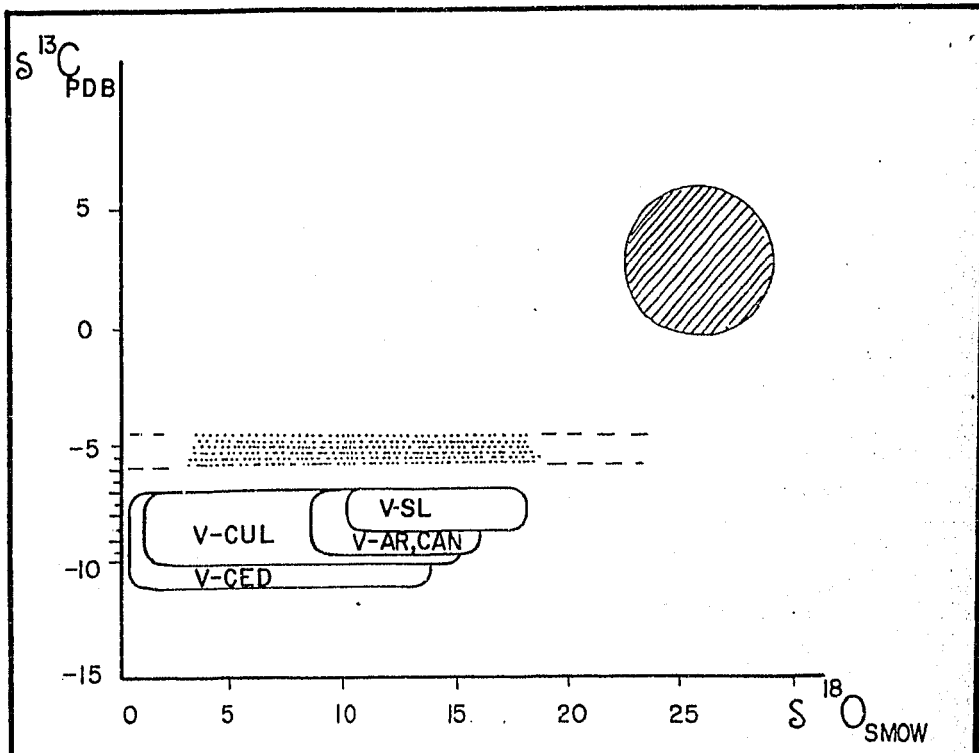


	bajo	medio	alto
Veta Cedral	150 <	151 - 250	> 250
Veta Culebra	70 - 90	90 - 100	> 100
Veta Candelaria	85 <	85	> 85

Gráfica ¹³ d C y ¹⁸ d O Vs. Cocientes Ag / Au

VELTA CEDRAL





SIMBOLOGIA

- V-SL VETA SAN LUIS
 - V-AR,CAN VETAS ARANA-CANDELARIA
 - V-CUL VETA CULEBRA
 - V-CED VETA CEDRAL
 - RANGO DEL $\delta^{13}C$ DE ORIGEN MAGMATICO
 - GRUPO DE LOS CARBONATOS
- GRAFICA $\delta^{13}C$ Vs. $\delta^{18}O$

FIGURA 25

Nueva Zelanda, en muestreo obtenido por barrenación (Perry, 1980).

Relación Genética

La ubicación de los valores en la gráfica muestran para Tayoltita una zonación de los mismos, ya que en forma general las vetas del norte (Cedral y Culebra) muestran ¹³ d C y ¹⁸ d O más negativos que los presentes en la zona centro - sur (San Luis, Arana). Este zoneamiento se presenta en forma gradual en el sistema de vetas, sugiriendo contemporaneidad a los mecanismos de emplazamiento y fraccionamiento del fluido mineralizante. El rango de los valores muestra un mayor enriquecimiento en isótopos pesados en la zona centro - sur, lo que sugiere un mayor aporte de fluido mineralizante con características primarias en esa zona. Esta interpretación coincide con el esquema de fraccionamiento ¹⁸ vertical y horizontal de algunos resultados de d D en roca total, los que muestran una mayor interacción fluido - roca en la zona centro - sur del sistema (Cap. V). El análisis sugiere que las características observadas fueron inducidas por diferencias en el régimen de aporte y temperatura del fluido mineralizante. Donde fluido más caliente y en mayor cantidad (de una o varias fuentes) y posiblemente más saturado en iones complejos de Ag y Au se emplazó en la zona centro - Sur, lo que viene a coincidir con la localización de los apófisis cuarzomonzoníticos (Tipo Arana). Y fluido relativamente más frío proveniente de una fuente (Fig. 26), y probablemente menos saturado evolucionó en la zona norte.

En apoyo a tal inferencia, los cuerpos cuarzomonzoníticos no se observan en el rango vertical conocido en la zona norte. La veta Candelaria presenta características intermedias en cuanto a temperatura, cocientes metálicos y mineralogía, sugiriendo una fase transicional entre los dos mecanismos fisicoquímicos de emplazamiento.

Modelo Propuesto de Evolución Hidrotermal

En base a los resultados generados con anterioridad, y los derivados del presente análisis, las características del modelo propuesto presenta los siguientes rasgos.

a) Se atribuye la mineralización al emplazamiento de un sistema convectivo hidrotermal, conteniendo pequeñas partes de agua magmática pero dominado por agua meteórica; introducida al sistema preferentemente por fracturamiento. El emplazamiento de la celda convectiva respondió a gradientes térmicos causados por la intrusión ígnea; conocida en el rango vertical como apófisis Tipo Arana.

b) La intrusión se sugiere en forma de cúpula bajo las localidades centro - sur del sistema de vetas de Tayoltita en base a: características microtermométricas (Cap. IV), resultados isotópicos del oxígeno y carbono en roca total y calcitas hidrotermales (Cap. V), zoneamiento de los cocientes Ag / Au (Cap. VI) , asociaciones minerales y modelo propuesto de pulzación (Caps. III y IV). Estos resultados observados en conjunto sugieren para la cuña San Luis - Arana un mayor rango de temperatura, convección, precipitación de Ag y Au e interacción fluido - roca y fluido - agua. Mostrando asimismo que estos rangos decrecen gradualmente al alejarse de esa localidad.

c) La canalización del fluido se propone en dos etapas. La primera de ellas contempla el ascenso del fluido hasta antes

de la Riolita socavón, en este lapso el fluido se canaliza a través de fracturas en los cuerpos intrusivos como lo muestran los resultados isotópicos en roca total (Churchill, 1980). Sugiriéndose que una de esas grandes fracturas está localizada en forma perpendicular a las vetas de Cedral, Culebra y Candelaria, ya que así parecen indicarlo los resultados isotópicos en calcita hidrotermal (Cap.7) al traslapar los perfiles longitudinales correspondientes (Fig. 26 en la base de las flechas).

La segunda etapa del ascenso (ya dentro de la Riolita Socavón) muestra que el fluido mineralizante experimentó un freno a una profundidad de 400 a 1000 m del paleorelieve (Albinson, 1978). Proponiéndose que esta limitación fué provocada por un nivel de infiltración de agua meteórica, conteniendo CO_2 de origen superficial como lo sugieren los resultados isotópicos (Cap. V). En este punto es donde se presentan manifestaciones de ebullición, provocado entre otras cosas por el decremento de la presión y temperatura del fluido mineralizante (Albinson, 1978), lo que induce en ocasiones la precipitación de los minerales preciosos (Lewis 1982). Se sugiere que al existir tal nivel de infiltración, este apoyara a la mineralización dentro de la zona favorable, al inducir un decremento de la temperatura del fluido, lo que implicaría una desestabilización de las constantes de solubilidad, provocando depositación de los minerales. La evolución del fluido hidrotermal dentro de la zona favorable implicó un mayor intercambio fluido - roca

con respecto a los horizontes inferior y superior (Cap. V), mientras que el intercambio fluido - agua sugiere una evolución lateral del fluido, lo que respalda al modelo de flujo lateral de la salmuera (Cap. 6).

d) La evolución de la celda geotermal se propone intermitente, con lapsos de actividad o pulsaciones hidrotermales casi continuas; las que muestran repetitividad en los minerales emplazados (Fig. 13)

e) Se sugiere que la sección vertical de la zona favorable, estuvo fuertemente controlada por los gradientes fisicoquímicos tales como temperatura, aporte y saturación del sistema, ya que las vetas del sistema centro - sur muestran una zona favorable de 250 a 300 m debido muy probablemente a una mayor cercanía a la fuente mineralizante (Fig. 12), rango que aumenta hasta 600 m en la veta de Cedral. Este razonamiento se apoya en la nula existencia de cuerpos intrusivos Tipo Arana en la porción centro - norte.

MODELO DE EVOLUCION HIDROTHERMAL

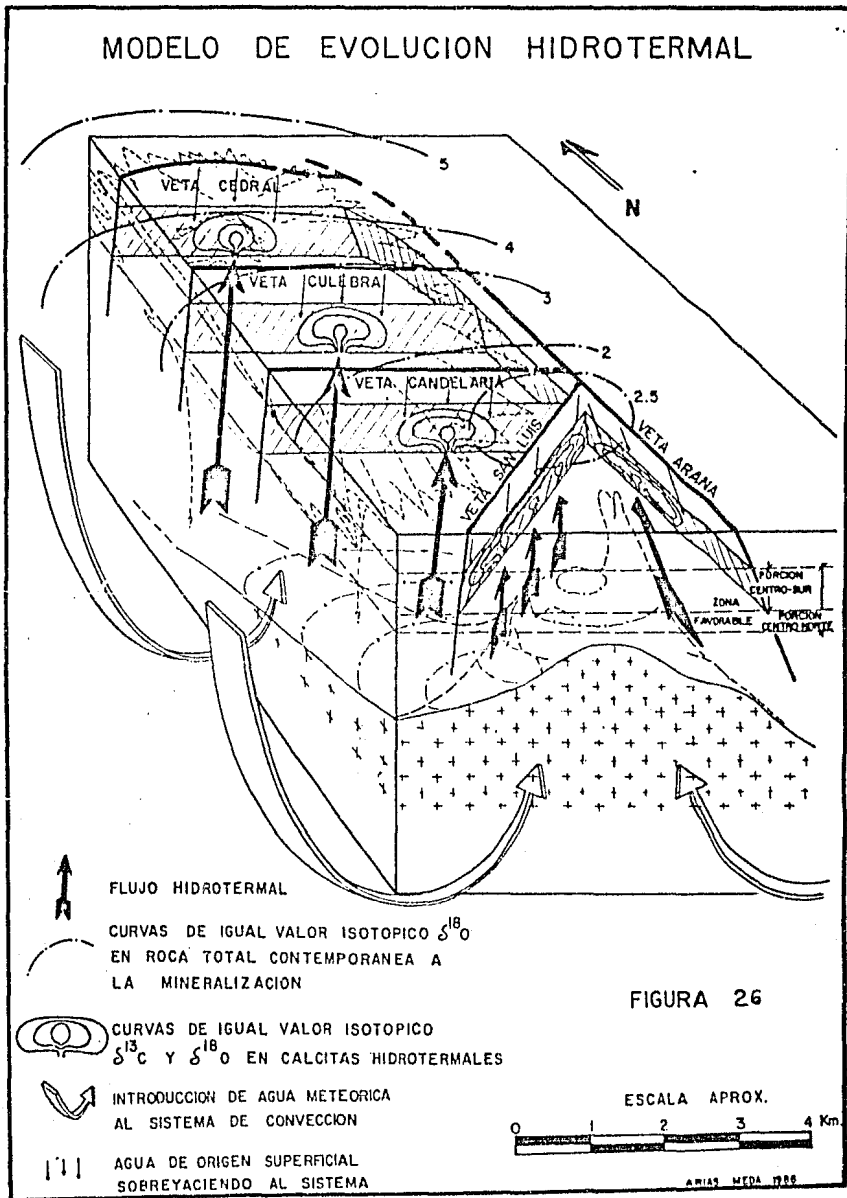
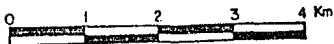


FIGURA 26

ESCALA APROX.



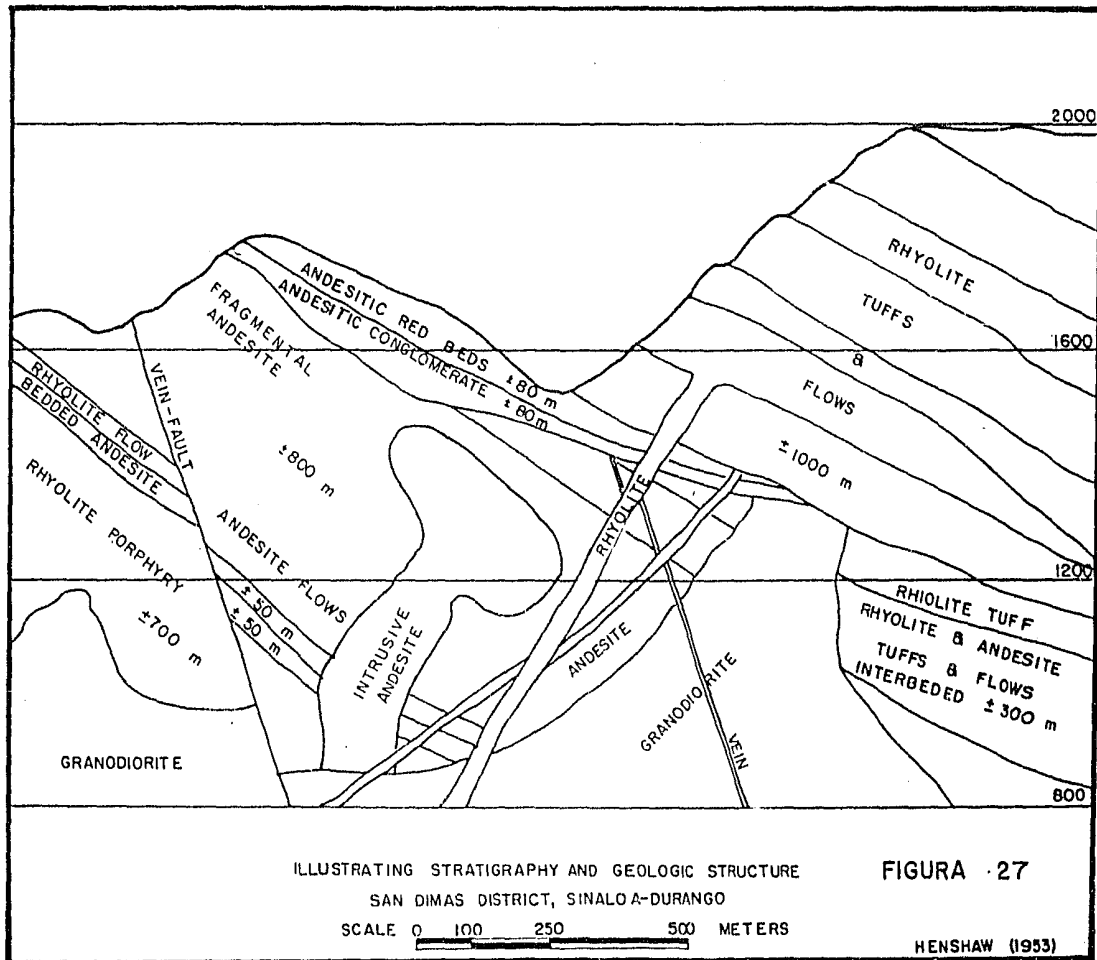
AVIAS MEDA 1988

Recomendaciones

El modelo propuesto para Tayoltita parece responder en gran medida a las interrogantes que por el momento plantea, sin embargo falta mucho por analizar y observar si cumple con planteamientos a futuro.

Las recomendaciones del presente análisis contemplan la continuación de estos estudios en otras vetas del Distrito además del uso continuo y variado de técnicas científicas, como sería geoquímica, o definir las relaciones isotópicas del ³⁴S, ya que esta revelaría condiciones más concretas respecto a fugacidad de oxígeno, PH y fuerza iónica del sistema. Pues aunque se cuenta con algunos resultados, estos no representan una población homogénea del yacimiento. También es cierto que los análisis que se tienen, deben ser actualizados a las últimas interpretaciones que se han divulgado, como son la petrología de las inclusiones fluidas la cual revela características desconocidas de formación de una inclusión. Sin embargo estos análisis no deben situarse solo en el plano teórico, ya que el presente estudio y los anteriores, se han combinado con la existencia de un gran archivo geológico, que cuenta con descripciones e interpretaciones idóneas (Fig. 27). Esto sugiere que la inclusión de técnicas científicas sea la combinación buscada, al contar previamente con una base geológica.

La aplicación de un modelo, depende de la actualización de los datos teóricos y prácticos, por lo que se recomienda observar el comportamiento en otros yacimientos del Distrito para definir características más homogéneas a nivel regional.



BIBLIOGRAFIA

- Albinson, T., 1975, Evaluación regional de prospectos mineros circundantes a la mina la Libertad, Municipio Pueblo Nuevo, Durango. Inf. no publicado, Cia Minera San Luis, S. A., 24 P.
- Albinson, T., 1978, Fluid Inclusion Studies of the Tayoltita Mine and Related Areas, Durango, México "Unpubl. M. A. Thesis University of Minnesota. 90 p.
- Albinson, T., 1980, Estudio de Inclusiones Fluidas en algunas Vetas del Distrito de San Dimas. Reporte privado no publicado, Marzo de 1980. 4 p.
- Barnes, H. L. (ed) 1979, Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd ed. Wiley, New York.
- Barton, P. B., Bathke, P. M. and Roedder, E., 1977, Environment of Ore Deposition in the Creede Mining District, San Juan Mountains, Colorado: Part III. Progress Toward Interpretation of the Chemistry of Ore - Forming Fluid for the OHG Vein: Econ. Geol., Vol. 72, pp 1-22.
- Bathke, P. M. Barton, P. B., Lanphere, M. A., Steven, T. A. 1976, Environment of Ore Deposition in the Creede Mining District, San Juan Mountains, Colorado: Part II. Age of Mineralization: Econ. Geol., V. 71, pp. 1000- 1011
- Bottinga, Y. (1969 a) Calculated Fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite - carbon dioxide - graphite - methane - hydrogen - water vapor. Geochim Cosmochim Acta 33, pp. 49.
- Buchanan L. J., 1980. Ore Controls of Vertically Stacked Deposits, Guanajuato, México. Soc. of Min. Eng. of AIME: 80-82 p. 1-26
- Buchanan L. J., 1981 en Dickinson, W. R. and Payne, W. D., 1981, (eds.) Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera. Vol. XIV, Geol. Soc. of Arizona, Digest
- Carrasco, M. L., 1980, Carta y Provincias Metalogenéticas del Estado de Durango, México. Publ. 22-E, Consejo de Recursos Minerales 63 p.
- Conrad M. E. 1985. Evolution of the Hydrothermal System of the Tayoltita District, México. Reporte Privado en preparación no publicado, 5 p.
- Clark, K. F., Damon, P. E., Shafiqullah, M. and Shutter, S. R., 1978. Continuity of Magmatism in northern México, 130

m.y. B. P. to Present. Geol. Soc. American. Vol.10, no.7, P. 381(abs.)

Clark, K. F. Damon, P. E., Shutter, S. R., Shaffiqullah, M. 1980. Magmatismo en el Norte de México en Relación a los Yacimientos Metalíferos. Consejo de Rec. Min., Geomimet, Junio de 1980, p. 49 - 71

Clarke, M., 1980, ,Estudio de Cocientes Metálicos de las Vetas Arana, Cinco Señores, Escondida, Contraestaca y Cedral. Reporte privado no publicado, Julio de 1980.

Coney P. J. and Reynolds S. J., 1977. Cordilleran Benioff Zones: Nature, Vol. 270 p. 403-406

Charles, P. M. 1981, Fluid Flow and Genesis of Hydrothermal Ore Deposits: Econ. Geol., 75th Anniversary Vol. pp.438-439.

Churchill, R. K., 1980, Meteoric Water Leaching and Ore Genesis at the Tayoltita Silver-Gold Mine, Durango, México. Unpubl. Ph. D. Thesis, the University of Minnesota. 162 p.

Damon P. E., 1978. Mineralization in Time and Space in Northwestern United States: 1a. Simp. Geol. Pot. Min. Edo. Sonora (Res.), p. 41-44

Davidson, S., 1932, Geology and Ore Deposits of Tayoltita District of San Dimas, Durango, México: Unpubl. Ph. D. diss, Harvard Univ., Cambridge, Mass.

Deines P. and Gold D. P. (1973) The Isotopic Composition of Carbonatite and Kimberlite Carbonates and their bearing on the Isotopic Composition of Deep - Seated Carbon. Geochim. Cosmochim Acta 37, pp. 1709-1733

Drier, J. E., 1978. The distribution of wall Rock alteration and trace elements in the Pachuca - Real del Monte District, Hidalgo, México. Vol. 78-L-37, pp. 1-6

Faure, G. 1977, Principles of isotope geology. John Wiley and Sons, New York., 450 p.

Fredrickson., G., 1974, Geology of the Mazatlán Area, Sinaloa, Western México, Unpubl. Ph. D. Thesis University of Texas at Austin. 209 p.

Fuex A. N. and Baker D. R. (1973) Stable Carbon Isotopes in Selected Granitic Mafic and Ultramafic Rocks. Geochim. Cosmochim Acta 37: 2509

Goodell, P. C. and Petersen, U., 1974, Julcani: Mining District, Perú: A Study of Metal Ratios: Econ. Geol., Vol. 69, pp. 347-361.

Haas J. L. 1971. The effect of salinity on the maximum

- thermal gradient of a hidrothermal system at hidrostatic presure; Econ. Geol., Vol. 66, p. 940-946
- Helgeson H. C. and Garrels R. M., 1968. Hydrothermal Transport and Deposition of Gold. Econ. Geol. Vol. 63. pp. 622-635
- Henley, R. W. and Ellis, A. J., 1983. Geothermal Systems ancient and modern; a geochemical review. Earth-Csi. Rev., Vol. 19 pp. 1-50.
- Henry, C. D., 1975, ,Geology and Geochronology of the Granitic Batholithic Complex, Sinaloa, México. Unpubl. Ph. D. Thesis, University of Texas at Austin. 158 p.
- Henshaw, F. C., 1953, Geology and Ore Deposits, San Dimas District, Durango, México. Unpubl. report San Luis Mining Company
- Hoefs, J., 1973a. Stable Isotope Geochemistry. Stry. Springer-Verlag, New York, 140 p.
- Hoefs, J., 1980. Stable Isotope Geochemistry, New York. 208 p.
- Kamilly R. J. and Omhoto H. 1977. Paragenesis, Zoning, Fluid Inclusions, and Isotopic Studies of the Finlandia Vein, Colquí district, Central, Perú; Econ. Geol., V.72 p.950-982
- Keller, P. C., 1974, Mineralogy of the Tayoltita, Gold and Silver Mine, Durango, México. Unpubl. M. A. Thesis University of Texas at Austin. 124 p.
- Lemish, J., 1955, The Geology of the Topia Mining District, Topia, Durango, México, Ph. D. Thesis, University of Michigan. 205 p.
- Lewis A. 1982. New Ideas About the Paragenesis of Hydrothermal Deposits Have Implications for Fundin o Undiscovered Gold Ore. Vol. 1982, Gold Geochemistry. pp. 56-60
- Lancet M. S. Anders E. (1970) Carbon Isotope Fractionation in the Fisher - Tropsch Synthesis and in Meteorites. Science Vol. 170, pp. 980
- Lingren, E., 1933, Mineral Deposits, 4 th. Ed. McGraw Hill Book Co., N. Y.
- Louckus, R. L., 1980, Mineralogia de Vetas, Zoneamiento con respecto a Distribución de Metales y Potencial para la Exploración en el Distrito de Topia, Durango, México, Informe presentado en Topia y Pre-impresión de Ph.D. Universidad de Harvard; Traducción por : Ing. Alfonso Rosas, Servicios Industriales Peñoles, S. A. de C. V.

McDowell, F. W. y Clabaugh, S. E. (1979). Ignimbrite of the Sierra Madre Occidental and their Relation to the Tectonics History of Western Mexico. Geological Soc. of America. Sp. paper 180 pp 113-124

McDowell F. W. and Clabaugh S. E. 1976 Relation of Ignimbrites in the Sierra Madre Occidental to the Tectonic History of Western Mexico. Geol.Soc., Amer. Rock y Mtn. Sec. Mtg. Prgm., p. 609-610 (abstract)

McDowell F. W. and Keiser R. P., 1977. Timing of Mid Tertiary Volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, México; Geological Society of American Bulletin, V. 88, p. 1479-1487

McKinstry, H. E., 1924. Report on examination of the Ventanas District, State of Durango, México. Prt. rept., San Luis Mining Company.

McKinstry, H. E. 1927. Notes on the Geology of the vicinity of Tayoltita, State of Durango, México. Prt. rept. 25 p.

Nemeth, K. E., 1976, Petrography of the Lower Volcanic Group, Tayoltita-San Dimas District, Durango, México. Unpubl. M. A. Thesis The University of Texas at Austin. 141 p.

Nolan T. R. 1953. The Underground Geology of the Tonopah Mining District, Nevada Bur Mines Bull. Vol. 23, 49 P

Omhoto, H. 1972, Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in the Hidrotermal Ore Deposits. Econ. Geol. Vol 67, pp. 551

Omhoto H. and Rye D. (1979) Isotopes of sulfur and carbon . In : Barnes H. L. (ed.) Geochemistry of hidrotermal ore deposits. 2nd edn. John Wiley and Son S. New York

Park, Ch. F., and MacDiarmid, R. A., 1975, Ore Deposits, Third. Ed: Freeman and Company.

Perry E. C. and Montgomery C. W. 1980, Isotopes Studies of Hydrologic Process, Northern Illinois University Press de Kalb, Illinois, 118 p. pp. 9-14

Petersen U. 1984. Estudios Geológicos Integrales para la Exploración y Desarrollo de Depósitos Minerales. Reporte no publicado, Agosto de 1984; Disertación Durango, Dgo.

Potter, R. W. y Brown, D. L. (1977). Pressure Corrections For Fluid Inclusion Homogenization Temperatures based on the Volumetric Properties of the Sistem NaCl-H₂O. Journal of Research of the V.S. Geology Survey. Vol. 5 NS pp.603-607

Raisz, E., 1959. Landforms of México (Map). Cambridge, Mass., Scale 1:3,000,000

- Randall, J.A., 1971, Geology and Geochemistry of Uper Rio Piaxtla Hypothermal Deposits and their Relationship to Nearby Precious Metal Veins: Reporte privado no publicado, Minas de San Luis, S. A.,
- Randall, J. A. , 1974. The Corral de Piedra Molybdenite Stockwork, Durango, México. Int. Geochem Explor. Symp. Proc. No. 5. P. 50 - 51 (abs.)
- Randall, J. A., 1970. Red Estructural de las Rocas Volcánicas de la Región de Tayoltita, Durango, México. Conv. Nac. Oaxaca, Oax.
- Randall, J. A., 1970, Mineralization sequence in the Tayoltita región, San Dimas, Durango, México. XXIV Intl. Geol. Congr., Sec. 4p. pp. 309-317
- Robinson B. W. (1975) Carbon and oxygen Isotopic Equilibria in hidrotermal calcites. Geochemical Journal, Vol 9, pp. 43-46
- 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. (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)
- Sawkins F. J., 1984. Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. New York, 325 p., pp 39-46
- Smith, D. M., 1972. Geología General del mineral de Tayoltita, Municipio de San Dimas, Durango. Soc. Geol. Mex. Excursión. 11a. Conv. Nac., Mazatlan, Sin.
- Smith, D. M., Jr., 1973. Geología de la mina de Tayoltita, Distrito de San Dimas, Durango, México. En Ordoñez (EJ) "Algunos Yacimientos de México". Asoc. Ing. Min. Metal. y Geol. p. 163-167.
- Smith, D. M., 1979, The Significance of Silver - Gold Ratios at the Tayoltita Mine, Durango, México: Soc. Mining Engineers AIME, Trans., V. 226, p. 1834 - 1838
- Smith, D. M. and Hall, D. K., 1974, Geology of the Tayoltita Mine, Durango, México: Soc. Mining Engineers AIME, Pre Print 74-1-308 4B P.
- Smith, D. M. Jr., Albinson, T., Sawkins, S. F. J. (1982). Geology and Fluid Inclusions Estudios of the Tayoltita Silver - Gold vein deposits, Durango, México. Econ. Geol. Vol. 77. p. 1120 - 1145.
- Smith, L. J., 1982, Cocientes Metálicos de la Mina Santa

Rita, Tayoltita, Durango, México. Tesis profesional no publicada, Universidad de Hermosillo Sonora.

Stanton E. (1972). Ore Petrology. Ed McGraw Hill. New York. 713 p.

Sousa, J., 1979, Cocientes Metálicos de Ag/Au de la Veta Culebra. Reporte privado no publicado, Septiembre de 1979.
18 16

Taylor H.P. Jr. 1983. O / O Evidence for Meteoric Hydrothermal alteration and Ore Deposition in the Tonopa Comstock Lode, and Gold field mining Districts. Nevada: Econ Geol., Vol. 60, p. 747-764

White, D. E., Active Geothermal Systems and Hydrothermal Ore Deposits: Econ. Geol. 75 th. Anniversary Vol.

Wisser E. 1940. Report on the Contraestaca - San Dimas Mining District for the Mexican Candelaria Co. S. A., Private Report, 76 p.

Wright, L. A., Troxel, B. W., 1973, Shallow Fault Interpretation of the Basin and Range Structure, Southwest Great Basin: In Gravity, Tectonics, De Jong, K. A. and Scholter (eds.), John Wiley and Sons, N. Y. pp. 397-407