



12
24

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

FACULTAD DE INGENIERIA

**ZONEAMIENTO DE LA ALTERACION HIDROTHERMAL
EN EL PROSPECTO MINERO EL XOCONOSTLE,
MICHOACAN**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A
MERCEDES MORALES ALVARADO



MEXICO, D. F.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

1996

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta 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 DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-030

SRITA. MERCEDES MORALES ALVARADO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la Dra. Rosa María Prol Ledesma, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**ZONEAMIENTO DE LA ALTERACION HIDROTHERMAL EN EL PROSPECTO MINERO EL
XOCONOSTLE, MICHOACAN**

- I INTRODUCCIÓN
- II CARACTERIZACION DE DEPOSITOS DE ALTA Y DE BAJA
SULFIDACION
- III GEOLOGIA REGIONAL
- IV CARACTERISTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO Y GEOLOGIA LOCAL
- V ESTUDIO PETROGRAFICO Y GEOQUIMICO DEL SISTEMA
HIDROTHERMAL FOSIL "EL XOCONOSTLE"
- VI MODELO GENETICO
- VII CONCLUSIONES
BIBLIOGRAFIA
MAPAS E ILUSTRACIONES

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 25 de mayo de 1995
EL DIRECTOR

ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS:R/CR/glg.

Para Flor:

Gracias madre por todo tu cariño, apoyo y comprensión que me has proporcionado a lo largo de toda mi vida.

tu hija Mercedes

Señor, dame la fuerza para aceptar las cosas que no puedo cambiar,
valor para cambiar las cosas que sí puedo cambiar
y sabiduría para conocer la diferencia.

San Fco. de Asís

Agradecimientos:

A mis hermanos: José de Jesús, Pedro, Amparo, Leopoldo y Joaquín, por todo el cariño, apoyo y comprensión que me han dado.

A las personas que me ayudaron a realizar este trabajo:

Dra. Rosa Ma. Prol Ledesma

Dra. Angels Canals

Quim. Margarita Reyes

A las personas encargadas de revisar el trabajo:

Ing. Jorge Nieto Obregón

Ing. Alfredo Victoria Morales

Ing. José Luis Jimenez

Ing. German Arriaga

INDICE

RESUMEN

CAPITULO I	INTRODUCCION	1
CAPITULO II	CARACTERIZACION DE ALTA Y DE BAJA SULFIDACION	
	Los depósitos epitermales	2
	Marco ígneo	2
	Marco tectónico	2
	Marco estructural	3
	Causas de la variación de los ambientes epitermales	3
	Clasificación de la mineralización epitermal	4
	Depósitos de baja sulfidación	7
	Depósitos de alta sulfidación	8
	La relación que guardan los depósitos de baja y de alta sulfidación con la alteración acida-sulfatada y la formación de la almita	9
	Ambiente supergénico	9
	Ambiente de aguas calentadas por vapor	10
	Ambiente hidrotermal magnético	10
CAPITULO III	GEOLOGIA REGIONAL	
	Fisiografía	12
	Morfología	14
	Geología Estructural	15
	Estratigrafía	16
CAPITULO IV	CARACTERISTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO Y GEOLOGIA LOCAL	
	Localización y vías de acceso	25
	Aspecto legal e historia minera	25
	Investigaciones previas	25
	Geología estructural	27
	Morfología	28
	Secuencia de eventos geológicos	28
	Alteración superficial	29
CAPITULO V	ESTUDIO PETROGRAFICO Y GEOQUIMICO DEL SISTEMA	

	Métodos de muestreo y estudio	32
	Descripción microscópica	33
	Análisis por el método de difracción de rayos X	34
	Paragénesis	36
	Análisis por medio del microscopio electrónico de barrido	37
	Patrones de alteración	38
	Estudios Geoquímicos	38
CAPITULO VI	MODELO GENETICO	40
CAPITULO VII	CONCLUSIONES	45
	BIBLIOGRAFIA	47
	MAPAS E ILUSTRACIONES	
	Anexo I	52
	Fotos	56

RESUMEN

El prospecto "Xoconostle" se localiza en la parte noreste del estado de Michoacán, casi colindando con el estado de Guanajuato, el área de estudio cubre una superficie de 50 hectáreas aproximadamente. Se ubica sobre las coordenadas geográficas 20° 00' latitud norte y 100° 20' longitud oeste y a 16 Km en línea recta al N35°E de la Cd. de Maravatio, Mich.

El prospecto se encuentra dentro del sector central, entre la caldera de Los Azufres (a 35 Km. al NE) y la caldera de Amealco (a 23 Km al SW) y forma parte de la zona SE de la Sierra Siete Cruces, de la provincia fisiográfica de la Faja Volcánica Mexicana (Mooser, 1972; Flores, 1980).

Diferentes unidades tectonoestratigráficas Pre-Pliocénicas se presentan en el sector central, las cuales son afectadas por un sistema antiguo de fallas regionales llamado Taxco-San Miguel Allende con una orientación NNW-SSE. Sobre de éstas unidades se depositaron otras unidades volcánicas de edad Plioceno-Pleistoceno, con una composición que varía de intermedia a ácida, y que también son afectados por un sistema de fallas regionales más joven llamado Chapala-Tula con orientación E-W el cual interfiere con un sistema de fallas y fracturas de carácter local y que tiene la misma orientación.

Este marco estructural, posiblemente, preparo el terreno para el desarrollo de la actividad hidrotermal. El sistema antiguo Taxco-San Miguel Allende podría estar actuando como el conducto por donde ascendieron los fluidos circulantes, mientras que el sistema joven Chapala-Tula y el sistema de carácter local permitieron la entrada de los fluidos meteóricos, los cuales al ponerse en contacto con los fluidos ascendentes dieron origen la actividad hidrotermal. Dentro de la zona de estudio se identificaron tres tipos de alteración: 1) Silicificación que pudo haber sido producida tanto por los fluidos circulantes enriquecidos en sílice o bien por la intensa lixiviación ácida donde el Al es removido dejando un sílice residual. El sílice se depositó rápidamente propiciando minerales con bajo grado de cristalización, como ópalo, cristobalita, tridimita, calcedonia y cuarzo microcristalino, acompañados anatasa, cinabrio, rutilo. Esta alteración gradúa hacia abajo a la alteración argílica avanzada. 2) Argílica Avanzada.- éste tipo de alteración es originada por fluidos concentrados en H₂SO₄ que producen una lixiviación ácida intensa de los cationes alcalinos con una completa destrucción de los feldespatos y de las fases máficas, formándose a su vez agregados de caolinita+alunita+cuarzo+calcedonia+pirita, esta alteración gradúa hacia una alteración argílica, 3) Alteración Argílica.- Esta alteración se caracteriza por la asociación de caolinita+cristobalita+cuarzo, se conservan algunos feldespatos potásicos inalterados como la microclina y albita, lo que nos indica que el K, Ca, Mg y Na no fueron completamente lixiviados.

La mineralización solo se observó dentro de las brechas hidrotermales que se encuentran en la alteración argílica avanzada. Los minerales que componen dicha mineralización es pirita, esfalerita (con bajo contenido de Fe), óxidos masivos (hematita y goethita) y un auriferido que está entre las fracturas, el cual posiblemente venía incluido en la pirita.

Las características de ocurrencia, mineralogía y zonamiento de la alteración definen a el prospecto "Xoconostle" como un yacimiento epitermal tipo "Hot Spring" y que gradúa hacia abajo a un sistema de vetas abiertas.

CAPITULO I

INTRODUCCION

La roca encajonante de los depósitos de origen hidrotermal siempre muestra los efectos de reacción que resultan de la tendencia de los fluidos calientes para equilibrarse con las rocas que flanquean los conductos a través de los que ellos fluyen; lo que da lugar a una capa llamada *alteración de la roca encajonante*. La intensidad de la alteración por unidad de fluido depende fuertemente del tiempo en el que los fluidos circulantes permanezcan en contacto químico con la roca huésped, por otro lado el volumen que ocupa la alteración es llamado zona, halo, envoltura o borde de alteración.

Los patrones de alteración están inclinados a ser progresiva, predecible y repetidamente arreglados en una regularidad de ocurrencia llamada *zonamiento*, la cual es definida como "los patrones de distribución espacial de elementos traza o mayores, especies minerales, agregados minerales o texturas en los depósitos mineralizados", por lo que representa una transición química y mineralógica o zona de amortiguamiento de la roca externa para el desarrollo interior de la veta.

Un problema fundamental en la exploración minera es la interpretación de la alteración asociada con los procesos que causan la precipitación de metales en términos de la exploración potencial de un área.

Los depósitos epitermales de metales preciosos y base son comúnmente clasificados en término de sus agregados de alteración y en sus elementos económicos, los cuales pueden ser: oro, plata y cobre, mercurio, bismuto, telurios, seleniuros, uraniuros o contenidos de alunita.

El objetivo principal en este estudio es establecer un zonamiento de los patrones de alteración hidrotermal a nivel superficial en el prospecto El Xoconostle que se encuentra localizado en el estado de Michoacán, entre las calderas de Arnealco y Los Azufres. Este prospecto contiene obras mineras que se limitan a la explotación a cielo abierto de algunos hilillos de mercurio y sílice. Sin embargo tanto los estudios geofísicos como los análisis geoquímicos realizados en esta zona por Incremento Industrial Minero (1991) manifiestan algunos valores anómalos aislados de oro de 0.1 a 0.2 g/ton y valores altos de mercurio que coinciden con los valores anómalos de Au.

CAPITULO II

CARACTERIZACION DE DEPÓSITOS DE ALTA Y DE BAJA SULFIDACION

LOS DEPÓSITOS EPITERMALES

Los depósitos Epitermales se forman cerca de la superficie a profundidades de 1.5 a 2 km y temperaturas bajas de hasta 350°C (Hedenquist y Lindqvist, 1985). Se caracterizan por pertenecer a un sistema hidrotermal que se encuentra bajo cambios físicos y químicos abruptos a profundidades superficiales. Esto ocurre debido a los cambios de presión litostática a hidrodinámica (que dan como resultado ebullición), la interacción con aguas subterráneas de los fluidos derivados a profundidades cerca de la superficie, cambios de permeabilidad, y a la reacción entre la roca huésped y los fluidos. Así mismo, esos cambios afectan también a la capacidad de los fluidos hidrotermales para transportar metales en solución (White y Hedenquist, 1989) y en algunos casos provocan su depositación.

Los ambientes epitermales están representados por las regiones superiores (<2 km.) de los sistemas hidrotermales y son encontrados en una variedad de ambientes geológicos, los cuales reflejan varias combinaciones de marco estructural, tectónico e ígneo.

MARCO ÍGNEO

En la mayoría de los casos los depósitos epitermales están espacial y temporalmente asociados con rocas volcánicas piroclásticas y efusivas, y sus respectivas intrusiones hipabisales (Sillitoe y Bonham, 1981); siendo mas abundantes en paquetes de rocas volcánicas ácidas a intermedias, aunque también pueden ocurrir en series volcánicas bimodales (Mitchell y Goson, 1981), y muy raramente son encontrados en rocas volcánicas básicas. En general se observa que las series de depósitos epitermales mas importantes económicamente son producidos por magmas tipo-I o tipo-A (Ishihara, 1981; Pitcher, 1985), y muestran un grado de enriquecimiento alcalino (Nielsen, 1984; Mutschler et.al., 1985).

Los ambientes volcánicos modernos en los que la actividad hidrotermal esta ocurriendo, han sido clasificados en depresiones que contienen material de composición silicica (comúnmente calderas o grábens), estrato volcanes andesíticos, vulcanismo en cordillera e islas oceánicas (Bogie y Lawless, 1987). Cada uno de éstos está caracterizado por un régimen hidrológico diferente, el cual controla la descarga y recarga del sistema hidrotermal, y los sitios potenciales de depositación de minerales económicos.

MARCO TECTÓNICO

El vulcanismo subaéreo puede ocurrir en una variedad de marcos tectónicos. El marco ígneo, descrito arriba, ocurre principalmente como arcos volcánicos en un marco tectónico

convergente característico de una zona de subducción oceánica-continental u oceánica-oceánica (Le Pichon et al., 1973).

MARCO ESTRUCTURAL

Un control estructural fuerte es universalmente reconocido en depósitos de oro (Henley, 1990), debido a una alta permeabilidad causada por fracturas cerca de la superficie. La mayoría de los depósitos epitermales están asociados regionalmente con estructuras volcánicas (Rytuba, 1981). Las fallas regionales comúnmente ejercen controles importantes sobre depósitos epitermales (Mitchell y Balce, 1990), funcionando como guías para el emplazamiento de cuerpos magmáticos que actúan como fuente de calor que originan la actividad hidrotermal subsecuente (Hendequist, 1981). También las fallas mayores tienen un control regional sobre la localización de los depósitos, aunque la mineralización no está generalmente ubicada sobre las estructuras regionales mayores, sino sobre fallas secundarias o de orden menor como es el Distrito Inguio en Filipinas (Fernández y Damasco, 1979). Dentro de un prospecto, las estructuras menores, tales como planos de capas, intersección de juntas y fracturas, pueden influenciar la permeabilidad y estar relacionadas a la distribución de la mineralización.

CAUSAS DE LA VARIACIÓN DE LOS AMBIENTES EPITERMALES

Diversos factores influyen en las condiciones físicas y químicas que prevalecen en el ambiente epitermal, los cuales determinan los sitios y carácter de la mineralización. Esos factores se clasifican como:

1) Geológicos y Geoquímicos.- Tipo de roca, estructura, estratigrafía, así como sílice y otros minerales que se depositan a nivel superficial, lixiviación por fluidos ácidos y el fracturamiento síhidrotermal que afectan el grado de permeabilidad. El fracturamiento puede ocurrir durante eventos catastróficos tales como el brechamiento hidráulico, que es común en los terrenos asociados a la actividad geotermal, y que a su vez están relacionados con vulcanismo reciente.

2) Presión y Temperatura.- En los ambientes epitermales la presión es generalmente hidrostática o hidrodinámica. La resistencia para el flujo es más grande en sistemas de baja permeabilidad, lo cual resulta en un gradiente hidrodinámico; el promedio para sistemas geotermales es de cerca del 10% arriba del hidrostático (Donalson et al., 1983); sin embargo localmente puede alcanzar 40% en niveles superficiales como en Yellowstone (White et al., 1975). El efecto de las sales disueltas incrementa la densidad y el gradiente hidrostático (Haas, 1971), mientras que los gases disueltos tienen un efecto opuesto (Sutton y McNabb, 1977).

Por otro lado, donde la permeabilidad es alta, los grandes volúmenes de fluido ascienden bajo condiciones de ebullición $<350^{\circ}\text{C}$ (Grant et al., 1982). La temperatura de formación de dos fases (punto de ebullición) es forzada por la presión de vapor del fluido que existe a una profundidad dada.

3) Hidrología.- En conjunto con la permeabilidad característica, la topografía determina la dirección y magnitud del gradiente hidráulico en la parte superficial de los sistemas hidrotermales. Los cambios de clima durante la vida de un sistema pueden afectar el nivel freático por incremento o decremento de la disponibilidad de agua, la cual es importante como un condensador de vapor, un diluyente marginal y como un control del gradiente hidráulico en el sistema.

4) Química de los fluidos mineralizantes.- La química de los fluidos termales determina la solubilidad de los metales a través de la estabilidad de varios complejos (como Cl_2 , $(\text{HS})^-$, etc.) en las condiciones prevalecientes (Seward, 1981; Henley, 1984).

La química de fluidos geotermales con un pH casi neutro está determinada por la interacción del agua meteórica convectiva con las rocas encajonantes, y una componente magmática inferida (Giggenbach, 1988). Cuando las rocas encajonantes son volcánicas de composición intermedia a ácida, ésta interacción da como resultado un agregado de alteración estable que incluye minerales tales como cuarzo, albita, adularia, illita y/o esmectita, clorita, ceolitas y otros calco-silicatos, calcita, piritita y sulfuros metales base (Henley, 1985).

Algunos depósitos epitermales están asociados con una alteración argílica avanzada en donde la roca encajonante evidencia una lixiviación ácida, dejando sílice residual. Esa lixiviación extensa de las rocas por fluidos ascendentes calientes puede resultar de una contribución de volátiles magmáticos tales como HCL, HF y SO_2 (Bethke, 1984; Hedenquist, 1987). Esos fluidos son distintos de la mayoría de los fluidos geotermales, los cuales no han interactuado lo suficiente con la roca encajonante para ser neutralizados.

En ambientes superficiales de sistemas geotermales, las aguas calentadas por vapor se forman de la condensación de vapor y H_2S separando de los fluidos en ebullición subyacentes. Los sulfuros oxidados a sulfatos cerca de la superficie, generan acidez, las cuales resultan en agregados de alteración argílica avanzada (Browne, 1984), los agregados son caolinita, alunita y cristobalita, así como azufre nativo y piritita.

El contenido total de gas en un fluido es importante para determinar los diferentes factores físicos y químicos críticos, incluyendo la solubilidad de oro y otros metales; de una gran parte de la composición y la concentración de los gases en los sistemas hidrotermales a profundidades por debajo del ambiente epitermal. Las aguas superficiales marginales frías y/o las aguas calentadas por vapor (son de débil a moderadamente ácidos) pueden mezclarse con los fluidos mineralizantes, afectando la alteración y la deposición de la ganga y la mineralización.

CLASIFICACIÓN DE LA MINERALIZACIÓN EPITERMAL

Hay varios esquemas de clasificación para la mineralización epitermal. Hedenquist (1987) propuso los términos de "baja sulfidación" y "alta sulfidación", refiriéndose al estado redox del azufre presente en los fluidos mineralizantes. Este esquema fue basado en la distinción de Bethke (1984) entre los sistemas con un fluido ácido a temperaturas altas y aquellos con un pH neutro. La asociación geotermal vs magmático de los fluidos puede ser separada completamente sobre la base de estudios de isótopos estables (Bethke, 1984; Rye et al., 1989).

El azufre en sistemas geotermales con valores de pH cerca del neutro está en su estado redox más bajo, como los sulfuros con un estado de oxidación de -2. Esto es llamado baja sulfidación. En contraste, los sulfuros en descargas volcánicas pueden presentar un estado de oxidación de +4, con todo el azufre presente como SO₂ (por ejemplo como es medido en White Island y otros volcanes, Giggenbach et al., 1986; Giggenbach, 1987). Esto es llamado alta sulfidación. Hay la posibilidad de que la composición de algunos fluidos puede ser intermedia entre los dos miembros, lo que refleja el grado de dilución de fluidos de alta sulfidación por aguas meteóricas, y neutralización por la reacción de la roca encajonante (Giggenbach, 1988). Algunos sistemas de alta sulfidación pueden involucrar fluidos reductores, los cuales pueden ser responsables de la mineralización (Stoffregen, 1987, 1989; Hedenquist et al., 1988; Berger y Henley, 1989; Jannas et al., 1990). El grado de evolución del fluido puede ser variable entre los depósitos.

A pesar de la variabilidad de la abundancia mineralógica y de mena, los depósitos siempre reflejan el carácter de los fluidos de los que provienen: esto puede ser inferido de las observaciones de la mineralogía y distribución de los productos de alteración hidrotermal (Tabla 1). Así la base mas utilizada para la clasificación es el contraste fundamental en la química de los fluidos.

Tabla 1. Características de los tipos de depósitos epitermales de oro. Tabla resumida, con adiciones de, Berger y Eimon, 1983; Bonham, 1986; Hayba, 1985; Heald, 1987; Hedenquist, 1987; Stoffregen, 1987 (modificada por White y Hedenquist, 1990).

	BAJA SULFIDACION	ALTA SULFIDACION
Forma de los depósitos	dominio de vetas con brechas de veta. Domina la mineralización diseminada sobre la de reemplazamiento.	Domina el reemplazamiento y la mineralización diseminada, las vetas y brechas no son frecuentemente observadas
Mineralización	Piritita, esfalerita, galena, electrum, oro, realgar, oropimente, cinabrio, arsenopiritita, calcopiritita, argentita, proustita, pirarginita	Piritita, enargita, luzonita, covellita, calcopiritita, galena, tetrahedrita-tenantita, oro, esfalerita, arsenopiritita
Metales dominantes	Ag, Au, As, Hg	Cu, Ag, Au, As
Metales menores	Zn, Pb, Sb, Se	Zn, Pb, Hg, Sb, Te Sn, Mo, W
Mineralogía de ganga	Cuarzo, calcedonia, calcita, rodocrocita, adularia, barita, arcillas	Cuarzo, arcillas, alunita, barita
Composición de la roca huésped	Volcánicos subaéreos de félsicos a intermedios, sobreyaciendo a un basamento	Volcánicos subaéreos de félsicos a intermedios, y sobreyaciendo a un basamento
Controles de localización	Zonas de fallas y fracturas, brechas de erupción hidrotermal y litologías permeables estrechamente relacionadas a centros volcánicos.	Fallas regionales mayores o intrusiones subvolcánicas.
Profundidad de formación	Principalmente de 0 a 1000 m.	Principalmente (?) de 500 a

(Nivel Freático)		1000 m
Carácter de los fluidos mineralizantes	<p>Saludad de baja a moderada</p> <p>Aguas meteóricas, posible interacción con fluidos magnéticos</p> <p>pH cerca del neutral. puede llegar a alcalino debido a la ebullición, fase separada de gases que puede ser oxidada en la zona de vado para producir un fluido ácido</p> <p>Reducción</p> <p>Contenido total de azufre típicamente bajo</p> <p>Contenido variable de metales base</p>	<p>Saludad de baja a alta (?)</p> <p>Fluidos originalmente magnéticos, mezclados con aguas meteóricas</p> <p>pH ácido debido al HCl magnético, y desproporción de SO₂, llegando a ser neutralizado por la roca encajonante y la dilución</p> <p>Oxidación</p> <p>Contenido total de azufre típicamente alto</p> <p>Contenido variable de metales base</p>
Alteración Asociada	<p>La ebullición de los gases puede producir alteración argílica y argílica avanzada y sobreyacer a la alteración de los fluidos profundos</p> <p>Extensa alteración propilítica alrededor de las zonas mineralizadas debido a proporciones relativamente bajas de agua/roca</p> <p>Gran abundancia de mica blanca (illita, sericita) con proporciones altas de agua-roca, ocurre adyacente al cuerpo mineralizante</p> <p>La alteración arcillosa se incrementa con la disminución de la temperatura hacia fuera de la zona mineralizada</p>	<p>Los depósitos cerca de la superficie pueden tener alteración arcillosa pervasiva</p> <p>Extensa alteración propilítica alrededor de las zonas mineralizadas debido a proporciones relativamente bajas de agua/roca</p> <p>Los depósitos profundos tienen gran abundancia de mica blanca</p> <p>Los depósitos superficiales tienen un núcleo de sílice masivo (por la lixiviación ácida y la movilización de sílice), con una margen indeterminada de alunita y caolinita sin mica blanca y con arcillas interstratificada</p>
Carácter de la mineralización	<p>La mineralización ocurre en espacios abiertos y relleno común de cavidades formando vetillas, con brechamiento multietapa</p>	<p>La mineralización está diseccionada en roca alterada a mica blanca o sílice masivo (relleno de espacios abiertos son frecuentes)</p>

	Stockwork cerca de la superficie o diseminada dependiendo de la naturaleza primaria o secundaria de la permeabilidad	La mineralización esta usualmente asociada con alteración argílica avanzada, y pinta muy abundante
Texturas características	Bandeamiento crustiforme, panal fino, coloforme, cavidades brechamiento multiforme, calcita hojosa o en placas creciendo junto a la textura de forma lattice y sus equivalentes pseudomorfos de sílice, cuarzo y calcedonia bandeada	Sílice cavernoso (cuarzo de grano fino) Sílice masiva (cuarzo de grano fino)
Mineralogía característica	Vetas de calcedonia comunes Adularia en vetas y diseminada Alunita menor Pirofilita menor Enargita-Luzonita ausente	Calcedonia casi siempre ausente Adularia ausente Alunita puede ser abundante Enargita-Luzonita continuamente presente

DEPÓSITOS DE BAJA SULFIDACION

Este tipo de depósitos están generalmente asociados con estructuras de caldera de terrenos volcánicos ácidos en los cuales la actividad hidrotermal está caracterizada por una circulación meteórica profunda y fluidos predominantemente ricos en cloro, con un pH que varía desde 5.5 a 6.5 y temperaturas entre 200 a 300°C (Hedenquist y Lindvquist, 1985). Cerca de la superficie, en la zona de manantiales calientes, la roca huésped (de composición riolítica a andesítica) está silicificada y contiene adularia, albita, calcita y dolomita, está rodeada por una alteración sericitica que gradúa hacia una alteración argílica que contiene caolinita, illita, sericita y/o clorita, illita, esmectita, calcita, ceolita y alunita (la cual se encuentra en algunos depósitos, en lo que parece ser una ocurrencia supergénica cerca de la superficie, ya que no está relacionada al sistema primario que forma la mineralización). La alteración argílica gradúa a su vez en una alteración propilitica afectando totalmente amplias áreas.

La mineralogía en/o adyacente a las vetas, stockworks y fracturas incluye mica blanca, cuarzo, adularia, calcita, dolomita, carbonatos y silicatos con Mn, y en menor cantidad fluorita y barita. Por otro lado la proporción del tamaño de las vetas mineralizadas es variable, aunque generalmente la longitud de la proyección superficial de las mismas es tres veces mayor que su amplitud, con rango vertical del orden de 400 a 700 m, mientras que su

mineralización incluye Au nativo, electrum, sulfuros de As, Sb y Hg, sulfosales de Ag, selenuros y sulfuros de metal base.

El depósito de la mineralización ocurre entre 200 y 300°C por fluidos en etapa tardía, que depositan minerales de ganga entre 140 y 200°C. Las salinidades determinadas por microtermometría varían desde 0 a 13% wt. de NaCl equivalente, no obstante la mayoría de los depósitos tienen en promedio bajas salinidades (3% wt. de NaCl, Hayba 1983). Las inclusiones fluidas estudiadas en estos depósitos proporcionan una paleosuperficie estimada de 300 a 600 m (Roedder y Bodnar, 1980).

DEPÓSITOS DE ALTA SULFIDACIÓN

Estos depósitos están asociados con cuerpos intrusivos particularmente con domos volcánicos de composición ácida, con fracturas concéntricas y los cuales están localizados sobre las márgenes de las calderas (Hayba et al., 1987). Las zonas hidrotermales están caracterizadas por fluidos ricos en ácido sulfúrico, ocurriendo la circulación de dichos fluidos cerca de la superficie y mostrando que hay un fuerte control estructural, especialmente fallas y otras estructuras que causan permeabilidad secundaria (White, 1991). El origen de la naturaleza ácida de esos fluidos es esencialmente debido a la incompetencia, al contrario de los fluidos ricos en cloro, de descargar en la superficie. Sin embargo cuando alcanzan el nivel de ebullición, los volátiles tales como el CO₂ y los compuestos más volátiles del azufre (SO₂ y H₂S) son separados dentro de la fase de vapor. El vapor produce así niveles calientes en los acuíferos, los que a su vez forman aguas ricas en CO₂ o ácido sulfúrico. La oxidación de H₂S resulta en el desarrollo de H₂SO₄ y S nativo (Henley y Ellis, 1983, Hedenquist y Browne, 1989).

Una característica definitiva de estos depósitos es la asociación de la alteración argílica avanzada con la mineralización, así como con zonas mayores de alteración hidrotermal ácida intensa. La alteración argílica avanzada gradúa hacia afuera a un tipo de alteración argílica, que algunas veces está interstratificada con alteración sericitica, que a su vez gradúa hacia una alteración propilitica extensa. Mientras que los principales efectos de la circulación de fluidos predominantemente ácidos sulfatados es la extensa lixiviación ácida de la roca encajonante encabezando varias etapas de alteración argílica intermedia a avanzada y la depositación de S nativo, abundancia de caolinita y alunita, las cuales también acompañan a las vetas y son simultáneas a la silicificación la presencia; también se forman pozas de lodo que están en ebullición y manantiales calientes. Las paragénesis minerales típicas de la alteración argílica avanzada incluyen a: cuarzo + alunita + caolinita, ó cuarzo + pirofilita + zunyite + diaspora, ó cuarzo + sericita + alunita, ó cuarzo + alunita + S nativo + barita.

Por otra parte, la geoquímica que muestran los depósitos de alta sulfidación es clara ya que hay una predominancia de oro con cobre en zonas mineralizadas, y una asociación débil a fuerte con el plomo y no así con el zinc (el cual se encuentra en concentraciones bajas en la zona mineralizada, White 1991), otros minerales son: pirita, enargita, Au y S nativo, barita, series de enargita-luzonita, series de tetrahedrita-tennantita, sulfuros y sulfosales de Ag, minerales de Bi, teluridos y sulfuros de Pb-Zn, y barita a niveles más profundos. El oro

también se puede encontrar en zonas de alteración ácida y estar presente o no en zonas silicificadas, ya que el oro se puede relacionar de sulfuros, cuarzo, caolinita y alunita. Las temperaturas primarias que presentan estos depósitos y las paleoprofundidades son similares a los depósitos de baja sulfidación, es decir de 200 a 300°C y 500 a 1000 m, respectivamente, mientras que su salinidad aún no está bien determinada ya que muestran un amplio intervalo.

RELACIÓN QUE GUARDAN LOS DEPÓSITOS DE BAJA Y ALTA SULFIDACION CON LA ALTERACIÓN ÁCIDO SULFATADA Y LA FORMACIÓN DE LA ALUNITA

La alteración ácido-sulfatada es una subserie de la alteración argílica, distinguiéndose de ésta, por la presencia de alunita en el agregado: alunita+caolinita+cuarzo +/-pirita (Henley y Jones, 1964 y Henley, 1967). La alteración ácido-sulfatada puede desarrollarse por diferentes mecanismos en diversos tipos de depósitos; debido a que los productos son los mismos en la mayoría de los casos, hay confusión para identificar el origen de una zona de alteración ácido-sulfatada dada. Tomando en consideración los atributos geológicos, mineralógicos y geoquímicos en el sistema ácido-sulfatado, estos proporcionan una base suficiente para su distinción, sin embargo en algunos casos no es un criterio útil.

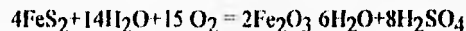
Las cantidades requeridas de H₂SO₄ para producir alteración ácido-sulfatada pueden ser generados por diferentes mecanismos en tres ambientes de interés en los depósitos minerales, los cuales se definen a continuación:

AMBIENTE SUPERGÉNICO

La alteración ácido-sulfatada supergénica es un producto del intemperismo de depósitos ricos en sulfuros y se presenta en depósitos de baja y alta sulfidación. La paregénesis que resulta contiene alunita, jarosita, caolinita, aloisita y ocasionalmente alofano, así como óxidos de hierro, tales como hematita y goethita.

Donde la mineralización está en veta, la alteración puede ocurrir como estructuras que corren hacia abajo. Cuando la alteración es acompañada por un enriquecimiento supergénico, está asociada con minerales de Cu como: azurita, malaquita, crisocola, turquesa, etc. La alunita supergénica es criptocristalina y está diseminada en la roca encajonante argilizada y forma vetillas delgadas que cortan las zonas argílicas y ocasionalmente a la roca encajonante inalterada.

El ácido sulfúrico requerido para la alteración ácido-sulfatada en el enriquecimiento supergénico es producido por la oxidación de los sulfuros, principalmente pirita. La oxidación de la pirita es un proceso complejo, una reacción representativa para producir una fase de óxido de hierro hidratado puede escribirse como:

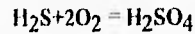


Debido a que las texturas, mineralogía y frecuentemente la forma de las zonas de alteración del ambiente supergénico son similares a aquellos formados en los ambientes de aguas

calentadas por vapor que sobreyacen o se encuentran en zonas marginales a los sistemas hidrotermales que circulan a más profundidad. La distinción entre ellos es algunas veces difícil de hacer, sin embargo la presencia de un enriquecimiento subyacente a las zonas oxidadas es característico del ambiente supergénico.

AMBIENTE DE AGUAS CALENTADAS POR VAPOR

Los ambientes de aguas calentadas por vapor ocurren en las porciones superiores del sistema hidrotermal. Estos ambientes se presentan en algunos depósitos de baja sulfidación y alta sulfidación. El conocimiento que se tiene de ellos proviene de los estudios realizados en zonas de alteración ácido-sulfatada de sistemas geotermales activos (Ellis y Mahon, 1977). Las zonas de alteración ácido-sulfatada producidas por aguas calentadas por vapor puede o no sobreyacer a la mineralización depositada a niveles más profundos en el sistema (Henley y Ellis, 1983; Henley, 1985). Como oposición al ambiente supergénico, el ácido sulfúrico de aguas calentadas por vapor es producida por la oxidación, en y arriba del nivel freático, del H_2S originado fuera del sistema hidrotermal subyacente. La oxidación del H_2S en tal sistema es complejo y no completamente entendido (Schoen et al., 1974), pero la reacción puede ser escrita como :



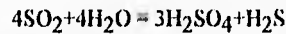
Esta reacción debe tener lugar en o arriba del nivel freático y a temperaturas que no excedan los $100^\circ C$. Las aguas cargadas de H_2SO_4 pueden descender a profundidades donde las temperaturas son más altas.

Los ambientes de aguas calentadas por vapor incluyen la presencia de abundante sinter (a cierta distancia de la alteración ácido-sulfatada), una zonación vertical hacia abajo que sigue el siguiente orden: alunita, caolinita, un agregado de alteración argílica o propilitica; estos ambientes fueron controlados por la paleotopografía. Sin embargo, las fases secundarias de sulfuros pueden ser también producidas por el reemplazamiento de la mineralización de sulfuros de las aguas calentadas por vapor, como lo describió Plumbee y Rye (1989), aunque su presencia no es necesariamente definitiva para un origen supergénico.

AMBIENTE HIDROTHERMAL MAGMÁTICO

El ambiente hidrotermal magmático incluye todos los sistemas hidrotermales que son originados por el calor magmático y tiene cantidades significativas de componentes de origen magmático en fluidos hidrotermales. El ambiente ácido-sulfatado del origen magmático es también conocido como "ácido-sulfatado" por Heald et al., (1987), "alta sulfidación" por Hedenquist et al., 1987, y "caolinita-alunita" por Berger y Henley (1989), Rye et al. (1992) incluyen en esta clasificación también a los depósitos de sulfuros masivos con contenido de enargita, descritos por Sillitoe (1983). La alteración ácido-sulfatada en un ambiente hidrotermal magmático está controlada generalmente por fracturas y presenta un zonamiento de alteración afuera de la veta. En este ambiente el aluminio es removido por

una lixiviación intensa, dejando un núcleo de sílice azucarado rodeado por zonas sucesivas de alteración argílica, cuarzo-alunita y cuarzo-caolinita, las cuales gradúan hacia una zona de alteración propilítica. Debido al hidrotermalismo con alto contenido de componentes magmáticos, la alteración ácido-sulfatada se desarrolla en domos volcánicos porfíricos ordinarios, produciendo un núcleo silíceo que contiene huecos producto de la lixiviación de fenocristales (típicamente feldespatos alcalinos) que se denomina "vuggy silica" (una textura similar puede ser producida por la lixiviación preferente de fragmentos de pumicita cuando la roca encajonante es una toba). La piritita diseminada es un acompañante particularmente común en rocas ricas en sílice. La presencia del mineral zunyita y los altos contenidos de PO_4 de la alunita pueden ser únicamente atribuidos a los agregados de alteración ácido-sulfatada producidos en ambientes magmáticos. En la zona de cuarzo-alunita, la alunita ocurre como agregados de cristales de más de 250 micras de longitud que reemplazan a los fenocristales de feldespato alcalino y a cristales en forma de hojas que intercrecen con el cuarzo en la matriz. La alteración ácido-sulfatada es sucedida por un agregado que incluye piritita+enargita-luzonita+/-covelita, la cual a profundidad, puede graduar dentro de un agregado de tetrahedrita-tenantita que predomina, calcopirita y azufre nativo. En sistemas ácido-sulfatados del ambiente magmático, el ácido sulfúrico es producido por la descomposición del SO_2 con un decrecimiento de la temperatura de acuerdo a la reacción:



propuesta por Holland (1965). La desproporción del SO_2 llega a ser importante a bajas temperaturas cerca de $400^{\circ}C$, que dependen de P_{H_2O} .

CAPITULO III

GEOLOGÍA REGIONAL

FISIOGRAFÍA

El área de estudio (Figura 3.1) se encuentra dentro del sector central de la provincia fisiográfica de la Faja Volcánica Mexicana, FVM, (Mooser, 1972; Flores, 1980). La Faja Volcánica Mexicana está constituida por una cadena montañosa de origen volcánico, con orientación general E-W, y que se extiende entre los paralelos 19° y 21° latitud norte.

Los productos volcánicos típicos de la FVM tiene una edad Plio-Cuaternaria y son de carácter calco alcalino (Demant y Robin, 1975). El vulcanismo que les ha dado origen, ocurrió tanto por fisuras como por aparatos centrales, generalmente compuestos y alineados regionalmente en dirección E-W.

Los rasgos fisiográficos más prominentes de la FVM son los grandes estrato-volcanes orientados N-S, los cuales forman grupos, como los volcanes Cantaro-Nevado de Toluca-Volcán de Colima, Tláloc-Iztaccíhuatl-Popocatepetl, Cofre de Perote-Sierra Nevada-Citlaltépetl (Figura 3.1). Están constituidos por vulcanismo eminentemente andesítico, que aparentemente ha migrado hacia el sur a lo largo de estos alineamientos. Los volcanes se encuentran rodeados por campos de conos cineríticos basálticos y andesíticos, que también rodean a los centros volcánicos silíceos o forman extensos campos como los del Parícutín y El Xitle.

Otros rasgos fisiográficos importantes, son las calderas como principales focos de vulcanismo silíceo (centros que fueron foco de magmatismo riolítico por un período extenso de tiempo). Reconocidos a la fecha son los centros volcánicos de: La Primavera, Los Azufres, Amealco, Huichapan y Los Humeros (Figura 3.1). Estos centros están localizados a lo largo de la porción norte de la FVM, a una distancia considerable del frente definido por los volcanes andesíticos activos.

Además de estos grandes centros volcánicos, se encuentran manifestaciones aisladas de vulcanismo riolítico a lo largo de toda la FVM, así como campos de domos riolíticos y riódacíticos, distribuidos a través de la parte central de México en una orientación E-W.

El sector central de la FVM en su parte norte sobreyace a las dos principales sierras orogénicas de México: la Sierra Madre Occidental (SMO) y la Sierra Madre Oriental (SMOr), Pasquare (1987). Al SE del sector el límite está caracterizado por el afloramiento de la unidad Teloloapan, que pertenece a la SMO y que está sobre la plataforma Guerrero-Morelos (Campa et al., 1976; Campa y Coney, 1983).

Dentro de este sector se ubican dos de los centros volcánicos silíceos, que fueron focos del magmatismo riolítico, las calderas de Los Azufres y de Amealco (Figura 3.1), también se pueden observar pequeños centros volcánicos monogenéticos, los cuales incluyen:

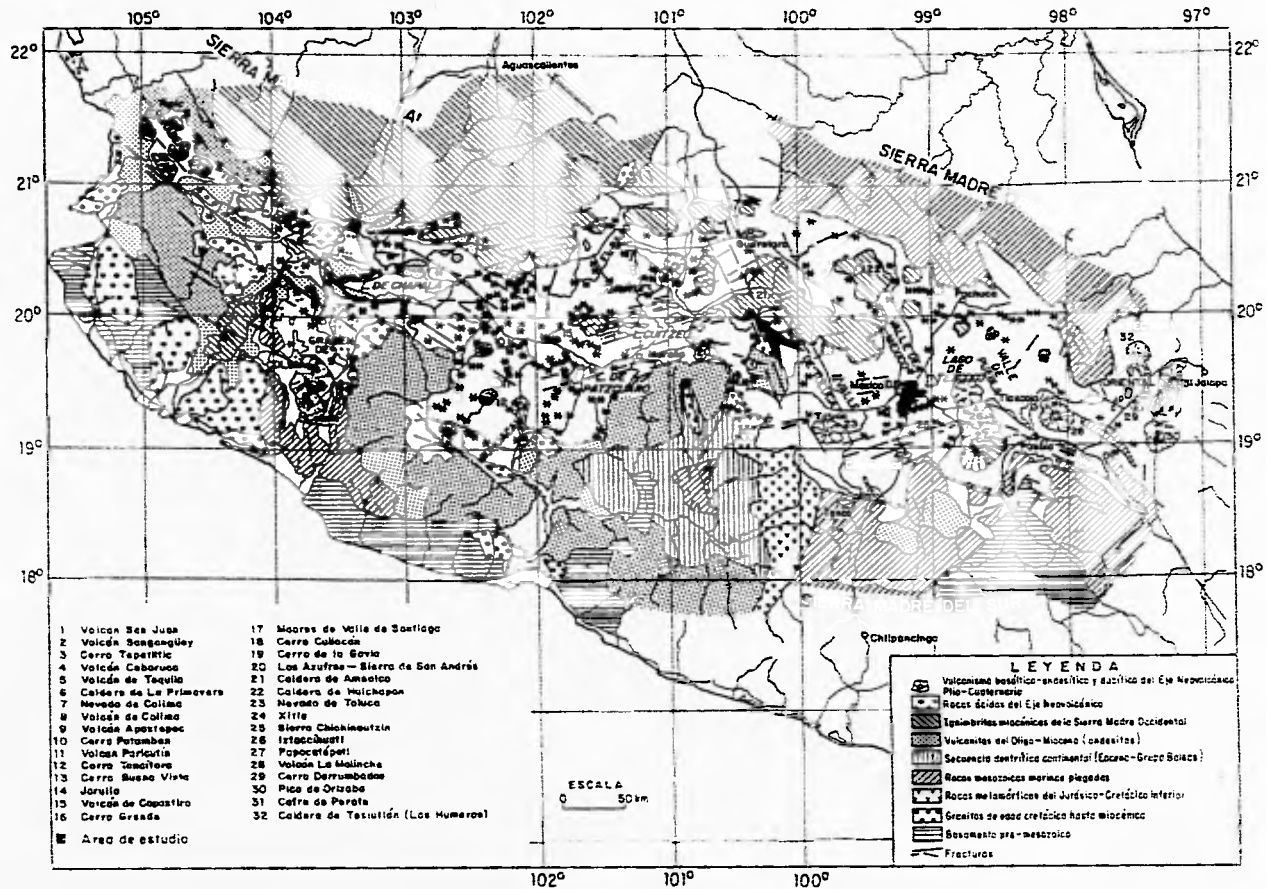


Figura 3.1. Mapa geológico de la Faja Volcánica Mexicana (Demant, 1978)

conos cineríticos, flujos de lava, domos riolíticos y riolíticos, y maars (cráteres de explosión). Estos últimos relacionados a conos cineríticos que presentan una intensa actividad explosivo-freática. La actividad volcánica también se presenta sobre un importante lineamiento de orientación NW llamado falla Taxco-San Miguel de Allende, la cual está asociada a estructuras antiguas metamórficas mesozoicas y algunas intrusiones terciarias. En apariencia se trata de una actividad volcánica joven pero intensa, que cubre con poco espesor las rocas antiguas; son numerosos los conos cineríticos pequeños, que al parecer se sitúan en la intersección de las fracturas correspondientes a un sistema joven NE y a otro antiguo NW.

MORFOLOGIA

La FVM está formada por diversas sierras y cadenas montañosas, con sus respectivos valles intermontanos; tienen una orientación general E-W, constituida por afloramientos de rocas predominantemente andesíticas y cantidades subordinadas de términos ácidos y básicos. En general el relieve de la FVM es complejo y se pueden reconocer en él zonas de relativa estabilidad.

Morfología del sector central de la FVM.

La configuración morfológica del sector central es el resultado de los procesos morfogénicos que actuaron sobre la SMO y SMO_r durante la orogenia Laramide.

Al NE del sector la morfología dominante es un relieve que coincide con los ejes de los pliegues de la SMO_r, aquí se observa un sistema de drenaje paralelo al que corre hacia el Golfo de México. Al Sur las pendientes son muy abruptas y relacionadas a la erosión activa controlada por un drenaje transversal al que corre al Océano Pacífico.

Debido los gradientes altimétricos, esta erosión activa ha revelado unidades geológicas Mesozoicas involucradas en el plegamiento Laramide de la SMO y que subyace a una cubierta volcánica Terciaria. Las estructuras de tensión de la FVM controlan al sector central y son responsables principalmente de la formación de una base lacustre, producida por sistemas complejos de drenaje. La presencia de fases morfogénicas y tectogénicas, determinan la repetición de ciclos erosionales y deposicionales. El resultado es un mosaico complejo de superficies yuxtapuestas. Las principales superficies que forman las unidades morfológicas pueden ser divididas en:

Superficies erosionales que pertenecen a las estructuras orogénicas de la SMO, aisladas por lineamientos postorogénicos de tensión. En la placa volcánica Terciaria se desarrollan superficies erosionadas y disectadas por modelos de drenaje radial, que probablemente representa sus centros de emisión. Su concentración es a lo largo de bandas NNW-SSE que podrían indicar que esta es una área de actividad magmática terciaria controlada por una dislocación importante que sigue la misma tendencia.

Las superficies de los centros volcánicos de la FVM tienen una morfología original, como los flujos y conos de lavas, domos y conos piroclásticos. Esas superficies están ligeramente disectadas por sistemas de drenaje radial.

Superficies deposicionales antiguas cubren secuencias volcánicas tabulares de la SMO. Las superficies son planas y están interrumpidas por valles agudos y estrechos, que

rompen la uniformidad. Se pueden observar relacionados con relleno aluvial en grábenes de orientación NNW-SSE, desplazados dentro de la placa volcánica de la SMO. También hay superficies deposicionales aisladas como consecuencia del ciclo tectono-sedimentario que generaron las depresiones de la Laguna del Cuitzeo, las planicies lacustres de Zacapu y Acámbaro. Hay superficies deposicionales recientes que corresponden a la sima de sedimentos lacustres contemporáneos, depositados dentro de depresiones controladas por fracturas de tensión WSW-ESE. El borde norte de las depresiones está caracterizado por el alineamiento de volcanes andesíticos Cuaternarios a lo largo de esta dirección tensional.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los productos correspondientes a la FVM son afectados por complejas deformaciones de ruptura que resultan de la reactivación repetitiva de varias componentes cinemáticas.

La FVM puede ser dividida en tres sectores estructurales principales. El elemento estructural del sector occidental está representado por el punto triple de Guadalajara, descrito por Luhr et al. (1985) y por Pasquare y Zanchi (1985). Aquí las fracturas tienden a converger en N175-185°, N130-135° y N90°. Esas formas son los grábenes de Colima, Tepic y Chapala respectivamente; el graben de Tepic está también afectado por fallas transcurrentes más recientes con orientación NNW-SSE. El sector occidental parece estar dominado por fallas de carácter tensional orientadas N165-180°, mientras que las series de fallas con orientación N60-75° y N15-40° están subordinadas. Este sector está separado del sector central por una multitud de fallas con orientación NNW-SSE, la cual conforma la zona de falla de Querétaro.

Las series de fallas y fracturas del sector central, interfieren con otros lineamientos de ruptura de carácter local. En este sector el basamento metamórfico está caracterizado por diferentes fases de compresión, las cuales han determinado el desarrollo de pliegues de varias escalas: pendientes, fallas y fracturas. Localmente presenta una estructura de "dome and basin" medida en kilómetros, características de la intersección de sistemas de pliegues.

Un anticlinal moderadamente asimétrico con un eje NNW (denominado Tzitzio), de decenas de kilómetros de longitud, se presenta en este sector. Las unidades superiores al Mioceno temprano estuvieron involucradas en las deformaciones plásticas.

Las unidades volcánicas más recientes muestran un mecanismo de ruptura responsable de la existencia de sistemas de fallas y fracturas. La serie más representativa tiene una orientación N60-75° y está formada por fallas en échelon principalmente sumergidas hacia el NNW y subordinadas hacia el SSE. En algunos lugares esas fallas definen grábenes con morfología aparentemente sinuosa, la cual en realidad se debe a los cambios en dirección de las fallas. El desarrollo lineal máximo es mostrado por una falla de 16 km de longitud, la cual sigue la orilla sur del Lago Cuitzeo; la pendiente máxima está en orden de cientos de metros.

Las fallas delimitan los bloques que están inclinados hacia el SSE con ángulos de 5-20°, los cuales son también fracturados y desplazados por sistemas secundarios. Este modelo tensional llega a ser el más importante y se ubica al norte de la altura estructural del

Tzitzio, creando una topografía y tectónica gradual que sigue hacia la depresión E-W entre Chapala y Querétaro. Un paso intermedio es ocupado por el Lago Cuitzeo y esta delimitado por fallas de tensión WSW-ENE y E-W. Las fallas N80-100° constituyen una falla estructural importante, menos desarrollada pero la cual desplaza a todas las otras series. La más grande de esas es la falla Morelia, que tiene una longitud de 15 km. Finalmente, hay series N25-45°, N120-150° y N160-180°, que tienen una morfología de escarpes maduros y un desarrollo lineal más limitado. La serie de fallas NNW es también responsable de la Zona de Fractura de Querétaro la cual se extiende a una distancia considerable de la FVM.

Un análisis preliminar de datos colectados sugiere la hipótesis de una zona de debilidad cortical, desarrollada por cientos de kilómetros en dirección NNW que atraviesa la FVM y la Planicie Central Mexicana (Pasquaré et al., 1987). A lo largo de este alineamiento se presenta una serie de centros basálticos. Las fallas que empiezan con esta debilidad cortical indica la presencia de movimientos dextrales transcurentes con una dirección N-S cerca de Matehuala, alrededor de 330 km al norte de Querétaro, la cual fue descrita por Garduño (1984) y que puede también estar relacionada con el mismo sistema.

ESTRATIGRAFIA

La FVM se compone de dos grandes sucesos volcánicos, el primero funciona como el "basamento" sobre el que ocurrió el segundo. Ambos sucesos, el basal y el reciente, emitieron productos volcánicos de composición y tipos petrográficos similares. Es notoria una cierta tendencia en el segundo suceso a emitir productos más ácidos, provenientes de cámaras magmáticas más someras y diferenciadas (La Primavera y Los Humeros). Cada uno de esos sucesos volcánicos tienen edades que varían localmente, pero están caracterizados por un periodo de tranquilidad en la actividad volcánica. En términos generales, podría establecerse que pese a sus variaciones locales, el primer suceso del basamento ocurrió entre unos 20 y 5 Ma, siendo esencialmente Miocénico y en algunas zonas Mio-Pliocénico, mientras que el segundo suceso ha ocurrido entre los 5 Ma y el presente, siendo Plio-Cuaternario y en ciertos casos exclusivamente Cuaternario.

Una cartografía regional de la FVM (Venegas et al., 1985), revela que coexisten en ella diferentes unidades litológicas que afloran en la faja central del país en cinco grandes grupos, de acuerdo con sus distintas edades y tipos. Así, el grupo intrusivo aparece notoriamente restringido al sector occidental, en lo que constituye el llamado Bloque de Jalisco; las rocas que lo componen varían de granitos hasta dioritas y tienen edades que van desde el Cretácico hasta el Mioceno.

El grupo Mesozoico, está compuesto por un antiguo basamento de origen volcano-sedimentario, sedimentario y metamórfico, cuya edad abarca prácticamente toda la era, desde el Triásico hasta fines del Cretácico y, localmente, inclusive a inicios del Terciario. Incluye una amplia variedad de rocas entre las que resaltan las calizas, areniscas, lutitas, tobas de múltiples tipos y esquistos.

El grupo de la Sierra Madre Occidental, con una distribución amplia y variada, es típicamente de origen volcánico y de edad terciaria; incluye productos ignimbríficos y

riolíticos, con cantidades menores de andesitas y basaltos, localmente separados por depósitos lacustres de espesores insignificantes comparados con las rocas volcánicas, todos ellas de edad Oligo-Miocénico pero predominantemente Oligocénica (Nixon et al., 1987).

Posteriormente a todos esos grupos, está el grupo de la FVM, el cual está constituido por afloramientos de rocas predominantemente andesíticas, con cantidades subordinadas de rocas ácidas y básicas, de edad Plio-Cuaternaria. El vulcanismo que les ha dado origen ha ocurrido tanto por fisuras como por aparatos centrales, generalmente compuestos y alineados regionalmente en dirección E-W. Finalmente esos productos han formado diversas sierras y cadenas montañosas, con sus respectivos valles intermontanos, con una orientación general también E-W (Nixon et al., 1987).

La última unidad cartografiada es la constituida por suelos aluviales y/o residuales que afloran en el interior de las unidades volcánicas que conforman la FVM y que son parte integrante de ésta, dado que provienen en su mayoría de las unidades volcánicas del sector central de la FVM.

ESTRATIGRAFIA DEL SECTOR CENTRAL DE LA FVM

UNIDADES DEL MIOCENO PRE-TARDIO: Se presentan en el norte y al sur del área de estudio afloramientos del basamento prevolcánico del Mesozoico y del Eoceno, que consisten de diferentes agregados tectonoestratigráficos. En la parte norte del prospecto se pueden observar rocas sedimentarias de la Formación Soyatal que pertenece al cinturón orogénico de la Sierra Madre Oriental, aflorando en varios sitios al norte de Querétaro y Celaya (Pasquaré et al., 1988). Al sur se presentan rocas volcano-sedimentarias y sedimentarias con bajo grado de metamorfismo del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983), las cuales están expuestas en las áreas de Tzitzio y Tlalpujahuá, mientras que cerca de Zitácuaro las mismas rocas se pueden observar sobre secuencias carbonatadas con contenidos variables de flujos andesíticos a riolítico, productos piroclásticos y domos de edad Oligoceno-Mioceno Temprano pertenecientes a la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (Pasquaré et al., 1988). Esos productos volcánicos están discordantemente sobreyacidos por una sucesión delgada de basaltos y andesitas del Mioceno Medio al Tardío, la cual probablemente representa la parte basal de la FVM. Estos productos volcánicos afloran extensamente alrededor del Lago Cuitzeo y al sur de Querétaro, también constituyen el basamento Pre-Pliocénico (Figura 3.2), al norte la Sierra San Inés y al sur la Sierra de Mil Cumbres de Los Azufres.

IGNIMBRITA TERRERO: Esta ignimbrita, expuesta al norte de Los Azufres (Figura 3.2), es una toba de ceniza soldada media, café claro, que contiene abundantes fenocristales de plagioclasa y fragmentos pequeños de pumicita. Muestras analizadas (datos no publicados) indican una variación en composición entre andesitas cuarcíferas y dacitas. Una muestra colectada cerca de la Villa El Terrero, al norte de la Sierra de Sta. Inés, tiene una edad radiométrica de 6.12 ± 0.6 M.a. Ignimbritas similares al norte y este de Tlalpujahuá (parte de la Formación Las Américas de Fries, (1965) fueron tentativamente correlacionadas con la ignimbrita El Terrero, con base en un criterio estratigráfico y volcanológico. En esos lugares la ignimbrita El Terrero está sobreyacida por un grupo de cenizas más jóvenes que provienen del área de Los Azufres. En un

afloramiento más al norte la ignimbrita El Terrero esta cubierta por una ignimbrita más joven la cual puede ser seguida con continuidad arriba de la caldera de Amealco, localizada cerca de 50 km al NE de Los Azufres. Se obtuvo una edad radiométrica de 3.83 ± 0.4 Ma. para una muestra de la ignimbrita Amealco colectada cerca de la Villa de Sabanilla, a 25 km al sur de Queretaro. La ignimbrita El Terrero se extiende desde Los Azufres hasta por lo menos 60 Km, abarcando un área aproximadamente de 170 Km^2 y un promedio de espesor de 30 m, así como un volumen estimado de 5.1 Km^3 .

IGNIMBRITA PUCUATO: Esta unidad está ampliamente expuesta al sur de Los Azufres, algunas veces es difícil de reconocer debido a que sus afloramientos son inaccesibles o han sido erosionados. Su parte basal se observa sobre la pendiente norte de la Sierra de Las Mil Cumbres (Figura 3.2), la cual consiste de una brecha de 10-20 m de espesor, con bloques superiores a un metro en tamaño, que representan rocas más antiguas de composición andesítica. Esta capa esta sobreyacida por 15 m de una toba vítrea, flujos de ceniza ricas en líticos, de color rosáceo y esta cubierta por un depósito piroclástico constituido principalmente de pumicita (80 %) y fragmentos milimétricos líticos andesíticos. Los productos piroclásticos alcanzan un espesor máximo de 40 m en la Placa de Pucuateo, algunas decenas de kilómetros al sur de Cd. Hidalgo. La ignimbrita no ha sido fechada radiométricamente, pero puede ser relacionada al Mioceno Tardío a Plioceno Temprano debido a que sobreyace a rocas del Mioceno Tardío y descansa sobre alturas topográficas relacionadas con el tectonismo extensional del Plioceno Tardío; Ferrari et al. (1991), sugieren como un origen probable la depresión La Veata, localizada al Sur de Los Azufres. Por otro lado, ésta ignimbrita puede ser encontrada hacia el sur, en la Sierra de Mil Cumbres.

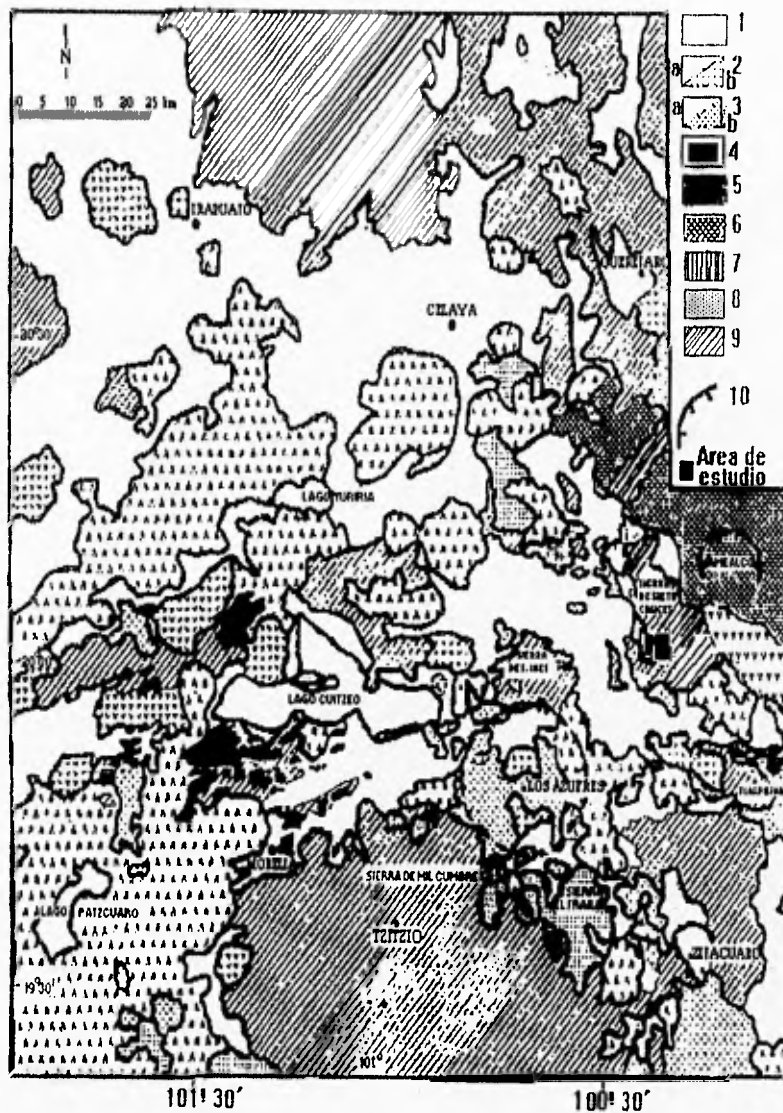


Figura 3.2. Plano geológico del sector central de la Faja Volcánica Mexicana. 1 = Sedimentos lacustres y depósitos aluviales; 2 = Rocas volcánicas cuaternarias de la FVM: (a) conos monogenéticos y lava basáltica a andesítica; (b) domos dacíticos a riolíticos; 3 = Rocas volcánicas Pliocénicas de la FVM: (a) conos volcánicos a andesíticos; (b) domos dacíticos a riolíticos; 4 = Ignimbrita Lago Cuitzeo; 5 = Ignimbrita Santa Inés; 6 = Ignimbrita Amealco; 7 = Ignimbrita El Terrero; 8 = Ignimbrita Pucuateo; 9 = Unidades geológicas Pre-Pliocénicas; 10 = Límite del anillo de la caldera. (Pasquaré et al., 1988)

El afloramiento presente de la Ignimbrita Pucato es cerca de 100 km², aunque la extensión original es altamente especulativa. Tomando un promedio del espesor de 50 m, el volumen de las rocas expuestas es de 4.8 km³.

COMPLEJOS DOMICOS DE SIETE CRUCES, EL FRAILE Y APASEO

Varios complejos de domos, no relacionados a las estructuras de calderas o centros volcánicos están presentes en el sector central de la FVM.

Complejo de domos de la Sierra de Las Siete Cruces: La orilla SW de la Sierra de Las Siete Cruces consiste principalmente de flujos riolíticos constituidos de rocas con escasos fenocristales de cuarzo, oligoclasa y sanidino en una matriz de vidrio. Las riolitas fueron parte probablemente de un complejo de domos exógenos que han sido altamente erosionados y cubiertos por rocas más jóvenes. Los fenocristales de sanidino de una muestra colectada cerca de la Villa de Puroagua, sobre la pendiente SW de la Sierra de Siete Cruces, tiene una edad por K-Ar de 5.45 +/- 0.5 Ma (IMP, 1988).

Complejo de domos de Sierra El Fraile: El SE del sector central de Los Azufres, consiste de un gran complejo de domos endógenos asociados y depósitos de avalancha, que han sido observados localmente. Las rocas son dacitas con fenocristales de hornblenda, biotita y plagioclasa sódica en una gran masa vítrea que contiene microlitos de plagioclasa. La cantidad de magma en el complejo de domos de la Sierra El Fraile, tiene un volumen considerable del orden de 100 km³ (la altura máxima del complejo es cerca de 850 m y cubre un área de 180 km² aproximadamente). Una edad radiométrica de 4.3 +/- 0.3 M.a. (IPM, 1988), fue obtenida de una muestra dacítica colectada en la localidad de El Dorado, a 10 km al ESE de Cd. Hidalgo.

Complejo de domos El Apaseo: Cerca de la Villa El Apaseo El Alto, 30 km al WSW de Querétaro, están presentes grandes domos exógenos, los cuales consisten de riolita devitrificada altamente alterada con una textura fluida marcada y casi libres de fenocristales. Los domos Apaseo están emplazados arriba de una placa basáltica fechada entre 8 y 6 M.a. y están sobreyacidos por un campo de volcanes basálticos pequeños de edad Pleistocénica; consecuentemente (Ferrari et al., 1991) suponen que los domos Apaseo fueron emplazados durante el Plioceno Temprano como en el caso de los complejos de domos Siete Cruces y El Fraile.

IGNIMBRITA AMEALCO: Esta unidad consiste de una sucesión intercalada de depósitos de flujo de ceniza y caída de ceniza producida por erupciones tipo Katmaniano. Las unidades de flujo individuales son de 3-8 m de espesor y presentan una columna típica, que por lo general tiene su parte superior densamente soldada. Estas unidades son expuesta sobre el flanco oriental de la caldera de Amealco (Figura 3.2).

Los depósitos de ceniza piroclástica son principalmente fragmentos de vidrio vesicular con tamaños desde 4 a 32 mm y capas de lapilli fino, ocasionalmente interstratificado y bien clasificado. Esos horizontes tienen en algunos casos más de 15 m de espesor. En la base de la unidad ignimbritica, una estructura de estratificación local está relacionada al depósito base-avalancha. Una capa de flujo de lava basáltica (olivino), con cerca de 5 m de espesor, fue encontrada en la base de la secuencia ignimbritica sobre el flanco occidental de la caldera (Carrasco-Núñez, 1988). Este flujo de lava puede representar una de las emisiones más tempranas de la caldera, basado en su posición estratigráfica.

La ignimbrita Amealco está compuesta de fragmentos líticos de basaltos de olivino y andesitas basálticas, fragmentos vítreos de color café aplastadas en forma de espículas y textura eutaxítica, fragmentos de vidrio y fenocristales de plagioclasa, augita e hiperstena. La composición química del vidrio intersticial y fragmentado es dacítico. La toba y las capas de carbonilla contienen pumicita dacítica así como escoria andesítica (Carrasco-Nuñez, 1988). Esos materiales podrían representar parte de dos capas estratificadas de una cámara magmática superficial.

Las distancias mínima y máxima de la distribución de la ignimbrita para la caldera fue establecida desde 20 a 30 km en direcciones N-S y E-W, respectivamente. Así, el volumen aproximado es de 130 km^3 , pero el 40% desaparece debido a una falla normal regional. Los espesores medidos fueron desde 30 m a 130 m en algunos puntos. Sanchez-Rubio (1983) considera que la ignimbrita Amealco es más joven que 5 M.a. debido a que las rocas de esta edad se ven cubiertas por la ignimbrita. Una toba localizada en el área de Amealco (la localización exacta no está disponible), fue fechada en 3 M.a. por el método de K-Ar en el IMP. Por lo tanto, es completamente razonable asignarle una edad del Plioceno (~3 M.a.) a la ignimbrita Amealco, ya que aparentemente ésta asignación es contemporánea al vulcanismo de la caldera Huichapan localizada a 55 km al ENE de Amealco.

La ignimbrita Amealco está parcialmente cubierta por andesitas y dacitas emitidas de la caldera, así como por domos riolíticos de la parte central de la caldera y los conos monogenéticos y flujos de lava sobre la periferia del área.

IGNIMBRITA LAGO CUITZEO: Los principales espesores de esta unidad están alrededor del Lago Cuitzeo (Figura 3.2), donde cubren una sucesión de andesitas y dacitas del Mioceno Tardío y cerca de la Cd. de Morelia donde han sido explotadas como roca de construcción. Esta serie ignimbritica presenta diferentes facies, variando desde una toba de flujo de ceniza soldada vitrea gris violeta a un flujo de ceniza casi sin consolidar. Al sur del Lago Cuitzeo, la ignimbrita consiste de dos unidades eruptivas principales separadas por cerca de 10 m de sedimentos lacustres. La unidad inferior está caracterizada por varios flujos de ceniza probablemente consolidada con capas delgadas de ceniza piroclástica. La unidad superior consiste de tobas de flujo de ceniza de color variable desde rosa a violeta con fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y pocos piroxenos con raros fragmentos líticos y pumicíticos de más de 1 cm. La secuencia está cubierta por capas intercaladas de ceniza, pumicita y areniscas lacustres. Al NW del Lago Cuitzeo, sólo la unidad de ignimbrita superior es observada, la cual está soldada y contiene raros fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa andesina y pumicita colapsada, variando arriba de 10 cm de longitud. Los cristales de sanidino, de una toba de flujo de ceniza vitrea al norte del Lago Cuitzeo, indican una edad radiométrica de $2.8 \pm 0.2 \text{ Ma}$. (IPM, 1988). Al oeste del Lago Cuitzeo la ignimbrita está cubierta por flujos basálticos del Pleistoceno Tardío, es imposible hacer una determinación precisa de la extensión actual. Ferrari et al. (1991), estiman la extensión original de alrededor de 200 km^2 , con promedio de espesor de casi 40 m. Por lo tanto, el posible volumen original es del orden de 80 km^3 .

IGNIMBRITA SANTA INÉS: La unidad esta compuesta de escasos afloramientos en la Sierra de Santa Inés (Figura 3.2) y al NW de Tlalpujahu. En el sitio anterior, la ignimbrita descansa discordantemente sobre andesitas del Mioceno Tardío las cuales están inclinadas arriba de 10° hacia el norte, mientras que los afloramientos que se localizan al NW de Tlalpujahu están sobreyaciendo a un depósito de flujo de cenizas más antiguo, tentativamente correlacionado con la ignimbrita El Terrero. La ignimbrita consiste de dos unidades eruptivas: la unidad inferior es una toba de color gris claro a café claro con más de 25 m de espesor, que contiene perfitas con fiamme (textura de flujo en forma de flamas y que indican la dirección del flujo) de más de 50 cm de longitud. Los fragmentos líticos consisten de bloques angulares (de más de 20 cm en tamaño) de andesitas y dacitas más antiguas que están difusamente distribuidas en la toba. Este cuerpo está cubierto por 3 m de espesor de toba soldada parda con pumicita blanca pequeña. Unos pocos metros de un depósito de caída de fragmentos son algunas veces observados en la cima de la ignimbrita. Una secuencia ignimbrítica correlativa es encontrada en el área de Tlalpujahu, descansando sobre un depósito lacustre con sedimentos diatomeos de edad Mioceno Tardío. En esta área la ignimbrita tiene 10 m de espesor, mientras que su volumen asciende a 1.3 km^3 (Garduño, 1988).

DOMOS ZINAPÉCUARO: Esta unidad consiste de diferentes domos aislados emplazados alrededor de la Villa de Zinapécuaro, entre Los Azufres y Lago Cuitzeo. Algunas veces se observan depósitos de avalanchas calientes, producidas por el brechamiento del caparazón. Las lavas son gris claro, riolitas fluidas bandeadas ricas en obsidiana y con esferulitas bien desarrolladas. Los domos varían en composición desde riolitas a riolitas con alto contenido de sílice, con cuarzo, feldspatos potásicos y plagioclasas como sus principales constituyentes. Los domos de Zinapécuaro tienen edades con K-Ar, determinadas por intervalo entre 1.6 y 1.4 Ma (Istituto di Geología e Geofísica, Italy, 1979).

DOMOS SUMMIT Y VOLCAN LOS AZUFRES: Los afloramientos de lavas andesíticas afáníticas se localizan al N y S de Los Azufres. Esas rocas fueron previamente interpretadas como rocas del "basamento" que resurgen, cronológicamente equivalentes con la Sierra de Santa Inés. No obstante, el fechamiento de esas lavas del Pleistoceno hecha por la C.F.E. (Dobson y Mahood, 1985), el cual está en oposición con lo que interpreta Pasquaré en 1986. Ferrari et al. (1991), proponen que esas andesitas representan las pendientes norte y sur del cono de lava de edad Pleistoceno, cubierto por la parte que permanece de los domos más jóvenes. El fechamiento por K-Ar de las muestras colectadas en las perforaciones geotermales en Los Azufres sugieren un espesor de cerca de 700 a 800 m. para las andesitas pertenecientes al volcán, el cual se observo en la parte sur sobre una unidad ignimbrítica fechada en 3.1 Ma. (Garduño, 1988). El área de la cima del centro volcánico de Los Azufres, donde se localiza el campo geotérmico, está ocupado por grandes domos exógenos emplazados entre 1.03 y 0.84 Ma. cuyo volumen total fue estimado en cerca de $10\text{-}15 \text{ km}^3$ (Dodson y Mahood, 1985). Las lavas son riolitas y riolitas con textura fluidal y contiene fenocristales de plagioclasa, sanidino, cuarzo y biotita. Las rocas están localmente muy alteradas debido a la persistente actividad hidrotermal.

DOMOS DACITICOS: El Cerro de San Andrés, localizado justo al E de Los Azufres, es un gran complejo de escarpes, producido por dos flujos espesos y representa el pico mayor del área de Los Azufres. Este cubre un área de cerca de 70 km² y tiene un volumen estimado en 15-20 km³. Las lavas son dacitas y riodacitas con fenocristales de plagioclasa y hornblenda e inclusiones de andesitas africanas. Una edad de 0.33 +/- 0.07 M.a. fue obtenida para las dacitas de San Andrés (Dobson y Mahood, 1985). Al SE del Cerro de San Andrés hay un pequeño satélite de domos de composición similar. El Cerro El Mozo es otro domo dacítico localizado a 12 km al WNW del Cerro de San Andrés, está compuesto de lava vitrea con pequeños fenocristales de andesina, cuarzo y oligoclasa. El fechamiento radiométrico de este domo, indica edades comparables con las obtenidas para el Cerro San Andrés. El Cerro El Mozo está rodeado por depósitos piroclásticos probablemente relacionados a su evolución.

FLUJOS PIROCLASTICOS PUEBLO VIEJO: Ferrari et al. (1991) agrupan diferentes depósitos piroclásticos que afloran en la parte sur de la depresión de Los Azufres, que despliega su espesor máximo cerca de la Villa de Pueblo Viejo. En esa área, la sucesión consiste de tres flujos pumicíticos. La unidad basal está caracterizada por la presencia de fragmentos andesíticos y pumicita negra, que es sobreyacida por paleosuelos de 80 cm de espesor. Un flujo pumicítico secundario se distingue debido a una matriz vítrea y la presencia de fragmentos de carbón vegetal. La secuencia es cubierta por un tercer flujo de pumicitas riolíticas superior a 25 cm de espesor. Al sur de Los Azufres, flujos similares están subyacidos por depósitos de avalancha. Esos depósitos son presumiblemente del Pleistoceno Medio en edad, debido a que descansan sobre el flujo andesítico-basáltico fechado en 0.87 +/- 0.17 Ma (Instituto de Geología y Geofísica, Italia 1979). Otro depósito piroclástico muy reciente es encontrado alrededor del Pueblo de Acámbaro, localizado al SW de la Sierra de Santa Inés. Este consiste de un depósito de caída de fragmentos sobreyacido por una avalancha basal y un flujo de cenizas que contienen pumicita, obsidiana y fragmentos de andesita. La parte inferior de la secuencia está depositada en una depresión paleolacustre.

DOMOS RECIENTES: La mayoría de domos riodacíticos y riolíticos están emplazados en amplias áreas al SE de Los Azufres y representan los eventos eruptivos más jóvenes en el área. Las lavas son vítreas con pocos fenocristales de plagioclasa y sanidino. Tres domos tienen edades determinadas por K-Ar que están entre 0.30 y 0.40 M.a., una edad más reciente de 28,000 años (Garduño, 1988) fue reportada para un depósito piroclástico relacionado al domo Guangoche, ubicado en la parte SW del área. Este domo consiste de un cráter grande el cual está ocupado por un domo más pequeño. El cráter fue probablemente el resultado de un evento explosivo, el cual produjo una zona de pumicita y ceniza de más de 25 m de espesor en esta área. El vulcanismo silíceo del Pleistoceno Tardío aflora en las orillas de Los Azufres, donde una edad de 0.05 Ma. fue registrada en un domo dacítico al norte de Zitácuaro. Al oriente de este pueblo, un gran complejo de domos riolíticos de edad muy reciente son asociados a gruesos depósitos piroclásticos.

DEPOSITOS FLUVIOLACUSTRES: Dos principales depresiones representan la evidencia morfológica del sistema de caldera de Los Azufres: una depresión al norte (Valle de Juárez) limitada al norte por el macizo de la Sierra de Santa Inés y al sur (depresión La Venta) por el macizo de la Sierra de Mil Cumbres. Esas depresiones están rellenas por depósitos fluvioacustres epiclásticos que están moderadamente consolidados. Capas delgadas de areniscas y cenizas con horizontes que contienen fragmentos de pumicita, obsidiana y andesita. En la depresión Valle de Juárez, cerca de la Villa de San Idelfonso, esos sedimentos sobreyacen discordantemente a andesitas del Mioceno Tardío de la Sierra de Santa Inés y justo al oriente son cubiertas por flujos basálticos del Pleistoceno Medio del Cerro La Calabaza. En la depresión La Venta, cerca de la Villa de Huajúmbaro, los depósitos sedimentarios consisten de dos secuencias de conglomerados, areniscas tobáceas, areniscas y diatomeas, sobreyacidas por depósitos piroclásticos recientes. La sucesión inferior que está inclinada 25° al sur, lo que sugiere la existencia de dos eventos tectónicos principales.

BASALTOS DEL PLEISTOCENO: Varios afloramientos basálticos rodean las depresiones de Los Azufres. Ellos tienen una textura microcristalina con plagioclasa, clinopiroxeno y microlitos de magnetita. Al SE de la Villa de Ucareo, en la depresión de Valle de Juárez, uno de esos flujos basálticos cubre flujos riolíticos del Pleistoceno Temprano que vienen desde el domo de Mesa Grande (domos de Zinapécuaro), se determinó una edad radiométrica de 0.75 +/- 0.15 M.a (Instituto de Geología y Geofísica, Italia 1979). Otra muestra basáltica colectada cerca de 5 km al sur por el camino a Morelia-Maravatio, da una edad comparable de 0.87 +/- 0.17 M.a (Instituto de Geología y Geofísica, Italia 1979). El vulcanismo basáltico de edad Pleistoceno Medio está aflorando en la región occidental de Los Azufres (Hasenaka y Carmichel, 1985) y también a lo largo de la orilla sureste del Lago Cuitzeo donde diferentes conos de escoria, con un marcado lineamiento E-W (Pasquaré et.al., 1988), sobreyacen a depósitos piroclásticos relacionados a los domos de Zinapécuaro. Al Este de Los Azufres, se encuentran bastantes conos de escoria basálticos, los cuales parecen morfológicamente más jóvenes y están alineados a lo largo de direcciones E-W y NW-SE.

CAPITULO IV

CARACTERISTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO Y GEOLOGIA LOCAL

LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El prospecto El Xoconostle se localiza en la parte NE del estado de Michoacán (Figura 4.1), casi colindando con el estado de Guanajuato. El prospecto cubre una superficie de 50 hectáreas aproximadamente.

Se ubica entre las coordenadas geográficas 100° 20' 38" longitud oeste y 20° 00' 40" latitud norte (Figura 4.1), al N35°E de la Cd. de Maravatio, Michoacán, a 16 km en línea recta.

Su acceso es a partir de Amealco, Querétaro, sobre la carretera de Epitacio Huerta y en el km. 35 se toma por un camino de terracería de 5 km de longitud hasta el poblado Tejocote San Isidro.

ASPECTO LEGAL E HISTORIA MINERA

El Sr. Antonio Cedillo Andrade controla una superficie de 650 has, la cual está dividida en lotes como se puede observar en la Tabla 2:

Tabla 2. División de la superficie que controla el Sr. Cedillo Andrade

LOTE	EXPEDIENTE	TITULO	SUPERFICIE
San Juan	6515		200 has
*San Antonio	6175	179741	50 has
Ampl. San Juan	6545		400 has
Providencia	6536		1,575 has

*Este lote es el que comprende el prospecto "El Xoconostle", y el cual fue opcionado por el Sr., Antonio Cedillo Andrade a Incremento Industrial Minero, S.A. de C.V.

No existe historia de producción en el área, las obras mineras (mina de mercurio dentro del prospecto), se concretan a cartas muy superficiales donde explotaron hilillos de mercurio y trabajaron a cielo abierto los diferentes crestones de cuarzo por sílice, se estima que se han minado alrededor de 100,000 toneladas en distintos periodos.

INVESTIGACIONES PREVIAS

Prof. Ledesma (1990) realizó un estudio de elementos mayores y de elementos traza para 12 muestras ubicadas a lo largo de un perfil norte-sur aproximadamente, en la zona silicificada.

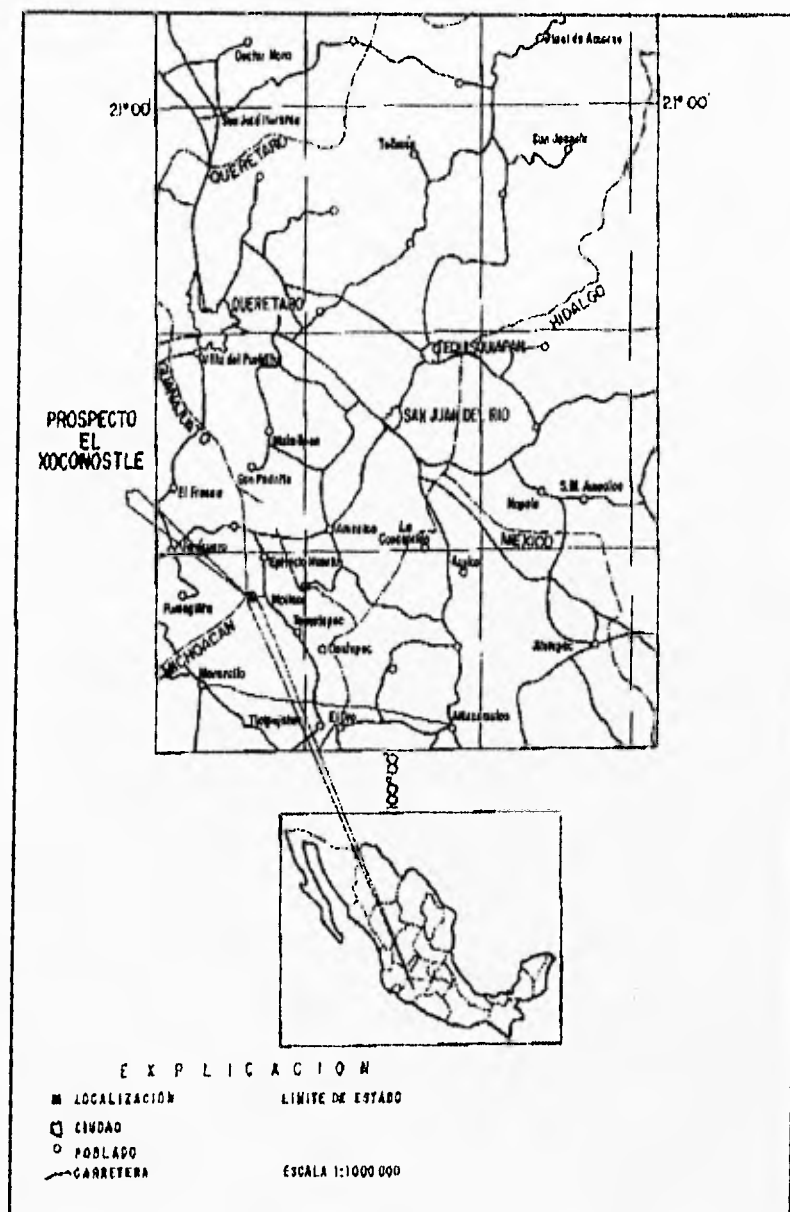


Figura 4.1. Plano de localización del prospecto El Xoconostle

Las muestras en la zona silicificada tienen contenidos de SiO_2 mayores de 90%, en cambio las de la zona de alteración argílica avanzada tienen contenidos típicos de 60 a 80% de SiO_2 , de 10 a 20% de Al_2O_3 y de 5% de K_2O , ya que dada la abundancia de almita su composición se refleja en la composición química de la muestra.

Al graficar las concentraciones de los elementos traza a lo largo de un perfil norte-sur, se observa que los elementos V, La, Rb, Th, Y, As, Sr y Ba tienen un máximo en sus concentraciones para las muestras X-8, X-9, X-10 y X-11. En particular el arsénico presenta además un valor anómalo para la muestra X-3 en la parte sur del perfil.

Datos de Inclusiones Fluidas:

En casi todos los cristales de cuarzo magmático se observaron inclusiones de vidrio y sólo en tres muestras se encontraron inclusiones fluidas útiles para mediciones de microtermometría: X-2, X-4 y X-7. Afortunadamente la localización de estas muestras permite establecer una tendencia en la variación de las temperaturas de homogeneización, las cuales se incrementan de aproximadamente 140°C a más de 240°C en dirección norte.

La temperatura de fusión del hielo medida para las inclusiones indica que el fluido era extremadamente diluido con salinidades de aproximadamente 0.1 wt% eq. NaCl.

Un reporte elaborado por Incremento Industrial Minero S.A. de C.V., incluye un estudio general de la geología regional en planos escala 1:5,000, cartas de geoquímica con anomalías de Au, Ag, As, Sb y Hg, así como un estudio geofísico en un plano escala 1:10,000. En la carta geológica, Incremento Industrial Minero maneja un yacimiento epitermal del tipo "Hot Spring" con base en sus características de ocurrencia mineralógica y de alteración, así como a las anomalías geofísicas y geoquímicas que se presentan en el prospecto. El yacimiento epitermal "Hot Spring" puede contener un potencial de baja ley y gran tonelaje, estimándose de 5 a 10 millones de toneladas con una ley de Au de 1 a 3 g/ton.

Los estudios geoquímicos detectaron dos zonas anómalas en donde los valores de Au-Ag coinciden, la plata ensayó hasta 14 ppm, siendo las zonas de interés la periferia de las columnas brechadas (en la zona de la mina de Hg) y al norte del lote San Antonio. El estudio de geofísica regional muestra una zona anómala sobre una longitud de 700 m, la cual coincide con las anomalías geoquímicas.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El área de estudio se localiza dentro del sector central de la FVM en la provincia de Sierras y Cuencas, la cual está definida como un sistema de bloques fallados.

La parte oriental del sector central fue afectado por diferentes fases compresionales que originaron un sistema de fallas NNW-SSE, dando lugar así a la zona de fracturamiento de Querétaro, conocida en la literatura como la Falla Taxco-San Miguel de Allende y la cual está asociada a estructuras metamórficas mesozoicas, intrusiones terciarias y flujos volcánicos Pre-Pliocénicos descritos en el capítulo anterior.

Algunos bloques fallados en dirección ENE-WSW, compuestos por secuencias volcánicas Plio-Cuaternarias conectadas a la actividad de la FVM, interactúan con la zona de fracturamiento, formada por un sistema complejo de horsts y grábenes con varias orientaciones.

Otras unidades sedimentarias y volcánicas del Plioceno Tardío son dislocadas por fallas en echelón N60-70° inclinadas principalmente hacia el NNW. En algunos casos, esas fallas definen grábenes estrechos. La línea formada al sur de esos grábenes es debida a cambios en la dirección de la falla (Tibaldi, 1989). La falla más grande sigue la orilla sur del Lago Cuitzeo, con una longitud de 16 km, mientras que su extensión lateral máxima es del orden de cientos de metros. Las fallas limitan bloques que están inclinados de 5 a 20° hacia el SSE, esos bloques están fuertemente fracturados y desplazados por sistemas secundarios. Este modelo extensional crea un levantamiento topográfico, desde la elevación estructural del Tzitzio hasta la depresión de Celaya-Querétaro.

Datos sismológicos (Sutter et al., 1989) muestran segmentos activos (Pleistoceno-Holoceno), como fue registrado sobre el segmento de la falla de Acambay durante 1912 y sobre el segmento de la falla de Maravatio durante 1979.

MORFOLOGÍA

Las unidades volcánicas presentes en el área de estudio, desde el punto de vista morfológico (Pasquaré et al., 1987), son superficies erosionadas que están disectadas por modelos de drenaje aproximadamente radial que cubren áreas subcirculares, ellas parecen emerger de mesetas volcánicas terciarias de la Sierra Madre Occidental y probablemente representan sus centros de emisión. Su concentración es a lo largo de bandas NNW-SSE que podrían indicar que esta es una área de actividad magnética Terciaria controlada por importantes dislocaciones con la misma dirección.

Estas superficies están rodeadas a su vez por amplias áreas que representan la cima de la secuencia volcánica terciaria de la Sierra Madre Oriental desmembradas por erosión. La erosión fluvial disecta esas áreas con ríos que forman laderas abruptas y estrechas en modelos de drenaje paralelo.

SECUENCIA DE EVENTOS GEOLÓGICOS

El área de estudio está situada en el sector central de la FVM entre las calderas de Los Azufres y Amealco (Figura 3.2), donde diferentes unidades tectono-estratigráficas Pre-Pliocénicas, las cuales representan probablemente la parte basal de la FVM (Figura 4.2), son afectadas por un sistema antiguo de fallas con orientación NNW-SSE. Sobre estas unidades se depositan discordantemente otras unidades volcánicas Plio-Cuaternarias (Figura 4.2), en las que se desarrolla un sistema de fallas más joven de orientación E-W.

Durante el Mesozoico se depositaron diversas unidades sedimentarias, como la formación Soyatal que forma parte de la Sierra Madre Oriental, así como otras rocas sedimentarias (que sufren un metamorfismo de bajo grado) y volcano-sedimentarias del Terreno Guerrero. Sobre estas secuencias se depositaron flujos de lava andesítica y riolítica, productos piroclásticos y domos de edad Oligoceno-Mioceno Temprano pertenecientes a la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental. Posteriormente desde el Mioceno Medio al Tardío se produce una sucesión delgada de basaltos y andesitas, las cuales están sobreyaciendo discordantemente a las unidades de la Sierra Madre Occidental, estas unidades constituyen el

basamento Pre-Plioceno y está representado al norte por la Sierra de Santa Inés y al sur por la Sierra Mil Cumbres (Los Azufres).

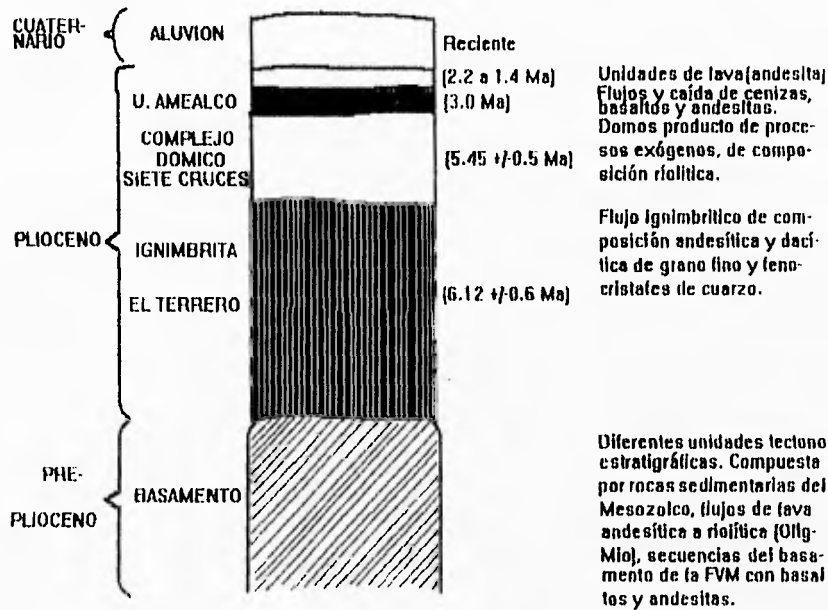


Figura 4.2 Columna estratigráfica del prospecto El Xoconostle

Todas las unidades tectonoestratigráficas son afectadas por los diferentes eventos que determinaron el desarrollo de pliegues de varias escalas y pendientes, presentando localmente una estructura de "domo y cuenca" medida en kilómetros, y el sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende con una orientación NNW-SSE.

Durante el Plioceno tardío se desarrolló un nuevo ciclo volcánico, que inicia con la formación de un flujo ignimbrítico de composición dacítica de grano fino (Ignimbrita El Terrero) con una edad radiométrica de 6.12 +/- 0.6 Ma. Sobreyaciendo a esta ignimbrita, se encuentra una unidad de flujo riolítico de edad radiométrica de 5.45 +/- 0.5 Ma, esta unidad es producto de procesos exógenos y dio lugar a un complejo de domos llamado Sierra de las Siete Cruces (Figura 4.2), los cuales fueron altamente erosionados. Posteriormente tuvo lugar una sucesión intercalada de flujos y caída de ceniza compuestos de basaltos y andesitas basálticas con una edad radiométrica de 3.0 Ma dando origen a la Ignimbrita Amealco.

Este vulcanismo es seguido por una importante generación de lava andesítica que tiene una edad radiométrica entre 2.2 y 1.4 Ma. En el Pleistoceno temprano se produce una vigorosa actividad volcánica de composición andesítica, seguida de emplazamientos intrusivos tipo stock de composición intermedia.

Las unidades del Plioceno Tardío-Pleistoceno temprano son cortadas por el desarrollo de un sistema de fallas llamada Chapala-Tula (definido por Johnson y Harrison, 1989) de orientación E-W que son colineales con el frente volcánico de la FVM. El sistema de fallas Chapala-Tula probablemente es la reactivación posterior de una de las principales fallas mayores que segmentaron a México durante la apertura inicial del norte del Atlántico, del Triásico tardío al Jurásico temprano.

El marco estructural preparó el terreno para el desarrollo de la actividad hidrotermal; por lo tanto, ésta podría estar controlada por el sistema de fallas Chapala-Tula, el cual interfiere con el sistema de fallas y fracturamiento local, este último sistema es posterior a la actividad hidrotermal.

ALTERACIÓN SUPERFICIAL

Las rocas inferiores son un paquete de rocas volcánicas, constituidas por una secuencia de flujos y tobas de composición intermedia, cuyo espesor estimado es de 200 m. Sobreyaciendo a estas rocas, se encuentra una secuencia de flujos y tobas de composición ácida, de color blanco amarillento con fenocristales de cuarzo, expuestas en un paquete de aproximadamente 50 a 150 m de espesor. La textura de los flujos riolíticos varía de porfírica a afanítica y en algunas zonas, sobre todo en la parte superior, se presenta como vitrófido.

Las rocas que se pueden observar en la zona de estudio son volcánicas extrusivas de composición ácida a intermedia, las cuales muestran una alteración hidrotermal pervasiva (es decir el reemplazamiento de la mayoría, o todos, los minerales que forman a la roca original) conservando solo algunas su textura original.

El área de estudio muestra principalmente dos tipos de alteración:

1) Silicificación (Figura 5.1): Esta alteración afecta principalmente a las rocas de composición ácida (toba riolítica). Las rocas silicificadas ocupan prácticamente la parte central y sureste del prospecto; se caracterizan por ser de color blanco, con una tendencia al NW40°, presentan brechamiento hidráulico y se encuentran dislocadas por fallas y fracturas de carácter local con una orientación E-W, las cuales están enmascaradas por la abundante vegetación que se presenta en la zona. El sílice está reemplazando parcial o totalmente a la roca huésped, se observan algunas zonas de oxidación, calcedonia (sílice lechoso), cuarzo microcristalino y fenocristales de cuarzo (mineral primario), también se observa cinabrio y un poco de pirita diseminada. Sobre la zona silicificada se depositó una roca de grano fino que presenta estratificación, de color pardo oscuro y en algunas partes rojizo a amarillento (domos riolíticos de la Sierra de las Siete Cruces). Dentro de esta zona hay obras de minería abandonadas donde se explotaba el cinabrio.

2) Alteración Argílica (Figura 5.1): En la periferia de la silicificación se puede observar este tipo de alteración. Se observa un intrusivo (stock) de color gris oscuro a gris claro y textura porfírica, con zonas de oxidación y abundante pirita en forma diseminada y en vetillas, mientras que la roca encajonante de color blanco cremoso a amarillento está pervasivamente alterada y bastante porosa. La roca contiene pirita rellenando fracturas y diseminada, la cual se va haciendo más abundante mientras más se acerca al intrusivo,

presentando algunas zonas muy arcillosas. Algunas formas tabulares están rellenas de alunita, también se encuentran brechas hidrotermales de color blanco con abundancia de hidróxidos de hierro, posiblemente producto de la alteración supergénica de la pirita, otras brechas presentan fracturas rellenas de sílice amorfo con coloración rojiza, aunque no contienen pirita e hidróxidos. Esta parte se ve afectada por un fracturamiento de orientación E-W, posterior a la alteración.

En la parte sur del prospecto la roca contiene fenocristales de cuarzo y vidrio volcánico, por lo que está parcialmente alterada, porosa, con algunos huecos que se encuentran rellenos de alunita.

Minas San Luis realizó dos perforaciones (Tabla 3), las cuales están ubicadas en la zona central del área de estudio como se observa en la Figura 5.1.

Tabla 3. Características de los barrenos.

BARRENO	RUMBO	INCLINACIÓN	PROFUNDIDAD (mts.)
XOC-1	N65°E	75°	150
XOC-2	N	75°	200

Las muestras de los dos barrenos están alteradas pervasivamente y ya no conservan su textura original.

Descripción de los núcleos obtenidos por barrenación:

XOC-1.- En los primeros 60 m las rocas están silicificadas y brechadas, son de color gris claro, con un poco de material arcilloso y cuarzo microcristalino relleno de huecos y fracturas, también se observa calcedonia con zonas ligeramente oxidadas, fenocristales de cuarzo amigdaloidal primario, después de los 60 m la roca se va volviendo más arcillosa, aunque todavía está compacta, presenta abundante pirita en forma diseminada y formando vetillas, así como alunita y desaparece el cuarzo primario, lo que indica que la roca cambia de toba sobresaturada en SiO₂ a toba saturada en SiO₂, esto se observa hasta los 103 m, ya que a esta profundidad la roca es completamente por arcillosa y contiene abundante pirita.

XOC-2.- En los primeros 77 m la roca es de color blanco, silicificada con fenocristales de cuarzo primario, óxidos que se presentan diseminados y relleno de fracturas y cinabrio. Después de los 77 m se observan formas tabulares que al parecer están rellenas de arcilla, también se observa un poco de pirita diseminada y relleno de fracturas, ya no se observa cinabrio y óxidos. De los 134 m y hasta los 200 m, se sigue observando la misma mineralogía aunque las fracturas se ven rellenas por cuarzo microcristalino y pirita, también se observan huecos producidos posiblemente por la lixiviación.

CAPITULO V

ESTUDIO PETROGRAFICO Y GEOQUIMICO

MÉTODOS DE MUESTREO Y DE ESTUDIO.

Método de muestreo.- Se obtuvieron 104 muestras de superficie y de barrenos. Con el objetivo de localizar los puntos muestreados, se hicieron levantamientos topográficos (a brújula y cinta). Las muestras se tomaron cada 20 m aproximadamente. Fueron colectadas 79 muestras superficiales en total: 48 en un perfil N-S y 31 en tres perfiles transversales a éste con el objetivo de determinar las posibles variaciones, a nivel superficial, en los patrones de alteración.

La empresa Minas San Luis realizó dos perforaciones, las cuales fueron ubicadas en la zona central del prospecto (Figura 5.1). De estos barrenos se colectaron 25 muestras, distribuidas de tal forma que se obtuvieran muestras de las diferentes zonas de alteración, determinadas a partir del análisis de las muestras de mano.

Métodos de estudio:

Microscopio Petrográfico.- Se utilizó para la identificación en láminas delgadas de los minerales transparentes y de minerales opacos en superficies pulidas de acuerdo a sus propiedades ópticas, así como para observar las texturas de las rocas.

Difracción de Rayos X.- Ayuda a la identificación de los minerales de grano muy fino, especialmente arcillas y ceolitas. El difractómetro de rayos X funciona de la siguiente manera: se utilizan rayos X de longitud de onda conocida para la determinación del espaciamiento de los planos cristalinos y se utiliza siempre con radiación monocromática. Los rayos X se hacen incidir en la muestra y se detectan después de haber sufrido los efectos de difracción por las redes cristalinas de los minerales. Para que los rayos estén completamente en fase al llegar al detector y por lo tanto se logre una interferencia constructiva para obtener un máximo en amplitud, es necesario que se cumpla con la siguiente condición:

$$n\lambda = 2d'\sin \theta$$

θ - Ángulo de incidencia o de Bragg

n - Número de longitud de onda

λ - Longitud de onda

d' - Distancia entre los planos paralelos donde los átomos de un cristal están arreglados

Esta expresión se conoce como Ley de Bragg. Para que ocurran máximos de amplitud deben coincidir valores específicos de θ y λ .

Estudio de muestra no-orientadas: En este método la muestra o espécimen a ser examinado, debe reducirse a polvo muy fino, el cual se coloca en un haz de rayos monocromáticos. Cada partícula de polvo es un cristal de pequeñas dimensiones, o bien, un arreglo de pequeños cristales, orientados al azar con respecto al rayo incidente.

Estudio de muestra orientadas: La identificación de minerales de grano muy fino, como las arcillas, requieren de una preparación especial que oriente los cristales en planos determinados para así obtener picos más grandes y que faciliten la identificación de esos minerales.

Microscopio Electrónico de Barrido.- Este microscopio se usó con el fin de conocer la composición química semi-cuantitativa de cristales individuales de alunita y de algunos minerales opacos en superficies pulidas, de los cuales por su tamaño no se pudieron obtener las características ópticas de los mismos en el microscopio petrográfico. En la microscopía electrónica se utiliza como rayo incidente un haz de electrones para formar la imagen ampliada de la muestra que se quiere analizar. Entre sus características más importantes se cuenta su gran profundidad de campo y alta resolución. El intervalo de aumento en el microscopio electrónico de barrido va de los 10x hasta los 180,000x, y la preparación de la muestra es relativamente fácil aunque debe cumplir con dos condiciones: que estén secas y que sean conductivas por lo que son cubiertas con carbono, esto se hace siempre y cuando no contengan materia orgánica, ya que si es así las muestras se cubren con otro material. El microscopio electrónico de barrido, junto con un sistema de energía de dispersión de rayos X, hace posible identificar la forma de los cristales de minerales muy pequeños y examinar la composición química de éstos.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Se observaron en lámina delgada 79 muestras superficiales y 18 muestras de núcleos, mientras que en superficie pulida fueron 15 muestras superficiales (parte norte del prospecto) y 18 muestras de los núcleos.

Las muestras superficiales, en general, presentan una alteración pervasiva ya que sólo algunas rocas conservan su textura original.

El intrusivo tipo *stock* que se encuentra dentro de esta zona, es de composición intermedia, de textura porfírica con cuarzo microcristalino y alunita de grano muy fino rellenando huecos y fracturas, cristobalita y arcillas. En las superficies pulidas se observa esfalerita (en cantidad muy pequeña) de color café claro lo que indica un bajo contenido de hierro, así como abundante pirita disseminada.

La roca encajonante presenta una alteración selectivamente pervasiva conservando únicamente su textura relicta (porfírica) por lo que de acuerdo con esto se puede decir que es una toba saturada en SiO₂ (ignimbrita El Terrero), como minerales primarios están el cuarzo (en pequeñas cantidades, de 3-7%), y el circonio; mientras que como minerales de alteración se observan: calcedonia, cristobalita, cuarzo microcristalino, alunita (rellenando huecos en forma de feldespatos Foto 1, los cuales fueron lixiviados por fluidos ácidos) y arcillas. Tanto la cristobalita como la alunita y las arcillas se encuentran formando parte de la matriz de la roca. El tamaño de la alunita es muy variado, ya que se puede encontrar en una masa de grano fino disseminado en la matriz, hasta el desarrollo de cristales (Foto 2 y 3) rellenando como pseudomorfos los huecos dejados por los feldespatos con un tamaño de <2 mm, otros huecos de los feldespatos están rellenos de sílice con bajo grado de cristalinidad. También hay pirita euhedral disseminada, hematita y se observan algunas zonas que contienen óxidos.

Las brechas hidrotermales, los fragmentos son angulosos y contienen cristobalita, alunita, cuarzo microcristalino, circón, arcillas y sílice amorfo rellenando las fracturas. Los minerales observados en superficies pulidas son pirita (diseminada y rellenando fracturas), hematita, goethita, esfalerita clara con bajo contenido de hierro y auricúprido (Foto 4), el cual fue identificado con base en su composición química con el microscopio electrónico de barrido ya que su tamaño es muy pequeño ($<10 \mu\text{m}$) y no se pudieron obtener sus características ópticas.

En la zona sureste del prospecto, los minerales observados son cuarzo microcristalino, calcedonia, esfena, alunita y arcillas, algunas zonas oxidadas, con fenocristales de cuarzo amigdaloidal (producto de la roca original). El cuarzo y la alunita se encuentran rellenando las formas tabulares dejadas por la lixiviación de los feldespatos. Mientras que en la zona suroeste las muestras presentan una textura relicta (porfírica) y contienen albita, microclina, cuarzo primario (en poca cantidad), cristobalita, esfena y arcillas.

De acuerdo con la mineralogía de alteración encontrada en estas rocas de composición intermedia, la alteración es de tipo argílica.

Las rocas de composición ácida (riolita Siete Cruces) están totalmente alteradas (Foto 5), presentan fenocristales de cuarzo primario amigdaloidal (25-40%), los minerales de alteración son cuarzo microcristalino, cristobalita, calcedonia y en menor cantidad anatasa, esfena y arcilla.

-Muestras de núcleos: Las muestras del núcleo (XOC-1) que se observaron, están totalmente alteradas, la textura es homogénea y presentan la misma mineralogía de alteración con algo de arcillas hasta una profundidad de 60 m aproximadamente, a los 103 m se incrementa considerablemente la alunita, arcillas y pirita, la cual se presenta en forma masiva y diseminada, y rellenando fracturas, la roca ya no es compacta aunque sigue conservando la misma textura, después de los 111 m la textura que se observa es relicta (de la porfírica) conservando la misma mineralogía. A los 147 m la textura es también relicta, desaparece la alunita y se observan feldespatos.

En el barreno (XOC-2), todas las muestras presentan una textura homogénea. La mineralogía que se observa hasta una profundidad de 47 m, es cuarzo primario, cristobalita, cuarzo microcristalino, calcedonia y anatasa, después de esta profundidad desaparece la calcedonia, tridimita y anatasa, se observa un poco de alunita y arcillas rellenando huecos las cuales van aumentando a mayor profundidad y a 129m también se observan pirita cuhedral en forma diseminada y un poco de esfalerita.

ANÁLISIS POR EL MÉTODO DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Sólo 63 muestras superficiales fueron analizadas mediante este método y los resultados obtenidos se muestran en el Anexo 1.

El intrusivo que se encuentra dentro de esta zona, presenta una clara asociación de caolinita-cuarzo-pirita, y cantidades relativamente menores de alunita-cristobalita-tridimita.

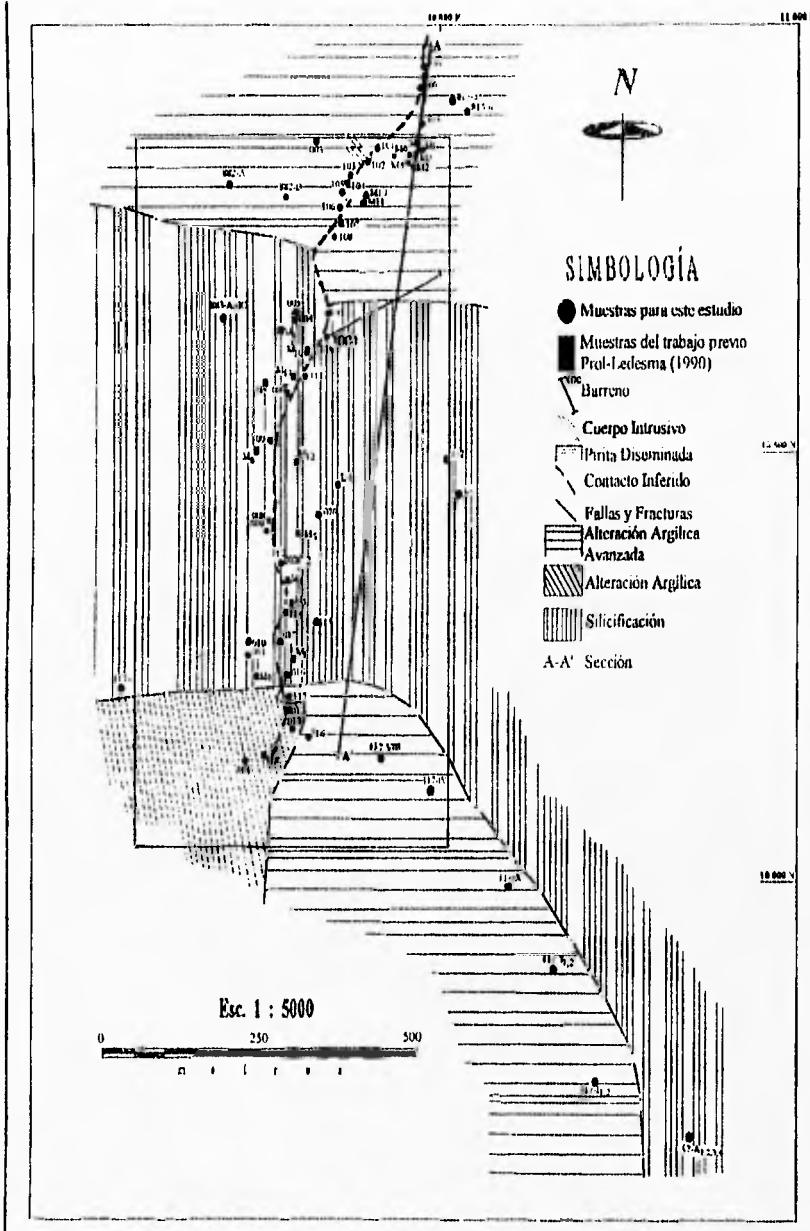


Figura 5.1. Plano de alteración hidrotermal del prospecto El Xoconostle

La roca encajonante tiene la misma asociación mineralógica más microclina y albita que son minerales relictos de la roca original. El contenido de alunita y cristobalita aumenta en relación al intrusivo. También se presentan otros minerales como goethita, hematita y en menor cantidad witerita, greenalita, sílice amorfo, esmectita, rutilo, esfena, diaspora, maghemita, azufre nativo, barita.

La goethita sólo se presenta en las brechas hidrotermales que contiene pirita y que están sobre el intrusivo, las brechas tienen la misma mineralogía que la roca encajonante.

La asociación mineralógica que se observa en las rocas de composición ácida es principalmente cuarzo-anatasa y como minerales accesorios se observan niter (KNO₃), hematita y esfena.

PARAGÉNESIS

A partir de las texturas observadas se puede inferir que la secuencia de las etapas de alteración hidrotermal son las siguientes:

Etapa 1.- Se produce un ataque ácido que lixivia los cationes alcalinos destruyendo completamente las fases de silicatos máficos, así como a los feldespatos. Se inicia la devitrificación del vidrio.

Tabla 4. Representación de la paragénesis mineral producto de la alteración hidrotermal.

MINERALES	ETAPAS		
	1	2	supergénica
Qz	-----		
Cal	-----		
Crist	-----		
Trid		
Si am	-----		
An	-----		
Caol	-----		
Al	-----		
Py	-----		
Hem	-----		
Goet	-----		
S	-----		
Au ₃ Cu		

Qz=Cuarzo, Cal=calcedonia, Crist=Cristobalita, Trid=Tridimita, Si am=Sílice amorfo, An=Anatasa, Caol=Caolinita, Al=Alunita, Py=Pirita, Hem=Hematita, Goet=Goethita, S=Azufre nativo, Au₃Cu=Auricuprido.

Etapa 2.- La alunita, caolinita, cristobalita, tridimita, cuarzo microcristalino y sílice amorfo (Tabla 4) se encuentran rellenando los huecos producidos por la lixiviación y fallas y fracturas ocasionados por el brechamiento hidrotermal. También se encuentran en forma diseminada y son acompañados por pirita, esfalerita y calcedonia (Tabla 4).

Supergénica.- La hematita y la goethita son producto de alteración de la pirita por procesos supergénicos.

Auricúprido

El auricúprido (Au_3Cu , Tabla 4) puede ser hipogénico, es decir, que se depositó junto con la pirita (durante la etapa 2), pero ésta no le dejó espacio suficiente para cristalizar. O bien el auricúprido posiblemente venía incluido en la pirita que al oxidarse por los procesos supergénicos, probablemente propició la exsolución del auricúprido entre los huecos o fracturas de la goethita.

ANÁLISIS POR MEDIO DEL MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO

Cuatro láminas delgadas y una superficie pulida fueron analizadas por este método, con este microscopio se pudo observar el zoneamiento químico que presenta la alunita a continuación se describe cada uno de los análisis:

M-2.- La alunita muestra un claro zoneamiento químico, el elemento pesado (Fe) se observa en la parte exterior del cristal, mientras que en la parte interior se encuentra el elemento ligero (Al), esto podría estar indicando que la alunita está siendo alterada a jarosita habiendo un posible reemplazamiento de Fe por Al (Foto 6).

815-6.- En esta muestra se encontraron elementos como Na, Ca, Al, P; K y S, el cristal también está zonado, y se observa un reemplazamiento de potasio por sodio. Este zonamiento nos muestra que el cristal es alunita y que está cambiando a natroalunita, además de que está enriquecida en fósforo (Foto 7).

M-11 (superficie pulida).- El mineral observado está compuesto (en promedio) por 62% de Au, 11% de Ag, 5% de Fe y 22% de Cu, por lo que de acuerdo a sus porcentajes de elementos podría tratarse de un Auricúprido (Au_3Cu).

117-IV.- La alunita de esta muestra contiene enriquecimiento de Ba, Ti y Fe, y en algunas zonas de la muestra sólo se observa el Fe, lo que indica un posible reemplazamiento supergénico de alunita por jarosita.

117-X.- Esta alunita no contiene ningún otro elemento ajeno a la fórmula básica de la alunita.

Según el zoneamiento químico que muestra la alunita, se puede observar un enriquecimiento en Ca y P con cantidades variables de Na, por lo que de acuerdo con Rye et al. (1992) y Thompson et al. (1993), la alunita podría indicar un ambiente hidrotermal-magmático (además del enriquecimiento en la alunita, también se pueden observar algunas características texturales como agregados de cristales que reemplazan a los fenocristales de feldspatos y a cristales en forma de hoja que intercrecen con el cuarzo en la matriz, que se correlacionan con este ambiente, Cap. II). Por otra parte la alunita criptocristalina, diseminada en la matriz y rellenando fracturas, muestra un enriquecimiento de Fe y

empobrecimiento de Ca y P, lo que posiblemente indica una alteración supergénica (Thompson et al., 1993).

PATRONES DE ALTERACIÓN

De acuerdo con la identificación de minerales y la localización de las muestras se determinó la siguiente distribución de los patrones de alteración:

Silicificación: Esta alteración ocupa la parte centro y sureste del prospecto, se caracteriza por el agregado mineral cuarzo-anatasa acompañado en menor proporción por calcedonia, cristobalita, tridimita, cinabrio, pirita y alunita (la cual se encuentra principalmente en la periferia de la alteración). Esta asociación varía conforme la zona silicificada gradúa hacia la alteración argílica avanzada disminuyendo drásticamente la anatasa e incrementándose la cristobalita, tridimita, caolinita y en menor cantidad pirita en forma diseminada. Esto implica que la silicificación gradúa a la alteración argílica avanzada (Figura 5.1). La pirita y la alunita van disminuyendo gradualmente conforme la alteración argílica gradúa a la alteración de silicificación.

Alteración Argílica Avanzada: Se constituye por el agregado mineral caolinita-cristobalita-alunita-pirita±cuarzo microcristalino±calcedonia. Dentro de esta alteración se puede observar un zoneamiento de acuerdo con las características que presenta la alunita, ya que la alunita que contiene un enriquecimiento de Ca y P podría indicar un ambiente hidrotermal-magmático, aunque debido al agregado mineral alunita-cristobalita-caolinita asociado con la alunita también puede ser producto de un ambiente de agua calentada por vapor (Rye et al., 1992; Thompson et al., 1993). Mientras que la alunita enriquecida en Fe, asociada al agregado mineral alunita-caolinita-sílice amorfo, que puede ser producto de una alteración supergénica. La alteración argílica avanzada gradúa tanto lateral como a profundidad a una alteración argílica (Figura 5.1).

Alteración Argílica: La alteración está compuesta por caolinita±cuarzo±cristobalita, también se encuentran microclina y albíta como minerales relictos ya que no han sido afectados por la alteración hidrotermal.

ESTUDIOS GEOQUÍMICOS

Minas San Luis realizó análisis químicos a algunas muestras recolectadas por ellos, las cuales son tanto de superficie (45) como de los barrenos. En general en las muestras tomadas en la zona silicificada, tanto superficial como de barreno, se observa una muy baja concentración de Au (menor a 5 ppb), mientras que los valores de mercurio son más altos de 5.00 ppm en promedio aunque su concentración tiende a disminuir a profundidad. De otras 5 muestras (Tabla 5) ubicadas en la zona norte (figura 5.1) del prospecto, sólo en la Xoc-2 hay un incremento de Ag, Cu, Pb, Zn y As mientras que los valores se mantienen iguales en Au, Mo, Bi, Sb y Hg con respecto a las otras muestras.

Tabla 5. Análisis químicos de 5 muestras localizadas en la zona norte del prospecto.

Mues.	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Mo	Bi	As	Sb	Hg
	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Xoc-1	<5	1.2	29	39	184	3	1	10.3	14.1	7.373
Xoc-2	<5	2.6	412	137	1241	<1	<1	11.2	4.1	1.118
Xoc-3	6	<0.2	42	17	84	1	<1	4.6	2.1	2.910
Xoc-4	<5	0.3	74	25	218	<1	<1	7.9	1.9	1.201
Xoc-5	<5	<0.2	23	13	69	<1	<1	6.8	2.1	1.697

Como se puede observar en la tabla los valores de la muestra Xoc-2 son más altos tanto en Ag, Cu, Pb y Zn, disminuyendo el Hg. Mientras que a profundidad sólo la muestra 4776 (del barreno XOC-1) ubicada a 150 m de profundidad presenta un valor anómalo de 210 ppb de Au.

Tabla 6. Los análisis por fluorescencia hechos al auricúprido muestran su composición:

Formula	Atom%	Wt%	Composición%
Au	28.86%	62.25	62.25
Ag	9.62	11.36	11.36
FeO	4.80	2.94	5.78
CuO	25.96	18.06	22.61

De acuerdo con estos resultados el auricúprido es Au_3Cu (Tabla 6) el cual pudo ser producto de una exsolución provocada por los procesos de oxidación que dieron lugar a la goethita, el FeO proviene posiblemente de la goethita.

Todas estas muestras están ubicadas dentro de la zona de alteración argílica avanzada (Figura 5.1), por lo que están asociadas al agregado alunita-cristobalita-caolinita-pirita.

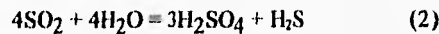
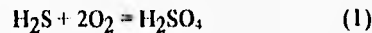
CAPITULO VI

MODELO GENÉTICO

Por las características de ocurrencia, mineralogía y zonamiento de la alteración hidrotermal presentes en el área de estudio, el prospecto "El Xoconostle" se podría definir como un yacimiento epitermal tipo "Hot Spring", el cual podría estar graduando a profundidad a un sistema de vetas abiertas. De acuerdo con el modelo propuesto por Buchanan (1981, Figura 6.1): en donde la parte superior se caracteriza por una zona de silicificación que contiene cristobalita, sílice amorfo, cuarzo microcristalino, calcedonia, tridimita, cinabrio, anatasa y un poco de pirita. Esta zona sobreyace a la alteración argílica avanzada compuesta de alunita, caolinita y pirita principalmente; ésta gradúa a profundidad a una zona de alteración argílica en donde predominan la arcilla y la pirita. Los minerales de arcilla generalmente forman un halo a lo largo de la estructura de la veta. La zona propilítica contiene clorita, illita, carbonato, montmorillonita y pirita; la epidota predomina en sectores más profundos. Otros minerales en la zona de metales preciosos de bajo grado son oro nativo, pirita, estibnita, realgar y cinabrio. En la zona de metales preciosos, la mineralización incluye electrum, argentita y pyrargyrita, la zona de metales base contiene pirita, calcopirita y galena.

Como se puede observar (Figura 6.1) dentro del prospecto El Xoconostle se manifiestan los tres primeros tipos de alteración. La alteración argílica avanzada es producto de la lixiviación ácida y gradúa hacia dentro a una zona de silicificación (Figura 6.3), siendo esta última la alteración más superficial del sistema. La alteración argílica avanzada gradúa también lateralmente hacia afuera y a profundidad a una alteración argílica.

La alteración hidrotermal se origina por la introducción de agua meteórica a través de las fracturas, que al mezclarse con los fluidos magmáticos que circularon cerca de la superficie con una concentración alta en CO_2 , SO_2 (?) y H_2S , posiblemente dio lugar a las reacciones (Rye et al., 1992) siguientes:



produciéndose un enriquecimiento de los fluidos circulantes en H_2SO_4 , por lo que la presencia de estas aguas indica condiciones extremas de pH bajo y redox oxidante, que a temperaturas de 140-250°C de acuerdo con los datos obtenidos de las inclusiones fluidas estudiadas por Prol-Ledesma (1990) propiciaron una lixiviación ácida intensa de los cationes alcalinos y la destrucción total de los feldespatos y de las fases máficas, formándose a su vez agregados de caolinita+alunita±cuarzo±calcedonia±pirita. La Figura 6.2 ilustra las condiciones dominantes en las que el cuarzo-alunita-caolinita pueden coexistir a una temperatura de 250°C y permanecer estables en condiciones ácidas, aunque si se incrementa la temperatura la caolinita disminuye mientras que la alunita incrementa. A presión,

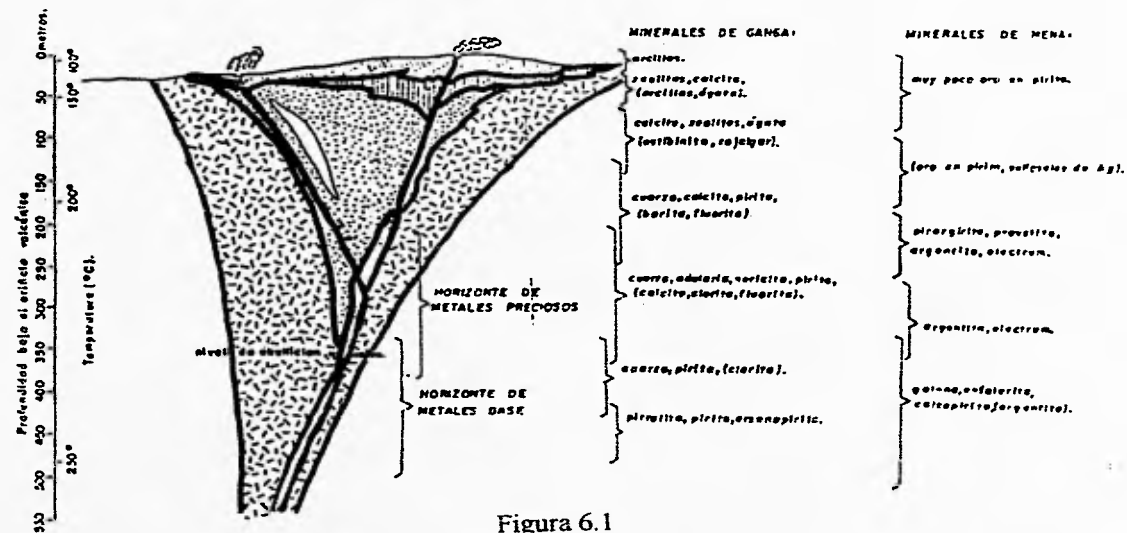


Figura 6.1

MODELO GENÉTICO PARA VETAS DE Au-Ag Y SU RELACION CON VETAS DE METALES BASE. (Buchanan, L.J., 1981).

- | | |
|---|---|
| <p> Resque chico: apatita, cristobalita, anatasa y MgS.</p> <p> Arritas, cuarzo, pirita; muchas veces se prolonga a profundidad a lo largo de la veta en forma de halo de calcita.</p> <p> Prorritización: arritas, illita, carbonatos, cblita, y centromorfinita, en un incremento de cantidad a profundidades.</p> | <p> Illita y calcodonita en los niveles más altos, pasando a arritas y adularia a profundidad.</p> <p> Sinclización; generalmente con adularia y/o albita en menor cantidad.</p> <p> Adularización con poca o nada albita arriba del nivel de ebullición y a profundidad aumenta la albita.</p> |
|---|---|

temperatura y pH bajos pueden generar condiciones metastables por lo que la transformación entre los minerales es muy lenta (Reyes, 1985).

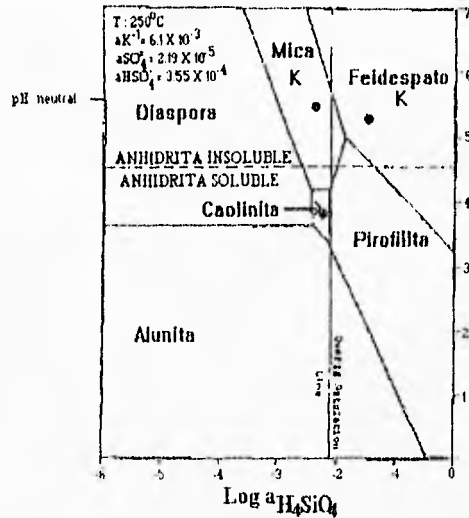
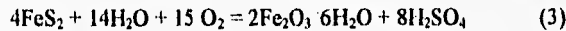


Figura 6.2. Diagrama de estabilidad $\text{Log } a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}$ vs pH de minerales de aluminio y potasio a 250°C (Reyes, 1985).

La pirita se encuentra en forma disseminada y relleno de fracturas. La alunita, producto del enriquecimiento de H_2SO_4 , reemplaza a los fenocristales de feldespatos (con una longitud mayor a $250 \mu\text{m}$) y se encuentra intercreciendo con el cuarzo microcristalino y la cristobalita tanto en la matriz como en las fracturas. Por otro lado, la alunita presenta un zonamiento químico y un enriquecimiento de Fe, el cual está reemplazando al aluminio dando origen a la jarosita, lo que indica una alteración supergénica y que la alteración ácido-sulfatada es producto de la reacción 3 (Rye et al. 1992):



mientras que la otra alunita enriquecida en P y Ca y cantidades variables de Na indica un ambiente hidrotermal magmático por lo que la alteración ácido-sulfatada es originada por la reacción 2, por lo tanto dentro de la alteración argílica avanzada también se presenta un zonamiento mineralógico de acuerdo al tipo de ambiente que se forme, ya que la alunita supergénica se asocia con sílice amorfo y caolinita, mientras que la alunita hidrotermal-magmática es asociada a cuarzo microcristalino-caolinita-pirita. Aunque no se puede descartar un ambiente calentado por vapor (reacción 2) ya que también se encuentra el agregado cristobalita-alunita-caolinita-azufre nativo (Rye et al. 1992 y Thompson et al. 1993) dentro de la alteración argílica avanzada, sin embargo se requieren más evidencias. La silicificación pudo haber sido producida tanto por los fluidos circulantes, enriquecidos en sílice como por la lixiviación ácida intensa, en donde el Al y los otros cationes son

removidos dejando un sílice residual compuesto de cristobalita y caolinita, lo que provoca el aspecto frágil del mismo.

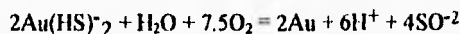
Las temperaturas obtenidas por homogeneización de inclusiones fluidas en la zona silicificada (Prol-Ledesma, 1990) del área de estudio varían entre 140 y 240°C, y las salinidades calculadas con la temperatura de fusión de hielo en inclusiones fluidas de 0.1% wt. eq. de NaCl. Posiblemente estas temperaturas provocaron la rápida depositación del sílice con un bajo grado de cristalización, lo que dio lugar a la formación de tridimita, cristobalita, sílice amorfo, caledonita y cuarzo microcristalino asociados a caolinita, anatasa, rutilo, cinabrio y un poco de pirita. No obstante, los minerales de la zona de silicificación varían en cantidad conforme ésta gradúa a alteración argílica avanzada, ya que aumenta la cristobalita y cuarzo microcristalino asociado a la caolinita, pirita y a la formación de la alunita.

Por otro lado, la alteración argílica avanzada está graduando a profundidad a una alteración argílica (Figura 6.3), que se caracteriza por un agregado cuarzo-caolinita (montmorillonita e illita)-pirita, y en menor cantidad cristobalita, barita y esfena, acompañados por feldespato potásico (microclina) y albita que se mantienen inalterados ya que en esa zona es más baja la intensidad de la alteración.

La mineralización observada en la zona de estudio, se encuentra en las brechas hidrotermales (producto posiblemente de la liberación de presión confinante local) en la zona de alteración argílica avanzada. Los minerales que constituyen la mineralización son pirita, esfalerita (con bajo contenido de Fe) y óxidos masivos como la hematita y goethita. Por último, el "auricuprido" con una fórmula química de Au_3Cu y una composición de 62% de Au, 11.4% de Ag, 22.5% de Cu y 3.1% de Fe, se encuentra rellenando huecos y rodeada por goethita, por lo que posiblemente venía incluido en la pirita, o bien es un mineral hipogénico que se depositó junto con la pirita.

En la Figura 6.4 se puede observar que el complejo $Au(HS)_2^-$ es estable bajo condiciones alcalinas, sin embargo una caída en el pH (flecha 1) o bien un aumento en la fugacidad del O_2 (flecha 2) causaría la precipitación del Au, en este diagrama es importante notar que el campo de solubilidad más alto para el Au coincide con el campo de estabilidad de la pirita, indicando que este metal se depositó junto con la pirita.

La precipitación del Au puede ocurrir por la mezcla de $(HS)_2^-$ con aguas oxigenadas (meteorica) o con algún otro ambiente oxidante, lo que da lugar a la formación de H_2SO_4 , el cual ataca a los aluminio-silicatos (lixiviación ácida), liberando cationes dentro del sistema y desestabilizando el complejo sulfuroso, así la depositación del Au por oxidación está dada de acuerdo con la siguiente reacción:



Los resultados obtenidos por métodos geofísicos (San Luis Min) y geoquímicos (Prol-Ledesma, 1990) indican anomalías de Au al norte del prospecto, esto se correlaciona con la mineralización de pirita, esfalerita y auricuprido, y con el incremento de Ag, Cu, Pb, Zn (análisis químicos) a nivel superficial y los valores anómalos obtenidos a profundidad (210 ppb de Au) por lo que posiblemente la alteración hidrotermal está graduando a profundidad a un sistema de vetas abiertas (Figura 6.1).

SECCION A-A'

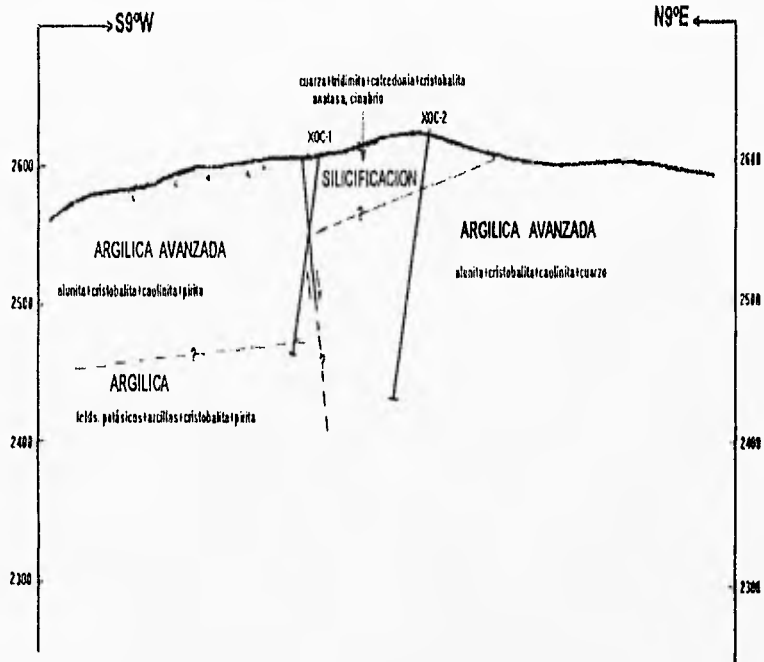


Figura 6.3. Sección A-A' (en la Figura 5.1), perfil del zoneamiento de la alteración hidrotermal a profundidad en el prospecto "El Xoconostle".

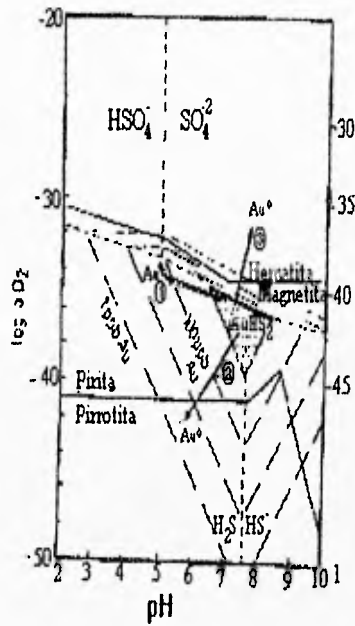


Figura 6.4 El diagrama de $\text{Eh} - \text{pH}$ muestra los campos de estabilidad de las principales especies del azufre y los contornos de estabilidad para el oro en mg/kg como $\text{Au}(\text{HS})_2$ (Shenberger y Barnes, 1989).

CAPITULO VII

CONCLUSIONES

La reconstrucción estratigráfica, estructural y de la actividad hidrotermal fue basada en los datos de muestreo superficial y de barrenación.

El prospecto "El Xoconostle" se encuentra sobre un basamento compuesto por diferentes unidades tectono-estratigráficas Pre-Pliocénicas que están asociadas a un sistema antiguo de fallas regionales llamado Taxco-San Miguel Allende con orientación NNW-SSE. Sobre ellas descansa un paquete de unidades volcánicas del Plioceno Tardío al Pleistoceno Temprano, constituidas por flujos de composición ácida a intermedia, estas unidades se encuentran asociadas también a un sistema de fallas regionales más joven, llamado Chapala-Tula, con una orientación E-W. El sistema Chapala-Tula interfiere con un sistema de fallas y fracturas de carácter local, el cual tiene la misma orientación.

Probablemente este marco estructural preparó el terreno para el desarrollo de la actividad hidrotermal, ya que el sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende podría haber funcionado como los conductos por donde circularon los fluidos hidrotermales ascendentes asociados a una o varias intrusiones a profundidad, mientras que el sistema de fallas Chapala-Tula permitieron la introducción de agua meteórica que al mezclarse con los fluidos ascendentes provocaron la alteración hidrotermal, por lo tanto, dicha actividad posiblemente se inició en el Pleistoceno medio.

La actividad hidrotermal dio origen a diferentes tipos de alteración, creando un zonamiento en forma vertical. La alteración argílica avanzada producida por fluidos con una alta concentración de H_2SO_4 da lugar a una lixiviación intensa de los cationes alcalinos con una completa destrucción de los feldespatos y de las fases máficas en las zonas de alteración intensa, depositándose a su vez agregados de caolinita + alunita + cuarzo + cristobalita +/- calcedonia +/- pirita. La alunita se presenta formando cristales euhedrales >250 micras. Los fluidos ascendentes provocaron brechas hidrotermales, algunas brechas tienen fracturas rellenas de sílice amorfo sin mineralización, mientras que otras contienen mineralización como esfalerita, pirita, óxidos masivos, goethita y "auricúprido" (Au, Ag, Cu). El "auricúprido" posiblemente venía incluido en la pirita, que al ser oxidada por procesos supergénicos dio lugar a la exsolución del auricúprido o bien es un mineral hipogénico que se depositó junto con la pirita.

La alteración argílica avanzada gradúa hacia afuera a una zona de silicificación, la cual pudo ser producto de la lixiviación ácida, que al remover el Al dejó un sílice residual o por fluidos circulantes enriquecidos con sílice, dando origen al cuarzo microcristalino y minerales con un bajo grado de cristalinidad como cristobalita, calcedonia, sílice amorfo, tridimita, los cuales son acompañados por anatasa, rutilo, cinabrio y en mínima cantidad pirita en forma diseminada. Por otro lado, la alteración argílica avanzada también gradúa hacia abajo a una alteración argílica, en donde se observa un agregado de cuarzo-arcilla-pirita acompañados de microclina y albita que son minerales primarios y que se encuentra como fases metaestable. Esta alteración, probablemente esté graduando a cierta profundidad, hacia una alteración filica.

El prospecto "El Xoconostle" puede ser clasificado como un yacimiento epitermal, que de acuerdo a la zonación de la alteración y las características de ocurrencia sería la parte superior del modelo tipo hot spring, el cuál puede estar graduando a profundidad a un sistema de vetas abiertas.

La mineralogía de la alteración argílica avanzada nos podría indicar que se trata de la parte superior de un sistema epitermal de baja sulfidación; sin embargo, debido a la identificación del Auricúprido (Au,Cu) y al análisis químico realizado a la muestra Xoc-2 (por Incremento Industrial Minero), en donde hay un aumento en la concentración de Ag, Cu, y Zn no se descarta la idea de que sea de un sistema de alta sulfidación.

RECOMENDACIONES

De acuerdo con los datos obtenidos de las muestras analizadas tanto por estudios petrográficos, minerográficos y análisis químicos, así como a las anomalías geoquímicas y geofísicas presentes en la alteración argílica avanzada que se localiza en la parte norte del prospecto, la anomalía de oro se presenta en esta zona. Por lo que se recomienda hacer un estudio más detallado en la parte norte del prospecto, sobre todo a profundidad por debajo de las brechas hidrotermales para poder realizar un zoneamiento vertical.

BIBLIOGRAFIA

- Aguilar y Vargas, V.H., y Verma S.P. Composición Química (Elementos Mayores) de los Magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano. *Geof. Int.*, Vol. 26-2, 1987, pp. 195-272
- Berger, B.R. y Henley, R.W., Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits -With special reference to deposits of the western United States. In: R. Keays, R. Ransay y D. Groves (Editors), *The Geology of Gold Deposits: The prospective in 1988*. *Econ. Geol. Monogr.* 6, 1989
- Bethke, P.M., Controls on baseand precious metal mineralization in deeper epithermal environments. *U.S. Geol. Surv., Open File Rep.*, 84-890, 38 pp., 1984
- Bogie, Y. y Lawless, J.V., Controls on the hydrology of large volcanically hosted geothermal systems: Implications for exploration for apithermal mineral deposits. *Proc. Pacific Rim Congress. Australas. Inst. Min. Metall.*, 1987, pp. 57-60
- Bonham, H.F., Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review. *International Volcanological Congress, New Zeland, Proc. Symposium* 5, pp. 13-17, 1986
- Buchanan, L.J., Precious metal deposits associated with volcanics environments in the southwest. In: W.R. Dickinson and W.D. Payne (Editors), *Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera*. *Ariz. Geol. Soc. Dig.*, 14: 237-262, 1981
- Campa, M.F., Oviedo, R.A. y Tardy, M., La cabalgadura laramidica del dominio volcánico-sedimentario (arco Alisitos-Teleolapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México. *III Congr. Latinoam. Geol., Acapulco, Mem.*, 1976
- Campa, M.F. y Coney, P.J., Tectono-stratigraphic terranes mineral resource distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, 20, 1040-1051, 1983
- Carrasco-Núñez, G., Geología y Petrología de los campos volcánicos de Los Azufres (Mich.), Amealco y El Zamorano (Qro.). *M. Eng. Thesis, UNAM., México*, 157 pp., 1988
- Demant, A. y Robin C., Las fases del volcanismo en México: Una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *UNAM, Inst. Geol. Rev.*, 75, 813-860, 1975
- Demant, A., Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *UNAM, Inst. Geo. Rev.*, Vol.2, No. 2, pp. 172-187, 1978
- Dobson, P.F. y Mahood, G.A., Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25: 273-287
- Donalson, I.G., Grant, M.A. y Bixley, P.F., Nonstatic reservoir: The natural state of the geothermal reservoir. *J. Pet. Technol.*, Enero: 189-194, 1983
- Ellis, A.J. y Mahon, W.A., *Geochemistry and geothermal systems*: New York, Academic Press, 392 pp., 1977
- Fernandez, H.E. y Damasco, F.V., Gold deposition in the Bagui Gold District and it relationship to regional geology, *Econ. Geol.*, 74; 1852-1868; 1979

- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquaré, G. and Tibaldi, A., Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 1991, 129-148
- Fries, C., Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de Geocronometría. *Bol. Inst. Geol. Univ. Aut. de México*, 73:57-133, 1965
- Garduño, V.H., La caldera de Los Azufres y su relación con el sistema regional E-W. *Geotermia, Rev. Méx. Geoenergía*, 4:49-61, 1988
- Garduño-Mouroy, V.H. y Gutiérrez-Negrin, L.C.A., Magmatismo, Hiatus y Tectonismo de la Sierra Madre Occidental. *Geof. Int.*, Vol. 31-4, 1992, pp. 417-429
- Giggenbach, W.F., The use of gas chemistry in delineating the origin of fluids discharged over the Taupo Volcanic Zone: A review. *International Volcanological Congress, New Zealand. Proc. Symposium 5*, pp. 47-50, 1986
- Giggenbach, W.F., Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island, New Zealand, *Appl. Geochem.*, 2; 143-161, 1987
- Giggenbach, W.F., Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52; 2749-2765, 1988
- Grant, M.A., Donaldson, I.A. y Bixley, P.F., *Geothermal Reservoir Engineering*. Academic Press, Londres, 369 pp., 1982
- Haas, J.L. Jr., The effect of salinity on the maximum thermal gradients of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Econ. Geol.*, 940-946, 1971
- Hayba, D.O., A compilation of fluid-inclusion and stable-isotope data on selected precious- and base-metal epithermal deposits: U.S. Geological Survey, Open-File Report 83-450, pp.24, 1983
- Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P. y Foley, N.K., Geologic, Mineralogic and Geochemical characteristics of volcanic-hosted Epithermal precious-metal deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 2, 1985
- Heald, P., Foley, N.K. y Hayba, D.O., Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sulfate types. *Econ. Geol.*, Vol. 82, pp. 1-26, 1987
- Hedenquist, J.W. y Lindqvist W.P., Aspects of gold geology and geochemistry. *Contrib. Econ. Geol. Res. Unit James Cook Univ., Queensland*, 1985
- Hedenquist, J.W., Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin. In: M.K. Horn (Editor), *Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore. Am. Assoc. Pet. Geol.*, pp. 513-524, 1987
- Hedenquist, J.W., The thermal and chemical structure of the Broadlands-Ohaaki geothermal system, New Zealand, *Geothermics* 1988
- Hedenquist, J.W. y Browne, P.R.L., The evolution of the Waiotapu geothermal system, New Zealand, based on the chemical and composition of its fluids, minerals and rocks: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 53, pp. 2235-2257, 1989
- Hedenquist, J.W., White, N.C. y Siddeley, G., Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: geology, geochemistry, origin and exploration, *I.J. Geochem. Spec Issue* 35, 447pp., 1990
- Henley, R.W. y Ellis, A.J., Geothermal systems, ancient and modern: A geochemical review: *Earth-Sci. Rev.*, Vol. 9, pp. 1-50, 1983

- Henley, R.W., Truesdell, A.H. y Barton, P.B. Jr., Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems. Soc. Econ. Geol., Rev. Econ. Geol., 1267 pp., 1984
- Henley, R.W., The geothermal framework of epithermal deposits. In: B.R. Berger y P.M. Bethke (Editors), Geology and Geochemistry of Epithermal System. Soc. Econ. Geol., Rev. Econ. Geol., 2: 1-24, 1985
- Henley, R. W., Epithermal gold deposits in volcanic terranes. In: R.P. Foster (Editor), Gold Metallogeny and Exploration. Blackie, Glasgow, 1990
- Holland, H.D., Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits, II. Mineral and the composition of ore-forming fluids: Econ. Geol., v. 60, 1101-1166 pp., 1965
- Ishihara, S., The granitoid series and mineralization. Econ. Geol., 75th Anniv., 1981, pp. 458-484
- Le Pichon, X., Francheteau, J. y Bonnin, J., Plate Tectonics. Developments in Geotectonics 6, Elsevier, Amsterdam, 300 pp., 1973
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., Contemporaneous eruptions of calc-alkaline and alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt. Geofis Inst. 24(1):203-216, 1985
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F. y Carmichael, S.E., Active rifting in SW Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. Geology 13:54-57, 1985
- Mitchell, A.H.G. y Balce, G.R., Geological features of some epithermal gold systems, Philippines. Journal of Geochemical Exploration, 35, 241-296, 1990
- Mooser, F., The Mexican Volcanic belt: Structure and tectonics. Geof. Inst., 12, 55-70, 1972
- Mutshler, F.E.; Griffin, M.E.; Scott Stevens D. y Shannon S., Precious metal deposits related to alkaline rocks in the North American Cordillera: an interpretative review, Trans. Geol. Soc. S. Afr., 88:355-377, 1985
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L. y Harakal, J.E., K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-mexican volcanic belt. Geof. Int., Vol. 24-1, 1987, pp. 109-158
- Pasquaré, G., Vezzoli, L. y Zanchi, A., Morphological and Structural Model of Mexican Volcanic Belt. Geof. Int., Vol. 26, 1987, pp. 159-174
- Pasquaré, G., Interpretación geológica del campo geotérmico de Los Azufres. Tech. Rep. Electroconsult-C.F.E., 24 pp., 1986
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Perazzol, Tiberi, M. y Tuchetti, F., Morphological and structural analysis of the central sector of the transmexican volcanic belt. Geof. Int., Vol. 26-2, 1987, pp. 177-193
- Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A. y Ferrari, M., Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics, Vol. 146, 1988, pp. 353-364
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Tibaldi, A., Garduño, V.H. y Vezzoli L., Geology of the central sector of Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán. Geol. Soc. Am. Map and Chart Series, 1988
- Pirajo, F., Hydrothermal Mineral Deposits. Springer-Verlag, 1992

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

- Plumlee, G.S. y Rye, R.O., Mineralization in the waning Creede epithermal system and similar behavior in other systems: U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 89-95, 29 p., 1989
- Prol-Ledesma, R.M., Prospecto Minero Xoconostle: Reporte Preliminar. Inst. Geof. Serie Investigación, No. 86, 1990.
- Reyes, A.G., A comparative study of neutral pH and acid hydrothermal alteration in the Bacon-Manito geothermal fields, Philippines. M. Sc. Thesis, Auckland University, Auckland, New Zeland, 1985
- Roedder, E. y Bodnar, R.J., Geologic pressure determinations from fluid-inclusion studies: *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 8, pp. 263-301, 1980
- Rye, R.O., Bethke, P.M. y Wasserman, M.D., Diverse origins of alunite and acid sulfate alteration: Stable isotope systematics: U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 89-5, 33 p., 1989
- Rye, R.O., Bethke, P.M. y Wasserman, M.D., The Stable Geochemistry of Acid Sulfate Alteration. *Econ. Geol.*, Vol. 87-2, 1992, pp. 225-261
- Rytuba, J.J., Relation of calderas to ore deposits in the western United States; in Dickinson, W.R. y Payne, W.D. (eds.) *Telations of tectonics to Ore Deposits in the South Cordillera*, Arizona Geological Society Digest, Vol. XIV, pp. 227-236, 1981
- Sanchez-Rubio, G., Cenozoic volcanism in Toluca-Amealco region, Central Mexico. M. Sc. Thesis, Imperial College of Science and Techuology, Univ. of London, U.K., 275 pp., 1983
- Schoen, R., White, D.E. y Hemley, J.J., Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada: *Clays and clay Minerals*, Vol. 22, pp. 1-22, 1974
- Seward, T.M., Metal complex formation in aqueous solutions at elevates temperatures and pressures. In: F. Wickman and D. Rickard (Editors), *Chemistry and Geochemistry of Solutions at High Temperatures and Pressures*. Physics and Chemistry Series, v. 13-14, Permon, Oxford, pp. 113-129, 1981
- Shenberger, D.M. y Barnes, H.L., Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350° C. *Geochim Cosmochim Acta*, 53:269-278, 1989
- Sillitoe, R.H., Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper system: *Econ. Geol.*, Vol. 78, pp. 348-352.
- Stoffregen, R., Genesis of acid sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado: *Econ. Geol.*, Vol. 82, pp. 1575-1591, 1987
- Stoffregen, R.E., Rye, R.O. y Wasserman, D.M., Experimental determination of ¹⁸O (sulfate-site) and D fractionations between alunite and water at 250 to 450° C (abs.): *Geol. Soc. America Abstracts with programs*, Vol. 21, pp. A155, 1989
- Suter, M., Mota, R. y Quintero, O., Active faulting, state of stress, and seismicity in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Bol. Union Geofis. Méx.* November: 149 (abstract), 1989
- Sutton, F. M. y McNabb, A., Boiling curves at Broadlands geothermal field, New Zeland. *N.Z.J. Sci.*, 20: 333-337, 1977
- Tibaldi, A., The Pleistocene fault pattern of Northern Michoacan, México: An example of three-dimensional strain. *Ann. Tectonicae*, III. 1:34-43, 1989
- Venegas, S., Herrera F., J.J. y Maciel F., R., Algunas Características de la Faja Volcánica Mexicana y sus recursos geotérmicos. *Geof. Int.*, Vol. 24-1, 1985, pp. 47-81

- Verma, S.P., Carrasco-Nuñez, G. y Milán, M., Geology and geochemistry of Amealco caldera, Qro., Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 1991, 105-107
- White, N.C. and Hendenquist, J.W., Epithermal environment and styles of mineralization variations and their causes and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 36, 1990, 445-474
- White, D.E., Fournier, R.O., Muffler, L.J.P. y Truesdell, A.H., Physical results of research drilling in thermal areas of Yellowstone National Park, Wyoming. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.* 892, 70 pp., 1975
- White, N.C., High Sulfidation Epithermal Gold Deposits Characteristics and a Model for their Origin. *Geological Survey of Japan Report*, No. 227, 1991, pp. 9-20

MAPAS E ILUSTRACIONES

Anexo 1. Minerales observados en el microscopio petrográfico y por medio de análisis de difracción de rayos X.

No. MUESTRA	Al	Qz	Crist	Trid	Feld	Si am	Caol	Py	Hem	An	*
816	x	x		x		x					
815	x	x	x				x				
815-5		x	x				x				azufre, mont, witerita
815-6	x	x	x	x			x				mont
100	x	x		x			x	x			
101	x	x	x				x	x			esfalerita
102	x	x	x			x	x	x			esfalerita
103	x	x		x			x				
M-1	x	x	x				x	x			
M-2	x	x		x			x	x	x		esfalerita
M-3	x	x	x	x		x	x				
M-4		x		x			x	x	x		greenelita
M-5	x	x	x				x				
M-6	x	x		x			x				
M-10	x	x	x	x			x	x			
M-11*	x		x					x			siderita, auricuprido
882A		x	x				x			x	
882B 1	x	x	x	x			x				
882B 2		x					x			x	azufre
883A	x	x	x								azufre
883B		x	x							x	azufre

No. MUE STR A	Al	Qz	Crist	Trid	Feld	Si am	Caol	Py	Hem	An	*
883C		x	x							x	rutilo
105	x	x	x				x	x			
106	x		x								
107	x	x		x							
108A	x	x	x			x	x	x			
108B	x	x	x			x					
108C	x	x	x			x					
109		x				x				x	
110		x				x				x	
111		x	x			x					
112		x				x				x	cina- brio
113		x								x	cina- brio
001		x			x		x				
003		x		x			x				
004		x	x								
005		x	x			x				x	
007		x				x				x	
009	x	x	x				x				cina- brio
012		x			x						barita, esfena
013		x	x		x		x				barita, esfena
015	x	x	x				x				cina- brio
016		x	x							x	
018	x	x					x				
020		x	x							x	
022		x	x							x	
L-3A		x	x				x				
L-3B		x	x	x			x				esfena
116	x	x	x								
117	x		x				x				niter
117A 1		x							x	x	
117A 2		x	x	x			x				

No. MUESTRA	Al	Qz	Crist	Trid	Feld	Si am	Caol	Py	Hem	An	*
117A3		x							x	x	niter
117A4		x								x	
117I1	x	x		x			x				zunyita
117I2		x								x	
117T1	x	x					x				
117T2	x	x		x			x				azufre
117IV	x	x		x			x				azufre, maghemita
117---VIII	x	x		x			x				
117X	x	x	x								
118					x		x			x	esfena

Al = alunita, Qz = cuarzo, Crist = cristobalita, Trid = tridimita, Feld = microclina y albita, Si am = silice amorfo y calcedonia, Caol = caolinita, Py = pirita, Hem = hematita, An = anatasa.

* Otros minerales obtenidos de la difracción de rayos X. mont=montmorillonita

* Estudios petrográficos de los barrenos

No. MUESTRA	Al	Qz	Crist	Trid	Feld	Si am	Caol	Py	Hem	
X1* 4713		x	x	x		x				
X1* 4719		x	x			x				esfalerita
X1* 4737	x	x	x	x				x	x	esfalerita
X1* 4751	x	x	x					x		

X1* 111	x	x	x					x		
X1* 4758	x	x	x					x	x	
X1* 4771	x		x					x	x	
X1* 4773 B			x		x			x	x	
X2*3 1	x		x					x		esfal erita
X2*3 9	x		x					x		
X2*4 1	x	x	x					x		
X2*4 2	x	x	x					x		
X2* 4787	x	x	x							esfal erita
X2* 4792	x	x	x							
X2* 4788	x	x	x					x		esfal erita
X2* 4798		x	x					x	x	
X2* 4803		x	x					x	x	esfal erita
X2* 4820	x	x	x					x	x	
X2* 4843	x	x	x					x	x	esfal erita

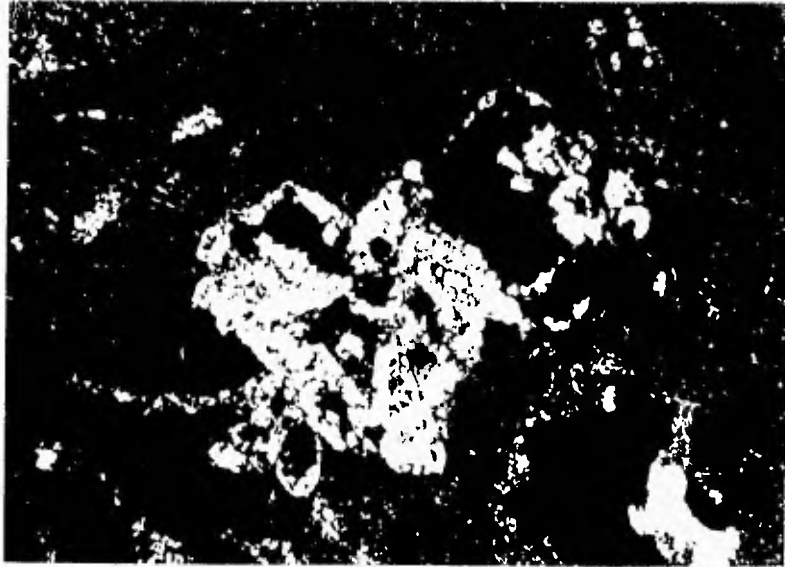


Foto 1. Alteracion Argilica Avanzada - Los cristales de alunita se encuentra diseminados en la matriz, asi como relleno de las formas dejadas por los feldspatos que fueron lixiviados



Foto 2. La alunita en una masa de grano fino diseminada en la matriz y es acompañada por cristobalita y caolinita

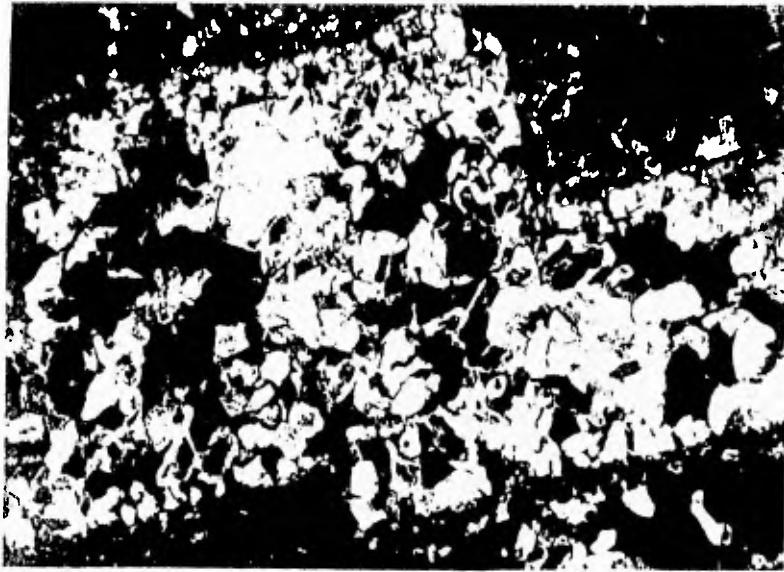


Foto 3 Cristales de alunita como pseudomorfos de los feldspatos lixiviados

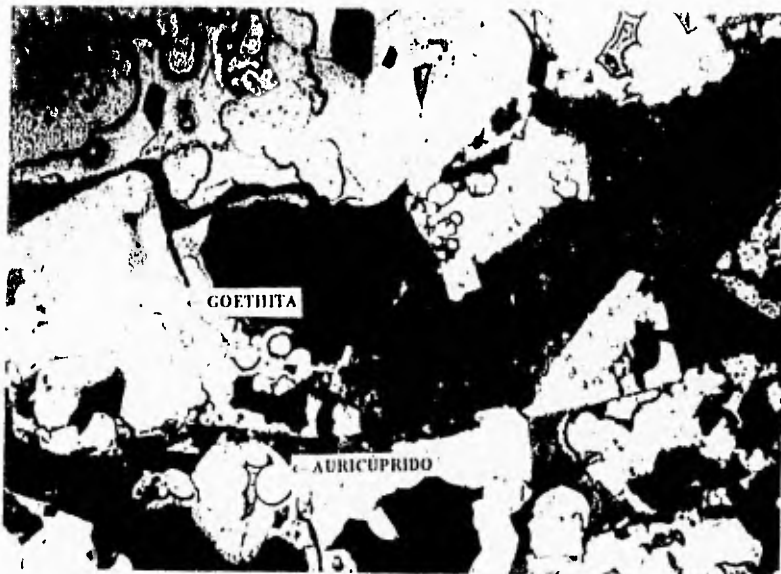


Foto 4 Auriferido depositado en las fracturas, se encuentra rodeado de goethita



Foto 5. Silificación.- Esta alteración contiene cuarzo microcristalino, cristobalita y amatasa también se observan algunos fenocristales de cuarzo primario

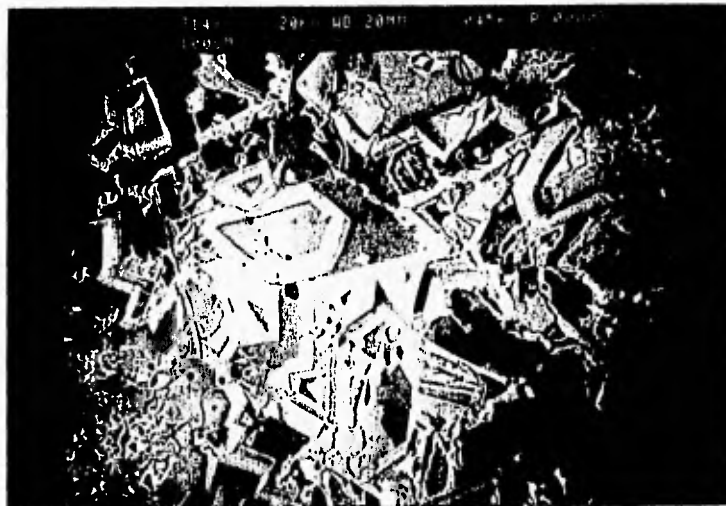


Foto 6. Los cristales de ahmita presentan un cierto zoneamiento, la parte central es rica en potasio mientras que la periferia está enriquecida en fierro.

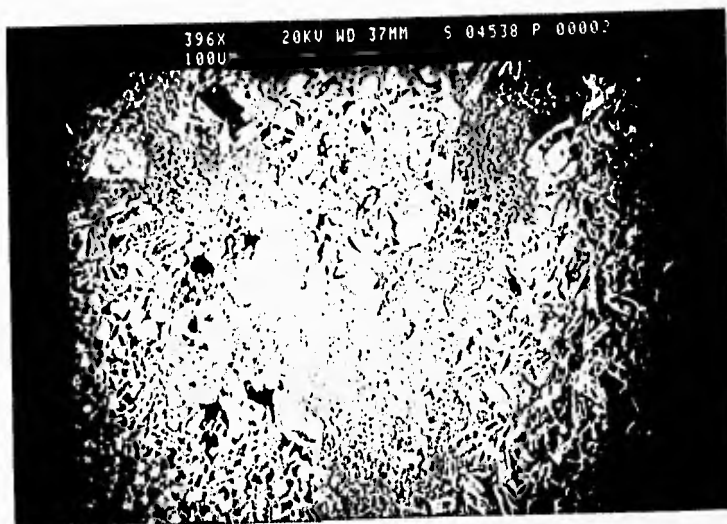


Foto 7. La alunita presenta un enriquecimiento en sodio en la parte central mientras que en la periferia es rica en potasio

ESTOY TRAZANDO MI MEME
CON UNO DE LOS ANTONIOS