



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CENTRO DE GEOCIENCIAS

“MINERALIZACIÓN DE SULFUROS VULCANOGÉNICOS ALOJADOS EN EL SUB-TERRENO TELOLOAPAN: ÁREA TONATICO- ZACUALPAN, EDO. DE MÉXICO”

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
VANIA FERRER PARRA

TUTOR:
DR. EDUARDO GONZÁLEZ PARTIDA

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

DR. LUIS FERNANDO VASSALLO MORALES (CENTRO DE
GEOCIENCIAS, UNAM)

DR. GUSTAVO TOLSON JONES (INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM)

DR. CARLOS ORTEGA OBREGÓN (CENTRO DE GEOCIENCIAS,
UNAM)

DR. RAFAEL DEL RIO SALAS (INSTITUTO DE GEOLOGÍA, ESTACIÓN
REGIONAL DEL NOROESTE, UNAM)

JURIQUILLA, QUERÉTARO. MARZO DE 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

DEDICATORIA

A mi familia y amigos.

A mi tría: Joaquín, Mika y Rita.

A las personas que me motivaron para iniciar, permanecer y concluir esta etapa.

AGRADECIMIENTOS

Me siento orgullosa y agradecida de haber tenido la oportunidad de estudiar en la **Universidad Nacional Autónoma de México** y de pertenecer al **Centro de Geociencias**, del cual me llevo muchas enseñanzas académicas y de vida. Gracias al **CONACYT** por la beca que se me otorgó a lo largo de 24 meses de estudio.

Gracias al **Dr. Eduardo González Partida** por haberme adentrado al campo de los yacimientos minerales, por sus enseñanzas y sus consejos, su apoyo fue fundamental para la conclusión de este trabajo.

A mi comité: **Dr. Luis F. Vassallo Morales, Dr. Gustavo Tolson Jones, Dr. Carlos Ortega Obregón** y **Dr. Rafael del Río Salas** les agradezco sus observaciones y aportación para la culminación de este trabajo.

Gracias a quienes compartieron sus conocimientos y nos dieron la libertad de pensamiento y discusión en sus clases: **Dr. Roberto Molina, Dr. Alexander Iriondo, Ing. Gregorio Solorio, Dr. Martín Díaz, Dr. Mariano Cerca, Dr. Ramón Zúñiga, Dr. Jaime Carrera Dra. Penélope Quiroz, Dr. Marco Guzmán y Dr. Harald Böhnel**

A **Juan Vázquez** del taller de laminación del Centro de Geociencias y a **MC. Ofelia Pérez** del Laboratorio de Estudios Isotópicos. A **Marta Pereda** por su apoyo en los trámites administrativos y estar pendiente de mi proceso para llegar hasta aquí.

A mis compañeros y amigos del Centro de Geociencias y a las personas que conocí durante este tiempo, sin un orden en particular: **Paco, Rodrigo J., Diego, Luis, Myrna, Rosario, Daniele, María Isabel, Gonzalo, Iván, Lorena, Berlaine, Paola, Rodrigo L., Paola Catalina, Giovanni, Violeta, Erik M., Erik S., Eric G., Carmen, Arlette, Cynthia, Norma, Joselin, Neto, Erika, Eliseo, Fito, Gaby, Pily, Kurt y Vero**, gracias por llenar mi cabeza de buenos recuerdos a su lado.

A **Joaquín** por tu paciencia, complicidad y amor.

Contenido de la Tesis

Resumen	1
1 GENERALIDADES.....	3
1.1 Objetivos.....	3
1.2 Antecedentes.....	3
1.3 Localización del área de estudio.....	6
1.3.1 Vías de comunicación	6
1.3.2 Fisiografía.....	7
2 MARCO TEÓRICO.....	9
2.1 Yacimientos de Sulfuros Masivos Vulcanogénicos (VMS).....	9
2.1.1 Generalidades.....	9
2.1.2 Contexto geotectónico.....	9
2.1.3 Ambiente de formación	11
2.1.4 Morfología	11
2.1.5 Mineralogía	13
2.1.6 Zonación	13
2.1.7 Alteración supergénica.....	16
2.1.8 Clasificación de los VMS.....	16
2.1.9 Génesis.....	19
2.2 Método de Fechamiento U-Pb.....	25
2.3 Microtermometría de Inclusiones Fluidas	27
2.3.1 ¿Qué son las inclusiones fluidas?.....	28
2.3.2 ¿Cómo se forman las inclusiones fluidas?.....	29
2.3.3 Clasificación de las inclusiones fluidas.....	30
3 METODOLOGÍA.....	34
3.1 Análisis minerográfico mediante el microscopio electrónico de barrido.....	34
3.2 Geocronología U-Pb	35
3.3 Método de trabajo para la microtermometría de inclusiones fluidas.....	37
3.3.1 Selección de las muestras	37
3.3.2 Preparación de las muestras.....	38
3.3.3 Medición microtermométrica de las inclusiones fluidas.....	39

3.3.4	Equipo de medición.....	43
4	MARCO GEOLÓGICO	44
4.1	Generalidades de los VMS mexicanos	44
4.2	Distribución del Terreno Guerrero: sub-Terreno Teloloapan	46
4.3	Geología Local.....	50
4.4	Afloramientos mineralizados en el área Tonatico-Zacualpan	55
5	RESULTADOS	57
5.1	La mineralización en las chimeneas colapsadas.....	57
5.2	Edad de la mineralización.....	58
5.3	Resultados de la microtermometría	63
6	INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	67
7	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	70
8	BIBLIOGRAFÍA	72
	ANEXOS.....	84

Lista de Figuras

Figura 1 Ubicación y tendencias predominantes de los principales yacimientos VMS de México.....	4
Figura 2 Área de estudio y vías de comunicación.....	6
Figura 3 Regiones fisiográficas del Edo. de México	8
Figura 4 Contexto geotectónico para la generación de los yacimientos VMS	10
Figura 5 Morfología ideal de un yacimiento del tipo VMS	12
Figura 6 Morfología de un modelo VMS para depósitos proximales.....	23
Figura 7 Diagrama de concordia U-Pb de Wetherill.....	26
Figura 8 Formas de atrapamiento de las inclusiones fluidas primarias.....	30
Figura 9 Formación de inclusiones fluidas secundarias.....	30
Figura 10 Bosquejo de una vista hipotética dentro de un cristal que muestra inclusiones fluidas.....	31
Figura 11 Clasificación de las IF en función de las fases principales presentes.....	33
Figura 12 Ejemplo de inclusión acuosa conforme la temperatura	40
Figura 13 Ejemplo del comportamiento de fases en una inclusión fluida del Sistema H ₂ O-NaCl.....	42
Figura 14 Equipo de microtermometría en CGEO-UNAM	43
Figura 15 Distribución del sub-Terreno Teloloapan	50
Figura 16 Formación Villa de Ayala, afloramientos en el área de estudio	52
Figura 17 Columna estratigráfica de la Formación Villa de Ayala	54
Figura 18 Afloramientos mineralizados en el área de estudio	55
Figura 19 Afloramientos de chimeneas colapsadas.....	56
Figura 20 Imágenes obtenidas a partir del microscopio electrónico de barrido	57
Figura 21 Imágenes obtenidas a partir del microscopio electrónico de barrido	58
Figura 22 Mineragrafía de la muestra datada	59
Figura 23 Imagen de catodoluminiscencia y sitios de disparo en los zircones	60
Figura 24 Diagrama de concordia Tera -Wessburg de la muestra datada.....	61
Figura 25 Columna estratigráfica local con las edades conocidas	62
Figura 26 Inclusiones fluidas en las muestras analizadas	63
Figura 27 Ejemplo de medición microtermométrica para este trabajo	64
Figura 28 Gráficas del comportamiento de las variables obtenidas a partir las IF	66
Figura 29 Contexto geotectónico del depósito Tonatico-Zacualpan	69
Figura 30 Tipo de solución mineralizante dio origen al depósito de Tonatico-Zacualpan.....	69
Tabla 1. Parejas de isótopos padre-hijo de Uranio y Torio	25
Tabla 2. Resultados del estudio de microtermometría de inclusiones fluidas	63
Tabla 3. Edades de los diferentes distritos mineros del Terreno Guerrero	66

RESUMEN

El área de Tonatico-Zacualpan se ubica en la porción sur del Estado de México, limita al Noroeste con Ixtapan de la Sal y al Sur con el estado de Guerrero. En este sector afloran depósitos de sulfuros masivos vulcanogénéticos (VMS) y pertenecen a la clase de depósitos concordantes a la estratificación, que incluye a los depósitos de sulfuros masivos o semimasivos (diseminados), formados por las descargas de soluciones hidrotermales en el piso marino y se encuentran alojados a la cima de la Formación Villa de Ayala.

Geológicamente la zona de estudio se encuentra dentro del Sub-Terreno Teloloapan subdivisión del denominado Terreno Guerrero, el cual está caracterizado por un vulcanismo submarino. Dicho Sub-Terreno se caracteriza por un complejo estructural de sistema de fallas activas con buzamiento hacia el este. Las rocas del Sub-Terreno Teloloapan, pertenecientes al Mesozoico, están severamente deformadas y con bajo grado de metamorfismo en facies de esquistos verdes. La cima del Sub-Terreno Teloloapan comprende la unidad conocida como Formación Villa de Ayala, y su estratigrafía consiste de alternancias de basaltos en coladas y almohadillados, autobrechas de almohadillas y de arenas volcánicas, cubiertas en concordancia por sedimentos tobáceos y radiolaríticos. Hacia la cima, los niveles sedimentarios resultan más abundantes y se interestratifican con tobas y conglomerados. Esta Formación se divide a su vez en tres unidades litológicas diferenciables como: una secuencia superior de rocas volcánicas félsicas, la secuencia media de rocas sedimentarias y una secuencia inferior compuesta por rocas vulcanoclásticas y tobas de andesita.

Los sulfuros masivos vulcanogénéticos están presentes en forma de mantos intercalados con tobas parcialmente cloritizadas. Otros afloramientos exhiben capas potentes de tobas con sulfuros diseminados que están en contacto con restos de chimeneas colapsadas que fueron estudiadas con el microscopio electrónico de barrido para determinar su paragénesis mineral. También se encontró mineralización a través de un *stockwork* mineralizado.

La presente tesis se centró principalmente en:

- 1 Fechar por el método de isotopía U-Th-Pb en zircones lavas andesíticas (base de la mineralización) de la formación Villa de Ayala para determinar la edad de la mineralización.
- 2 Determinar la petrología y paragénesis mineral de la Formación Villa Ayala con énfasis en el reconocimiento de sulfuros.
- 3 Aplicar la técnica de microtermometría de Inclusiones Fluidas para caracterizar los fluidos responsables de la mineralización y determinar sus condiciones físico-químicas originales.

Se fechó una muestra perteneciente a la Formación Villa Ayala en un horizonte de lava andesítica que sobreyace a la mineralización de sulfuros. Se seleccionaron 25 cristales de zircones con la ayuda de la catodoluminiscencia para observar núcleos y zonas de crecimiento. El diagrama de concordia obtenido revela una edad del Tithoniano ya que el valor obtenido fue de 148 ± 2 Ma.

Por medio de mineragrafía y el microscopio electrónico de barrido se determinó una mineralogía compleja representada por una sucesión paragenética de pirita, anhidrita, calcita, barita, cuarzo, fibroferrita, copiapita, anglesita, melanterita, plumbojarosita y milosevichita.

La microtermometría de Inclusiones Fluidas reveló que los fluidos son del tipo líquido+vapor a líquido dominante. La salmuera presenta valores en el rango de 5 a 21 % Eq. en peso NaCl, temperaturas de homogenización (Th) en el rango de Th = 120° a 195 °C y densidad de 1.0 a 1.07 gr/cm³. Estos valores implican una salmuera densa y de baja temperatura, por lo que de existir más cuerpos estos deberían de estar proximales a su fuente. Además se determinó el contexto paleo-geográfico del depósito al obtener una columna hidrostática somera (16 a 60 metros) que se relaciona a una acumulación de sulfuros en el límite entre la cuenca de tras-arco del sub-Terreno Teloloapan y la plataforma Morelos.

1 GENERALIDADES

1.1 Objetivos

OBJETIVO GENERAL

- Caracterizar los fluidos mineralizantes y conocer la edad del yacimiento VMS del área Tonatico-Zacualpan como un prospecto dentro del “cluster” de VMS del Sub-Terreno Teloloapan.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Fechar por el método de isotopía U-Th-Pb en circones un miembro de la formación Villa de Ayala para determinar la edad de la mineralización.
- Determinar la petrología y paragénesis mineral de la Formación Villa Ayala con énfasis en el reconocimiento de sulfuros.
- Aplicar la técnica de microtermometría de Inclusiones Fluidas para caracterizar los fluidos responsables de la mineralización y determinar sus condiciones físico-químicas originales.

1.2 Antecedentes

Gracias a los eventos geológicos que han ocurrido en el Terreno Guerrero, en particular, dentro del Sub-Terreno Teloloapan, se han propiciado condiciones para la generación, transporte y depósito de algunos yacimientos de sulfuros masivos vulcanogenéticos (VMS). La subducción del Pacífico en el borde occidental de México desarrolló un arco volcánico submarino y una cuenca marginal de tras-arco con diferentes etapas de evolución tiempo-espacio (ver cap. 4 Marco Geológico). Justamente los yacimientos Campo Morado, Suriana, Tlanilpa-Azulaquez, Tonatico-Zacualpan y Tizapa del Sub-Terreno Teloloapan se encuentran muy próximos a lo que fue la plataforma de Morelos (“*cluster*” de VMS del Sub-Terreno Teloloapan).

El yacimiento en estudio, se encuentra dentro del Terreno Guerrero el cual se distribuye principalmente en el occidente de México, extendiéndose de norte a sur desde Baja California y Sonora, hasta Guerrero. En el centro del país se localiza en los estados de Zacatecas, Guanajuato y México (figura 1).

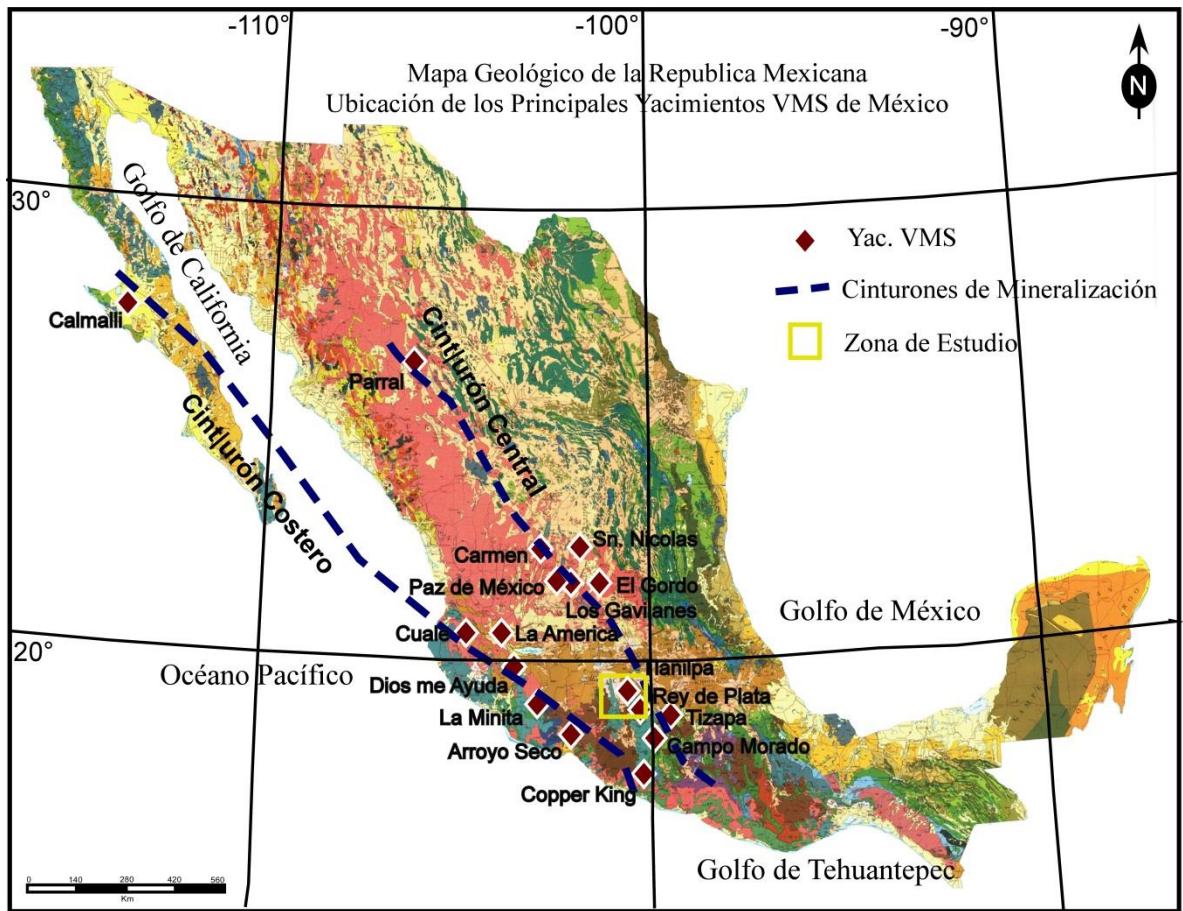


Figura 1. Ubicación y tendencias predominantes de los principales yacimientos VMS de México. Imagen tomada del Servicio Geológico Mexicano.

El Terreno Guerrero tiene afinidad oceánica de la Cordillera de Norteamérica y está compuesto por vulcanismo submarino, subaéreo y secuencias sedimentarias de edad Mesozoica (Campa y Coney, 1983, Miranda-Gasca, 1995). Es generalmente reconocido por representar arcos y tras-arcos acrecionados. Descansa discordantemente en secuencias oceánicas deformadas y parcialmente metamorfoseadas de edad Mesozoico Temprano (Coney y Campa, 1983; Centeno, *et al.*, 1993). El Terreno Guerrero presenta unidades litológicas similares, rocas ígneas con química diferente, así como pequeñas variaciones en litología y estilos de deformación (Miranda-Gasca, M-A., 1995, Ruiz y Centeno, 2000) y está parcialmente metamorfoseado durante la Orogenia Laramide que afectó el suroeste de Norte América en el Cretácico (Campa y Coney, 1983).

1.3 Localización del área de estudio

El municipio de Tonicato se ubica en la porción sur del Estado de México, limita al norte y al oeste con Ixtapan de la Sal, al este con Zumpahuacán y al sur con el estado de Guerrero. Se encuentra a 71 km al sur de Toluca, Estado de México. La mayoría del territorio en esta zona se ubica alrededor de los 1,650 metros sobre el nivel del mar.

1.3.1 Vías de comunicación

Para llegar a Tonicato desde Toluca se debe tomar la carretera 55 hacia Metepec, pasar por Tenango, Tenancingo e Ixtapan de la Sal hasta Tonicato (figura 2).

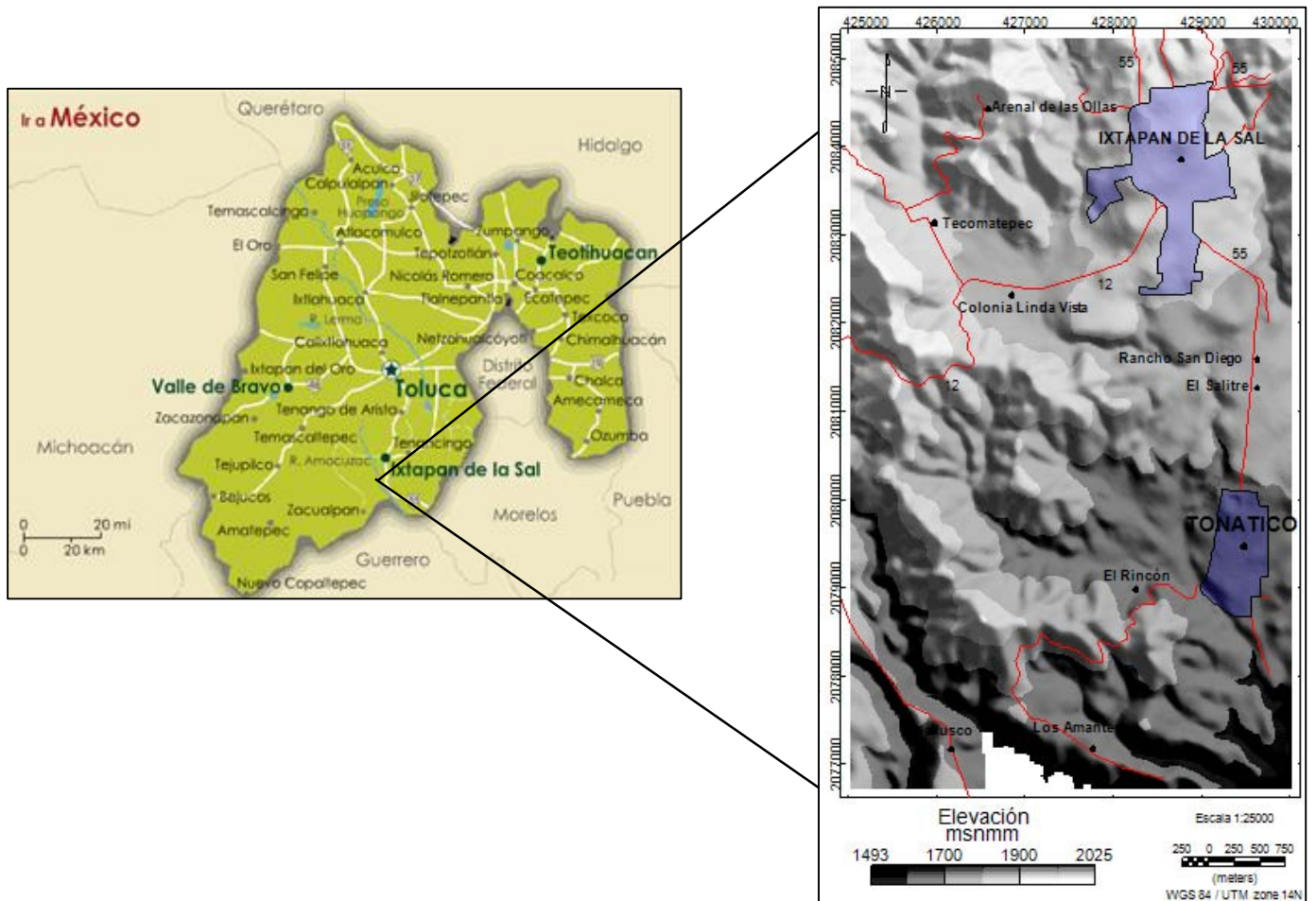


Figura 2. Área de estudio y vías de comunicación.

1.3.2 Fisiografía

Fisiográficamente Tonatico se ubica en la Provincia de la Sierra Madre del Sur particularmente en la Subprovincia Sierras y Valles Guerrerenses (figura 3). Los sistemas de topofomas que se presentan son los siguientes: sierras de cumbres tendidas y laderas escarpadas, lomeríos con llanos aislados y mesetas de aluvión con cañadas (Fernández et al., 1998).

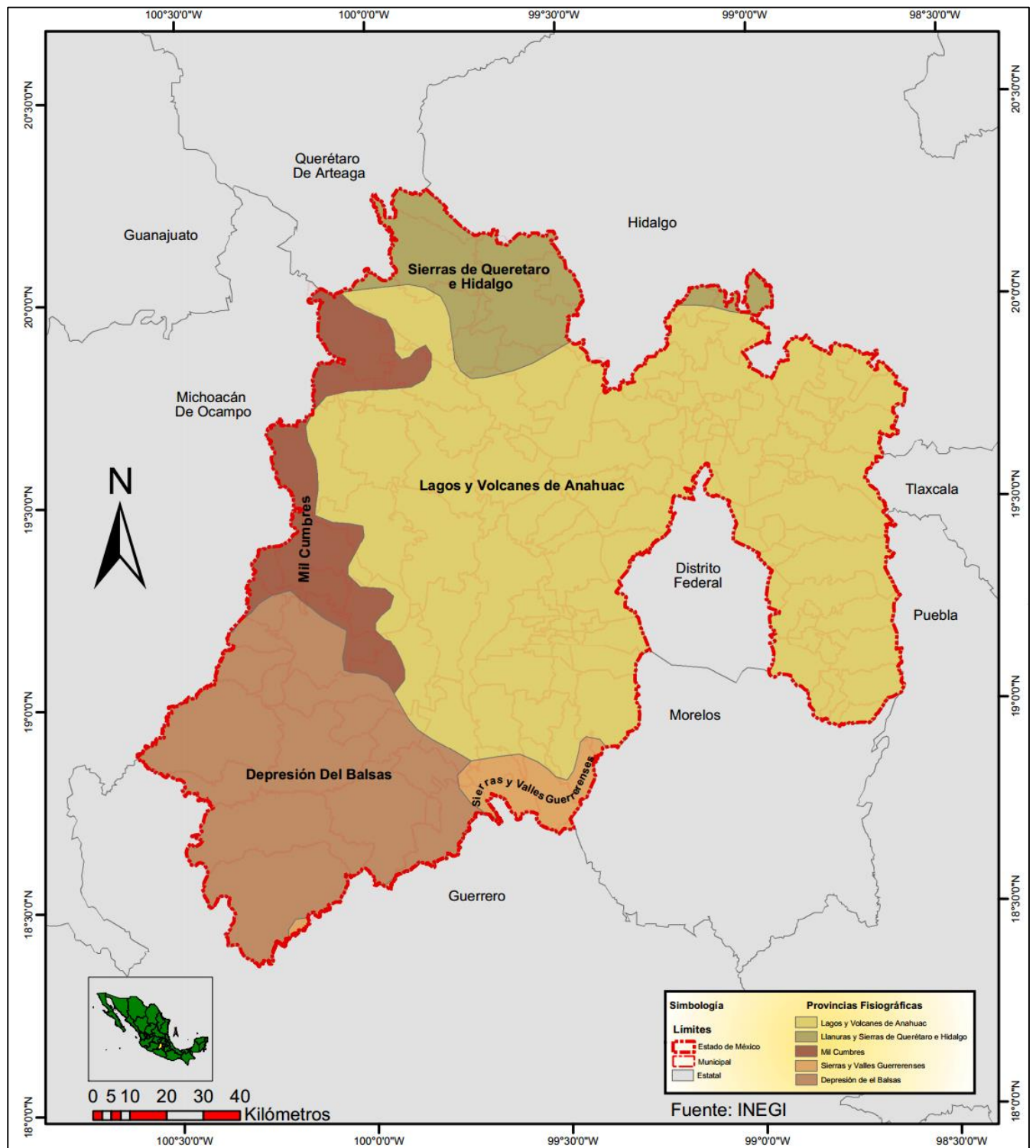


Figura 3. Regiones fisiográficas del Edo. de México, Tonicato se ubica en la subprovincia Sierras y Valles Guerrerenses. Fuente:INEGI.

2 MARCO TEÓRICO

2.1 Yacimientos de Sulfuros Masivos Vulcanogénicos (VMS)

2.1.1 Generalidades

Los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS) pertenecen a la clase de depósitos concordantes a la estratificación, que incluye a los depósitos de sulfuros masivos o semimasivos (diseminados), formados por las descargas de soluciones hidrotermales en el piso marino (Lydon, 1988). La gran mayoría de los depósitos de sulfuros masivos concordantes individuales, son ahora clasificados dentro de dos grupos: los sedimentario-exhalativos (SEDEX) y sulfuros masivos vulcanogénicos en sentido estricto (VMS), siendo definidos por sus características químicas, mineralogía, morfología, textura, leyes y tonelaje entre otras (Lydon, 1988).

Los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos (volcanogenic massive sulfide), son definidos genéricamente como depósitos minerales submarinos de origen hidrotermal relacionados directamente con vulcanismo y formados por exhalaciones de fluidos ricos en metales, que precipitan por contraste físico-químico al reaccionar con agua marina (Lydon, 1988).

2.1.2 Contexto geotectónico

Generalmente los depósitos VMS, ocurren en dominios geológicos que pueden ser bien definidos por la presencia de rocas volcánicas submarinas. Aunque la litología de la roca encajonante inmediata al depósito, puede ser diversa. Comúnmente es de origen volcánico como lava o roca piroclástica, o de origen volcánico indirecto como son las rocas volcanoclásticas; otras litologías sedimentarias marinas sin afinidad volcánica no son raras, como la lutita o grauvaca, así como parches de caliza.

Los depósitos VMS relacionados con rocas volcánicas submarinas, son formados cercanos a márgenes de placas divergentes (depósitos asociados a ofiolitas) (Sillitoe, 1973; Sawkins, 1976), que pueden indicar dorsales oceánicas o cuenca trasarco extendidas o bien, en márgenes de placas convergentes relacionadas con arcos de islas

o márgenes continentales asociados con vulcanismo oceánico intraplaca o contextos de tras-arco y en ambientes de placa tectónica representado por “Cinturones de rocas verdes del Arqueano”, (Lydon, 1988) (figura 4).

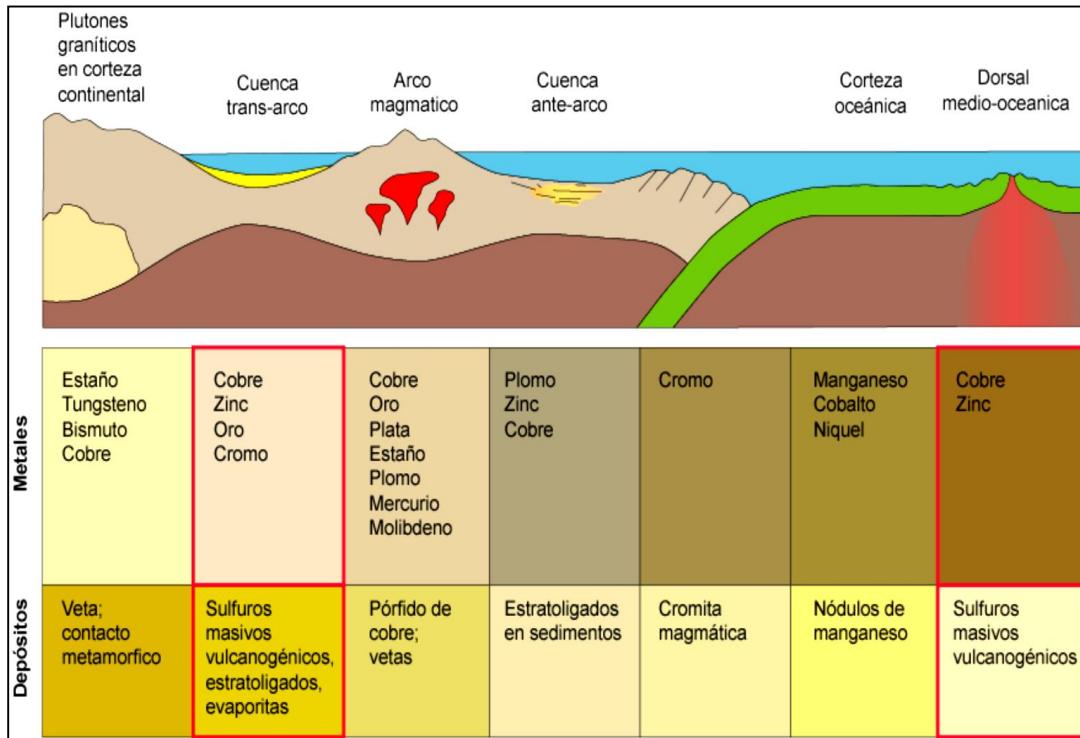


Figura 4. Contexto geotectónico para la generación de los yacimientos VMS (modificado de Canet y Camprubí 2006).

Se ha observado que los depósitos VMS, preferentemente se asocian a la fase de magma calciocalino (por ejemplo: Sangster and Scott, 1976; Solomon, 1976) y que la distribución de sus depósitos en tiempo no es preferente, ya que inicia desde 3,500 Ma en el Cratón Pilbara al noroeste de Australia, hasta depósitos actuales en la Dorsal Pacífica Oriental.

2.1.3 Ambiente de formación

Generalmente los depósitos VMS, se presentan en uno o más horizontes estratigráficos específicos, y aquellos que son más productivos se denominan horizontes favorables. Dentro de la estratigrafía del horizonte favorable confinado y lateralmente confinado de un depósito en particular, la localización de un lente o lente individual de VMS parece estar fuertemente relacionado a controles en el relieve topográfico con zonas positiva o negativa y a controles estructurales, desarrollados en el sustrato del piso oceánico. Salomon (1976), deduce que el 50% de los depósitos VMS están espacialmente asociados con rocas volcánicas félsicas ya que muestran tendencia de asociación con domos riolíticos o rocas fragmentadas félsicas. Hodgson y Lydon (1977) proponen que muchos depósitos de VMS están asociados con los sistemas de fracturas producidos por calderas resurgentes o intrusiones volcánicas submarinas.

2.1.4 Morfología

La morfología ideal de un depósito VMS típico, consiste de un lente concordante (estratiforme) de sulfuro masivo, compuesto del 60% ó más de minerales de sulfuro (Sangester y Scott, 1976), que es subyacido estratigráficamente por un *stockwork* discordante, o zona de vetillas que contiene mineralización de sulfuros en una chimenea de roca alterada por hidrotermalismo (figura 4). El contacto superior de los lentes de sulfuro masivo con la pared de la roca es colgante y usualmente en sus extremos es puntiagudo o acuñado, pero el contacto inferior es usualmente gradacional dentro de la zona de vetillas. Un sólo depósito puede consistir de varios lentes individuales de sulfuros masivos y ellos estar debajo de las zonas de *stockwork*. La interpretación convencional es que la zona de *stockwork*, representa la forma de conducto casi en la superficie de un sistema submarino hidrotermal y un lente de sulfuro masivo es la representación por la acumulación de precipitación de sulfuros producto de las soluciones hidrotermales en el piso marino anteriores y alrededor de la abertura de descarga. La morfología de un lente masivo es la de un domo empinado por los lados a

una capa tabular. La mayoría de las formas dómicas parecen debidas a acumulación en la cima y flancos de un rasgo topográfico positivo (figura 5).

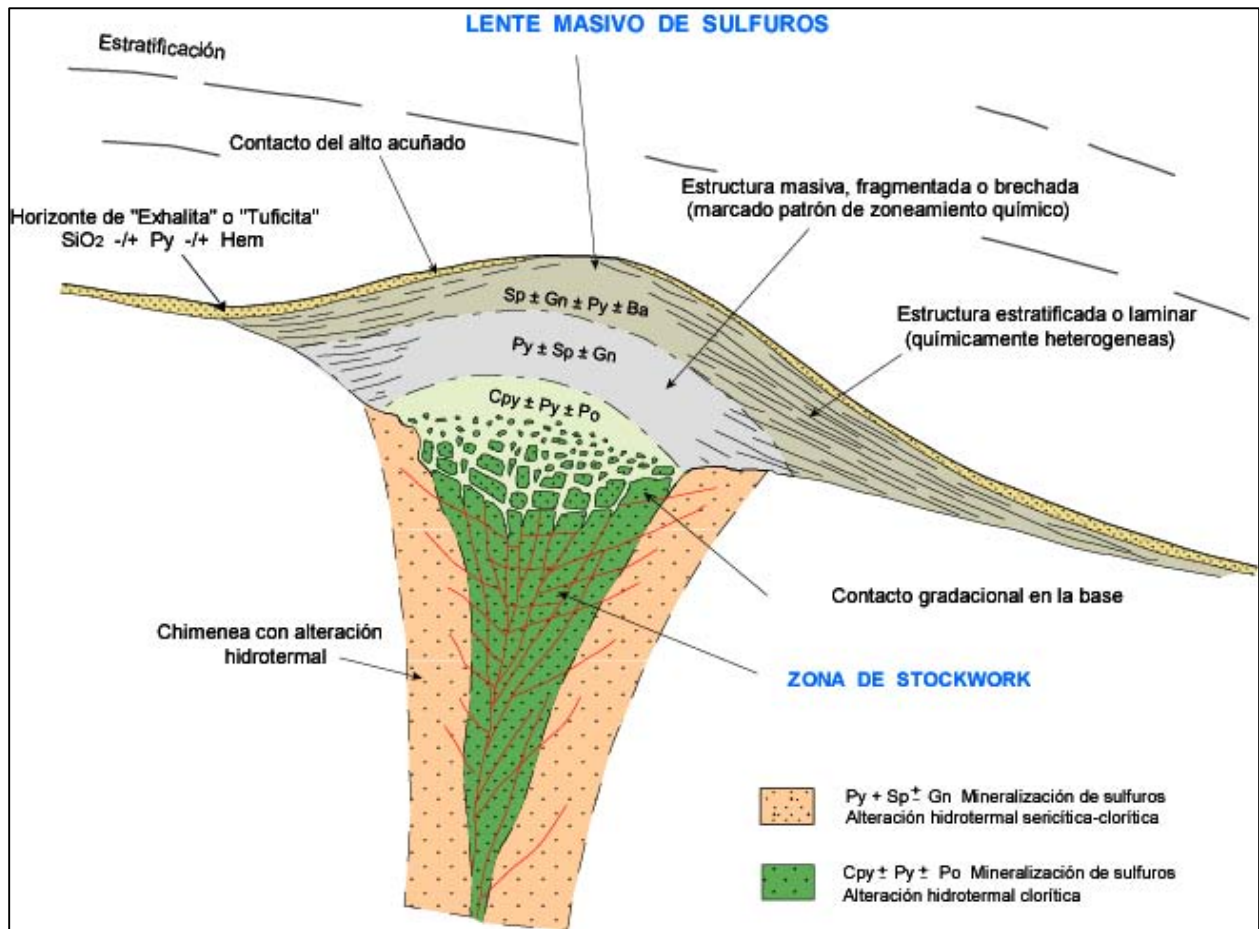


Figura 5. Morfología ideal de un yacimiento del tipo VMS, donde: pirita = (Py), pirrotita = (Po), calcopirita = (Ccp), esfalerita = (Sp), galena=(Gn), barita= (Ba). Tomado y modificado de Lydon, 1988.

2.1.5 Mineralogía

Los minerales de sulfuros más comunes en los lentes de sulfuros masivos son pirita (Py), pirrotita (Po), calcopirita (Ccp), esfalerita (Sp), galena (Gn), y menos comunes son sulfosales y bornita (Bo), que comprenden especies de sulfuros subordinados. Otros minerales metálicos comunes, aparte de los sulfuros son magnetita, hematita y casiterita. Los minerales asociados o co-precipitados con los sulfuros son cuarzo, clorita, barita (Ba), yeso y carbonatos (Lydon, 1988). Las texturas y estructuras de los cuerpos minerales son muy variables. En los depósitos metamorfoseados, los cuerpos minerales masivos son usualmente mosaicos de sulfuros de grano fino, que incrementan en su tamaño al incrementar el grado de metamorfismo. En los depósitos con forma de cono, las texturas masivas, fragmentadas o brechadas, presentan tendencias con predominio en la parte central de los lentes, considerando el tamaño de los fragmentos de sulfuros de lodos a cantos rodados y forman un cono aluvial que a menudo muestran estructuras sedimentarias alrededor de la periferia de los lentes. Regularmente los niveles o sulfuros laminares son más comunes que los depósitos en capas.

2.1.6 Zonación

Los rasgos más evidentes de los VMS, son la pronunciada zonación química, mineralógica y textural de los cuerpos mineralizados y el cambio metasomático por alteración hidrotermal de la roca encajonante, dentro de la chimenea. Lo anterior se refleja en los efectos de gradientes fisicoquímicos locales durante la precipitación mineral a partir de un fluido mineralizante y la alteración por el mismo. Lo más obvio y consistente de esta zonación, es la sistemática disminución de la relación calcopirita/(esfalerita + galena), o sea la relación $Cu/(Zn+Pb)$; la galena y la esfalerita son más abundantes en la mitad superior de los cuerpos mineralizados (lentes) y zona exterior del conducto o chimenea alterada, mientras que la calcopirita es más abundante hacia la raíz del lente mineralizado y en el núcleo y a profundidad, acaba transformándose en *stockwork* de calcopirita (no necesariamente presente).

El enfriamiento local progresivo de las soluciones mineralizantes es el causante principal de la zonación de Cu o Zn dominante, más que otros cambios fisicoquímicos como dilución, oxidación o cambios de pH.

De los otros minerales metálicos, que son la pirrotita, magnetita y bornita, cuando llegan a estar presentes, la tendencia a concentrarse en el núcleo de la zona de *stockwork* y parte basal central de los lentes de sulfuros masivos, corresponde a la zona de relación Cu/Zn. La barita cuando está presente, generalmente ocurre con las más grandes concentraciones de esfalerita y galena en la zona más externa de los lentes de sulfuro masivo.

La pirita, galena y la esfalerita están predominantemente arriba de la calcopirita. En muchos casos, un delgado estrato pirítico o hematítico, “silícico exhalítico o tufítico”, forma un horizonte que cubre la superficie del lente, encimando y extendiendo los sulfuros como un marcador estratigráfico lateral alejado del depósito. A lo largo de este horizonte sedimentario, se representa grandemente la disminución en las fases de la precipitación química de actividad hidrotermal durante la inmovilidad volcánica. En otros depósitos (como en la Minita), existe una asociación espacial de formación de hierro magnetítico-hematítico o formación de óxidos de manganeso. Estos sedimentos metálicos oxidados extendidos, usualmente ocurren estratigráficamente un poco más arriba que el horizonte favorable, pero la relación genética exacta entre los depósitos de sulfuros y óxidos no ha sido claramente entendida en el pasado. El oro se encuentra en dos asociaciones diferentes (Houston y Large, 1989): Asociación de Au-Zn-Pb-Ag en la parte superior de lentes ricos en Zn o asociación Au-Cu en la mayoría de los VMS, comúnmente en “stockwork” y parte inferior de depósitos ricos en Cu.

Los principales minerales de alteración hidrotermal son: clorita, sericita, cuarzo, pirita. Dentro y alrededor de la zona de *stockwork* se produce una zonación provocada por alteración hidrotermal de la roca encajonante (volcánica) que llega a presentar vetilleos con sulfuros. Esta alteración es similar en intensidad y tipo a la que provoca el metasomatismo. Por ejemplo, en depósitos del área de Noranda en Québec, la parte interna y alrededor del núcleo en la chimenea, presenta alteración por clorita y en la periferia la alteración es por sericita (Riverin y Hodgson, 1980). El núcleo clorítico es

característico por su mayor adición de hierro (pirita) y magnesio y disminución de calcio, sodio y sílice, hecho que se demuestra por la destrucción de feldespatos (plagioclasa) durante los procesos de cloritización, y el cual es un componente original de las rocas volcánicas félsicas o máficas. El potasio tiende a empobrecerse en la zona de clorita, pero se enriquece en los alrededores de la zona de sericita. En la zona de sericita, los cambios gradacionales son menos intensos que en la zona de clorita, donde la alteración es penetrativa en las rocas frescas que conforman la base y el núcleo de la chimenea. La intensidad del gradiente de metasomatismo es resultado de las características de los fluidos mineralizantes (Riverin y Hodgson, 1980). En otros depósitos, la cloritización en la parte central de la chimenea, es la representación más común de alteración por hidrotermalismo y en muchos depósitos estos núcleos son rodeados por una zona exterior de potasio enriquecido. Sin embargo el principal mineral de potasio no es necesariamente sericita. La clorita es un mineral primario muy común en los VMS, pero varios investigadores (por ejemplo, Walford y Franklin, 1982; Ruiz, 1973; Lydon, 1984) han observado que bajo condiciones de metamorfismo posterior a la formación de los cuerpos minerales donde existió adición de magnesio y hierro, la clorita primaria es transformada en cordierita-antofilita, al menos, según los autores citados, eso es lo que se observa en algunas minas de Canadá.

Una fuerte silicificación de origen metasomático es característica en la parte superior de una chimenea alterada en algunos depósitos, particularmente los tipo Kuroko de Japón (Shirozo, 1974; Urabe, et al., 1983) y los depósitos VMS de Chipre (Lydon, 1984). El sílice y la clorita también forman la fracción predominantemente no metálica de los lentes de sulfuros masivos, y ocurren como vetas cortantes, como una matriz o cementante de los granos de sulfuros o como lentes de distintas litologías. El cuarzo y la clorita y en algunos casos incluso el talco (Costa et al., 1983; Aggarwal y Nesbit, 1984), representan minerales hidrotermales cuyos componentes fueron proporcionados directamente por soluciones hidrotermales. Considerando los procesos metasomáticos, estos precipitados hidrotermales deben de ser distinguidos de minerales similares cuyos incrementos modal es doble a la redistribución de componentes de la roca encajonante durante la alteración hidrotermal (por ejemplo: la depositación de cuarzo durante la cloritización de plagioclasa). En la mina Mattabi, por ejemplo, la principal alteración mineral de la

chimenea alimentadora es siderita, cloritoides y andalusita con algunas ocurrencias de clorita y sericita distribuidas irregularmente en surcos (Franklin et al., 1975). Algunos depósitos Cu-Zn presentan alteración con núcleos cloríticos y márgenes sericíticas fuertes, y enriquecimiento en Mg en el núcleo de las raíces del depósito. En Chipre, los núcleos cloríticos presentan una envolvente periférica rica en illita o illita - esmectita. En algunos casos, la alteración propilítica domina en el depósito. La alteración cuarzo-sericítica (fílica) domina bajo depósitos del tipo Kuroko y la clorita es dominante en las rocas encajonantes hasta varios kilómetros desde las mineralizaciones de los sulfuros.

2.1.7 Alteración supergénica

La interacción de fluidos meteóricos con las partes expuestas o más superficiales de los depósitos de sulfuros masivos origina depósitos de alteración supergénica (por ejemplo: Jorge et al., 1997). En la zona superficial, aparecen potentes depósitos de óxidos conocidos como “gossan” o “capas de hierro”. Estos yacimientos presentan una textura porosa y están constituidos por una mezcla de óxidos e hidróxidos de Fe, junto con cuarzo, carbonatos, sulfatos, arseniatos, vanadatos, cloruros, oxiclорuros y metales nativos. En zonas situadas a cierta profundidad, por debajo del nivel freático, se originan las zonas de enriquecimiento supergénico. Estas zonas se caracterizan por la formación de sulfuros secundarios de Cu y Ag, de forma que las leyes del depósito suelen incrementarse significativamente.

2.1.8 Clasificación de los VMS

Las clasificaciones para depósitos tipo VMS, están basadas en ambientes geotectónicos, litología encajonante, contenido mineralógicos y geoquímica. Una sola clasificación no cubre las características de un depósito conocido, debido a que cada uno presenta particularidades. Se consideran al menos dos clasificaciones que logra definir con mayor claridad a un depósito tipo VMS, y son la de Sillitoe (1973) y Sawkings (1976). Sillitoe (1973) realiza una clasificación considerando ambientes de formación:

- a) Los depósitos formados en centros de expansión y que usualmente tienen relación alta de Cu/Zn.

- b) Los depósitos formados en arco de isla o ambientes de márgenes continentales que usualmente tienen relativas concentraciones elevadas de Pb, Zn, Ag y Ba.

Por su lado Sawkings (1976) reconoce tres tipos principales de VMS, basados en su ambiente tectónico:

- Tipo Kuroko: Formados en secuencias volcánicas calcialcalinas félsicas, en ambientes de placa convergentes de áreas oceánicas, con edades que van del Arqueano al Paleógeno;
- Tipo Chipre: Contienen rocas volcánicas basálticas empobrecidas de potasio, desarrolladas en la cima de complejos ofiolíticos en ambientes de placa con márgenes divergentes y;
- Los depósitos Tipo Besshi que se desarrollan en sedimentos clásticos y vulcanismo máfico, pero aunque no es claro su ambiente tectónico, están asociados a actividad intraplaca o de contextos de trasarco.

Klau y Large (1980), realizan su clasificación considerando la litología encajonante de los depósitos:

- I) Rocas volcánicas félsicas en "Greenstone belts" Arqueanos;
- II) Secuencias volcánicas calcialcalinas y toleíticas post-Arqueanos y;
- III) Rocas volcánicas máficas en secuencias ofiolíticas.

Por otro lado Hutchinson (1973) propone tres conjuntos, basados en la evolución química de los elementos económicos mayores que constituyen los minerales metálicos:

1. Los depósitos de Zn-Cu que ocurren en conjuntos magmáticos totalmente diferenciados de afinidad toleítica y calcialcalina, predominantemente de edad Arqueano.
2. Los depósitos de Pb-Zn-Cu que ocurren en rocas volcánicas intermedias a félsicas calcialcalinas, de edad predominantemente Fanerozoica.
3. Depósitos de Cu en asociaciones magmáticas ofiolíticas pobremente diferenciadas o toleíticas de edad Fanerozoica.

Salomon (1976), realiza una clasificación basado en la abundancia relativa de los elementos metálicos económicos:

- A) Depósitos de Zn-Pb-Cu
- B) Depósitos de Zn-Cu
- C) Depósitos de Cu.

Lydon (1988), realiza una clasificación basándose en cuatro provincias metalogenéticas importantes y la relación global Zn / (Zn+Pb) de sus depósitos y obtiene dos grupos de minerales:

- I. Depósito tipo Zn-Pb-Cu (Provincias metalogenéticas Abitibi Belt, Canadá y Norwegian Caledonides).
- II. Depósito tipo Cu-Zn (Provincias metalogenéticas Bathurst-Newcastle; New Brunswick, Canadá y Green Tuff Belt, Japón).

Barrie y Hannington (1990), realizan una clasificación con base en la composición predominante de la roca encajonante, dentro de una sucesión estratigráfica y se basa en datos de 878 depósitos.

- A) Tipo Máfico (M) y son definidos por contener >75% de rocas volcánicas de composición predominantemente máfica en una sucesión estratigráfica que constituya la roca encajonante, donde está ausente o es escasa la roca volcánica félsica.
- B) Tipo Bimodal-Máfico (B-M) que se define por contener >50% de roca volcánica máfica y >3% de roca volcánica félsica en una sucesión estratigráfica que contiene rocas clásticas subordinadas. La relación de rocas máficas/félsicas debe ser igual o mayor a 3:1. Su edad es Arqueano tardío – Proterozoico temprano.
- C) Tipo Máfico-Siliciclástico (M-S) que se definen cuando las proporciones en porcentaje son iguales o similares de roca volcánica o intrusiva máfica contra roca turbidítica clástica; las rocas félsicas están ausentes o se presentan en cantidades menores. La edad de los depósitos son Proterozoico Medio o más jóvenes.

- D) Tipo Bimodal-Félsico (B-F) que contiene >50% de roca volcánica félsica y <15% de roca clástica. Sus edades pueden ser Arqueano tardío– Proterozoico temprano, abundando principalmente en el Fanerozoico.
- E) Tipo Bimodal-Siliciclástico (B-S) que contiene proporciones en porcentaje igual o similar de rocas volcánicas y clásticas, predominando las rocas volcánicas félsicas sobre las máficas. La mayoría de los depósitos son de edad Fanerozoico.

2.1.9 Génesis

Para definir el modelo genético de los depósitos minerales del tipo VMS es necesario explicar en términos de físico-químicos, los procesos de acumulación de sulfuros que forman los lentes de sulfuros masivos y que son controlados por la morfología, textura, zonación mineralógica del cuerpo de sulfuros:

- Los procesos que se suceden en el sustrato inmediato a los depósitos proximales de VMS que dan origen a la alteración hidrotermal de la chimenea y del *stockwork* mineralizado.
- Las razones que existen para poder determinar el flujo de fluidos en el sistema hidrotermal, que a su vez ayuda a explicar el ambiente geológico y la distribución de los depósitos de VMS.
- Por último saber sobre el origen y naturaleza de los fluidos hidrotermales, que a su vez determinan la fuente de los constituyentes minerales y la química de los cuerpos de sulfuros.

Como resultado de intensos debates científicos en los años 50's y 60's, se llegó al consenso que los depósitos VMS fueron formados en el piso marino por la acumulación de sulfuros precipitados de sulfuros hidrotermales. La principal evidencia que soporta estas opiniones proviene de observaciones en depósitos tipo proximal bien preservados (aquellos depósitos que se formaron inmediatamente alrededor a un conducto hidrotermal) (Plimer, 1978; Franklin et al., 1981; Lydon, 1984a) que incluyen:

- i) La preservación de estructuras sedimentarias con lentes de sulfuros masivos de estratificación gradada, estratificación cruzada y de intercalaciones de fragmentos con sulfuros laminados.

- ii) El contacto estratigráfico superior del lente de sulfuros masivos es concordante con la roca encajonante.
- iii) El lente de sulfuros masivos comúnmente tienen continuidad lateral con un horizonte de química y/o sedimento clástico metalífero.
- iv) El lente de sulfuros masivos es comúnmente enraizado en un piso, discordante de la chimenea alterada hidrotermal y representa la parte más superior del conducto hidrotermal.
- v) La terminación superior del conducto en un horizonte concordante de sulfuros, indica que la actividad hidrotermal formadora del mineral fue confinada a intervalos de tiempo entre el depósito de la roca de piso o basamento y el depósito de los colgantes de la roca encajonante.

Sato (1972) postuló tres formas de descarga de una solución hidrotermal dentro de agua de mar-piso oceánico, las cuales dependen de su temperatura y densidad inicial y de su subsecuente degradación al mezclarse con el agua de mar.

- Tipo I: Soluciones hidrotermales ricas en sales con densidad mayor que agua de mar fría, en todos los grados de mezcla.
- Tipo II: Soluciones inicialmente menos densas que el agua de mar y que en algún momento pasaron durante el proceso de mezcla a densidades máximas mayores que el agua de mar fría.
- Tipo III Soluciones inicialmente menos densas que el agua de mar fría y que permanecen flotando en todos los grados de mezcla.

Sato (1972) sugiere que estos tres tipos de soluciones mineralizantes producen depósitos con características morfológicas distintivas:

- Las soluciones tipo I dan lugar a criaderos de salmuera que tiene características morfológicas de tipo tabular y laminar.
- Las soluciones de tipo II provocan morfologías cónicas o montículos, que es típica de depósitos proximales (lentes).
- Las soluciones de tipo III, las soluciones son dispersadas por una pluma flotante que da lugar a una capa sedimentaria, producto de la caída de la solución mineralizante alejada de la fuente y de gran extensión lateral.

Las similitudes generales entre chimeneas de sulfuros modernos y depósitos ancestrales tipo VMS proximales son muy fuertes. El descubrimiento de fragmentos de chimenea y tubos de gusanos fósiles en ofiolitas de depósitos VMS tipo Chipre (Oudin y Constantinou, 1984) y Omán (Haymon et al., 1984) sugieren ciertamente que el modelo de acumulación de sulfuros en piso marino, al menos en tiempos como el Cretácico se parece a los VMS actuales.

Estudios de inclusiones fluidas de una variedad de depósitos proximales, particularmente para Chipre (Spooner y Bray, 1977) y Japón (Pisutha-Arnond y Ohmoto, 1983), indican que las soluciones mineralizantes para depósitos tipo VMS, tenían temperaturas máximas de $300^{\circ}\pm 50^{\circ}\text{C}$ y salinidades superiores al doble que las aguas marinas actuales. Esta relación de temperatura-salinidad indica que los fluidos mineralizantes no tienen flotabilidad en las aguas marinas y llegaban al piso marino sin modificar su estado (Solomon y Walshe, 1979a, b) y se comportaban de igual forma a los fluidos actuales expulsados a altas temperaturas. El principal pre-requisito para la acumulación de un depósito proximal tipo VMS, es el establecimiento de una barrera porosa arriba de la salida que cause dificultad para la descarga del fluido hidrotermal e inicie la acumulación de sulfuros.

En resumen y con referencia al modelo para la acumulación de depósitos proximales de VMS que incorpora la mayoría de los puntos importantes del pensamiento actual se tiene la presencia de (figura 6):

- 1) Descarga del fluido hidrotermal mineralizante por un conducto central, dentro de un apilamiento de fragmentos de roca (brecha lítica) en forma de cubierta o montículo, resultado de erupciones explosivas hidrotermales iniciales o en algunos casos fortuitos por la preexistencia de brecha magmática, freática o de talud.
- 2) Esparcimiento del flujo hidrotermal por la fragmentación del montículo con enfriamiento adiabático del fluido hidrotermal a partir del montículo y precipitación de los sulfuros y otros minerales.

- 3) Precipitaciones hidrotermales que provocan cambios en los conductos y restringen la salida de flujos hidrotermales que se vuelve difuso, incrementando la eficiencia de la precipitación de sulfuros y el volumen del montículo.
- 4) Reactivación de episodios de fracturamiento y quizás erupciones hidrotermales que permiten descargas de fluidos hidrotermales por conductos mayores o focos nuevos de plumas flotantes que forman nuevas chimeneas de sulfuros pero también dispersan los componentes disueltos en la sobrepuesta columna de agua.
- 5) Si se repiten los procesos (2) y (4) principia el crecimiento de los montículos por acumulación interna, llenado de fracturas y formación de corteza por la acumulación en superficie de producto de erupción, talud de chimenea y caída lejana de partículas de la pluma.

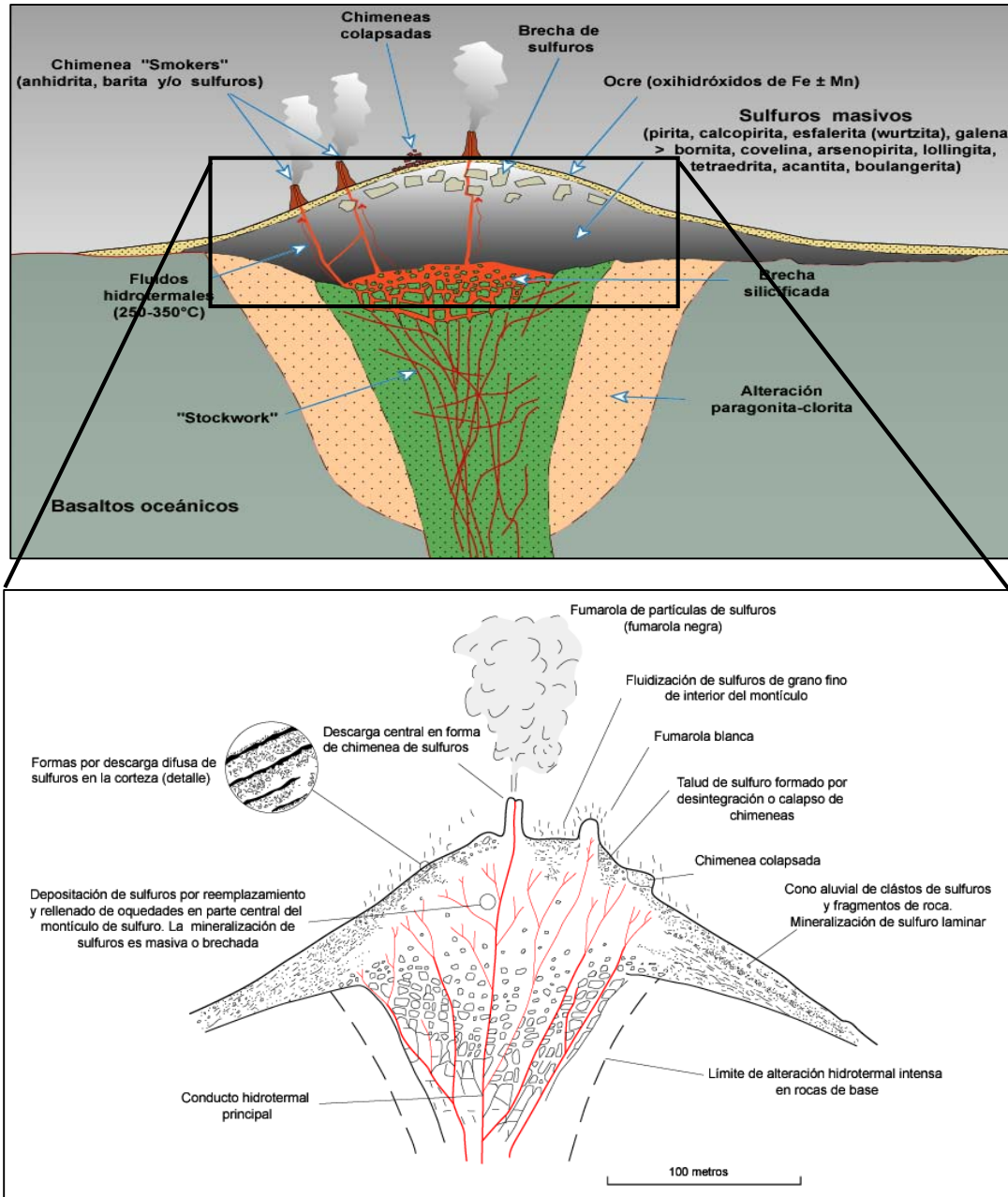
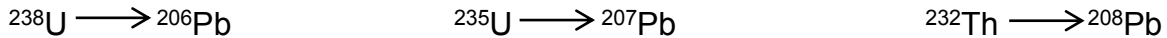


Figura 6. Morfología de un modelo VMS para la acumulación de depósitos proximales.

Los lentes de sulfuros masivos formados por estos mecanismos, tienen generalmente morfología dómica o de montículo con gran extensión lateral: la relación de espesores (longitud:profundidad) es desde 3:1 hasta 5:1. Los sulfuros transportados cuesta abajo debido a inestabilidad gravitacional (Ridridge et al., 1983; Cathles, 1983) presentan, por ser depósitos transportados, diferente morfología (Lydon, 1984a). Los procesos dominantes con morfología laminar y relaciones >10:1, se forman por sobreposición sedimentaria cercanos a los depósitos de montículos. Los casos más obvios son las acumulaciones que ocurren en “albercas” de salmueras formadas por alta densidad de soluciones mineralizantes o salmuera del tipo I de Sato (1972). En cuanto a la zonación metálica, el incremento en la relación Cu/Zn hacia arriba y hacia afuera del núcleo de un lente de sulfuro masivo, es una de las mayores características de un depósito VMS. La zonación característica en los modelos, refleja el efecto local de gradiente fisicoquímico en la forma de precipitación del mineral y alteración por el fluido mineralizante, como se muestra en las figura 6. La solubilidad de la calcopirita en una solución acuosa clorurada en equilibrio con un sulfuro de hierro está en función de la temperatura, no siendo así para la esfalerita y galena (Pottorf y Barnes, 1983). Por igual, la zonación de los minerales de ganga en depósitos VMS es poco conocida. En depósitos proximales, aparece sílice y clorita como un cementante pervasivo a lo largo del montículo (por ejemplo, Costa et al., 1983). La precipitación de soluciones en forma de sílice, requiere enfriamiento (Janecky y Seyfried, 1984). La barita, cuando está presente, es concentrada en la parte superior del depósito y aparece agua de mar sulfatada que es involucrada en ésta precipitación debido a la solubilidad inversa que presenta (por ejemplo, Date et al., 1983; Kowalik et al., 1981). Los VMS que contienen importantes proporciones de óxidos de hierro, óxidos de manganeso o sílice, incluidos en tobas ó “exhalitas” hacia la cima de los cuerpos estratiformes representan la oxidación marginal o terminal de las salmueras (e. g., Pottorf y Barnes, 1983), y son productos próximos o lejanos de la oxidación progresiva de una pluma hidrotermal flotante de baja temperatura (Large, 1977; Kalogeropoulos y Scott, 1983).

2.2 Método de Fechamiento U-Pb

De los isótopos estables del Pb, el ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb son radiogénicos y provienen de la desintegración final de tres cadenas complejas de desintegración del uranio (U) y el torio (Th) del modo siguiente (Dickin, 2005, Faure y Mensing, 2005):



Esta serie de decaimientos entre isótopo padre e hijo, permite establecer geocronómetros para un mismo sistema como se escribe a continuación (Faure y Mensing, 2005):

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_1 t} - 1) \qquad (\text{ec. 1})$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_2 t} - 1) \qquad (\text{ec. 2})$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_3 t} - 1) \qquad (\text{ec. 3})$$

Donde λ_1 , λ_2 y λ_3 son las constantes de decaimiento de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th respectivamente (tabla 1); ^{204}Pb es el plomo común, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ y $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ es la relación de esos isotopos calculados de la concentración medida de U, Th y Pb; y el subíndice i se refiere a los valores iniciales de la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Ruta de decaimiento	Vida media (años)	Constante de decaimiento λ (a^{-1})
$^{238}\text{U} \longrightarrow ^{206}\text{Pb}$	4.47×10^9	1.55125×10^{-10}
$^{235}\text{U} \longrightarrow ^{207}\text{Pb}$	0.704×10^9	9.8485×10^{-10}
$^{232}\text{Th} \longrightarrow ^{208}\text{Pb}$	14.01×10^9	0.49475×10^{-10}

Tabla 1. Parejas de isótopos padre-hijo de Uranio y Torio. Datos de Jaffey et al., 1971.

Para el método de fechamiento radioactivo U-Pb se utiliza el circón puesto que este mineral incorpora los átomos de uranio y torio en su estructura cristalina, pero incorpora, generalmente, muy poco plomo. Por lo tanto, se asume que el contenido de plomo dentro del zircón es inducido radioactivamente, siempre y cuando el sistema permanezca cerrado y por lo tanto no ocurre pérdida de plomo. Entonces simplificando las ecuaciones 1 y 2 que rigen el incremento de la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ podemos reordenar para dar las proporciones de ^{206}Pb a ^{238}U y ^{207}Pb a ^{235}U de la forma siguiente (Faure y Mensing, 2005):

$$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = (e^{\lambda_1 t} - 1) \quad (\text{ec.4})$$

$$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (\text{ec.5})$$

Estas ecuaciones permiten construir la concordia (Wetherill, 1956, figura 7) en donde las coordenadas de todos los puntos en la curva son las relaciones debidas al decaimiento radioactivo del $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y proporcionan una edad llamada concordante. En cambio, la pérdida (fuga) de plomo de la muestra dará lugar a una discrepancia en la edad que determine cada decaimiento, conocido como discordancia. Si una serie de muestras de circones ha perdido diferentes cantidades de plomo, las muestras generan una línea discordante. La intersección superior de la concordia y de la línea de discordia reflejará la edad inicial de la formación, mientras que el punto de intersección inferior reflejará la edad del evento que llevó a abrir el comportamiento del sistema y por lo tanto la pérdida de plomo (Faure & Mensing, 2005).

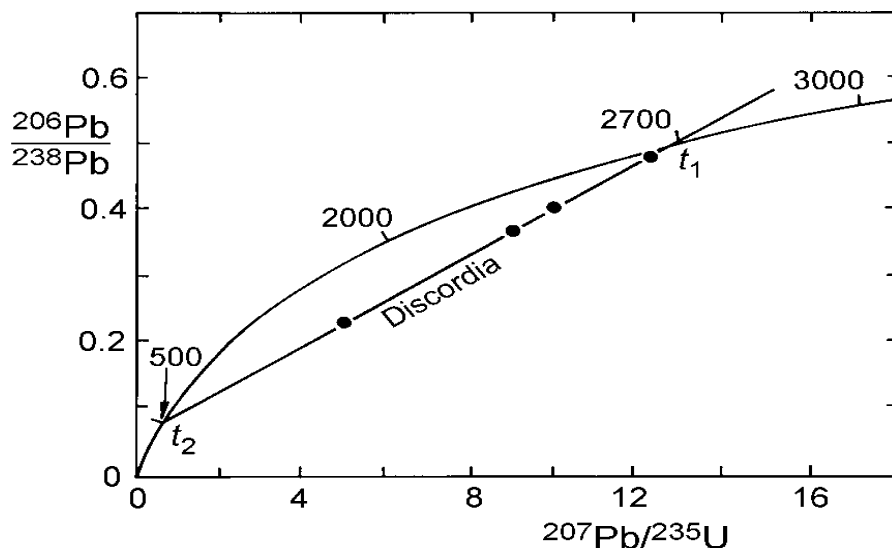


Figura 7. Diagrama de concordia U-Pb de Wetherill (1956a), se muestra la línea de la concordia (en millones de años) y una línea de discordia generada por la pérdida de Pb variable a partir de 2700 millones de años de edad de minerales ricos en uranio, Zimbabwe (Rhodesia). El t_1 indica la edad inicial de formación y el t_2 hace referencia al tiempo en el que ocurre la pérdida de plomo. Tomado de Dickin, 2005.

2.3 Microtermometría de Inclusiones Fluidas

El estudio de las inclusiones fluidas ha tomado un creciente interés y una aceleración importante en su desarrollo especialmente en los últimos treinta años. Esto es debido principalmente a que estas preservan las fases fluidas presentes en las diferentes etapas de formación de un yacimiento.

Como consecuencia del desarrollo científico-tecnológico relacionado a esta técnica relativamente nueva, ha habido un sustancial incremento en el número de laboratorios que se dedican al estudio de las inclusiones fluidas ya que el progreso tecnológico ha dado lugar a un perfeccionamiento continuo de aparatos específicos para el análisis de inclusiones. Por ejemplo, las platinas calentadoras y de enfriamiento, refrigeradoras, y últimamente los espectrómetros de masa y las microsondas electrónicas y de Raman, que facilitan extraordinariamente su estudio.

Los datos de presión (p), temperatura (t) y composición (x), adquieren una enorme importancia si consideramos que las rocas de la corteza terrestre son el resultado de una larga historia que puede incluir varios episodios de deformación, metamorfismo y diagénesis y a la vez, estos fenómenos están asociados con los distintos fluidos que en ese entorno circulan.

Las propiedades p , t y x pueden ser obtenidas de una manera indirecta utilizando modelos termodinámicos a partir de las fases minerales sólidas presentes en ciertas asociaciones mineralógicas. Sin embargo, la alta variabilidad en el comportamiento de los sistemas geológicos hace que muchas veces las paragénesis minerales no proporcionen los suficientes datos para llevar a cabo una reconstrucción apropiada de los paleofluidos.

El estudio de las inclusiones fluidas llevado a buen término con una correcta interpretación de sus datos, nos proporciona información que no puede ser obtenida de ninguna otra manera ya que ellas son una evidencia directa del papel tan importante que tienen los fluidos durante los procesos geológicos.

La aplicación de esta técnica en conjunto con otras tales como petrografía clásica, petrografía por catodoluminiscencia, análisis químicos, microsonda Raman,

espectroscopia de fluorescencia entre otras, hace del estudio de las inclusiones fluidas una poderosa herramienta que permite al investigador de esta disciplina caracterizar de manera más precisa las propiedades de los fluidos involucrados en la formación y evolución geológica de una región o de un área en particular, asimismo, diversas aplicaciones como en: yacimientos metálicos; estudios de muestras lunares y meteoritos, gemología, estratigrafía y sedimentología, en complejos ígneos y metamórficos, en la prospección de hidrocarburos, en algunos depósitos de domos de sal, en estudios de evolución de la atmósfera y paleoclimatología, en la química de soluciones a alta presión y alta temperatura, durante la perforación de sistemas geotérmicos activos, estudios de muestras en materiales del manto tales como nódulos ultramáficos en basaltos y kimberlita (y posiblemente en diamantes), evaluación de riesgo en sitios para construcción de reactores nucleares y depósitos de desechos radiactivos actualmente ha adquirido un importante auge en el campo de la geotermia aunque desde siempre, la actividad minera acaparado su uso, al menos desde los años 70.

2.3.1 ¿Qué son las inclusiones fluidas?

Durante el proceso de formación de las rocas de la corteza terrestre, sin importar el ambiente geológico (magmáticos, sedimentarios o metamórficos) en el cual se llevan a efecto, los fluidos juegan un papel preponderante, ya que en la ausencia de ellos difícilmente se podrían llevar a cabo todas las reacciones químicas que involucran la formación y transformación de los minerales formadores de rocas.

Los fluidos presentes en estos procesos se encuentran en constante movimiento, lo cual implica que también se encuentren sujetos a cambios constantes tanto en su composición química como en sus condiciones termodinámicas, esto hace que con el tiempo, estos fluidos tengan una evolución y generen una historia la cual queda registrada en forma de inclusiones fluidas.

Una inclusión fluida se forma cuando una cavidad o laguna de crecimiento de un mineral, se rellena por uno o varios fluidos en los cuales puede además haber uno o más minerales sólidos. De esta manera, las inclusiones fluidas son trazas

microscópicas de fluidos sub-superficiales o profundos, de diferentes unidades de tiempo (muy antiguas o muy jóvenes) que quedan atrapadas en los minerales formadores de roca. Los tamaños de las inclusiones normalmente son inferiores a las 100 μm , en su mayoría están entre 5 y 30 μm , aunque se conocen ejemplares con tamaños de varios centímetros. Los fluidos atrapados pueden ser líquido, vapor o fluidos supercríticos y su composición puede incluir esencialmente agua pura, salmueras de varias salinidades, gas o líquidos gaseosos y silicatos, sulfuros o mezclas de carbonatos entre otros.

2.3.2 ¿Cómo se forman las inclusiones fluidas?

Inclusiones Primarias

Cualquier proceso que interfiera con el desarrollo de un cristal perfecto puede causar el atrapamiento de inclusiones primarias, aquí se presentan algunas de las formas más comunes:

- A. Cuando las capas de crecimiento de un cristal no son completamente planas se forman cavidades o vacíos en el que se atrapa el fluido (figura 8 a).
- B. La disolución parcial de un mineral precoz produce numerosos entrantes en la superficie cristalina. Cuando continúa el crecimiento, se pueden formar inclusiones grandes, o bandas de inclusiones pequeñas, en las irregularidades de la superficie (figura 8 b).
- C. Cuando algún objeto sólido se fija a la superficie de un cristal en vías de crecimiento, puede quedar englobado como inclusión sólida y capturar al mismo tiempo alguna inclusión fluida (figura 8 c).
- D. El crecimiento rápido de un mineral puede dar lugar a la formación de un cristal con bordes esqueléticos o dendríticos. Si a este episodio sucede otro de crecimiento más lento, pueden quedar atrapadas en el cristal inclusiones de tamaño variado (figura 8 d).

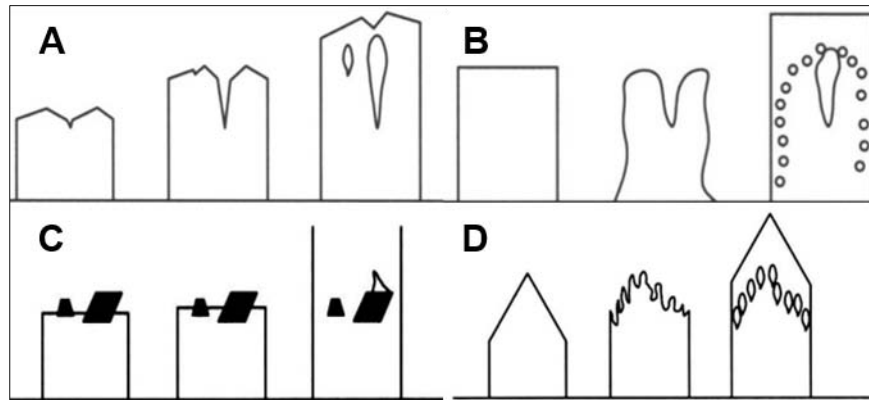


Figura 8. Formas de atrapamiento de las inclusiones fluidas primarias

Inclusiones secundarias

Son las inclusiones que se forman después de haberse formado el cristal, se forman principalmente debido al sellamiento de fracturas que afectan al cristal ya formado o a la separación de un fluido inicial en varias inclusiones con relaciones volumétricas diferentes (figura 9).

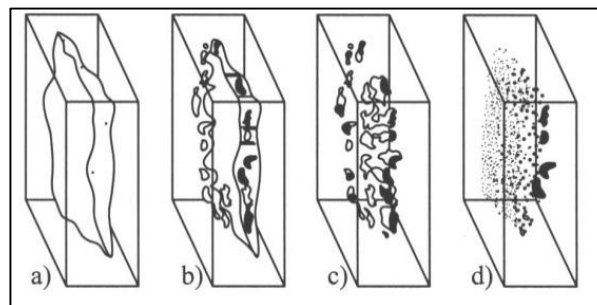


Figura 9. Formación de inclusiones fluidas secundarias. Cicatrización de una fractura en un cristal de cuarzo que da lugar a la formación de inclusiones secundarias. Si este proceso ocurre al tiempo que desciende la temperatura, las inclusiones individuales pueden tener relaciones gas/líquido variables.

2.3.3 Clasificación de las inclusiones fluidas

Dentro del estudio de las inclusiones fluidas (IF), la determinación de su origen es una de las etapas más importantes, durante esta tarea, se crean esquemas con relación al momento de atrapamiento de las IF relativo al mineral que las contiene.

Se evalúan estas paragénesis con el objetivo de determinar cuál de ellas está relacionada con el problema a resolver.

La clasificación más usual reconoce tres términos que son usados para clasificar el origen de la IF. Estos términos a saber, son: primario, secundario y pseudo-secundario (Roedder E. 1984, Bodnar R. J. 2003a), aunque Shepherd *et al.* (1985) las clasifica solo en primarias y secundarias y Goldstein R. H. (2003) por su parte, introduce un nuevo término, el llamado “indeterminado” y además propone que se especifique que la clasificación se realizó mediante petrografía anteponiendo la palabra “petrográficamente” a la clasificación. Ejemplo: petrográficamente primaria, secundaria, pseudo-secundaria, indeterminada (figura 10).

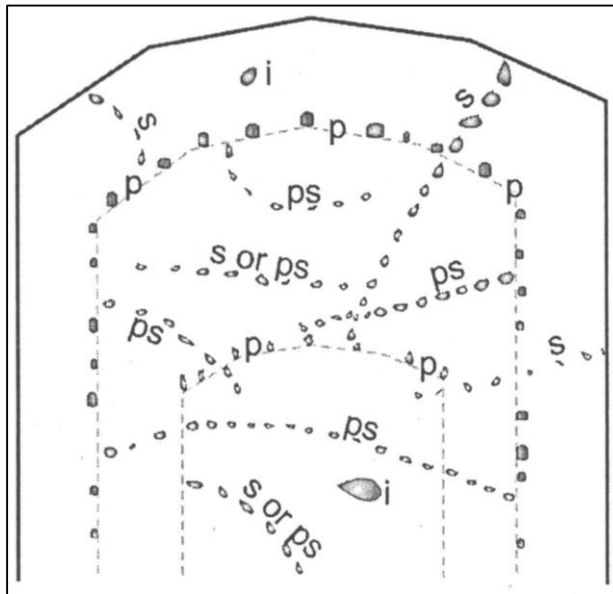


Figura 10. Bosquejo de una vista hipotética dentro de un cristal que muestra inclusiones primarias (p), secundarias (s), pseudosecundarias (ps) e inclusiones de origen indeterminado (i). Tomada de Goldstein (2003).

El término primario se usa normalmente para referirse a las inclusiones que han sido atrapadas como un resultado directo del crecimiento del cristal. Las inclusiones secundarias se forman después que el cristal ha concluido su desarrollo, normalmente cuando se rellenan microfracturas o rasgos de deformación que cortan al cristal. Las inclusiones fluidas catalogadas como pseudo-secundarias se forman antes que el cristal haya terminado su crecimiento, en origen son similares a las IF secundarias ya que son atrapadas en microfracturas o en otros rasgos de deformación. El término indeterminado se enfoca a aquellas inclusiones cuyo origen relativo al crecimiento del cristal no puede ser precisado con seguridad.

El problema se complica en los minerales que constituyen las rocas masivas. Los planos de crecimiento nunca son visibles y la cronología se define con respecto al borde de granos. Las inclusiones primarias aparecen o bien aisladas dentro de los granos, con formas características y de gran tamaño o bien en el borde de los granos. Las inclusiones secundarias atraviesan los bordes de grano según fracturas cicatrizadas o recristalizadas, son mucho más abundantes, y tienen menor tamaño. También se pueden disponer según los planos de exfoliación y mostrar formas muy irregulares.

Los criterios para identificar cada una de las clasificaciones en el análisis petrográfico se pueden consultar en Roedder E. (1984), Bodnar R. J. (2003a), Shepherd *et al.* (1985).

En la actualidad, otro intento de clasificación muy extendido es el de indicar con letras los diferentes tipos en función de las fases principales presentes a temperatura de laboratorio (Roedder E., 1984, Shepherd *et al.* 1985, figura 11). Así tenemos las siguientes fases:

Tipo L. Homogenizan en fase líquida; no suelen llevar sólidos significativos; a veces no tienen fase vapor (monofásicas a temperatura de laboratorio); tienen mayor densidad y son las más abundantes.

Tipo V. Homogeneizan en fase vapor; no suelen presentar sólidos significativos; la fase vapor ocupa un 50% y/o más y tienen menor densidad.

Tipo C. A temperaturas de 20° C, presentan 3 fases: L₁ (líquido fundamentalmente acuoso), L₂ (líquido fundamentalmente carbónico como CO₂, CH₄, etc.) y V (vapor carbónico: (CO₂, CH₄, N₂)).

Tipo S. Este tipo contiene, por lo menos, un sólido. La fase líquida suele ser mucho mayor que la fase vapor. El sólido puede ser precipitado o atrapado mecánicamente. En el primer caso nos indica que el fluido está saturado en ese compuesto. Los sólidos más comunes son NaCl, KCl, anhidrita, nacolita, carbonatos de Ca y Mg, los minerales atrapados mecánicamente son sólidos que estaban en equilibrio con el medio.

Tipo G. Vidrio más fluido y/o fases sólidas, son frecuentes en rocas volcánicas, subvolcánicas, meteoritos y muestras lunares. De apariencia similar, sin embargo presentan una o varias burbujas inmóviles, debido a su elevada densidad.

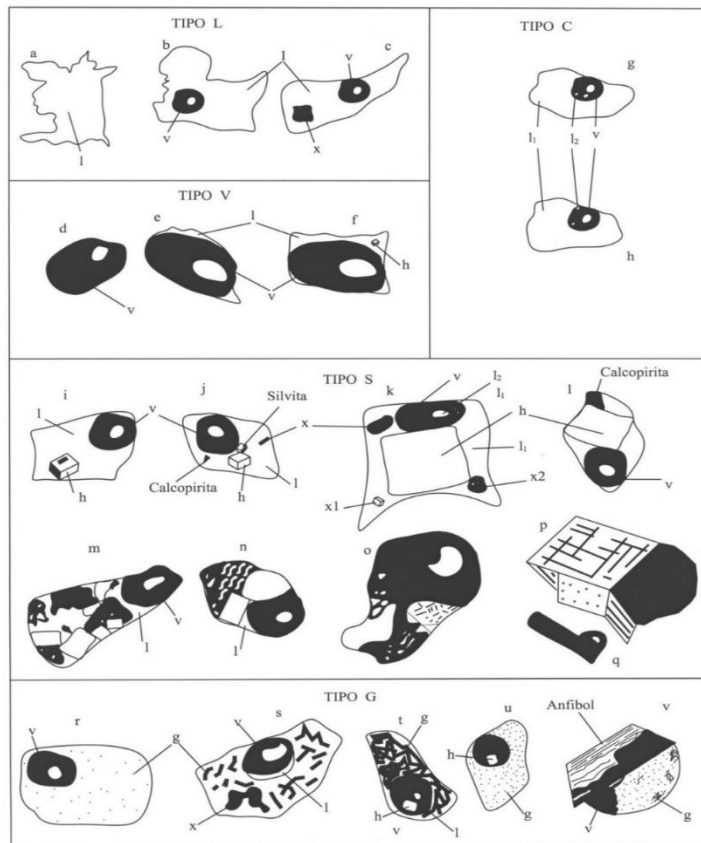


Figura 11. Clasificación de las IF en función de las fases principales presentes: Tipos de inclusiones a: l= líquido, v = vapor, c = fluidos inmiscibles (l1 acuoso, l2 CO₂, CH₄, etc.), s = sólido, g = vidrio, donde: h= halita y x1,2 = varios cristales a menudo no identificados.

3 METODOLOGÍA

3.1 Análisis minerográfico mediante el microscopio electrónico de barrido

Se sabe que la morfología ideal de un depósito VMS típico, consiste en una lente concordante (estratiforme) de sulfuros masivos, compuesto por un 60% ó más de sulfuros (Sangester y Scott, 1976), que en muchos casos es subyacente estratigráficamente por un *stockwork*, discordante (o zona de vetillas), que contiene mineralización de sulfuros. El contacto superior de los lentes de sulfuros masivos con la pared de la roca es colgante y usualmente en sus extremos se acuña, pero el contacto inferior es usualmente gradacional dentro de la zona de vetillas. Así un sólo depósito puede consistir en varios lentes individuales de sulfuros masivos y ellos estar o no debajo de las zonas de *stockwork*. La interpretación convencional que se da a estas morfologías es que la zona de *stockwork*, representa la forma de conducto cerca de la superficie de un sistema submarino hidrotermal y un lente de sulfuro masivo es el resultado de la acumulación de sulfuros tras su precipitación de los componentes de las soluciones hidrotermales en el piso marino alrededor de la abertura de descarga. En la zona de descarga es común que se formen conductos denominados chimeneas, sin embargo, éstas son muy poco frecuentes. En los VMS Mexicanos, éstas no se habían reportado. Uno de los propósitos del presente trabajo es describir, desde el punto de vista minerográfico (ver capítulo 5 Resultados), los restos de chimeneas colapsadas encontradas dentro de la zona de estudio.

Se analizaron muestras tubulares de restos de chimeneas colapsadas por minerografía y microscopio electrónico de barrido (EDS) en el Centro de Geociencias UNAM. La principal utilidad de dicho instrumento consiste en la adquisición de imágenes mediante la técnica de *back-scattering*, poniendo de relieve variaciones en el crecimiento de los cristales (zoneamientos, corrosiones, etc.) gracias a la diferencia composicional de cada una de dichas bandas (variaciones en la cantidad de elementos traza). Asimismo, es posible llevar a cabo un análisis cualitativo de la variación composicional gracias al análisis de la

intensidad de los electrones retrodispersados (EDS). Los resultados de estos análisis se muestran en el capítulo 5, figuras 20 y 21.

3.2 Geocronología U-Pb

Se realizó el fechamiento mediante isotopía U-Th-Pb en circones de la muestra VIC-10 que consiste en una lava de composición andesítica (más detalles en la figura 22). Esta muestra sobreyace estratigráficamente a la roca encajonante que contiene la mineralización dentro de la Formación Villa Ayala y se fechó con la finalidad de conocer la edad de la mineralización. Para realizar este proceso se utilizó el Espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo (LA-ICP-MS) dentro del Centro de Geociencias de la UNAM. A continuación se describe brevemente la técnica que se utilizó para obtener la edad, comenzando desde la separación de circones para someterlos al láser de ablación hasta la reducción de datos para obtener la gráfica de concordia con la edad media ponderada.

Separación mineral

El procedimiento se llevó a cabo en el laboratorio de microscopía electrónica en donde se realizó la separación individual de circones para su posterior análisis en el LA-ICP-MS. Este proceso de separación comprende varias etapas y principalmente son:

1. Molienda y tamizado. Se realizó en un molino de roca en el cual se quebraba en pedazos más pequeños el total de la muestra. Con el tamizado se logró que los minerales pesados como circón, apatito, grante, etc. se quedaran en la malla de 80. Ésta será la muestra con la que se continúa el proceso.
2. Lavado y secado de la muestra. Se lavan las partículas con el fin de quitar material fino y se pone a secar en un horno por un periodo de 24 horas.
3. Separación de minerales según sus propiedades magnéticas en el separador magnético Frantz. La separación magnética consiste en someter los minerales a un campo magnético externo, en el cual la susceptibilidad magnética de los minerales es el principal criterio de separación. Los minerales se acercan al imán del Frantz y caerán a lo largo de una regleta

inclinada lateralmente y con pendiente longitudinal (15°), la cual tiene dos arroyos principales en los que se dividirán minerales según su susceptibilidad magnética. El operador debe ajustar el amperaje y la vibración del equipo. Al final del riel se recuperan los minerales magnéticos de los no- magnéticos siendo el circón carente de propiedades magnéticas

4. Separación por líquidos pesados o separación por densidad. Consiste en sumergir los minerales no-magnéticos en yoduro de metileno (MEI) el cual tiene una densidad conocida de 3.325 gr/cm^3 a temperatura de 20°C . Se observa que, los minerales menos densos que este líquido flotan y los más densos se hunden. El circón tiene una densidad específica de 4.68 gr/cm^3 (Klein y Hurlbut, 2001) por lo tanto, se recuperará la fracción pesada que queda en el fondo del recipiente con yoduro de metileno, así logramos descartar a los minerales no-magnéticos ligeros para continuar con la separación de los circones.
5. Selección manual de circones. Con ayuda del microscopio se ubican los circones del resto de los minerales, se toman con unas pinzas y se colocan en un vidrio que servirá de patrón de medida para hacer una probeta de resina. Cuando la resina líquida se endurece, se procede a desbastar y pulir la superficie hasta dejar expuestos los circones.

Cabe resaltar que cada uno de los pasos se realizó con especial cautela para evitar la contaminación de la muestra.

Cuando se terminó de hacer la probeta de resina que contiene a los circones, se tomaron fotografías con luz reflejada y luz transmitida que ayudaron a seleccionar los puntos de ablación. Adicionalmente se realizó la catodoluminiscencia para observar con detalle las zonas de crecimiento, bordes y núcleos de cada uno de los circones.

Procesamiento de la información

Una vez ablacionados los cristales, se integró la información de la señales del LA-ICP-MS, la reducción, corrección y cálculo de las relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ se realizó en el software estadístico R

(Tanner y Solari, 2009). Luego de la depuración y la selección de los datos, se procedió a graficar el diagrama de concordia y el cálculo de la edad, empleando para esto el “add-in” para excel “Isoplot 3.0 (Ludwing, 2004). El cálculo de las edades fue realizado con el promedio ponderado de las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de los análisis realizados. Posteriormente se continuó con un proceso de selección de los datos, teniendo en cuenta varios parámetros, para así obtener una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (media ponderada). A la edad obtenida se le calculó el MSWD (Mean Square of Weighted Deviates), el cual es un indicador del grado de ajuste estadístico de la regresión de los datos teniendo en cuenta su incertidumbre y se usa para expresar la dispersión de los datos. Generalmente un MSWD < 2.5 puede considerarse como una dispersión aceptable.

3.3 Método de trabajo para la microtermometría de inclusiones fluidas

3.3.1 Selección de las muestras

Para hacer la selección de las IF que se deben de estudiar se tiene que enfrentar el problema de establecer la liga entre tales inclusiones y el proceso que se quiere investigar. La tarea de selección de las IF inicia desde el trabajo de campo en donde se define el marco geológico-estructural y se detecta el evento geológico a dilucidar.

Una vez que se define el problema geológico que se quiere resolver, se procede a tomar las muestras que pertenezcan al evento o sucesión de eventos involucrados en dicho problema y se da inicio a la elaboración de las secciones delgadas doblemente pulidas en las cuales se hará la separación de las familias de inclusiones. Aunque la mayoría de las muestras contienen numerosas asociaciones de inclusiones, solo algunas de ellas serán relevantes para dar respuestas que conduzcan a la solución del problema.

Antes que cualquier asociación de inclusiones fluidas (AIF) pueda ser utilizada para estudiar la evolución térmica y química de un sistema geológico, uno debe estar seguro que los fluidos atrapados en las inclusiones sean representativos de los fluidos existentes en el momento de la formación de la inclusión, esto es, deben de

cumplir con tres premisas conocidas como “Reglas de Roedder” (Bodnar 2003 b) las cuales establecen que:

1. Las inclusiones deben ser atrapadas en una fase homogénea;
2. Las inclusiones representan un sistema isocórico;
3. Después de su atrapamiento, nada ha sido adherido a, o removido de, las inclusiones.

3.3.2 Preparación de las muestras

Muestras en general

La forma de preparación de la muestra dependerá de la dureza de la roca o mineral que se desea estudiar, pero independientemente de esto, hay que considerar que las inclusiones fluidas son frágiles por lo cual, las muestras deben ser tratadas cuidadosamente. Las técnicas de preparación deben de estar diseñadas para evitar el calentamiento de la muestra y su deformación mecánica. A continuación se explica cómo realizar una sección adecuada para poder trabajar con las inclusiones fluidas:

Sección delgada doblemente pulida: Para preparar una sección de este tipo se requiere realizar ocho pasos:

1. Impregnación de la muestra de roca;
2. Reducción del tamaño de la muestra mediante corte;
3. Esmerilado de la superficie que será montada;
4. Pulido de la superficie a ser montada;
5. Montaje de la roca pulida sobre el vidrio;
6. Corte del excedente de roca en el vidrio;
7. Desbastado de la roca montada hasta obtener el espesor apropiado y;
8. Pulido de la superficie de la sección delgada.

La preparación de muestras para realizar estudios de inclusiones fluidas que contienen hidrocarburos, requieren de cuidados adicionales.

Fragmentos con crucero: Algunos minerales que presentan buen crucero como son la calcita, dolomita, halita, fluorita, yeso y anhidrita, producen un pulido natural libre de hoyos e irregularidades. Aunque el desprender fragmentos de estos minerales con crucero se considera como un “método sucio y rápido” de obtener pequeños pedazos de mineral con lados paralelos que fungen como muestras ya preparadas, estas presentan grandes ventajas con respecto a otras técnicas debido a que son fáciles de preparar, se asume en este caso que las inclusiones en materiales suaves se preservan.

Placas rápidas: Estas láminas se consideran como “ahorradoras de tiempo” , aunque estas se preparan siguiendo la trayectoria de los ocho pasos mencionados arriba, solo que en este caso, el último paso (pulido final de la superficie) no se realiza hasta estar seguro que la muestra tiene las inclusiones que se requieren para el estudio de esa muestra. Para saber si la muestra tiene inclusiones, al finalizar el paso 7, la superficie se cubre con un aceite de inmersión de índice de refracción similar al del mineral estudiado y de esta manera se puede ver al microscopio si existen o no inclusiones, de existir estas, se procede al terminar el pulido de la muestra, en caso contrario, la muestra es desechada ahorrando el tiempo del pulido final.

Una descripción amplia de las técnicas de preparación de muestras de rocas en láminas delgadas para análisis microscópicos la presenta Roedder (1984) y Shepherd. et al., (1985).

3.3.3 Medición microtermométrica de las inclusiones fluidas

La microtermometría de inclusiones fluidas es una técnica analítica que permite determinar ciertas variables fisicoquímicas básicas. Se basa en la identificación microscópica de los cambios de fase que experimenta el fluido atrapado al interior de las inclusiones fluidas durante un proceso controlado de enfriamiento y calentamiento.

El análisis se realiza con la ayuda de un microscopio petrográfico de luz transmitida, de 1000 aumentos, al que se le ha adicionado una platina térmica que permite el

calentamiento de especímenes hasta los 650° C, y un sistema de enfriamiento a base de nitrógeno líquido que baja la temperatura hasta -200°C. El método consiste en provocar la solidificación (bajo observación microscópica) de las fases fluidas, mediante la disminución progresiva de la temperatura (hasta -200°C). Los procesos de enfriamiento y calentamiento de las muestras se realizan a una velocidad lenta (1°C por minuto) a fin de permitir el equilibrio de las fases, y detectar ópticamente los fenómenos de fusión y homogenización. Sabiendo que el rango de temperaturas de observación es de - 200 a + 650°C, hacen del método un proceso meticuloso.

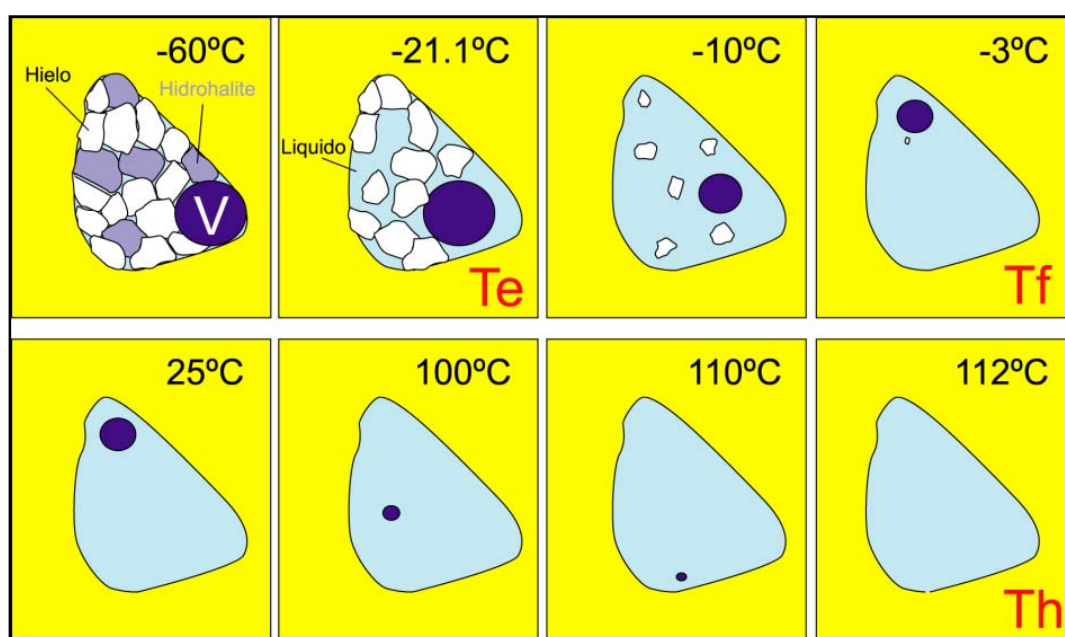


Figura 12. Ejemplo de inclusión acuosa conforme aumenta y disminuye la temperatura. Las temperaturas que se pueden medir son: T_e - temperatura eutéctica, T_{ff} - Temperatura Fusión del Hielo y T_h - Temperatura de Homogenización.

Un análisis microtermométrico en inclusiones fluidas genera tres tipos fundamentales de información, T_e = temperatura eutéctica del sistema, T_{ff} = temperatura de fusión del último cristal de hielo dentro de la inclusión, y T_h = temperatura de homogenización de fases (figura 12). Generalmente, en inclusiones fluidas acuosas se observan estos tipos de temperaturas.

Es importante mencionar que los datos de T_{ff} y T_h obtenidos deben de corregirse usando una curva de calibración para el equipo, construida con estándares de puntos

de fusión conocidos, con la finalidad de tener una base de referencia para el manejo de los resultados. Cabe mencionar que los equipos modernos presentan directamente una auto-corrección como la platina tipo LINKAM. A continuación se detalla el significado de los dos principales procesos en las corridas microtermométricas: el proceso de enfriamiento y el proceso de calentamiento (ver figura 13):

1) Proceso de enfriamiento para obtener la temperatura de fusión del hielo:

La temperatura de fusión es la temperatura en la cual el último cristal de hielo en una inclusión previamente congelada desaparece. Por convención, la salinidad es calculada a partir de la T_f asumiendo que el fluido solo contiene agua y NaCl.

Para estimar la salinidad de una inclusión se recurre a una propiedad coligativa, esta es la depresión del punto de congelación en una solución agua-NaCl. Así, conforme aumenta la salinidad de la solución, disminuye su punto de congelación. Por lo tanto, congelando la inclusión y determinando la temperatura de fusión del hielo se obtiene, por medio del diagrama de fases H₂O-NaCl, una estimación de la salinidad del fluido dentro de la inclusión. Para determinar la temperatura de fusión se congela la inclusión con nitrógeno líquido, mucho más allá de la temperatura de solidificación. Posteriormente, se calienta gradualmente y en forma controlada hasta llegar al punto en que el hielo comienza a fundirse. Esta temperatura corresponde a la composición del eutéctico. Cuando desaparece el último cristal de hielo se registra la temperatura con la que, de acuerdo con el diagrama H₂O -NaCl, se estima la salinidad relativa del fluido en % peso equivalente de NaCl. Se entiende que el punto de solidificación de una sustancia es función de su contenido salino, por lo cual esta determinación permite el cálculo del porcentaje de sales disueltas en la fase acuosa.

2) Proceso de calentamiento para obtener la Temperatura de homogenización:

La temperatura de homogenización aporta información sobre la temperatura mínima de formación del cristal. En ese proceso la temperatura de homogeneización es aquella en que dos fases distintas de una inclusión se transforman en una fase única. El proceso de calentamiento se efectúa exactamente sobre las mismas inclusiones que se analizaron a baja temperatura. La temperatura de

homogeneización permite determinar, la densidad del líquido atrapado en la inclusión.

Durante el calentamiento de una inclusión bifásica (L+V) se produce la desaparición progresiva de la burbuja, hasta su completa desaparición al cuando ocurre se alcanza la temperatura de homogeneización (T_h). Dicha temperatura, en general, es diferente y menor a la temperatura de atrapamiento (T_T) de la inclusión.

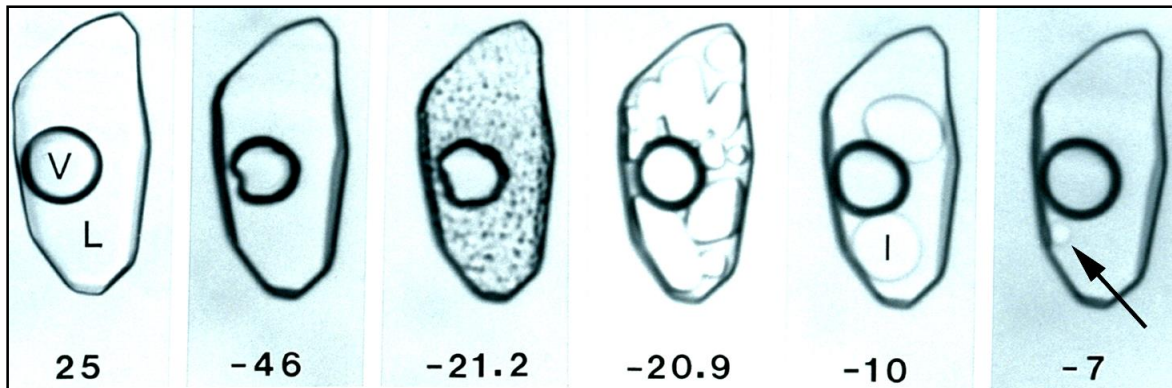


Figura 13. Ejemplo del comportamiento de fases en una inclusión fluida del Sistema $H_2O-NaCl$ con salinidad del 10%wt. En $-46^\circ C$, la inclusión contiene un sólido vítreo que desvitrifica a temperatura eutéctica ($-21.2^\circ C$), produciendo una mezcla de grano fino de hidrohalita y hielo. El ligero calentamiento por encima de la temperatura eutéctica ($-20.9^\circ C$) desaparece la hidrohalita y recrystaliza el hielo para formar varios cristales grandes. Con el continuo calentamiento, los cristales se disuelven gradualmente ($-10^\circ C$), dejando un pequeño y único cristal a $-7^\circ C$, disolviéndose completamente en $-6.6^\circ C$, este último dato, es la temperatura de fusión del hielo, y es el valor útil para determinar la salinidad (Tomado de Bodnard, 2003c).

3.3.4 Equipo de medición

El equipo microtermométrico consta de una platina calentadora-refrigeradora marca Linkam SGM 600, 3 consolas programables que dirigen y regulan la temperatura, un microscopio petrográfico marca Olympus, fuente de luz de 150 W y un sistema de video acoplado con visualización hacia una pantalla de televisión de 40" (Figura 14).

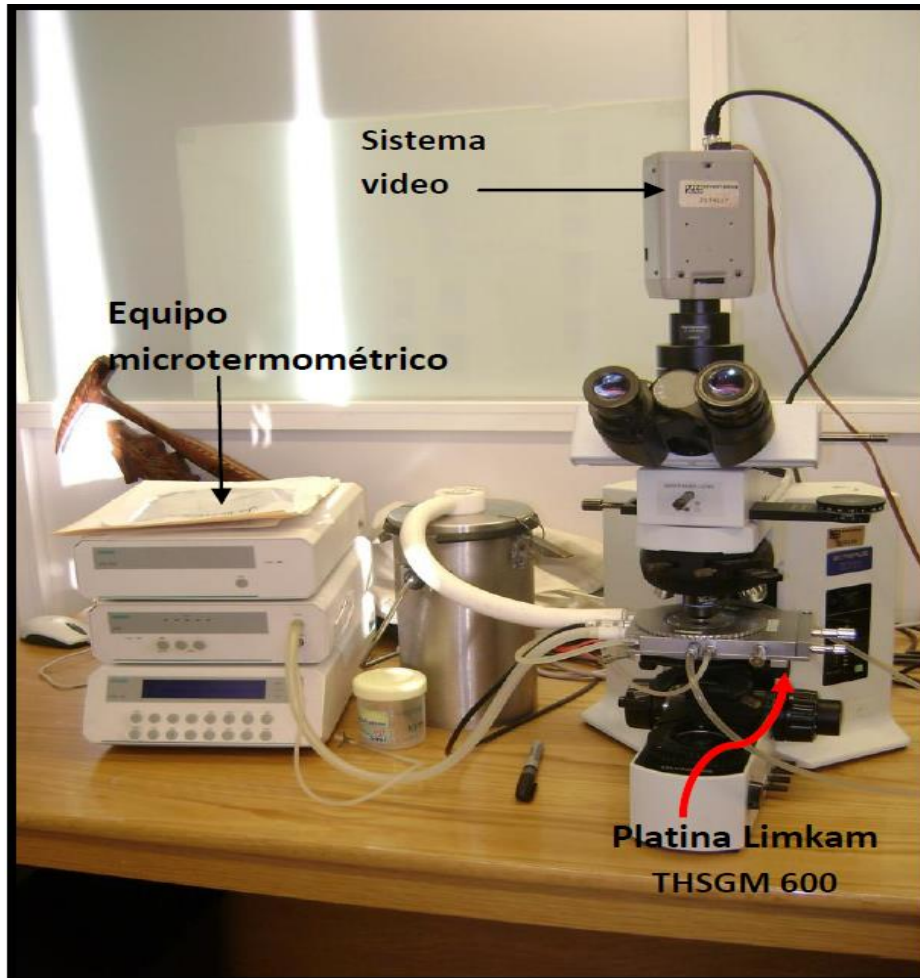


Figura 14. Equipo de microtermometría en CGEO-UNAM. La platina térmica instalada sobre el microscopio polarizante Olympus (x50 objetivo). La platina LinkamTHSGM alcanza un rango de temperaturas entre -200°C y $+650^{\circ}\text{C}$.

4 MARCO GEOLÓGICO

4.1 Generalidades de los VMS mexicanos

Los sulfuros masivos vulcanogénicos mexicanos, se han detectado desde Baja California, Chihuahua hasta Guerrero y ocurren a lo largo del margen circumpacífico en lo que se conoce como Terreno Guerrero (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995, 2000 y 2007, Giles y García-Fons 2000, Lewis *et al.*, 2000, Miranda-Gasca 2000, Camprubí, A., 2009, Alfonso *et al.*, 2011, Centeno-García *et al.*, 2011 y Torró *et al.*, 2011). Estos depósitos se presentan en forma de mantos relacionados a sedimentos y volcanismo bimodal tanto en lavas como depósitos piroclásticos.

De norte a sur, en Baja California esta secuencia es conocida como Arco Alisitos y es considerada por Almazán-Vázquez, (1988a y 1988b), como un arco insular de naturaleza calco-alcalina emplazado cerca de la margen Occidental de la placa de Norteamérica, al Oriente en el Valle de Los Olivos Parral Chihuahua, Miranda-Gasca (2003) señala una mineralización a Zn-Pb-Cu-Ag-Au Cretácica del tipo Kuroko. En San Nicolás Zacatecas, los sulfuros masivos están relacionados a un volcanismo básico a ácido de composición calcoalcalina (Tardy *et al.*, 1994). En el distrito minero de Cuale Jal., las rocas volcanoclásticas descansan sobre esquistos pelíticos y están esencialmente compuestas por tobas de afinidad dacítica a riolítica cloritizadas y relacionadas a domos porfídicos de riolita y las tobas están intercaladas con arenas tobáceas y horizonte de clorita (González-Partida 1993). En el Arco Guanajuato los sulfuros están muy diseminados (ej. Mina San Ignacio Martínez-Reyes *et al.*, 1995, Mengelle *et al.*, 2006). Aquí las pillow-lavas son de composición basáltica, intercaladas con tobas, y corresponden a tonalitas de arco que afloran cerca de León, Guanajuato. (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992). En Guanajuato (cuenca de Arperos) según Tardy *et al.*, (1994), las pillow-lavas presentan una tendencia calco-alcalina a shoshonítica. Aquí el llamado gabro de Arperos presenta un rango amplio en las relaciones isotópicas de plomo y ha sido interpretado por Lapierre *et al.*, (2000) como originado a partir de un centro de expansión oceánica. En la Minita Mich., los piroclásticos de composición intermedia

a ácida coexisten con rocas calcáreas producto de desarrollos arrecifales y horizontes arcillosos fosilíferos del Cretácico (González-Partida 1981, 1985 y González-Partida y Torres-Rodríguez 1988). En el distrito minero de Rey de Plata las rocas volcanoclásticas de composición principalmente andesítica se depositaron al mismo tiempo que las rocas carbonatadas de la Plataforma Morelos en el Cretácico, ya que pillow-lavas espilitizadas afloran en Rey de Plata junto con las tobas que alojan a los sulfuros masivos (González-Partida 1993). En Campo Morado, el volcanismo básico presenta una tendencia alcalina mientras que el intermedio a ácido (andesita-dacita-riolitas) es claramente calci-alcalino de acuerdo al análisis de elemento mayores (González-Partida 1993).

Algunos yacimientos están claramente formados en una cuenca de tras-arco relacionada a un arco volcánico submarino del borde Occidental Mexicana del discutido Terreno Guerrero (González-Partida y Torres 1988, Mortensen *et al.*, 2008). Cabe destacar y señalar que al menos los yacimientos (“*cluster*” VMS del Sub-Terreno Teloloapan) de Tizapa- Santa Rosa, Rey de Plata, Tlanilpa-Azulaquez, Campo Morado y Suriana, éstos se encuentran muy próximos a lo que fue la plataforma de Morelos. El prospecto Tonatico-Zacualpan se encuentra al norte del yacimiento Tlanilpa-Azulaquez bajo el mismo contexto geotectónico ya mencionado.

En México para el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, tres eventos dominaron la evolución tectónica y paleogeográfica de México:

- 1) Como preludio a la formación del Terreno Guerrero, se tiene el movimiento del bloque Yucatán, el cual llegó a su posición actual al final del Jurásico Medio según Marton y Buffler (1994) y Pindell y Kennan (2001), lo que permitió la formación del Golfo de México al Este y las plataformas Mesozoicas al Centro y Sureste de México, mientras que al Occidente se iniciaba la formación del Terreno Guerrero.
- 2) Desarrollo de amplias Plataformas carbonatadas Mesozoicas principalmente en el Cretácico Inferior. Estas plataformas se extendieron desde el Este de Texas, Noreste, Centro y Sureste de México (Wilson, 1975 y Smith 1981). Así la Formación Aurora al Norte de México y sus equivalentes en las

plataformas de Coahuila, San Luis Valles, Tuxpan, El Doctor, Morelos y Yucatán marca la fase mayor de condiciones de plataforma carbonatada del Cretácico (Goldhammer and Johnson 2001).

- 3) Subducción del Pacífico en el borde occidental de México, en donde se desarrolló un arco magmático y cuenca marginal de tras-arco con diferentes estadios de evolución tiempo-espacio; es en esta cintura magmática donde se encuentran localizados los sulfuros masivos exhalativos vulcanogénicos mexicanos (González-Partida y Torres-Rodríguez 1988, González-Partida 1993). El análisis diferencial (y/o fragmentario) y local de esta cintura magmática ha propiciado que los distintos autores que la han estudiado la denominen de manera diferente, así en el Norte se la conoce como arco Alisitos (Dickinson 1981, Almazán-Vázquez 1988a y 1988b), en el Centro como Arco Guanajuato - Cuenca de Arperos (Tardy et al., 1994, Ortiz-Hernández et al., 1992, Martínez-Reyes et al., 1995) y al Sur de México como Terreno Guerrero - Arco Guerrero (Campa y Coney 1985, Miranda-Gasca 1995, Freydier et al., 1996 y 1997, Ortiz-Hernandez et al., 1992, Tardy et al., 1993, entre otros) y en Chiapas con el denominado Arco Chontal (Carfantán 1981).

4.2 Distribución del Terreno Guerrero: sub-Terreno Teloloapan

Geológicamente la zona de estudio se encuentra dentro del sub-Terreno Teloloapan, subdivisión del denominado Terreno Guerrero. El Terreno Guerrero está caracterizado por un vulcanismo submarino. A su vez registra un complejo de subducción relacionado a procesos influenciados por un movimiento principal que cambió la posición del Terreno y un rift compuesto según Centeno *et al.*, (2008). El Terreno se conforma por cinco sub-Terrenos como es Arcelia, Guanajuato, Teloloapan, Tahue y Zihuatanejo.

Los sub-Terrenos Guanajuato y Arcelia son caracterizados por una secuencia ofiolítica (Cretácico inferior, 145 Ma) de subducción formadas de rocas sedimentarias y marinas profundas con basaltos MORB (Mid Ocean Ridge Basalt),

OIB (Oceanic Island Basalt), IAB (Island Arc Basalt), que se sitúan entre el continente y el ensamblaje del sub-Terreno Zihuatanejo.

El sub-Terreno Tahue, está compuesto por un arco acrecionado de edad del Paleozoico (359-251 Ma) y rocas sedimentarias pertenecientes a un eugeosinclinal (margen activo), así mismo se encuentran rocas meta-ígneas correlacionables a un rift de edad Triásica (249-199 Ma), las cuales son sobreyacidas discordantemente por lavas almohadilladas, basaltos, calizas y rocas vulcanoclásticas.

El Sub-Terreno Zihuatanejo está formado por un flanco oceánico del Triásico (251-199Ma) y un ensamble de piso oceánico acrecionado en el Jurásico temprano (199-175Ma), asociado a un complejo de subducción. Los complejos de subducción son superpuestos en el Jurásico medio (175-161Ma), e involucra rocas volcánicas que están sobreyacidas discordantemente por ensambles vulcano-sedimentarios relacionados a ambientes marinos. (Centeno *et al.*, 2008).

Para caracterizar el Sub-Terreno Teloloapan (figura 15) se han realizado varios estudios para establecer una unidad tipo, diferenciable y correlacionable con otras unidades.

Guerrero-Suástegui (2004) reconoce al Sub-Terreno Teloloapan como una secuencia de caliza masiva, con estratificación mediana y texturas que varían de mudstone a boundstone con una marcada influencia de actividad volcánica del Aptiano-Albiano. Definiendo en la base un contacto gradacional con rocas volcánicas de la Formación Villa de Ayala, identificado por el último estrato de roca tobácea verde o bien por un zona de transición.

Por otro lado Rivera-Carranza (1998) interpreta el ambiente de depósito de este Terreno como un ambiente de plataforma en la zona central y un ambiente de talud y cuenca en los bordes, conformando un pre-arrecife y post-arrecife.

Centeno *et al.*, (2008), sigue que el Sub-Terreno Teloloapan se compone de un arco volcánico datado del Cretácico inferior (145 Ma), de composición andesítica a basáltica, así como flujos lavas submarinas, secuenciados en rocas calizas y vulcanoclásticas marinas.

Salinas- Prieto et al. (2001) describe al Terreno Mixteco, el cual consiste en calizas arrecifales y subarrecifales del Albiano– Cenomaniano cubiertas por sedimentos tipo flysch del Cretácico Superior (Formaciones Morelos y Mexcala). Este conjunto presenta desarrollo de superficies de esquistocidad sólo en las porciones cercanas a las estructuras mayores de cabalgadura, con orientación sensiblemente norte–sur.

La geología estructural de la zona está dominada principalmente por sistemas normales y de cabalgadura. En principio tenemos el Sub-Terreno Arcelia (STA), el cual está cabalgando al Sub-Terreno Teloloapan (STT). Aunque la literatura nos dice que el contacto no se puede reconocer con exactitud, hay lugares donde se observa que las rocas volcánicas, pizarras y lutitas que componen el STA sobreyacen a las rocas sedimentarias, basálticas y andesíticas que conforman el STT.

El Sub- Terreno Teloloapan se divide en dos regiones: al este se caracteriza por rocas depositadas por actividad volcánica marina somera y depósitos sedimentarios marinos de baja profundidad y al oeste por rocas volcánicas y facies sedimentarias ambas de ambientes más profundos, ensamblados, con variación en composición de basáltica-andesita a rolita-dacita en menor proporción. Esta unidad contiene microfósiles (radiolarios y cocolitos), gasterópodos, y bivalvos de una edad de Hauteriviano (133.9 Ma)-Aptiano (125 Ma).

El Sub-Terreno Teloloapan se expone principalmente en las zonas más al este del Terreno Guerrero, el cual se caracteriza por un complejo estructural de sistema de fallas activas con buzamiento hacia el este. Las rocas pertenecientes al Cretácico inferior están severamente deformadas y con bajo grado de metamorfismo en facies de esquistos verdes, (Tardy 1992).

Se definen tres subdivisiones geológicas dentro de la zona de estudio.

- I. Comprende la unidad conocida como Villa de Ayala. La estratigrafía consiste en alternancias de basaltos en coladas y almohadillas, autobrechas de almohadillas y de arenas volcánicas, cubiertas en concordancia por

sedimentos tobáceos y radiolaríticos. Hacia la cima, los niveles sedimentarios resultan más abundantes y se interestratifican con tobas y conglomerados. Esta unidad se divide a su vez en tres secciones diferenciables como:

- Secuencia superior de rocas volcánicas félsicas.
 - Secuencia media de rocas sedimentarias.
 - Secuencia inferior compuesta por rocas vulcanoclásticas y tobas de andesita.
- II. La segunda área está conformada por rocas sedimentarias clásticas cubriendo la secuencia volcánica. La cubierta sedimentaria, que reposa en transición sobre el arco, está constituida por sedimentos volcánicos interestratificados con lentes de caliza del Aptiano Superior, así como lutitas carbonosas y turbiditas.
- III. Como última zona, tenemos la conformada por rocas del Paleógeno que están representadas por el conglomerado polimíctico de la Formación Balsas y una unidad volcánica denominada formación Tilzapotla conformada por una riolita masiva.

En este sub-Terreno hay dos estilos dominantes de mineralización de metales base: El primero consiste en mineralización vulcanogenética de Zn-Pb-Ag-Au de tipo Kuroko del Cretácico Inferior y se encuentra en los distritos mineros de Tizapa-Santa Rosa, Rey de Plata, Tlanilpa-Azulaquez, Campo Morado- Suriana y el prospecto Tonatico-Zacualpan (Miranda Gasca, 1995; Heredia-Barragán y García Fons-1989). El segundo estilo de mineralización consiste en vetas con rumbo norte-oeste asociadas a fallas normales y compuestas de sulfuros-cuarzo polimetálico del Oligoceno-Mioceno que afloran en Taxco y algunos distritos en Zacualpan.

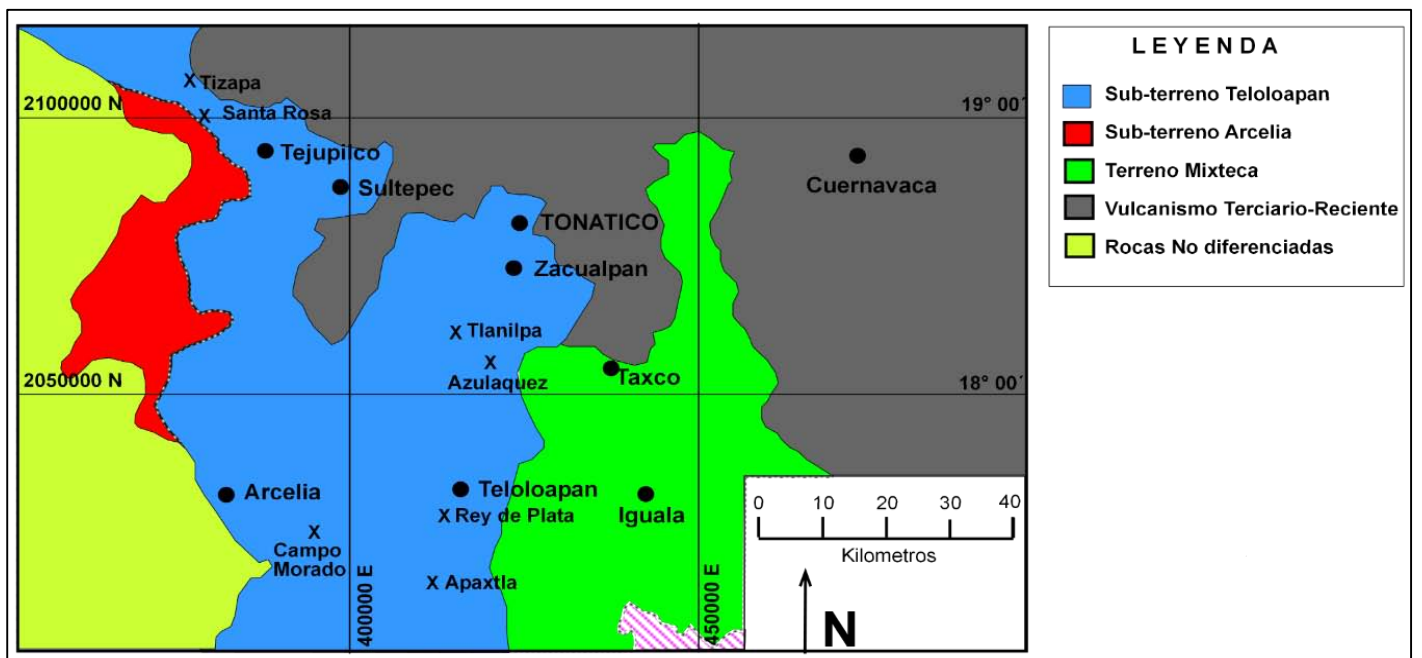
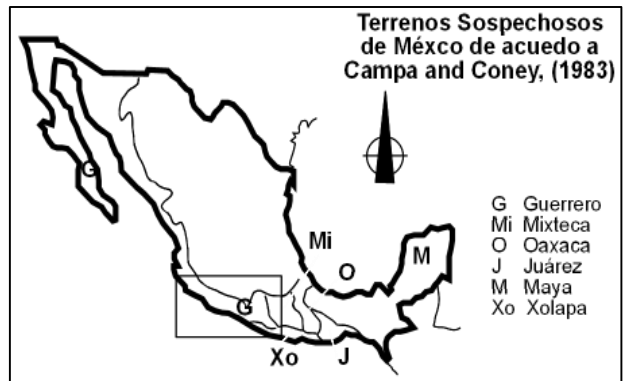
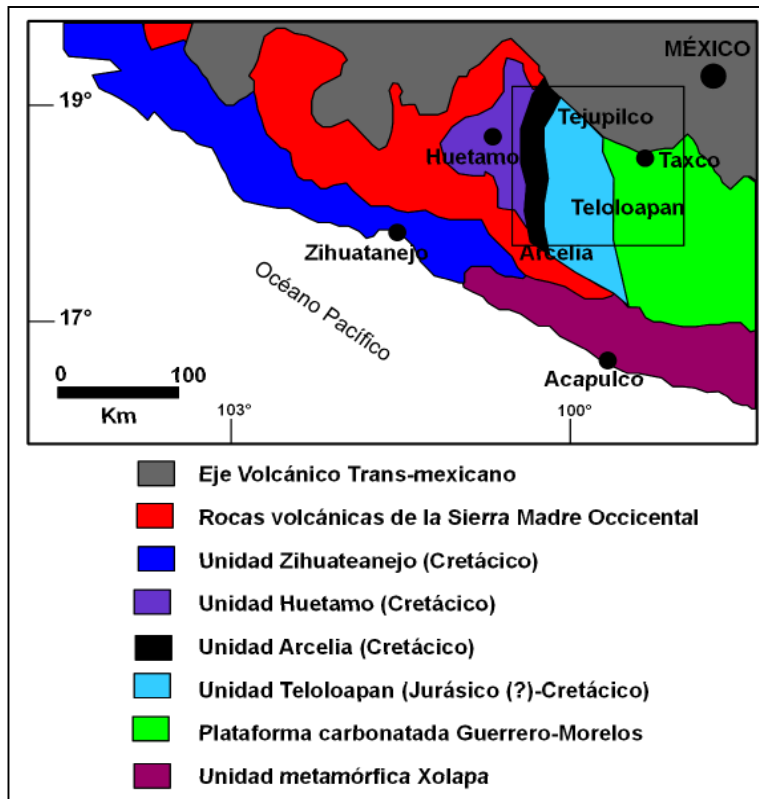


Figura 15. Distribución del sub-Terreno Teloloapan y los distritos mineros alojados en el sub-Terreno (modificado de Rhys *et al.*, 2000). El sub-Terreno Teloloapan colinda al norte con la Faja Volcánica Transmexicana, al este con la plataforma Guerrero-Morelos que forma parte de la evolución del Terreno Mixteca y al oeste con el sub-Terreno Arcelia con rocas volcánicas asociadas a arco de isla.

4.3 Geología Local

La zona de estudio se encuentra sobre secuencias de rocas volcánicas bi-modales y polideformadas, así como rocas sedimentarias marinas del arco de Teloloapan. Al este y sureste de la zona de estudio se expone un gran afloramiento de caliza de la formación Morelos (Centeno *et al.*, 2008)

La mineralización del prospecto Tonatico- Zacualpan está en la Formación Villa Ayala. Localmente y en el área de estudio la Formación Villa de Ayala está representada por rocas volcánicas andesíticas. La vasta área expuesta de esta unidad comprende dos secciones basadas en la posición estratigráfica relativa a la unidad de tobas félsicas. Ambas secuencias tienen composiciones de rango de basáltico-andesítica a andesítica.

a. Secuencia andesítica inferior.

Estratigráficamente debajo de la unidad de tobas félsicas, está compuesta principalmente de plagioclasas + horblenda, diques sub-volcánicos y sills, con rocas vulcanoclásticas y tobas subordinadas. Posee espesores de 400 m aproximadamente y presenta un contenido de capas y lentes discontinuos de conglomerado volcánico, brecha de tobas, brecha hialoclástica y capas de toba, así como clastos del tamaño de gravas a guijarros, de composición dacítica, tobácea y andesítica (figura 16, incisos c-g)

b. Secuencia andesítica superior.

Cubre la parte norte y noroeste de la zona con un espesor de 250 m de andesita gris, verde y purpura, con toba de lapilli, grauvaca feldespática y lentes intercalados de caliza. Tenemos menor cantidad de flujos de lava que en la secuencia andesítica inferior. La andesita es masiva de color verde con fenocristales de plagioclasa (figura 16, incisos a y b).

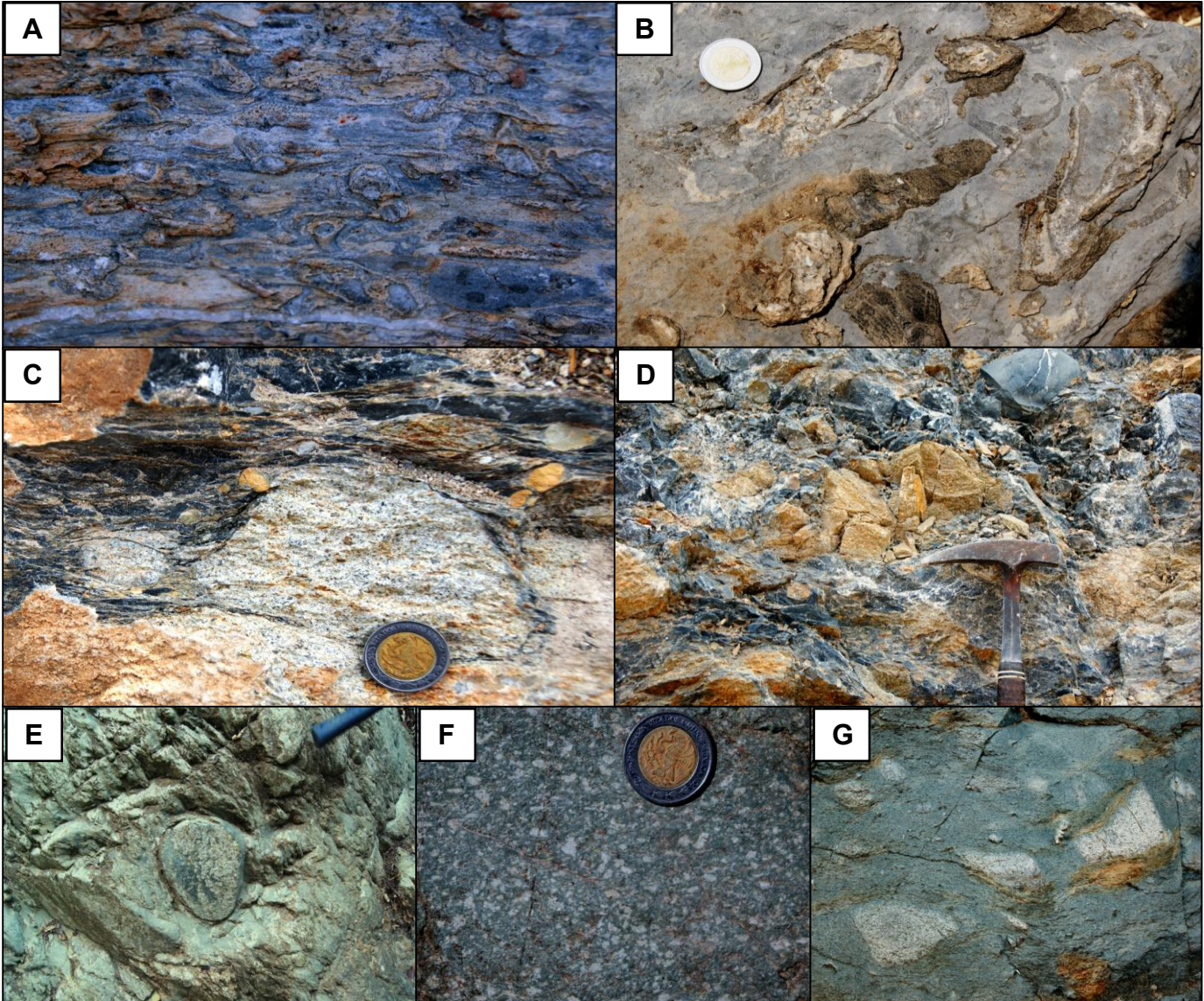


Figura 16. Secuencia andesítica inferior y superior de la Formación Villa de Ayala. Afloramientos en el área de estudio, desde la cima hacia la base tenemos: a) y b) lentes intercalados de calizas con fósiles que corresponden a la secuencia andesítica superior. c) y d) secuencia andesítica inferior que consiste en la zona de hialoclastitas. e) y g) Hacia la base de la Formación Villa de Ayala (secuencia andesítica inferior) se encuentran flujos piroclásticos submarinos (brechas). f) lavas andesíticas parcialmente cloritizadas.

Las Formaciones que sobreyacen a la Formación Villa de Ayala son:

Formación Ametepec (Albiano-Cenomiano): Compuesta principalmente por rocas arcillosas-carbonatadas, predominando los carbonatos de horizontes delgados con presencia de turbiditas, mudstone y areniscas feldespáticas, con capas y lentes de caliza. Su rango de espesores va de 10 m a 120 m sobre las rocas volcánicas andesíticas inferiores.

Formación Teloloapan (Cenomiano): Se refiere a una roca verde tobácea en capas compuesta de 2 % a 30% de plagioclasas sub-euhedrales con matriz afanítica. Se trata de una roca masiva, silícea, localmente brechada y con cuerpos de riolita que presentan 2 km de longitud. Esta unidad representa los flujos félsicos de los domos que se hallan dentro de la zona.

Formación Tizapotla (Eoceno): La compone una lava de composición riolítica asociada a brecha tobácea y toba vitroclástica. La edad del volcanismo varía de 33.8 a 23.3 Ma a partir de dataciones isotópicas de K-Ar realizadas por el SGM. Los afloramientos consisten de riolita, emisiones piroclásticas y coladas de lava. La unidad consiste de riolita masiva, con fenocristales de cuarzo y plagioclasas, textura porfídica, color de gris a rosa, gran dureza y presencia de alteración supergénica.

Grupos Balsas (Eoceno-Oligoceno): Conglomerado expuesto como remanentes de erosión locales de un conglomerado posiblemente del terciario, el cual está cubierto por rocas sedimentarias y andesíticas a lo largo del Arroyo Huispa. El depósito presenta 70 m de ancho, con clastos superiores a 25 cm de composiciones de areniscas de cuarzo, limonitas y mudstone. En general se trata de un conglomerado polimítico con fragmentos de caliza, arenisca, esquisto y pizarra, e intercalaciones de arenisca, toba, con algunos horizontes de ignimbrita que denotan actividad volcánica contemporánea.

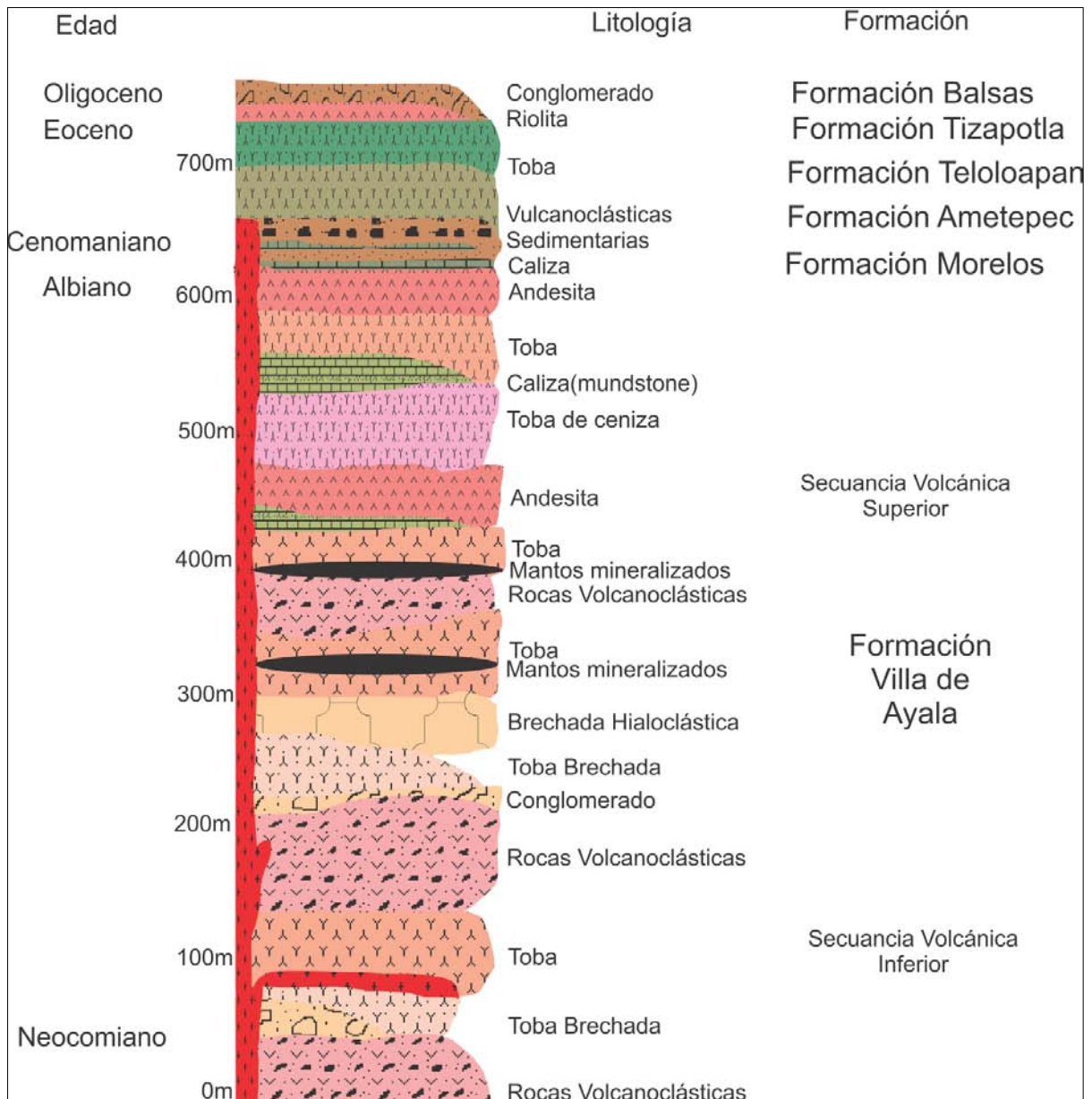


Figura 17. Columna estratigráfica de la Formación Villa de Ayala en la que se muestran las secuencias andesíticas inferior y superior, además de las Formaciones suprayacentes mencionadas anteriormente.

4.4 Afloramientos mineralizados en el área Tonicaco-Zacualpan

En la figura 18 podemos observar los afloramientos de la mineralización. Los sulfuros están presentes en forma de mantos intercalados con tobas parcialmente cloritizadas en algunos casos. Otro afloramiento exhibe capas potentes de tobas con sulfuros diseminados los cuales están en contacto con los restos de chimeneas colapsadas. Muestras de dicho afloramientos fueron tomadas para estudiarse con el microscopio electrónico de barrido, esto con la finalidad de determinar la paragénesis mineral de las chimeneas (ver figura 19). También se encontró mineralización a través de un *stockwork* mineralizado y moderadamente oxidado por alteración supergénica tardía.

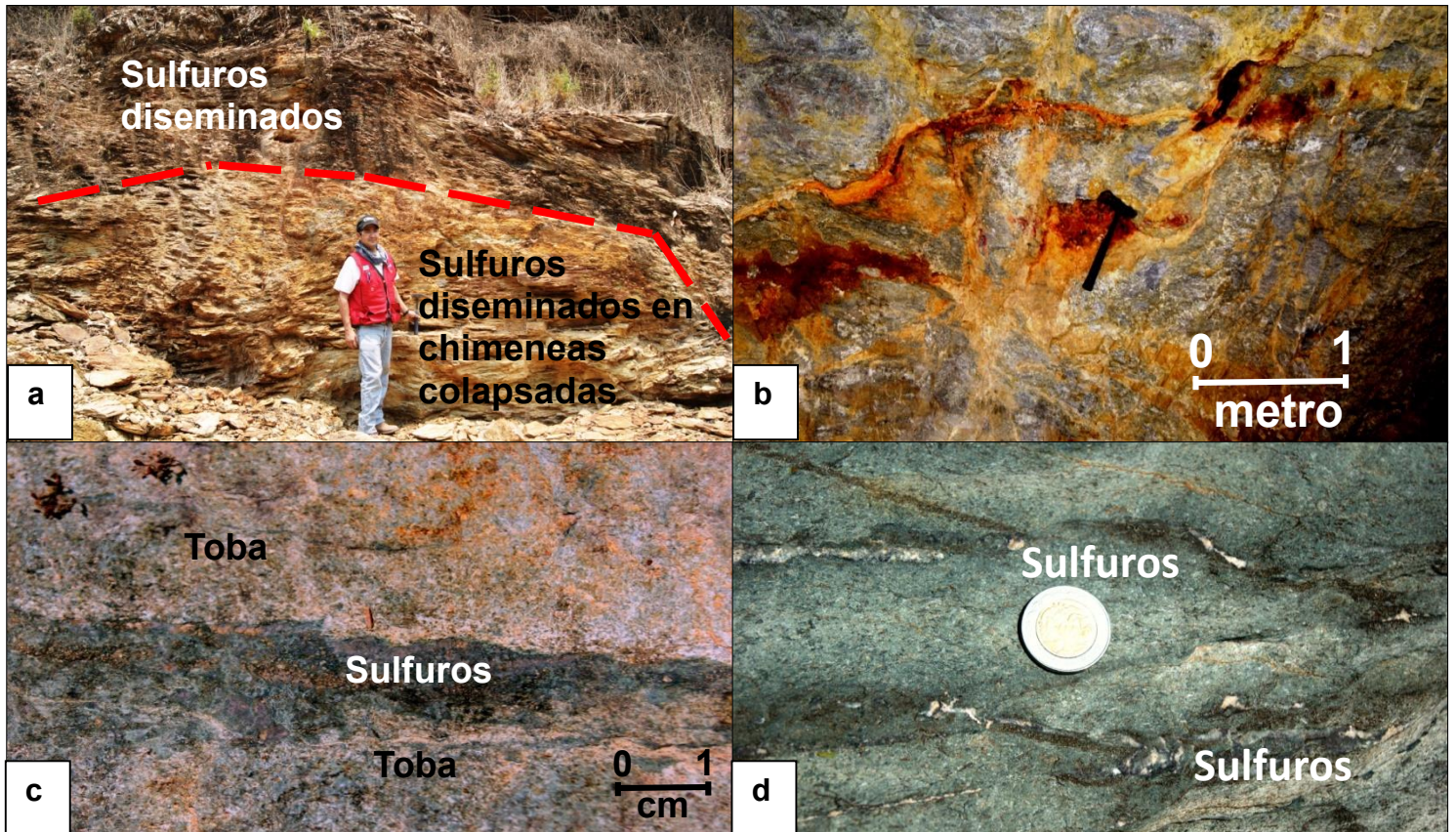


Figura 18. Afloramientos en el área de estudio. a) potente capa de sulfuros diseminados dentro de chimeneas colapsadas, existen sulfuros diseminados además en la cima de la mineralización encajonados en tobas. b) *stockwork* localizado a la base de la mineralización mostrando sulfuros parcialmente oxidados c) y d) mantos o bandas de sulfuros masivos diseminados en la toba.

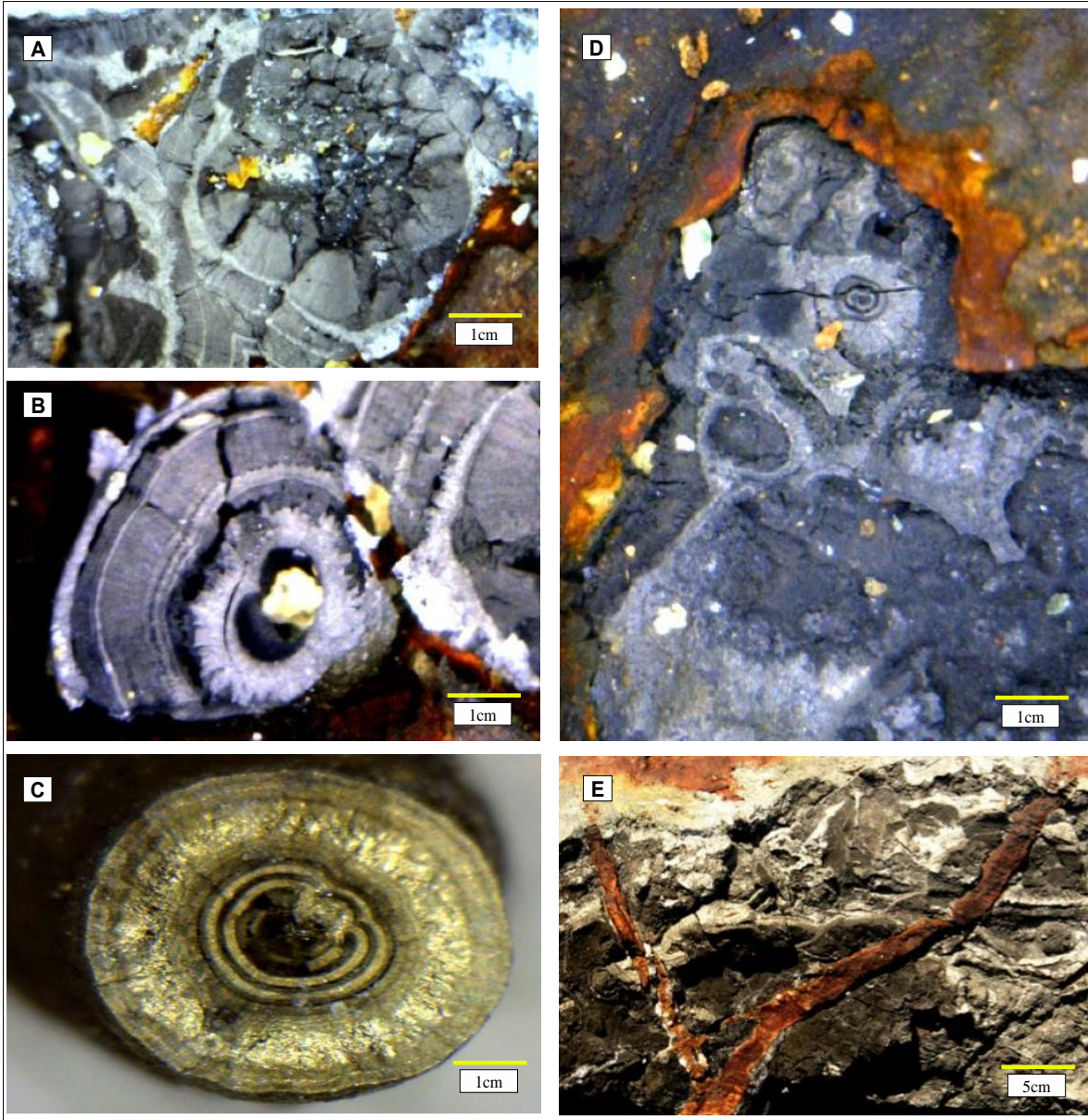


Figura 19. Afloramientos de chimeneas colapsadas de sulfuros masivos en donde se puede apreciar en planta (A-B-C) la forma tubular de los sulfuros (oscuro) y sulfatos (zonas claras); Formas tubulares complejas (D) que muestran zoneamientos de sulfatos que fueron analizados con el microscopio electrónico de barrido (ver capítulo 5, figuras 20 y 21), (E) Aforamiento que muestra la chimenea colapsada y cortada por vetillas de sulfuros tardíos en proceso de oxidación.

5 RESULTADOS

5.1 La mineralización en las chimeneas colapsadas

Se determinó una mineralogía compleja de pirita, calcita y sulfatos representados por: anhidrita, fibroferrita, copiapita, anglesita, melanterita, plumbojarosita y milosevichita (figuras 20 y 21). En general se tiene primero la formación de sulfuros y al final los sulfatos, ya que son los sulfatos los que generalmente ocupan en centro de las chimeneas. La alteración hidrotermal clorita-sericita y la oxidación que se observó tanto en *stockworks* como en mantos pudieron intervenir en la zonación de los sulfuros y sulfatos con la aparición de la pirita en el borde de la chimenea.

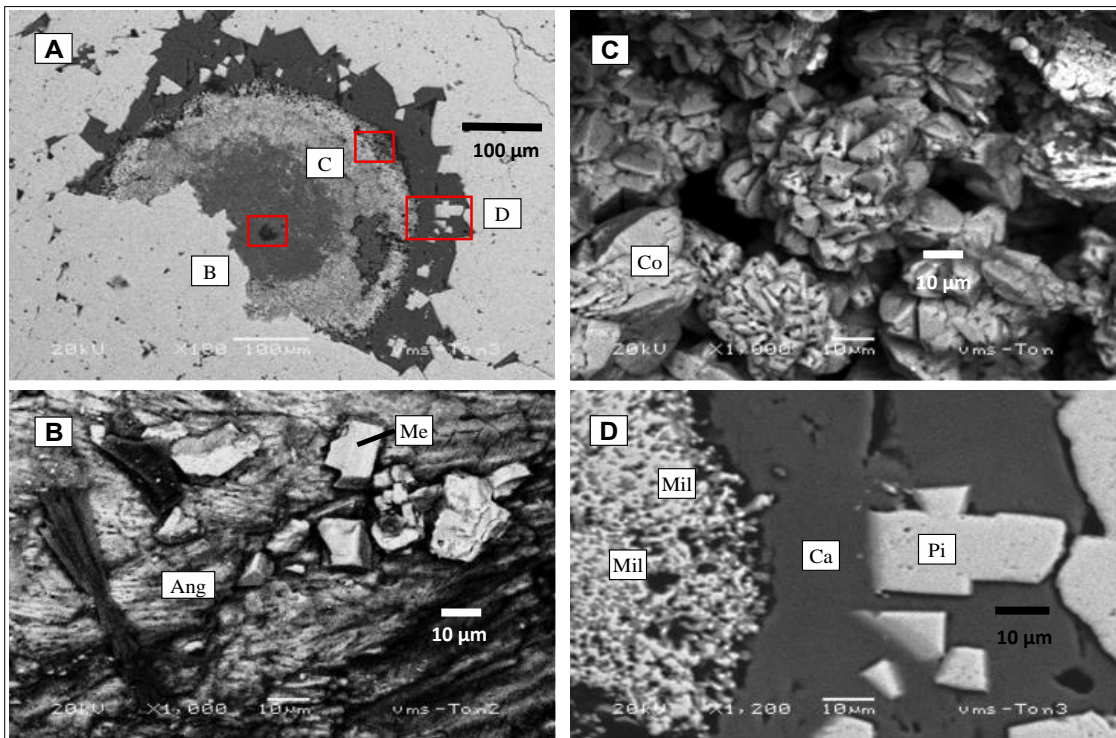
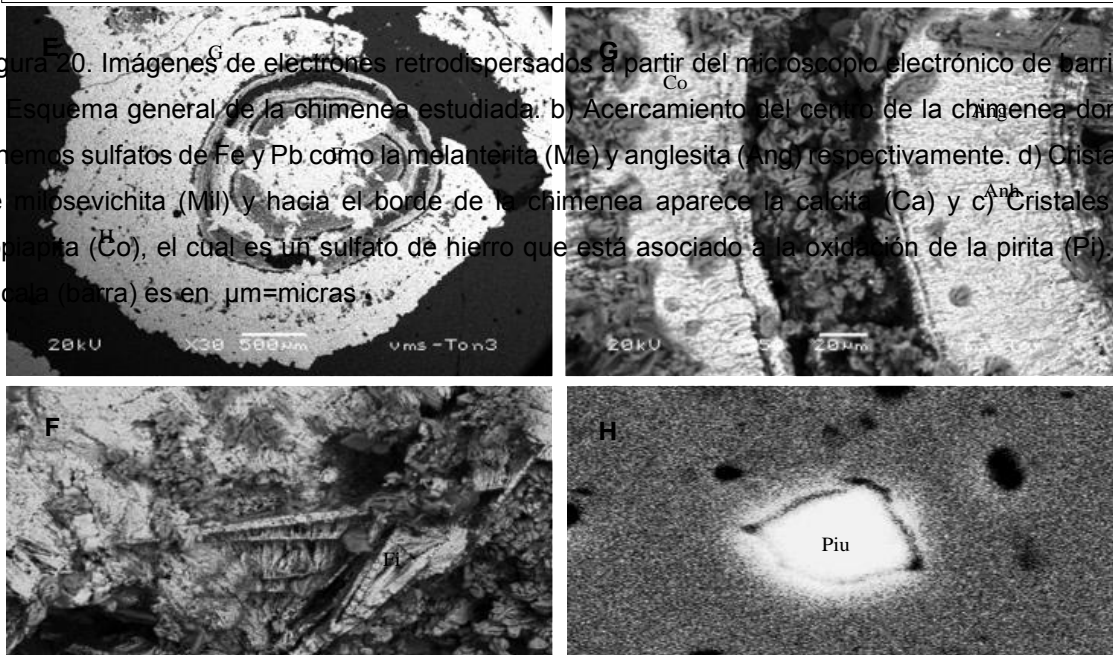


Figura 20. Imágenes de electrones retrodispersados a partir del microscopio electrónico de barrido. a) Esquema general de la chimenea estudiada; b) Acercamiento del centro de la chimenea donde tenemos sulfatos de Fe y Pb como la melanterita (Me) y anglesita (Ang) respectivamente. d) Cristales de milosevichita (Mil) y hacia el borde de la chimenea aparece la calcita (Ca) y c) Cristales de copiapita (Co), el cual es un sulfato de hierro que está asociado a la oxidación de la pirita (Pi). La escala (barra) es en μm =micras.



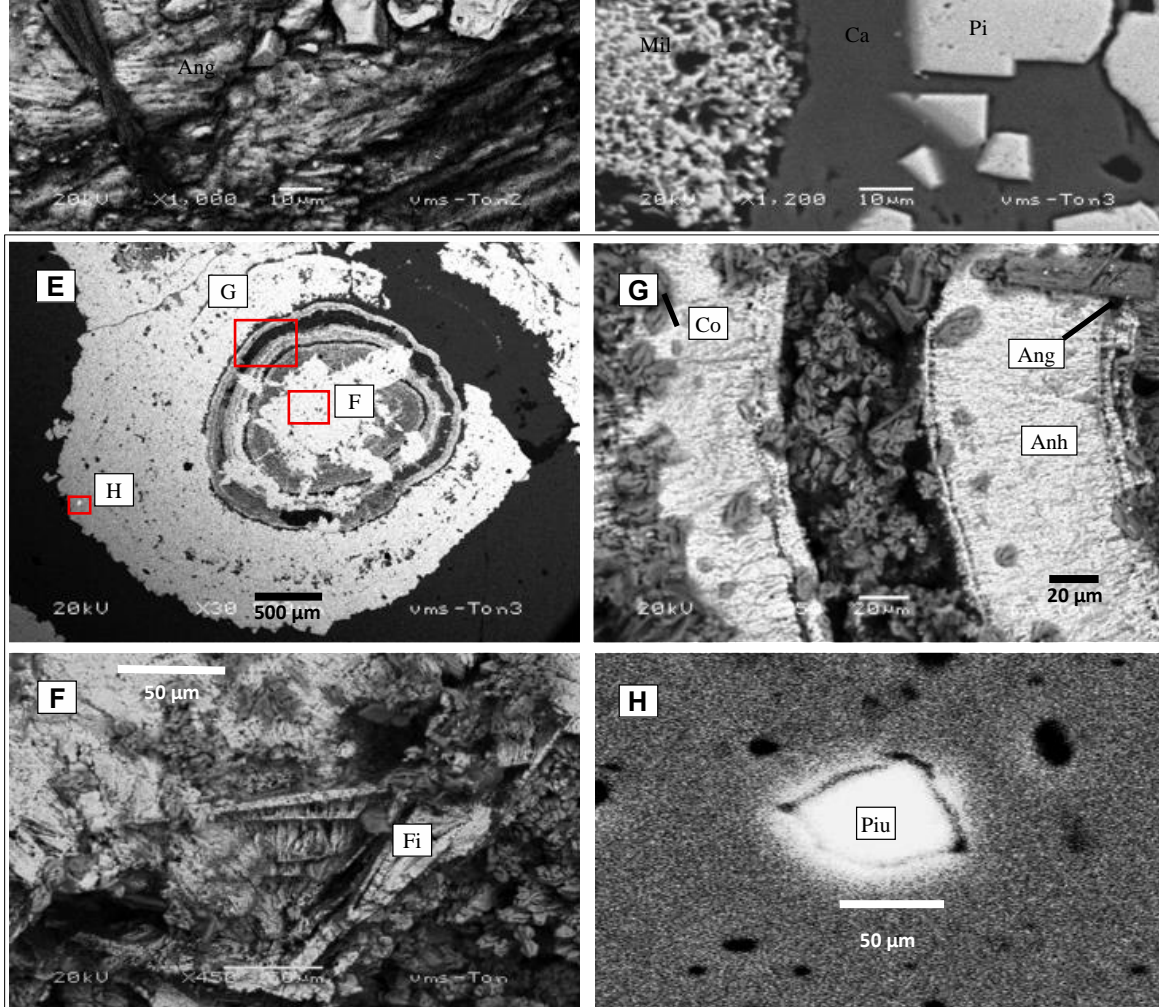


Figura 21. Imágenes de electrones retro dispersados obtenidas a partir del microscopio electrónico de barrido. e) Esquema general de la chimenea estudiada. f) Acercamiento del centro de la chimenea donde tenemos cristales de fibroferita (Fi) el cual es un sulfato de Fe. g) Cristales de anglesita (Ang), anhidrita (Anh) y copiapita (Co). h) Plumbojarosita (Plu). La escala (barra) es en μm =micras.

5.2 Edad de la mineralización

Se fechó la muestra VIC-10 (figura 22) pertenece a la Formación Villa Ayala la cual sobreyace a la roca encajonante que contiene la mineralización de sulfuros. Esta muestra contiene minerales principales de plagioclasas (andesina-labradorita), minerales accesorios de magnetita y los minerales secundarios son sericita y clorita y se encuentran alterando a las mismas plagioclasas, en una matriz de vítrea. La clasificación de esta muestra es una lava andesítica.

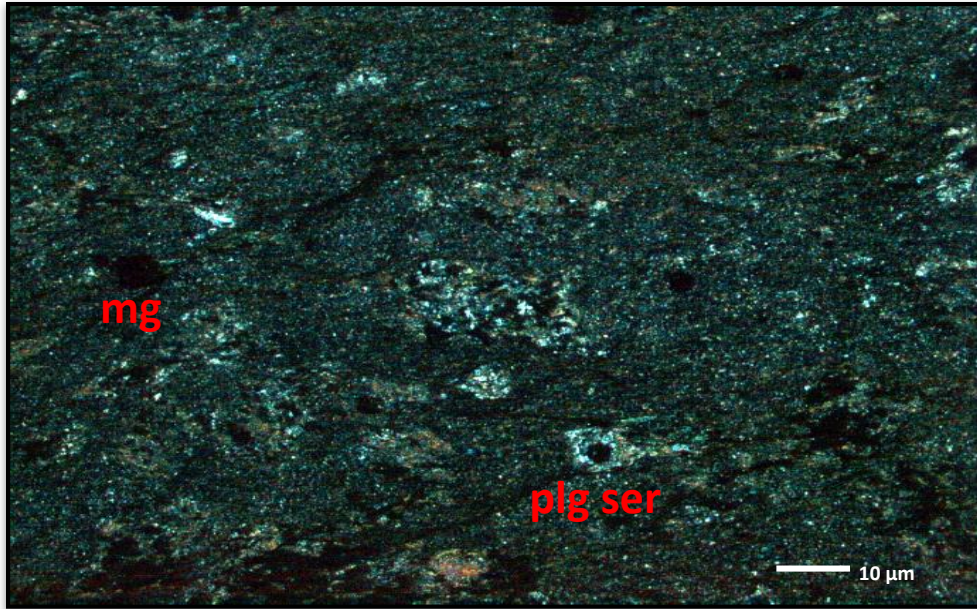


Figura 22. Minerografía de la muestra. Matriz vítrea con cristales de plagioclasas alteradas por sericita y minerales secundarios de magnetita (mg: magnetita, plg ser: plagioclasa sericitizada).

Se seleccionaron 25 puntos de ablación dentro de los zircones con la ayuda de la catodoluminiscencia para observar núcleos y zonas de crecimiento (Figura 23). Estos cristales fueron ablacionados dando como resultado la cantidad (en cps) de elementos traza que se encuentran dentro del circón. Y como conocemos las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ pudimos construir el diagrama de concordia para establecer la edad media ponderada de 148 ± 2 Ma. como se muestra en la Figura 24 incisos a, b y c.

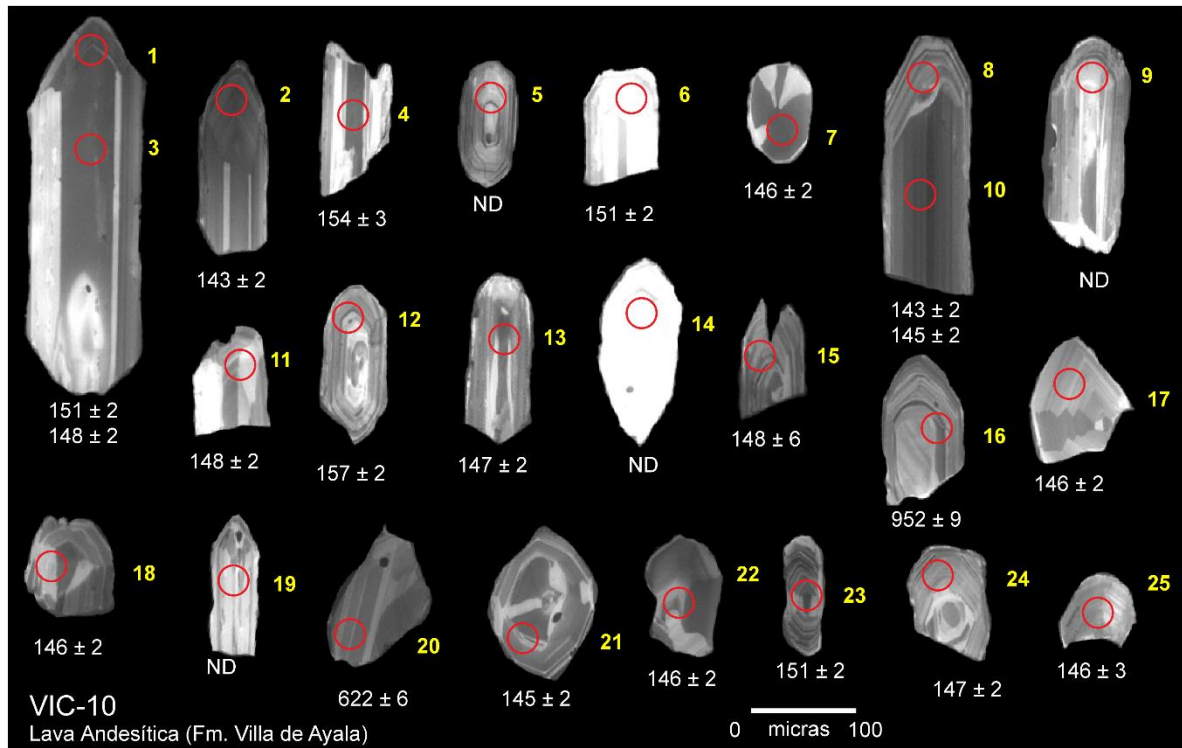


Figura 23. Imagen de catodoluminiscencia y sitios de disparo en los zircones. Los disparos 16 y 20 muestran la edad de 2 zircones viejos que pudieron tener pérdida de plomo

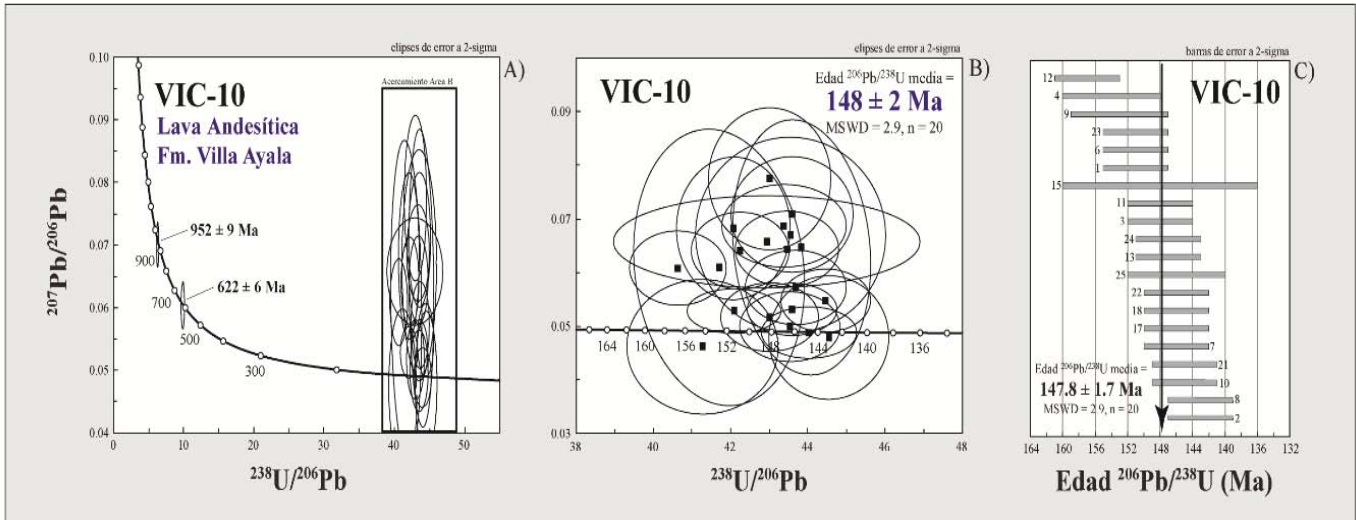


Figura 24. A) Diagrama de concordia Tera-Wasserburg de la muestra VIC-10. B) Acercamiento del diagrama de concordia donde se muestran las edades individuales de cada circón utilizado para calcular la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada y el MSWD (Mean Square of Weigthed Deviates) usando el programa Isoplot. C) Diagrama de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada para los cristales de la muestra.

La edad obtenida en este trabajo es más antigua que el cuerpo mineralizado Tlanilpa de $139 \pm 2.5 \text{ Ma}$. (Mortensen et al., 2008), el cual es un depósito de sulfuros muy próximo al prospecto Tonatico-Zacualpan y geocronológicamente coincide que la edad de mineralización de $148 \pm 2 \text{ Ma}$ es estratigráficamente inferior y relativamente más antigua que Tlanilpa (Figura 25). Con este resultado podemos establecer que, en un contexto geológico local, la edad obtenida puede relacionarse al magmatismo del arco volcánico que dio origen a los fluidos mineralizantes que se emplazaron dentro de la Formación Villa Ayala.

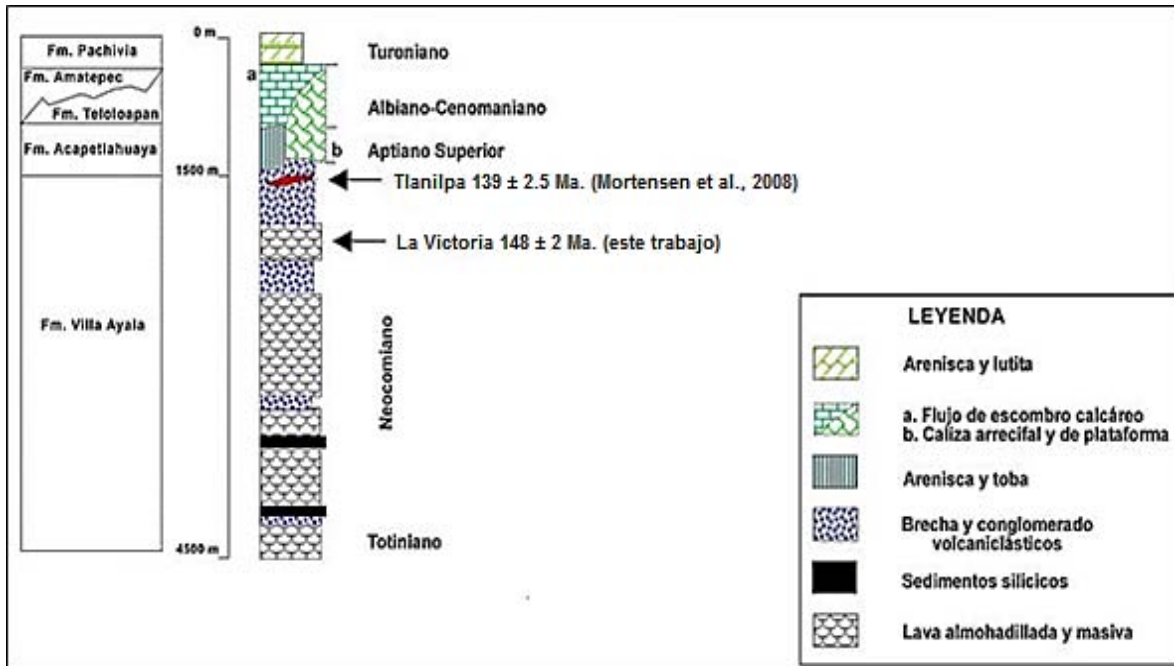


Figura 25. Columna estratigráfica local señalando la edad conocida del cuerpo mineralizado de Tlanilpa y el prospecto La Victoria (Tonatico-Zacualpan).

5.3 Resultados de la microtermometría

En esta sección se muestran los resultados de 13 muestras analizadas con inclusiones fluidas primarias del tipo líquido+vapor (L+V) a líquido dominante (figura 26 a y b). En las IF del cuarzo la salmuera presenta valores en el rango de 5.11 a 21.6 % Eq. en peso NaCl y temperaturas de homogenización (Th) en el rango de 130 a 195 °C, mientras que para las IF en calcita la salinidad fue de 14 a 21% Eq. en peso NaCl y temperaturas de homogenización de 120° a 170°C, y en la barita de 140° a 157°C y salinidades de 14 a 17 %Eq. en peso NaCl (Figura 27 y tabla 2).

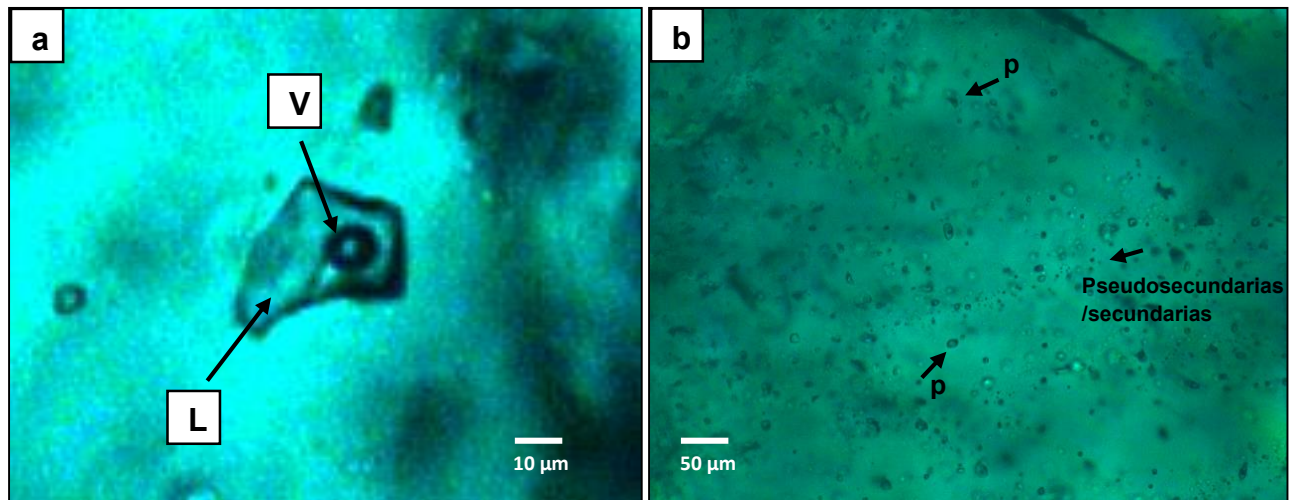


Figura 26. a) Inclusiones fluidas en las muestras analizadas de fase líquido- vapor a líquido dominante. b) Se observan IF de tipo primario y algunas pseudosecundarias y secundarias que tienen un alineamiento a lo largo de un plano de fractura.

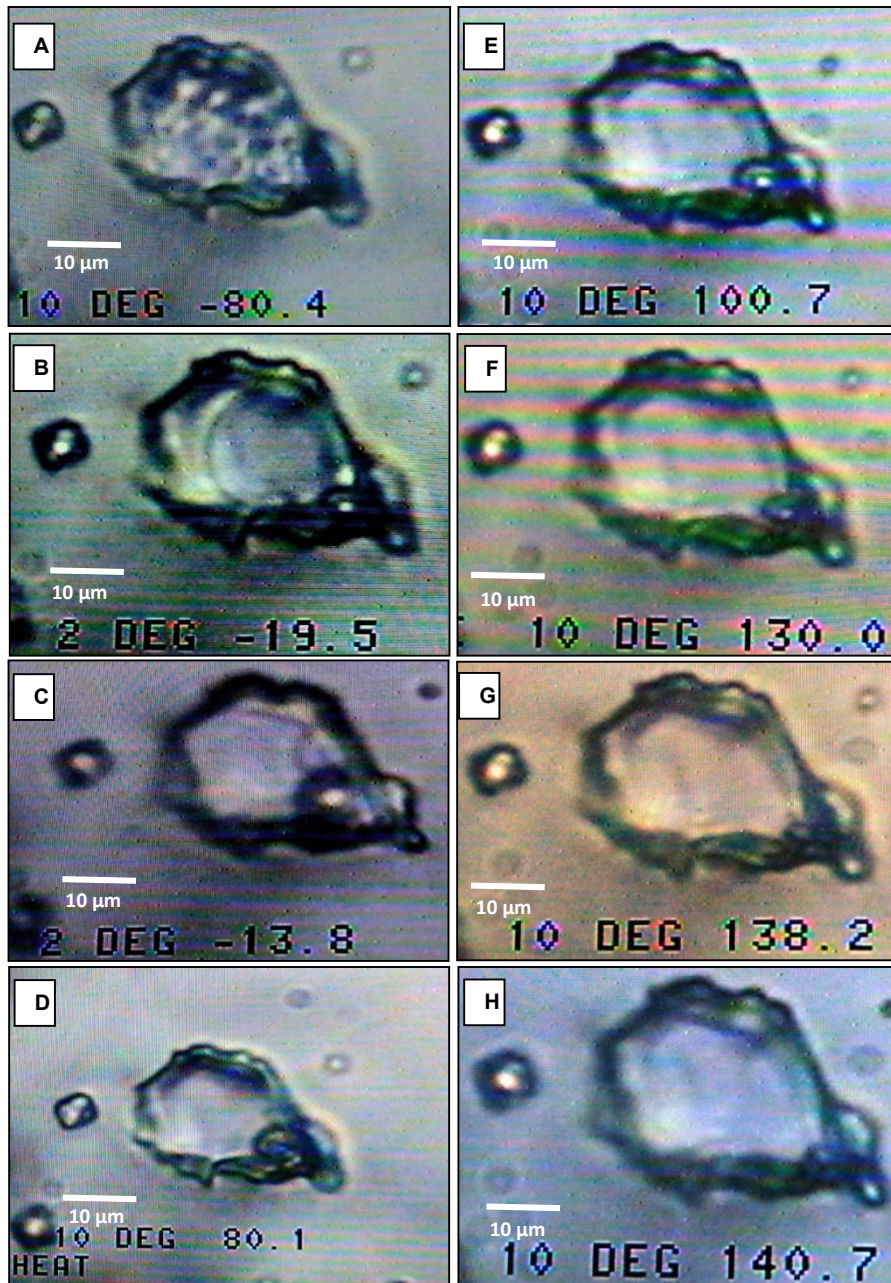


Figura 27. Ejemplo de medición microtermométrica para este trabajo. En este caso se analizó una inclusión fluida primaria de tipo L+V a líquido y se observa que conforme disminuye y aumenta la temperatura, se puede observar en c) la temperatura de fusión final (T_{ff}) alrededor de -14°C y en e) la temperatura de homogeneización (T_h) a 141°C aproximadamente.

Muestra	Tipo de IF	Mineral	Conteos (n)	Th (°C)			Tff (°C)			% Eq. Peso de NaCl			Presión hidrostática (bar)	Columna hidrostática (m)
				Máx.	Prom.	Mín.	Máx.	Prom.	Mín.	Máx.	Prom.	Mín.	Prom.	Prom.
VIC-13	P	Calcita	38	130	127	120	-10	-10	-10	14	14	14	2.4	14
VIC-12	P	Cuarzo	23	135	131	125	-3	-3	-3	5	5	5	2.6	17
ARR-1	P	Calcita	31	148	141	135	-12	-13	-14	18	17	16	3.2	22
ZOC-1	P	Cuarzo	27	160	151	135	-18	-19	-19	22	21	21	4	29
MT-2	P	Calcita	28	170	150	140	-18	-18	-18	21	21	21	4	29
VIC-7	P	Cuarzo	19	160	149	138	-14	-14	-14	17	17	17	4.1	30
ARR-2	P	Cuarzo	29	159	153	149	-9	-10	-10	14	14	13	4.3	32
MT-1	P	Calcita	21	160	153	145	-10	-11	-12	16	15	14	4.3	32
MT-3	P	Barita	29	157	149	140	-10	-11	-13	17	15	14	4.3	32
VIC-10	P	Calcita	26	170	161	150	-18	-18	-18	21	21	21	5.2	40
ZOC-3	P	Cuarzo	34	195	163	140	-9	-10	-10	14	13	12	5.5	44
VIC-14	P	Cuarzo	33	160	157	154	-10	-10	-10	13	13	13	5.6	46
VIC-9	P	Cuarzo	33	195	169	148	-13	-13	-13	16	16	16	7.1	60

IF: inclusión fluida, P: primaria Th: temperatura de homogenización, Tff: Temperatura de fusión final.

Tabla 2. Resultados del estudio de microtermometría de inclusiones fluidas.

Como ya se reportó en la tabla de resultados microtermométricos, la temperatura de homogenización (T_h) se determina directamente a partir de la inclusión fluida y a partir de la T_{ff} se determina la salinidad de acuerdo con la tabla publicada por Bodnar, R. J., 1992. Entonces, a partir de conocer la T_h y calculando la salinidad podemos determinar directamente la densidad del fluido y la presión a la cual fue atrapado de acuerdo a las ecuaciones y tablas de Haas, 1971.

Se puede observar que la presión hidrostática máxima a la que se originaron los fluidos es de 7 bares en total y corresponde a una columna hidrostática de 60 metros, lo que da información de que la cuenca está bajo una columna hidrostática somera. La temperatura de homogenización decrece conforme las muestras se encuentran en menor profundidad, esto quiere decir que hay enfriamiento en el sistema. El comportamiento de la salinidad presenta fluctuaciones y, a excepción de los picos de las muestras VIC-12 y MT-3, la salinidad aumenta en las muestras más someras, esto se relaciona con la despresurización y la influencia de aguas marinas que oxidan el sistema (figura 28).

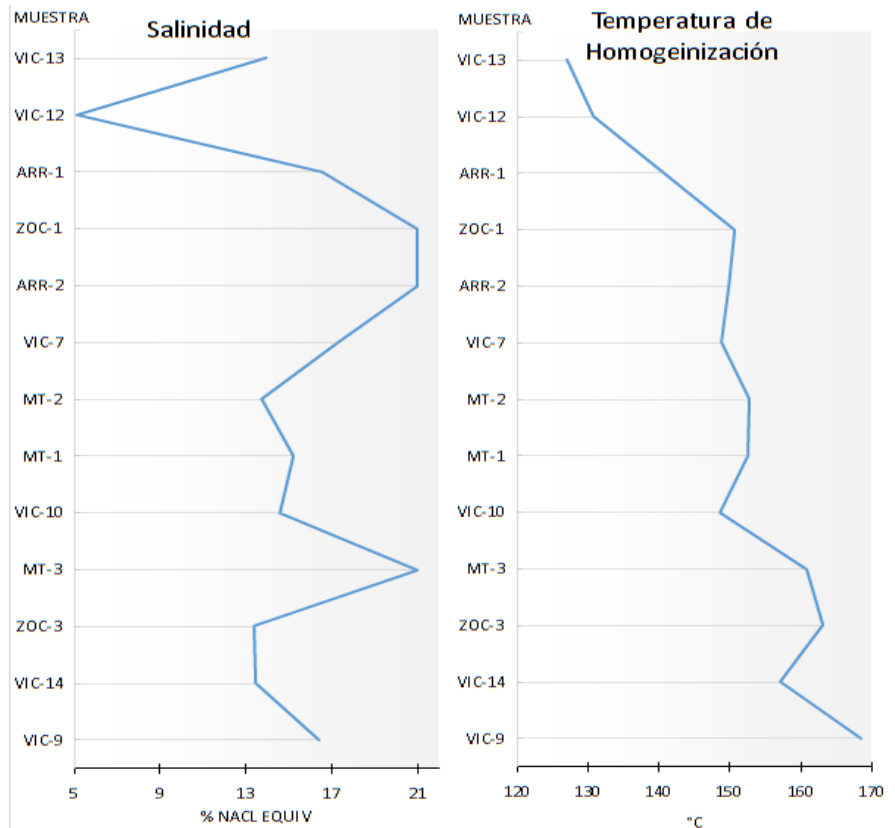
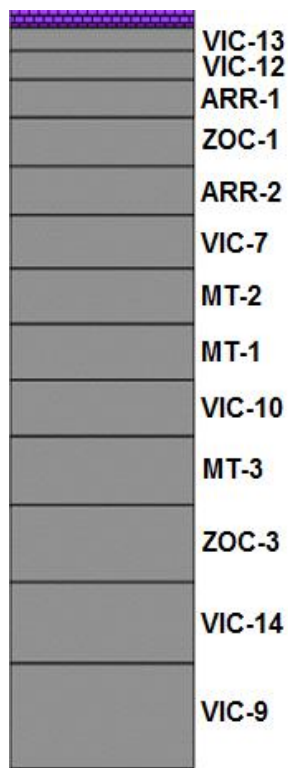
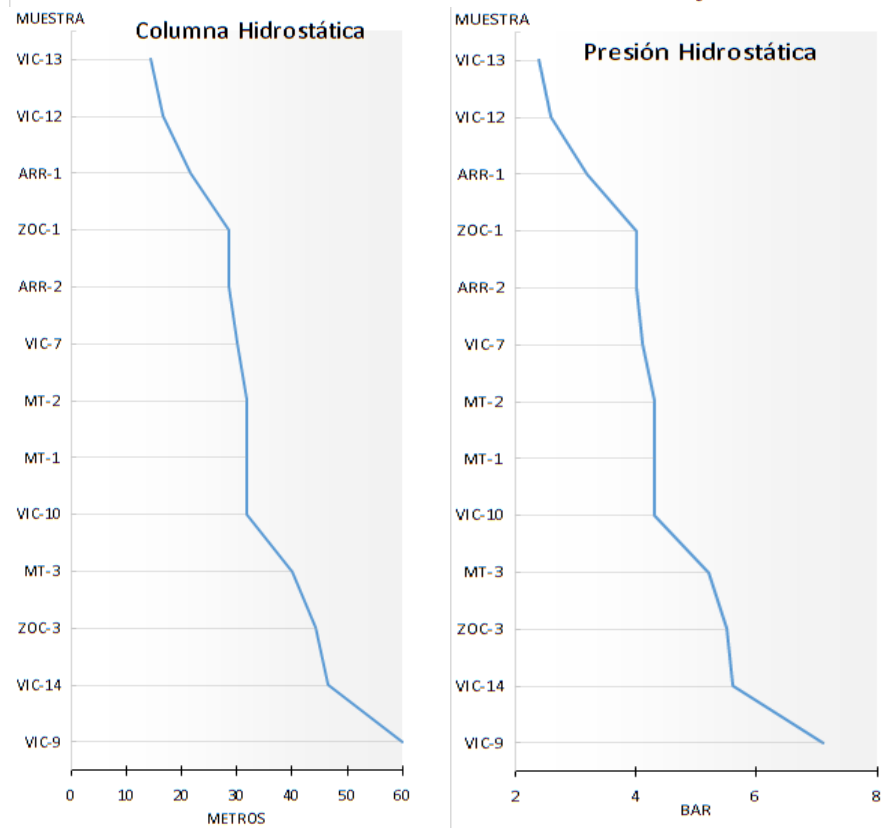


Figura 28. Gráficas del comportamiento de las variables medidas y calculadas y distribución de las muestras dentro de la columna de la formación Villa Ayala



6 INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

El yacimiento VMS Tonatico-Zacualpan está depositado en un contexto geotectónico de tras-arco dentro del subTerreno Teloloapan con magmatismo asociado a un arco que actuó desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Inferior al que Tardy et al., (1992) designan como arco Teloloapan. Con el estudio de microtermometría de inclusiones fluidas en las chimeneas se pudo determinar que el depósito se encuentra en la parte somera de la cuenca de tras-arco (14 a 60 metros de columna hidrostática, ver tabla 2) y está muy cercano a los límites con la plataforma Morelos (Figura 29).

Los minerales contenidos en las chimeneas se analizaron con el microscopio electrónico de barrido y se encontró que, de los elementos económicamente explotables solo se encuentra el plomo con poco zinc, predominando los sulfatos. Existe una zonificación dentro de las chimeneas, en las que observamos predominan los sulfatos en el centro de las mismas; Esto se refleja en la microtermometría de inclusiones fluidas ya que los sulfatos precipitan y se concentran en condiciones de enfriamiento y oxidación de los fluidos como fuente secundaria de mineralización. Las inclusiones fluidas en minerales en las chimeneas son de temperatura intermedia ($< 200^{\circ}\text{C}$) lo que contrasta con otras chimeneas descritas en otras partes del mundo que son más calientes (350° a 400°C) y predominantes en cobre como las descritas por Butles y Nesbitt (1999), o las del "*East Pacific Rise 21°N*", estudiadas por German et al., (1999); En la cuenca de Fiji, Kin et al., (2006) reporta temperaturas superiores a los 300°C , para chimeneas de cobre y zinc, al igual a las reportadas por Honnorez (2003) en el "*Equatorial East Pacific*"; Las descritas por Moss y Scott (2001) en la Cuenca de Papua, Nueva Guinea son polimetálicas, ricas en oro y de alta temperatura (325°C). Esto contrasta con las chimeneas de baja temperatura descritas por Frúh-Green et al., (2003) en un rango de 40° a 75°C , o las del campo Saldanha descritas por Dias y Barriga (2006) con temperaturas de 7° a 9°C . El nuevo descubrimiento de chimeneas relacionadas a los VMS en Tonatico-Zacualpan abre nuevas

expectativas de investigación en el entendimiento genético de esta tipología de yacimientos en México.

Otro de los cálculos que se hicieron con el estudio de las inclusiones fluidas es el de la densidad del fluido que en este caso va de 0.97 y 1.07 gr/cm³ y con temperaturas bajas. De acuerdo con Sato (1972), la descarga de soluciones hidrotermales dentro de agua de mar-piso oceánico dependen de su temperatura y densidad inicial, en este caso las muestras siguen el patrón de soluciones tipo III, lo que significa que son criaderos de salmuera con característica laminar y el depósito está muy próximo a su fuente (Figura 30)

La edad obtenida de la mineralización del VMS Tonatico-Zacualpan posiciona geocronológicamente a este prospecto dentro del cluster de depósitos VMS del Terreno Guerrero (Mortensen *et al.*, 2008, Rhys, 2000, Bissig *et al.*, 2008, Talavera-Mendoza, 2001, Campa *et al.*, 2012) (Tabla 3).

El magmatismo de arco que dio origen a los fluidos mineralizados y las condiciones favorables para su depósito dentro de una cuenca extensional durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior y de acuerdo con dataciones de otros autores, podemos considerar una época metalogénica en la que se dieron las condiciones geológicas para la existencia de los depósitos VMS del Terreno Guerrero, en particular los yacimientos Suriana, Campo Morado, Tlanilpa-Azuláquez y la Victoria del sub-Terreno Teloloapan del Titoniano-Berriasiano.

Depósito VMS	Método	Edad	Referencia
Suriana	U-Pb	150 ± 5.2 Ma.	Mortensen <i>et al.</i> , 2008
Campo Morado (El Faisan)	U-Pb	144.9 ± 3 Ma.	Mortensen <i>et al.</i> , 2008
Tlanilpa-Azuláquez	U-Pb	139.7 ± 2.5 Ma.	Rhys <i>et al.</i> , 2000
La Victoria	U-Pb	148 ± 2 Ma.	Este trabajo
Cuale	U-Pb	157.4 ± 4.1 Ma.	Bissig <i>et al.</i> , 2008
Copper King (Las Ollas)	U-Pb	112 ± 3.0 Ma.	Talavera-Mendoza, 2001
San Nicolás	U-Pb	147 a 150 Ma.	Mortensen <i>et al.</i> , 2008
San Ignacio (El Gordo)	U-Pb	146 ± 1.1 Ma.	Mortensen <i>et al.</i> , 2008
Taxco	U-Pb	137.1 ± 0.9 Ma.	Campa <i>et al.</i> , 2012
Taxco el viejo	U-Pb	135.6 ± 1.4 Ma.	Campa <i>et al.</i> , 2012

Tabla 3. Edades de los diferentes distritos mineros del Terreno Guerrero.

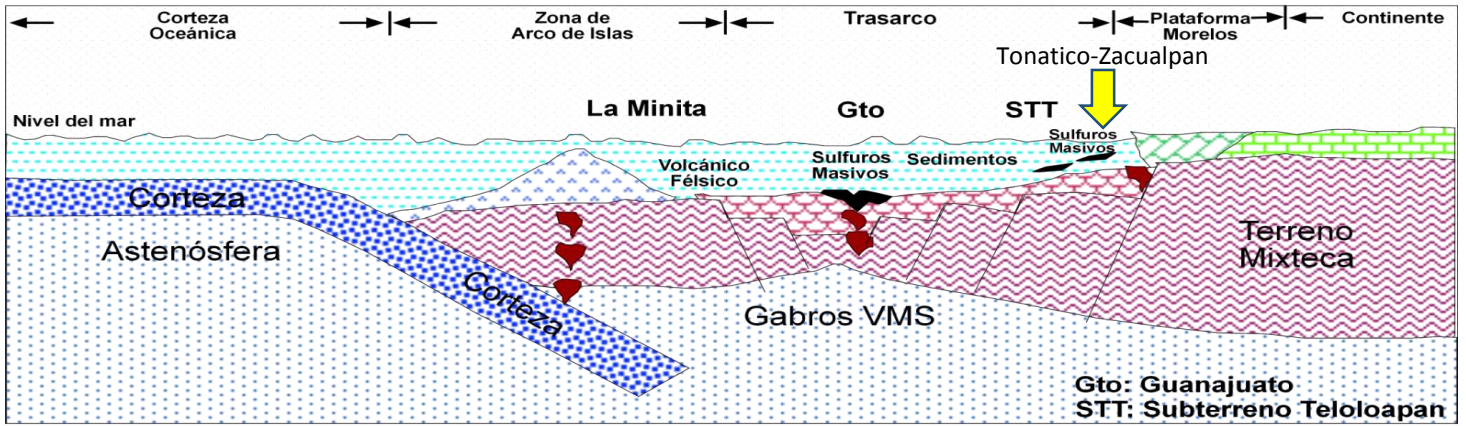


Figura 29 Contexto geotectónico del depósito Tonatico-Zacualpan

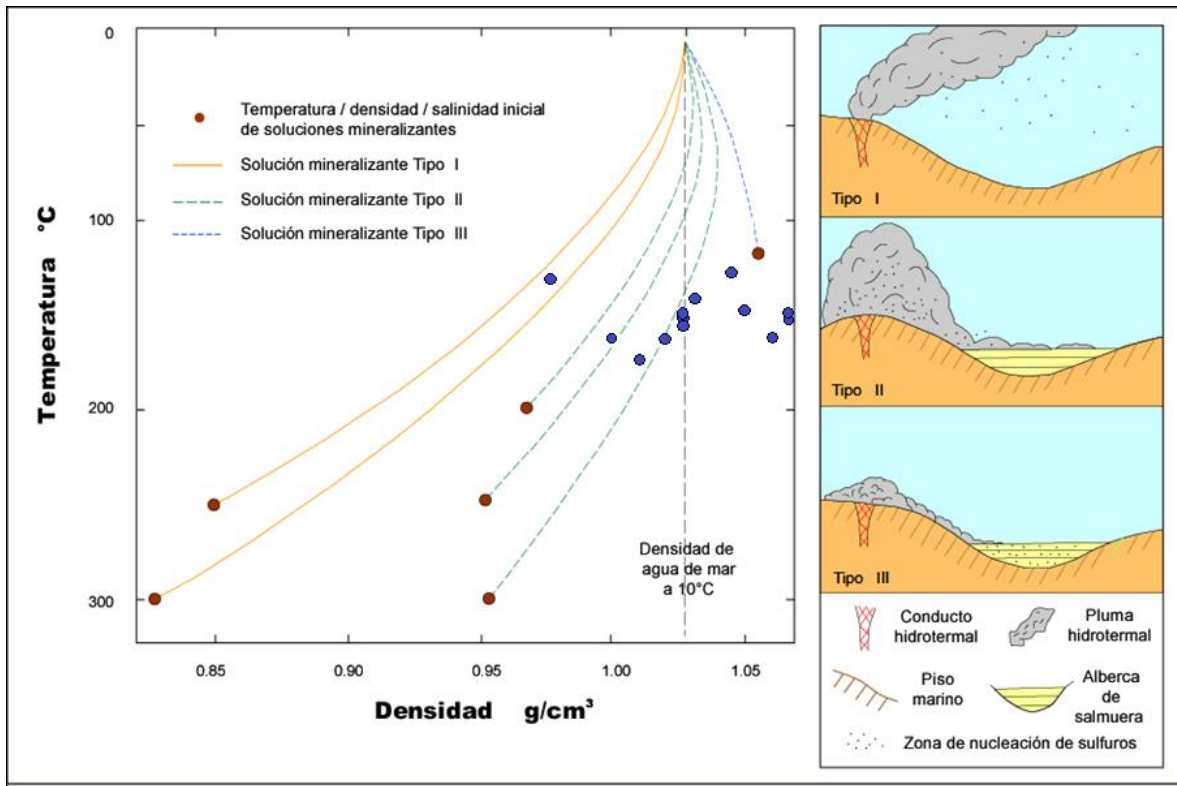


Figura 30. Esquema modificado de Sato (1972) utilizado para identificar qué tipo de solución mineralizante dio origen al depósito de Tonatico-Zacualpan. En círculo azul se graficaron las muestras analizadas en este estudio, pudiendo observar que corresponden al tipo III que corresponde a salmueras densas y frías que dan lugar a depósitos proximales a su fuente.

7 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. Por medio de la minerografía y petrografía dentro de las chimeneas se determinó una mineralogía compleja representada por una sucesión paragenética de pirita, cuarzo, calcita, fibroferrita, y sulfatos como barita, anhidrita, copiapita, anglesita, melanterita, plumbojarosita, milosevichita. En general se tienen sulfatos al centro de las chimeneas y sulfuros en los alrededores. Los minerales económicos encontrados son plomo y zinc en menor cantidad.
2. Las inclusiones fluidas son del tipo líquido + vapor a líquido dominante: La salmuera presenta valores en el rango de 5 a 21 % Eq. en peso NaCl, temperaturas de homogenización (Th) en el rango de 120° a 195 °C, la densidad es de 0.97 a 1.07 gr/cm³, que implica una salmuera densa y de baja temperatura, por lo que de existir más cuerpos minerales, estos deberían de estar proximales a su fuente.
3. La edad del yacimiento Tonatico-Zacualpan se relaciona con las edades de otros depósitos VMS del sub-Terreno Teloloapan e indica que el magmatismo asociado al arco Teloloapan que propició la salida de soluciones mineralizantes y su depósito en la cuenca de tras-arco y duró desde el Titoniano al Berriasiano, por lo que se puede nombrar como época metalogenética de los VMS del sub-Terreno Teloloapan.
4. El ambiente tectónico en el que se depositaron los sulfuros fue en el límite de la cuenca de tras-arco (sub-Terreno Teloloapan) y la plataforma Morelos a profundidades del orden de 16 a 60 m. de columna hidrostática.
5. Por primera vez en México se describen restos de chimeneas colapsadas, las cuales están constituidas principalmente por sulfatos y gracias a la microtermometría de inclusiones fluidas encontramos que son de temperatura intermedia y existe una despresurización, enfriamiento y aumento relativo de salinidad, lo que dio las condiciones para que dichos sulfatos se concentraran en la etapa terminal del hidrotermalismo como fuente secundaria de mineralización.

6. Se recomienda continuar con estudios de geología detallada y geoquímica para analizar a mayor detalle las chimeneas de esta área, así como estudios geofísicos (polarización inducida, gravimetría) para ver si es factible la barrenación exploratoria en caso de que existieran anomalías de interés debido a minerales económicos.

8 BIBLIOGRAFÍA

Alfonso, P., Torró, L., Mesa, C., Parcerisa, D., Mata-Perelló, J.M., González-Partida, E., Canet, C., Garcia-Vallès, M., 2011. Mineralogical characterization of the Tizapa ore deposit, Mexico, en Barra, F., Reich, M., Campos, E., and Tornos, F., eds., 11th SGA Biennial Meeting – Let's talk ore deposits. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 2, 781-783.

Almazán-Vázquez, E., 1988 a. Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California Norte: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 41-51.

Almazán-Vázquez, E., 1988b. Geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Alisitos del Arroyo La Bocana en el Estado de Baja California Norte: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 78-88.

Aggarwal, P. K. and Nesbitt, B. E., 1984. Geology and geochemistry of the Chu Chua massive sulphide deposit, British Columbia: Economic Geology, v. 79, p. 815-825.

Bissig, T., Mortensen, J.K., Tosdal, R.M., Hall, B.V., 2008. The rhyolite-hosted VMS district of Cuale, Guerrero Terrane, west-central Mexico: silver-rich, base-metal mineralization emplaced in a shallow submarine continental margin setting: Economic Geology 103, 141–160.

Bodnar R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions: Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, p. 683-684.

Bodnar, R. J., 2003a. Introduction to fluid inclusions, en I. Samson, A. Anderson y D. Marshall, eds., Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation: Mineralogical Association of Canada, short Course Series v. 32, p. 1-8.

Bodnar, R. J., 2003b. Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions, en I. Samson, A. Anderson y D. Marshall, eds., Fluid Inclusions: Analysis and

Interpretation: Mineralogical Association of Canada, short Course Series, v. 32, p. 81-99.

Bodnar, R. J., 2003c. Reequilibration of fluid inclusions, en I. Samson, A. Anderson y D. Marshall, eds., Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation: Mineralogical Association of Canada, short Course Series v. 32, p. 213-231.

Campa M. F. and Coney P., 1985. Tectonostratigraphic terranes and resources distribution in México: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p.1040-1051.

Camprubí, A., González-Partida, E., Torró, L., Alfonso P., Canet, C., Miranda-Gasca, M.A., Martini, M., González Sánchez, F., 2015. Mesozoic volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits in Mexico: In press.

Canet M. C. y Camprubí A., 2006. Yacimientos minerales: Los tesoros de la Tierra: Fondo de Cultura Económica, p. 227.

Carfantan, J. C., 1981. Evolución estructural del Sureste de México; Paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas Mesozoicas: UNAM. Instituto de Geología, Revista, v. 5, no. 2, 207-216.

Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., and Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, en Draut, A., Clift, P.D., and Scholl, D.W., eds., Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones: Geological Society of America Special Paper 436, p. 279–308,

Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc: Geological Society of America Bulletin, v. 123, p. 1776–1797.

Costa, U. R., Barnett, R. L. y Kerrich, R., 1983. The Mattagami Lake Mine Archean Zn-Cu sulphide deposit, Quebec: Hydrothermal coprecipitation of talc and sulphides in a seafloor brine pool – evidence from geochemistry, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, and mineral chemistry: Economic Geology, v. 78, p. 1144-1203.

Date, J., Watanabe, Y., y Saeki, Y., 1983. Zonal alteration around the Fukazawa kuroko deposits, Akita prefecture, northern Japan: Economic Geology Monograph, vol. 5, p 365-386.

Dias A. S., Barriga J.A.S., 2006. Mineralogy and geochemistry of hydrothermal sediments from the serpentinite-hosted Saldanha hydrothermal field (36°34'N; 33° 26'W) at MAR: Marine Geology, v. 225, p. 157-175.

Dickin, A. P., 2005, Radiogenic Isotope Geology: Cambridge University Press, p 101.

Dickinson, W. R., 1981. Plate tectonic evolution of the Southern Cordillera, en W.R: Dickinson and W.D. Payne, eds., Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 113-135.

Faure, G. y Messing, T., 2005. Isotopes, principles and applications, en John Wiley y Sons ed., Nueva York, p. 214-218.

Fernández N., R.; Rodríguez J., C.; Arreguín S., M. L.; Rodríguez J., A., 1998. Listado florístico de la cuenca del río Balsas, México: Polibotánica 9, p. 1–151.

Franklin, J. M., Kasarda, J. and Poulsen, K. H., 1975. Petrology and chemistry of the alteration zone of the Mattabi massive sulfide deposit: Economic Geology, v. 70, p. 63-79.

Franklin, J. M., Lydon, J. W. and Sangster, D. F., 1981. Volcanic-Associated Massive Sulphide Deposits: Economic Geology, 75th Anniversary Volume, p. 485-627.

Freydier, C., Martinez- Reyes J., Lapierre, H., Tardy, M., Coulon C., 1996. The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western México). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center: Tectonophysics, v. 259, p. 343-367.

Freydier, C., Lapierre, H., Tardy, M., Coulon C., Martinez- Reyes J., 1997, Volcaniclastic Sequences with Continental Affinities within the Late Jurassic-Early Cretaceous Guerrero Intra-oceanic Arc Terrane (Western Mexico): The Journal of Geology, v. 105, p. 483-502.

Früh-Green G., Kelley D.S., Bernasconi S. T., Karson J. A., Ludwig K.A., Butterfield D.A., Boschi Ch., Proskurowsky G., 2003: *Science*. 301, p. 495-505.

German, C.R., Hergt J., Palmer M.R., Edmond J.M., 1999. Geochemistry of a hydrothermal sediment core from the OBS vent-field, 21°N East Pacific Rise: *Chemical Geology*, v. 155, 65-75.

Giles, D., A. y Garcia F. J., 2000. Volcanogenic deposits in Mexico: the producing mines, en Sherlock, R., y Logan, M.A.V. eds., *VMS deposits of Latin America: GAC Mineral Deposits Division, Special Publication, No. 2*, p. 135-140.

Goldstein Robert H., 2003, Petrographic analysis of fluid inclusions, en I. Samson, A. Anderson, y D. Marshall, eds., *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation: Mineralogical Association of Canada, short Course Series*, v. 32, p. 9-49.

Goldhammer, R. K., Johnson, C. A., 2001. Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic Evolution and Sequence-stratigraphic Framework of the Northwest Gulf of México Rim, en Bartolini, R., T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir*, v. 75, p. 45-81.

González-Partida, E., 1981. La province filonienne Au-Ag, de Taxco-Guanajuato (Mexique): unpublished Ph.D. thesis, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy, France, 170 p.

González-Partida, E., 1984. Análisis de las inclusiones fluidas e isótopos de azufre, hidrógeno y oxígeno de los sulfuros masivos de Tizapa-Sta Rosa, Edo. de México: *Geomimet*, v. 128, p. 66–76.

González-Partida E., 1985. Étude métallogénique de la partie centre-occidentale du Mexique. Thesis Dr. Etat., Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy (unpublished), 240 p.

González-Partida E., y Torres-Rodriguez V., 1988. Evolución tectónica de la porción Centro-Occidental de México y su relación con los Yacimientos Minerales Asociados: *Geofísica Internacional*, v. 27/4, p. 543-581.

González-Partida, E., 1993. Datos geoquímicos de roca total para la secuencia volcanosedimentaria Cretácica en Cuale-El Rubí, Jalisco, y Tierra Caliente, Guerrero, México: *Geofísica Internacional* v. 32, p. 249–259.

Guerrero-Suástegui, M., 2004. Depositional and tectonic history of The Guerrero Terrane, Sierra Madre del Sur; with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico: Newfoundland, Canada, University of Newfoundland, tesis doctoral, 332 p.

Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure: *Economic Geology*, v. 66, p. 940-946.

Haymon, R. M., Koski, R. A. and Sinclair, C., 1984, fossils of hydrothermal vent worms from Cretaceous sulfide ores of the Samail Ophiolite, Oman: *Science*, v. 223, p. 1407-1409.

Hodgson, C. J. and Lydon, J. W., 1977. Geological setting of volcanogenic massive deposits and active hydrothermal systems: some implications for exploration: *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin*, v. 70, p. 95-106.

Honnorez J., 2003. Hydrothermal alteration vs. ocean-floor metamorphism. A comparison between two case histories: the TEG hydrothermal mound (Mid-Atlantic Ridge) vs. DSDP/ODP hole 504B (Equatorial East Pacific): *C.R. Geoscience*, v. 335, p. 781-824.

Hutchinson, R. W., 1973. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance: *Economic Geology*, v. 68, p. 1223-1246.

Houston, D.L. y Large, R.R., 1989. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits: *Ore Geology Reviews*, vol. 4, no. 3, p. 171-200.

Janecky, D. R., & Seyfried Jr, W. E., 1984. Formation of massive sulfide deposits on oceanic ridge crests: Incremental reaction models for mixing between hydrothermal solutions and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 48, no.12, p. 2723-2738.

Jorge, S., Melgarejo, J. C., y Alfonso, P., 1997. Asociaciones minerales en sedimentos exhalativos y sus derivados metamórficos. Atlas de Asociaciones Minerales en Lámina Delgada: Barcelona, España, Edicions Universitat de Barcelona, 287-308.

Klau, W. and Large, D. E., 1980. Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits – a discussion of their classification and metallogenesis: *Geologisches Jahrbuch*, v. 40, p. 13-58.

Klein, C. y Hurlburt, C.S., 2001. Manual de Mineralogía: Reverté. 4ª Ed. Barcelona, v. 2, p. 289.

Large R. R., 1977. Chemical Evolution and Zonation of Massive Sulfide Deposits, en *Volcanic Terrains: Economic Geology*, v. 72, p. 549-572.

Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé M., 2000. Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 8403-8421.

Lewis, P.W., Rhys, D.A., 2000. Geological setting of the Tizapa volcanogenic massive sulphide deposit, Mexico State, Mexico. en Sherlock, R.L., Logan, M.A.V., eds., *Volcanogenic Massive Sulphide Deposits of Latin America: Geological Association of Canada Special Publication vol. 2*, p. 87-112.

Lorinczi, G. I., Miranda, V. J. C., 1978, Geology of the massive sulfide deposits of Campo Morado, Guerrero, México: *Economic Geology*, v. 73, p. 180-191.

Lydon, J. W., 1984, Some observations on the mineralogical and chemical zonation patterns of volcanogenic massive sulphide deposits of Cyprus: *Geological Survey of Canada, Paper 84-1A*, p. 611-616.

Lydon, J. W., 1988. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits, part 1: A Descriptive Model, in Roberts, R. G. and Sheahan, P. A., eds., *Ore Deposit Models: The Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint series 3*, p. 145-153.

Lydon, J. W., 1988. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits, part 2: Genetic Models, in Roberts, R. G. and Sheahan, P. A., eds., Ore Deposit Models: The Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint series 3, p. 155-181.

Martínez-Reyes, J., Vassallo-Morales L. F., Franco-Ibarra, F. de J., 1995. Geología y potencial minero de la porción central-poniente del Estado de Guanajuato: La zona de la exreserva minera "Leon-Guanajuato" folleto de divulgación, Instituto de Geología de la UNAM y PROMIN, Dirección de promoción minera, Secretaria de Economía del Estado de Guanajuato 65 p.

Marton, G., Buffler, R. T., 1994. Jurassic reconstruction of the Gulf of México Basin. *International Geology Review*. 36, 545-586.

Mengelle-López, J.J., Picazo-Alba, M.A., Canet, C., Camprubí, A., Prol-Ledesma, R.M., 2006. Depósitos VMS de la Cuenca La Esperanza, Guanajuato: *Boletín de Mineralogía* 17, 11–12.

Miranda, G. M. A., 2000. The metallic ore-deposits of the Guerrero Terrane, western Mexico: an overview, en Centeno G. E., et al., *Geologic Evolution of the Guerrero Terrane, Western Mexico: Journal of South American Earth Sciences, Special Issue*, vol. 13, num. 4-5, p. 403-413

Miranda-Gasca M.A. 1995. The volcanogenic massive sulphide and sedimentary exhalative deposits fo the Guerrero Terrane, México. University of Arizona. Ph. D., Tesis no publicada, p. 246.

Miranda-Gasca M.A., 2000. The matallic ore-deposits of the Guerrero Terrane, western México: an overview: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 403-413.

Miranda-Gasca M.A., 2003. The volcanogenic massive sulfide deposits of México. *Resúmen de la SGN, Section Cordilleran; 99^h Annual meeting; Puerto Vallarta Jal., 1 a 3 de Abril*, p. 1

Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites, J.E., 2008. Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero Terrane of Central Mexico: constraints from U-Pb age and Pb isotope studies: *Economic Geology*, v. 103, p. 117–140.

Oftedahl, C., 1958. A theory of exhalative-sedimentary ores. *Geol. Foren Stockholmo forb*, no. 80, 1-19.

Moss R., Scott S., 2001. Geochemistry and mineralogy of gold-rich hydrothermal precipitation from the eastern Manus basin Papua New Guinea. *Canadian Mineralogist*. 39, 957-978.

Ohmoto, H., Skinner, B., 1983. The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Introduction and Summary of New Findings. In Ohmoto, H., Skinner, B., eds. *The Kuroko Deposits*, *Economic Geology*, Monograph 5, 600 p.

Ortiz-Hernandez, L. E., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O., Calvet, P., 1992. El arco intraoceánico alóctono (cretácico inferior) de Guanajuato-características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas: Implicaciones geodinámicas. *Revista del Instituto de Geología*. 9, 126-145.

Oudin, E., and Constantinou, C., 1984. Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits: *Nature*, v. 308, p. 349-353.

Plimer, I. R., 1978. Proximal and distal stratabound ore deposits: *Mineralium Deposita*, V. 13, p. 345-353.

Pindell, J., Kennan, L., 2001a. Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *Transactions, Petroleum Systems of Deep-Water Basins: Global and Gulf of Mexico Experience*. GCSSEPM 21st Annual Research Conference, Houston, Texas, GCSSEPM, p. 193-220.

Pisutha-Arnond V., and H. Ohmoto 1983. Thermal History, and Chemical and Isotopic Compositions of the Ore-Forming Fluids Responsible for the Kuroko

Massive Sulfide Deposits in the Hokuroko District of Japan en Ohmoto, H., Skinner, B., eds. The kuroko deposits: Economic Geology, Monography 5, p. 523-558.

Pottorf, R. J., y Barnes, H. L., 1983. Mineralogy, geochemistry, and ore genesis of hydrothermal sediments from the Atlantis II Deep, Red Sea: Economic Geology, Monogr, 5, p. 198-223.

Rhys, D., Eons, G., Ross, K., 2000, Geological setting of deformed VMS-type mineralization in the Azulaques-Tlanilpa area, northern Guerrero State, México. In: Sherlock, R.L., and Logan, M.A.V. (eds.), Volcanogenic Massive Sulphide Deposits of Latin America: Geological Association of Canada Special Publication 2, 113-133.

Rivera-Carranza, E., De la Teja-Segura, M.A., Miranda-Huerta, A., Lemus-Bustos, O., Motolinea, G.O., León-Ayala, V., Moctezuma-Salgado, M.D., 1998. Carta Geológico-Minera Cuernavaca E14-5: Consejo de Recursos Minerales, México.

Riverin, G. and Hodgson, C. J., 1980, Wall rock alteration at the Millenbach Cu-Zn mine, Noranda, Quebec: Economic Geology, V. 75, p. 424-444.

Roedder, E. (1984): Fluid inclusion Min. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy, p12, 64.

Ruiz, I., 1973, Geology and structure of the Rostvangen sulphide deposit in the Kvikne destrict, central Norwegian Caledonides: Norske Geologisk Tidssjrift, V. 53, p. 433-442.

Sangster, D. F., Scott, S. D., 1976, Precambrian strata-bound, massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of North America. In K. H. Wolf (Ed.) Cu, Zn, Pb and Ag Deposits, V. 6: Elsevier, Amsterdam, p. 129-222.

Sato, T., 1972, Behaviours of ore-forming solutions in seawater: Mining Geology, V. 22, p. 31-42,

Sawkins, F, J., 1976, Massive sulfide deposits in relation to geotectonics: Geological Association of Canada Special Paper 14, p. 221-240

Shepherd T., Rankin A. H. and Alderton D. H. M. (1985): A practical guide to fluid inclusions studies. Libro. Blackie and Son Ltd.320 pp.

Sillitoe, R. H., 1973, Environments of formation of volcanogenic massive sulphide deposits: *Economic Geology*, V. 68, p. 1321-1325.

Shirozo, H., 1974, Clay minerals in altered wall rocks of the Kuruko-type deposits: *Society of Mining Geologists Japan, Special Issue 6*, p. 303-311.

Smith, I. C., 1981. Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern México, en C. I., Smith, ed., *Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern México: West Texas Geological Society Publication 81/74*, 1-27.

Solomon, M., 1976. Volcanic massive sulphide deposits and their host rocks –a review and an explanation. In K. H. Wolf (Ed.) *Regional Studies and Specific Deposits, Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits*, v. 2: Elsevier, Amsterdam, p. 21-50.

Solomon, M. y Walshe M., 1979. The formation of massive sulfide deposits on the sea floor: *Economic Geology*, vol. 74 no. 4, 797-813

Spooner, E. T. C. and Bray, C. J., 1977. Hydrothermal fluids of seawater salinity in ophiolitic sulphide ore deposits in Cyprus: *Nature*, v. 266, p.808-812.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Centeno-García, E., 2007. Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic: *Geological Society of America Bulletin* 119, p. 1052–1065.

Talavera-Mendoza, O., 2001. Mélanges in southern Mexico: geochemistry and metamorphism of Las Ollas complex (Guerrero terrane): *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, p. 1309-1320.

Talavera-Mendoza, O., Ramírez, E. J., Guerrero-Suástegui, M., 1995. Petrology and Geochemistry of the Teloloapan Subterrene, a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 3-22.

Talavera-Mendoza, O. y Guerrero-Suastegui, M. 2000. Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 297–324.

Tardy, M., Lapierre, H., Bourdier J. L., Coulon Ch., Martínez-Reyes, J., Ortiz-Hernandez, E., Beck, Ch., Théry J. M., 1992, Intra-oceanic settings of the western México Late Jurassic-Early Cretaceous arc sequences- Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous. *Geodinamica: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 10, p. 118- 128.

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon Ch., Gill, J. B., Lepinay M.B., Beck, C., Martínez-Reyes, J., Talavera, M., O., Ortiz-Hernandez, E., Stein G., Bourdier J. L., Yta, M., 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the western cordillera of Colombia) : a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.

Torró, L., Alfonso, P., González-Partida, E., Canet, C., Gómez-Fernández, F., 2011. Preliminary study of fluid inclusions and sulphur isotopes of the Tizapa ore deposit, Mexico. *En Barra, F., Reich, M., Campos, E., and Tornos, F. (eds.), 11th SGA Biennial Meeting – Let's talk ore deposits. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, v.2, p. 775-777.*

Urabe, T., Scott, S. D. and Hattori, K., 1983, A comparison of footwall-rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulphide deposits, en Ohmoto, H. and Skinner, B., eds., *The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits: Economic Geology*, monograph 5, p. 345-364.

Walford D. C. and Franklin, J. M., 1982, The Anderson Lake Mine, Snow Lake, Manitoba, *in* Hutchinson, R. W., Spencer, C. D. and Franklin, J. M. eds., *Precambrian Sulphide Deposits: Geological Association of Canada*, special Paper 25, p. 481-523.

Wilson, J. L., 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, New York, 417 p.

ANEXOS

Tablas de resultados

Análisis/Zircón	U# (ppm)	Th# (ppm)	Th/U	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS										EADAES CORREGIDAS (Ma)						Mejor edad (Ma) ± 1s				
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb†	±1s*	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U†	±1s*	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U†	±1s*	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th†	±1s*	Rho	% disc**	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1s*	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1s*	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1s*	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1s*	±	±	±
VIC10_2	191	61	0.28	0.05473	0.0024	0.16991	0.008	0.02249	0.0002	0.00744	0.0011	0.23	10	143.0	2.0	159.0	7.0	401.0	96.0	150.0	23.0	143.0	±	2.0
VIC10_8	131	37	0.25	0.04798	0.0047	0.14828	0.015	0.02245	0.0003	0.00342	0.0008	0.14	-2	143.0	2.0	140.0	13.0	98.0	207.0	69.0	16.0	143.0	±	2.0
VIC10_10	282	166	0.51	0.04891	0.0020	0.15293	0.006	0.02271	0.0003	0.00591	0.0009	0.27	-1	145.0	2.0	144.0	6.0	144.0	91.0	119.0	18.0	145.0	±	2.0
VIC10_21	159	59	0.32	0.06471	0.0092	0.20349	0.031	0.02281	0.0004	0.00698	0.0002	0.24	23	145.0	2.0	188.0	26.0	765.0	294.0	141.0	3.0	145.0	±	2.0
VIC10_7	295	140	0.41	0.05302	0.0020	0.16813	0.007	0.02294	0.0003	0.00725	0.0011	0.28	8	146.0	2.0	158.0	6.0	330.0	83.0	146.0	22.0	146.0	±	2.0
VIC10_17	99	27	0.24	0.07193	0.0045	0.22409	0.014	0.02294	0.0003	0.00961	0.0015	0.23	29	146.0	2.0	205.0	12.0	984.0	123.0	193.0	30.0	146.0	±	2.0
VIC10_18	145	71	0.43	0.05759	0.0029	0.18066	0.009	0.02289	0.0003	0.00747	0.0011	0.24	14	146.0	2.0	169.0	8.0	514.0	106.0	150.0	23.0	146.0	±	2.0
VIC10_22	160	67	0.36	0.05076	0.0027	0.15813	0.009	0.02297	0.0003	0.00668	0.0010	0.23	2	146.0	2.0	149.0	8.0	230.0	119.0	135.0	20.0	146.0	±	2.0
VIC10_25	144	41	0.25	0.06799	0.0076	0.21219	0.024	0.02296	0.0005	0.00785	0.0013	0.21	25	146.0	3.0	195.0	20.0	868.0	226.0	158.0	27.0	146.0	±	3.0
VIC10_13	171	96	0.49	0.06876	0.0031	0.21843	0.011	0.02305	0.0004	0.00837	0.0013	0.31	27	147.0	2.0	201.0	9.0	892.0	92.0	168.0	25.0	147.0	±	2.0
VIC10_24	148	37	0.22	0.06418	0.0029	0.20434	0.009	0.02301	0.0003	0.00852	0.0013	0.27	22	147.0	2.0	189.0	8.0	748.0	93.0	171.0	26.0	147.0	±	2.0
VIC10_3	189	101	0.47	0.05173	0.0026	0.16576	0.009	0.02325	0.0003	0.00687	0.0010	0.23	5	148.0	2.0	156.0	7.0	273.0	113.0	138.0	21.0	148.0	±	2.0
VIC10_11	92	37	0.35	0.07946	0.0055	0.24840	0.018	0.02325	0.0004	0.00765	0.0012	0.21	34	148.0	2.0	225.0	14.0	1184.0	135.0	154.0	24.0	148.0	±	2.0
VIC10_15	123	44	0.31	0.06702	0.0036	0.21118	0.014	0.02329	0.0009	0.00794	0.0012	0.58	24	148.0	6.0	195.0	12.0	838.0	109.0	160.0	24.0	148.0	±	6.0
VIC10_1	195	103	0.46	0.06467	0.0030	0.20918	0.010	0.02367	0.0003	0.00758	0.0011	0.26	22	151.0	2.0	193.0	8.0	764.0	94.0	153.0	23.0	151.0	±	2.0
VIC10_6	91	25	0.24	0.06829	0.0054	0.22367	0.018	0.02377	0.0003	0.00881	0.0014	0.17	26	151.0	2.0	205.0	15.0	877.0	161.0	177.0	29.0	151.0	±	2.0
VIC10_23	476	164	0.30	0.05288	0.0017	0.17308	0.006	0.02376	0.0003	0.00737	0.0012	0.35	7	151.0	2.0	162.0	5.0	324.0	71.0	148.0	23.0	151.0	±	2.0
VIC10_9	84	35	0.36	0.06097	0.0100	0.20158	0.036	0.02398	0.0005	0.00739	0.0004	0.24	18	153.0	3.0	186.0	30.0	638.0	346.0	149.0	7.0	153.0	±	3.0
VIC10_4	109	53	0.42	0.04674	0.0052	0.15426	0.017	0.02423	0.0005	0.00913	0.0026	0.18	-5	154.0	3.0	146.0	15.0	36.0	228.0	184.0	53.0	154.0	±	3.0
VIC10_12	137	50	0.32	0.06102	0.0028	0.20648	0.010	0.02461	0.0003	0.00833	0.0013	0.27	18	157.0	2.0	191.0	8.0	640.0	98.0	168.0	26.0	157.0	±	2.0
VIC10_20	127	402	2.76	0.06028	0.0015	0.84247	0.023	0.10128	0.0010	0.02791	0.0042	0.37	0	622.0	6.0	621.0	13.0	614.0	54.0	556.0	82.0	622.0	±	6.0
VIC10_16	254	50	0.17	0.07006	0.0015	1.53740	0.036	0.15908	0.0015	0.03765	0.0057	0.40	-1	952.0	9.0	945.0	14.0	930.0	44.0	747.0	110.0	952.0	±	9.0

n = 22
 Coordenadas (428531, 2077011)
 UTM:

Edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada = 147.8 ± 1.7

*Las concentraciones de U y Th (ppm) fueron calculadas con relación al análisis del vidrio estándar NIST 612 para elementos traza.

†Relaciones isotópicas corregidas con relación al zircón estándar de edad conocida (PLE, Plešovice = ~337 Ma; Sláma *et al.*, 2008) por el fraccionamiento de masa y deriva instrumental y aplicando el método de Andersen (2002) para la corrección de Pb común.

**Porcentaje de discordancia obtenido usando la siguiente ecuación (100*[(edad ²⁰⁷Pb/²³⁵U)-(edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U)]/edad ²⁰⁷Pb/²³⁵U) propuesta por Ludwig (2001). Valores positivos y negativos indican discordancias normales y discordancias inversas, respectivamente.

Las edades individuales de cada zircón marcadas en negrita fueron usadas para calcular la edad ²⁰⁶Pb/²³⁸U media ponderada y el MSWD (Mean Square of Weighted Deviates) usando el programa computacional Isoplot (Ludwig, 2003).