



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**  
**CENTRO DE GEOCIENCIAS**

**“CARACTERIZACIÓN DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES EN LAS  
ZONAS DE REEMPLAZAMIENTO Y VETAS DEL DISTRITO  
MINERO TAXCO, EN LA ZONA NORTE DEL ESTADO  
DE GUERRERO, MÉXICO”.**

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:  
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

**JOSÉ LUIS FARFÁN PANAMÁ**

TUTOR PRINCIPAL:

**DR. EDUARDO GONZÁLEZ PARTIDA**  
Centro de Geociencias, UNAM

MIEMBROS DEL CÓMITE TUTOR:

**DR. MARTIN VALENCIA MORENO**  
Estación Regional Noroeste, UNAM

**DR. LUCAS OCHOA LANDIN**  
Departamento de Geología, UNISON

**DR. EFREN PÉREZ SEGURA**  
Departamento de Geología, UNISON

**DR. JOEL RAMÍREZ ESPINOSA**  
UACT, UAGro.

Juriquilla, Qro.; Junio, 2016.



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## **DEDICATORIAS**

*A mis padres Miguel Ángel e Irene por su gran comprensión y apoyo incondicional en todo momento y en todos los aspectos para la realización del presente trabajo. A mis hermanos quienes han apoyado mi formación profesional.*

*A Xóchitl Monserrat y José de Jesús, quienes me han tenido mucha paciencia y que estuvieron conmigo en los momentos complicados y difíciles durante el desarrollo de mi formación.*

*A ti Esmé que en las buenas y en las malas estas junto a mí; Te amo y Te lo agradezco mucho!!!*

*A mis preciadas niñas Samantha<sup>t</sup> y Arantza<sup>t</sup> (que descansen en paz) por darme una enseñanza de vida y momentos únicos.*

*Y finalmente, a Todos Ustedes.*

***Muchas Gracias!!!!!!!!***

## **AGRADECIMIENTOS**

*Quiero agradecer ampliamente la asesoría y apoyo recibido del Dr. Eduardo González Partida por haberme permitido participar en su vida profesional otorgando mucho de sus conocimientos y haberme dado la oportunidad de conocerlo como profesionalista.*

*A los doctores Martín Valencia, Lucas Ochoa, Efrén Pérez y Joel Ramírez por haber tenido la paciencia en la revisión de dicho documento, así como, de sus acertados comentarios en el mejoramiento del presente trabajo.*

*Al Dr. Alexander Iriondo por sus acertados comentarios y sugerencias durante mi estancia en el CGEO; asimismo quiero agradecer ampliamente al Dr. Antoni Camprubí, así como al Dr. Carles Canet por su gran apoyo académico.*

*Quiero agradecer a la UNAM, al Posgrado en Ciencias de la Tierra por haberme aceptado y participar de alguna manera en mi formación profesional. Quiero extender mi agradecimiento a todo el personal Académico, Administrativo y de Intendencia del CGEO, porque de alguna manera ayudaron durante mi estancia y durante el desarrollo de este trabajo que es y será parte fundamental de mi formación profesional. Asimismo quiero expresar mi más grande agradecimiento al alumnado que también se estuvo involucrado en este trabajo.*

*Al CONACyT por haber otorgado el financiamiento para llevar a cabo mi estancia en Juriquilla, Qro.; y también porque a través del proyecto PAPIIT # IN101510-3 se lograron realizar algunos análisis de laboratorio.*

*A la Universidad Autónoma de Guerrero por haber otorgado el permiso y financiamiento durante el desarrollo de mi formación profesional, así como, el desarrollo de la presente tesis. En especial a la familia de la UACT, sabiendo que ha habido tiempos por demás complicados, pero que hemos sabido sacarlos adelante con ayuda de todos.*

*Quiero agradecer al Dr. Alain Cheilletz del Centre de Recherches Péetrographiques et Géochimiques del Centre National de la Recherche Scientifique de Francia por la elaboración de los análisis de las rocas de los Diques Calavera. También agradezco ampliamente a Michael Kunk por permitir el acceso y la utilización del laboratorio de Termogeocronología del USGS en Denver, CO., también agradecemos a Seth Fetters por su ayuda en la separación de los minerales para el estudio geocronológico de argón en el U.S. Geological Survey en Denver, Colorado, Estados Unidos de Norteamérica por los análisis de Ar/Ar; además agradezco a la Dra. Pura Alfonso del Serveis Científic-Tècnics de la Universidad de Barcelona, España por los análisis de los isótopos estables. Y por último al Dr. David Banks del School of Earth and Environment de la University of Leeds de Inglaterra.*

*También agradezco al compañero y amigo Javier Bustamante García<sup>1</sup> por sus acertados comentarios en cuanto a los comportamientos de los diferentes sistemas de fallas y*

*fracturas del DMT; de la misma forma agradecemos a Luis Jiménez Bustamante por el apoyo logístico.*

*Agradezco ampliamente a los compañeros del CGEO: Juanito, Oscar, Norma, Nelly, Profe Orozco, Pancho Glz, Jorge Tíno, Gildardo, Eduardo Sánchez y otros más que llenarían fácilmente esta página y otras más.*

***Saludos y Gracias por todo!!!!!!***

## **Resumen**

El Distrito Minero Taxco ha tenido importancia económica desde la época de La Colonia y ésta se ha visto reflejada en la producción de cantidades considerables de plomo, zinc y plata, ubicándose así en el cinturón polimetálico de yacimientos epitermales de México. Los diferentes estilos y formas de mineralización del distrito tienen un control preferentemente estructural y esto es debido a la geodinámica del Cretácico superior hasta el Oligoceno. Estas estructuras mineralizadas de Pb/Zn con cantidades considerables de Ag están íntimamente relacionadas con los primeros episodios del vulcanismo de la Provincia Magmática de la Sierra Madre del Sur, y esto está evidenciado por las nuevas edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ( $34.9 \pm 0.2$  Ma) y las edades U-Pb ( $35.44 \pm 0.24$  y  $34.95 \pm 0.37$  Ma) obtenidas de los Diques Calavera que tienen correlaciones de campo cortantes con respecto a las vetas mineralizadas; lo cual evidencia aún más esta posible relación.

Los valores isotópicos de  $^{34}\text{S}$  que exhiben de algunas muestras Distrito Minero Taxco hacen suponer que éstos tienen un origen magmático con valores cercanos a 0 ‰ de  $^{34}\text{S}$  y que durante su ascenso, éstos sufren una primer contaminación en la que rápidamente se vuelven positivos y conforme van ascendiendo hay un fraccionamiento químico y esto es posible evidenciarlo en las zonas de reemplazamiento en donde los valores alcanzan valores promedio de 0.7 ‰ de  $^{34}\text{S}$  y se hacen negativos en las zonas de vetas alcanzando valores de hasta -4.7 ‰ de  $^{34}\text{S}$ . Los valores  $^{34}\text{S}$  de pares isotópicos permiten calcular temperaturas que varían desde 416 y 440 °C para el nivel 9, en pares de pirita-galena, esfalerita-galena y pirita-galena hasta 245 °C para el nivel 3, en pares de esfalerita-galena. Evidenciando con ello que estos valores sufrieron fraccionamiento químico desde su ascenso a profundidad hasta los niveles en donde se recuperaron muestras y seguramente hasta la superficie.

Las características microtermométricas de las inclusiones fluidas (155 a 268 °C de temperatura de homogenización y 0.18 a 13.4 % de NaCl equiv de salinidad) relativamente altas en zonas del reemplazamiento y que a medida que estas fluidos se hospedan en la áreas de las vetas exhiben valores mucho más bajos evidenciando con ello un proceso importante de dilución, evidenciando además que estas estructuras mineralizadas pertenecen a un yacimiento epitermal de baja a intermedia sulfuración con escasos fenómenos de ebullición emplazado en rocas carbonatadas y siliciclásticas.

La interacción de los fluidos mineralizantes del distrito minero Taxco con rocas carbonatadas y siliciclásticas queda evidenciada con los datos obtenidos en los análisis de los elementos del grupo de los halógenos en las inclusiones fluidas, lográndose observar un considerable enriquecimiento en Na (de 39.9 hasta 1448.7 mmoles/Kg (s)) y K (de 3.09 hasta 267.06 mmoles/Kg (s)) y que ambos tipos de cationes tuvieron que ver en la formación de sales en unión con el anión  $\text{Cl}^-$  (de 31 hasta 2581.11 mmoles/Kg (s)), los cuales se encuentran muy por encima de la trayectoria de evaporación del agua de mar.

Con base en los datos obtenidos de todas las herramientas utilizadas en el presente trabajo podemos decir que los fluidos responsable de los procesos de mineralización de las rocas del Distrito Minero Taxco se derivaron de un ambiente hidrotermal de intermedia a baja sulfuración y que con base en las edades de los Diques Calavera podemos aseverar que esta actividad hidrotermal está íntimamente relacionada con la actividad magmática de la Sierra Madre del Sur.

## **Abstracts**

The Taxco Mining District has had economic importance since the time of La Colonia and this is reflected in the production of substantial amounts of lead, zinc and silver, ranking well in epithermal polymetallic belt of Mexico. The different styles and forms of mineralization in the district have preferably structural control and this is due to the geodynamics of Late Cretaceous to Oligocene. These mineralized structures Pb / Zn with considerable amounts of Ag are closely related to the first episodes of volcanism of Magmatic Province of Sierra Madre del Sur, and this is evidenced by the new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ( $34.9 \pm 0.2$  Ma) and U-Pb ages ( $35.44 \pm 0.24$  and  $0.37 \pm 34.95$  Ma) obtained from the skull Diques having sharp field correlations regarding mineralized veins; which shows even more this possible relationship

The  $^{34}\text{S}$  isotope values of some samples exhibit Taxco Mining District do assume that they have a magmatic origin with values close to 0 ‰ for  $^{34}\text{S}$  and during ascent, they suffer from pollution in the first turn positive quickly and as they move up is a chemical fractionation highlight it and this is possible in areas where the replacement values reach average values of 0.7 ‰  $^{34}\text{S}$  and become negative streaks areas reaching values of up to -4.7 ‰  $^{34}\text{S}$ .  $^{34}\text{S}$  values of isotopic pairs exhibit temperatures ranging from 416 and 440 °C for level 9, pairs of pyrite-gale; sphalerite-galena and pyrite-galena to 245 °C for level 3, in pairs sphalerite-galena. Thereby demonstrating that these values suffered from chemical fractionation depth to his rise to levels where samples were recovered and safely to the surface.

Microthermometric characteristics of fluid inclusions (155-268 °C homogenization temperature and 0.18 at 13.4 % NaCl salinity equiv) in areas of relatively high replacement and as these fluids staying in the areas of the grains exhibit much lower values thereby highlighting an important process of dilution, further demonstrating that these structures belong to a deposit mineralized epithermal low to intermediate sulphidation with low boiling phenomena located in siliciclastic and carbonate rocks.

The interaction of the mineralizing fluids Taxco mining district with siliciclastic and carbonate rocks is evidenced with the data obtained in the analysis of the elements of the halogen group of fluid inclusions, achieving considerable enrichment observed Na (39.9 to 1448.7 mmol/kg (s)) and K (3.09 to 267.06 mmoles/Kg (s)), and that both types of cations were involved in the formation of salts in conjunction with the anion  $\text{Cl}^-$  (31 to 2581.11 mmol/kg (s)), which are well above the evaporation path seawater.

Based on the data obtained from all the tools used in this work we can say that those responsible for mineralization processes Rocks Miner Taxco District fluids derived from a hydrothermal environment intermediate to low sulphidation and based on Dykes age of Calavera can assert that this hydrothermal activity is closely related to magmatic activity of the Sierra Madre del Sur.

## Tabla de contenido

<b>Resumen .....</b>	<b>i</b>
<b>Abstracts .....</b>	<b>ii</b>
<b>Tabla de contenido .....</b>	<b>iii</b>
<b>Capítulo 1. Introducción .....</b>	<b>1</b>
1.1. Localización, descubrimiento del distrito minero e historia minera .....	1
1.2. Objetivos y metas .....	4
1.3. Metodología de trabajo .....	5
1.4. Métodos experimentales .....	6
<b>Capítulo 2. Marco de referencia.....</b>	<b>14</b>
2.1. Ambiente geológico regional .....	14
2.1.1. Terreno Guerrero.....	15
2.1.2. Terreno Mixteca .....	16
2.1.3. La deformación del Terciario en el sur de México .....	16
2.1.4. El magmatismo del Cretácico superior-Terciario en el sur de México .....	18
2.1.5. Estructuras mayores asociadas con una extensión NE-SO .....	19
2.2. Ambiente metalogénico regional .....	21
2.2.1. Metalogénesis del Terreno Guerrero (Cretácico).....	21
2.2.2. Metalogénesis de la Sierra Madre del Sur.....	21
<b>Capítulo 3. Geología Local.....</b>	<b>25</b>
3.1. Estratigrafía .....	25
3.1.1. Secuencias Cretácicas.....	25
3.1.2. Secuencias Terciarias .....	27
3.2. Petrografía .....	32
3.2.1. Secuencias Cretácicas.....	32
3.2.2. Secuencias Terciarias .....	35
3.3. Geoquímica.....	39
3.3.1. Geoquímica de rocas .....	39



3.3.2. Petrogénesis de los Diques Calavera .....	46
3.3.3. Edad de cristalización .....	50
3.4. Comportamiento estructural .....	55
<b>Capítulo 4. Alteración y Mineralización.....</b>	<b>58</b>
4.1. Alteración hidrotermal (Roca encajonante) .....	58
4.1.1. Zonas de remplazamiento .....	58
4.1.2. Áreas de vetas .....	59
4.1.3. Edad de la alteración.....	60
4.2. Mineralización .....	62
4.2.1. Skarn .....	62
4.2.2. Vetas .....	64
4.3. Secuencia paragenética.....	64
<b>Capítulo 5. Isótopos de Azufre de minerales del proceso de mineralización .....</b>	<b>69</b>
5.1. Valores Isotópicos de S en la zona de anhidritas y de remplazamiento .....	71
5.2. Valores Isotópicos de S en las zonas de vetas .....	71
5.3. Geotermómetros .....	72
<b>Capítulo 6. Comportamiento de la Inclusiones Fluidas y Halógenos .....</b>	<b>75</b>
6.1. Petrografía de las inclusiones fluidas .....	75
6.2. Microtermometría de las inclusiones fluidas.....	78
6.2.1. Microtermometría de zonas de reemplazamiento.....	79
6.2.2. Microtermometría de zonas de vetas .....	79
6.3. Elementos de los Halógenos en las Inclusiones Fluidas.....	83
6.3.1. Química de los elementos de los halógenos del DMT .....	85
<b>Capítulo 7. Discusión.....</b>	<b>90</b>
<b>Capítulo 8. Conclusiones.....</b>	<b>99</b>
<b>Capítulo 9. Bibliografía.....</b>	<b>104</b>

.....

### Lista de anexos

Anexo 1. Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de los Diques Calavera .....	118
Anexo 2. Resultados de los de análisis geoquímicos de los Diques Calavera .....	123
Anexo 3. Relaciones isotópicas para petrogénesis de los Diques Calavera .....	127
Anexo 4. Valores isotópicos de S y valores de Th y su % de salinidad .....	130
Anexo 5. Datos de inclusiones fluidas del Distrito Minero Taxco.....	133
Anexo 6. Resultados de los análisis de elementos del grupo los halógenos .....	146

.....

### Lista de figuras

Figura 1. Localización geográfica del área del Distrito Minero de Taxco, en donde se exhibe parte de la Sierra Madre del Sur.....	2
Figura 2. Ubicación del Distrito Minero de Taxco en el cinturón polimetálico de depósitos epitermales de México (Tomado de Camprubí y Albinson, 2007).....	3
Figura 3. Detalle de las características del espectro de Caolinita obtenida con el espectrómetro PIMAI. Se indica el perímetro exterior o “Hull”, puntos profundos y la posición y ancho total en la mitad de la máxima profundidad (FMHM).....	10
Figura 4. Subdivisión de los terrenos tectonomagmáticos meramente descriptivos (Tomada de Centeno-García, <i>et al</i> 2008).....	14
Figura 5. Lineamiento tectono-magmático de Cerro Purungueo-Huautla (modificado de Morán-Zenteno, <i>et al</i> , 2004).....	17
Figura 6. Estructuras de la parte central de la SMS, compatibles cinemáticamente con una extensión NE-SW (Tomado de Nieto-Samaniego, <i>et al</i> , 2006).....	18
Figura 7. Mapa esquemático de las fallas mayores del Terciario reconocidas en el sur de México.....	19
Figura 8. Mapa esquemático que muestra la migración hacia el este del magmatismo de la SMS, de acuerdo con el modelo propuesto por Schaaf <i>et al</i> (1995) (modificado de Ferrari <i>et al</i> , 2007).....	21
Figura 9. Mapa geodinámico de México, exhibiendo la extensión terciaria y el vulcanismo de acuerdo con la configuración de las placas del presente. (Basado en Ferrari <i>et al</i> , 2002). También se exhibe al sur del Cinturón Volcánico Transmexicano al vulcanismo Eocénico-Oligocénico de acuerdo con Morán-Zenteno <i>et al</i> , (1999).....	23

Figura 10. Mapa Geológico del área del Distrito Minero de Taxco (Modificado del SGM, 2004).....	28
Figura 11. Sección Geológica esquemática del área del Distrito Minero de Taxco.....	29
Figura 12. Columna Estratigráfica esquemática del área del DMT.....	29
Figura 13. Ubicación de las muestras recolectadas en el presente trabajo de los Diques Calavera del Distrito Minero de Taxco.....	33
Figura 14. Diagrama de clasificación TAS (Total Alkalis vs. Silica) propuesto por Cox et al (1979), en el que observa la ubicación de las rocas de los Diques Calavera.....	41
Figura 15. Diagrama ternario AFM (Álcalis-Hierro-Magnesio) propuesto por Irvine y Baragar, (1971), usando los óxidos en % en peso de $K_2O + Na_2O$ (alkalis), $FeO + Fe_2O_3$ y $MgO$ .....	41
Figura 16. Diagramas Tipo Harker, en donde se exhibe el comportamiento de los óxidos mayores y sus posibles correlaciones de unos con respecto a los otros. ....	43
Figura 17. Diagrama de multielementos de las rocas de los Diques Calavera normalizadas con los valores del manto primitivo propuesto por Sun & Mc Donough, (1989).....	44
Figura 18. Diagrama de Tierras Raras de las rocas de los Diques Calavera normalizadas con los valores de las condritas propuestos por Evensen et al, (1978).....	46
Figura 19. Diagrama de discriminación de ambiente tectónico propuesto por Wood, (1980), en donde se exhibe que las rocas de los Diques Calavera caen en el campo de los basaltos de ambientes de arco.....	47
Figura 20. Diagrama de discriminación de ambiente tectónico propuesto por Pearce y Cann, (1973), en donde se exhibe que las rocas de los Diques Calavera caen en el campo de los basaltos calcoalcalinos.....	47
Figura 21. Diagrama de discriminación de ambiente tectónico propuesto por Cabanis y Lecolle, (1989), en donde se exhibe que las rocas de los Diques Calavera caen en el campo de los basaltos calcoalcalinos.....	48
Figura 22. Diagrama de correlación isotópica $^{143}Nd/^{144}Nd$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ , exhibiendo los principales reservorios del manto oceánico propuesta por Zindler y Hart (1986).....	49

Figura 23. a) Diagrama de correlación isotópica $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , exhibiendo la posición de la línea de referencia del hemisferio norte (NHRL) con una relación Th/U= 4.0.....	51
Figura 24. a) Diagrama de correlación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Ambos diagramas exhiben la posición de los reservorios del manto identificadas por Zindler y Hart (1986).....	52
Figura 25.- Diagrama de Concordia tipo Wetherill (1956), donde se puede observar que las muestras analizadas de los Diques Calavera son concordantes con respecto a la línea de concordia.....	53
Figura 26a y 26b. Espectros Ar-Ar a partir de los datos obtenidos por calentamiento global de adularia de las estructuras mineralizadas del Distrito Minero de Taxco.....	55
Figura 27. Contexto estructural del Distrito Minero de Taxco esquematizado, en donde se observa el conjunto de cabalgaduras y fallas que permitieron el emplazamiento de los fluidos mineralizadores.....	57
Figura 28. Espectros infrarrojo de los minerales de alteración de la zona de reemplazamiento del Distrito Minero de Taxco.....	60
Figura 29a. Espectros infrarrojo de los minerales de alteración de la zona profunda de vetas del Distrito Minero de Taxco, en donde es posible reconocer minerales propios de alteración propilítica, tales como, tremolita, clorita, actinolita, entre otros.....	61
Figura 29b. Espectros infrarrojo de los minerales de alteración de la zona somera de vetas del Distrito Minero de Taxco, en donde es posible reconocer minerales propios de alteración fílica, tales como, illita-esmectita, calcita.....	61
Figura 29c. Espectros infrarrojo de los minerales de alteración de la zona superficial de las vetas del DMT, en donde es posible reconocer minerales propios de alteración argílica.....	62
Figura 30. Tabla en donde se exhibe la secuencia paragenética, así como, las etapas de desarrollo de cada una de las alteraciones presentes en el Distrito Minero de Taxco.....	68
Figura 31. Sección esquemática del DMT con la ubicación aproximada de la toma de muestras para los análisis de isotopía.....	70
Figura 32. Comportamiento de los valores isotópicos de las muestras obtenidas de las rocas de las estructuras mineralizadas del Distrito Minero de Taxco.....	72
Figura 33. Gráfica de $^{34}\text{S}$ en Sulfatos vs de $^{34}\text{S}$ en Sulfuros que exhibe el campo de modificación (fraccionamiento de masas) y sus variaciones de los valores isotópicos de las rocas del Distrito Minero de Taxco.....	74

Figura 34. Sección esquemática del DMT con la ubicación aproximada de la toma de muestras para los análisis de inclusiones fluidas.....	76
Figura 35. Comportamiento de la temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas en cada uno de los niveles de producción del Distrito Minero de Taxco, tanto en la zona de mantos como de vetas.....	80
Figura 36. Comportamiento de la temperatura de homogenización versus la profundidad de las inclusiones fluidas en cada uno de los niveles de producción del Distrito Minero de Taxco, tanto en la zona de mantos como de vetas.....	81
Figura 37. Sección esquemática del DMT con la ubicación aproximada de la toma de muestras para los análisis de los elementos del grupo de los halógenos.....	86
Figura 38. Gráfica en donde se muestran los contenidos de Cl/Br (molar) vs Na/Br (molar) de las muestras del Distrito Minero Taxco, y en donde podemos observar que las rocas del DMT, se ubican muy por encima de la línea del agua de mar, lo que nos indica q estos fluidos muy probablemente estuvieron involucrados en la disolución y recristalización de halita.....	87
Figura 39. Gráfica en donde se exhiben los valores de Cl/Br vs Li/Cl, en donde las muestras se ubican hacia la derecha de la TEAM y muy por encima de ella, que es hacia el campo en donde hay enriquecimiento en Li con interacción de rocas siliciclásticas.....	88
Figura 40. Gráfica en donde se muestran los valores de Cl/Br (molar) vs Na/Cl (molar) de las muestras del DMT en donde se observa que se ubican muy por encima de la línea de evaporación del agua de mar, y con ello podemos aseverar también la influencia de los fluidos en con rocas siliciclásticas.....	88
Figura 41. Gráfica en donde se muestran los valores de Cl/Br (molar) vs Na/Cl (molar) de las muestras del DMT en donde se observa que se ubican muy por encima de la línea de trayectoria de evaporación del agua de mar, y con ello podemos aseverar también la interacción de los fluidos en con rocas siliciclásticas.....	89
Figura 42. Grafica en donde se muestran los valores de Na/Li (molar) vs Na/K (molar), en donde se traza una línea que funciona como geotermómetro para los elementos de los halógenos; las rocas del distrito Minero de Taxco se ubican en el rango de entre los 250 °C y los 450 °C.....	89
Figura 43. Modelo esquemático de la trayectoria de los fluidos hidrotermales. Mostrando aporte de fluidos magmáticos que serían fuente de los metales. También se presenta esquemáticamente el comportamiento de las inclusiones fluidas y el fraccionamiento químico que sufrieron los fluidos derivados de los cuerpos subvolcánicos durante su ascenso.....	95

Figura 44. Comportamiento esquemático de los fluidos magmáticos, desde el momento que atraviesan rocas anhidríticas hasta hospedarse en la parte más superficial de las vetas, lo cual implica en cada parte fraccionamiento de masas tipo contaminación.....97

Figura 45. Esquema en donde se exhibe el comportamiento isotópico, así como el enfriamiento que tuvieron los fluidos derivados de los cuerpos subvolcánicos durante su ascenso.....98

Figura 46. Sección esquemática del DMT exhibiendo el comportamiento de la temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas en cada uno de los niveles de producción evidenciando los procesos de enfriamiento y fraccionamiento químicos de los fluidos mineralizantes.....98

Figura 47. Contexto metalogenético del Distrito Minero de Taxco.....103

.....

### **Lista de tablas**

Tabla 1. Datos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de calentamiento gradual por horno de una muestra de adularia de los Diques Calavera del Distrito Minero de Taxco. ....54

Tabla 2. Valores de  $^{34}\text{S}$  de las muestras obtenidas de algunas estructuras mineralizadas del Distrito Minero de Taxco.....69

Tabla 3. Ecuaciones utilizadas para la geotermometría de los sulfuros del Distrito Minero de Taxco (Ohmoto y Rye, 1979).....74

Tabla 4. Pares isotópicos utilizados para la geotermometría de los sulfuros del Distrito Minero de Taxco.....74

Tabla 5. Resultados de estudios de microtermométricos promedio de las inclusiones fluidas de cada uno de los niveles de producción del Distrito Minero de Taxco.....78

.....

### **Lista de fotos**

Foto 1. Fotografías de campo pertenecientes a las rocas que afloran en el área de estudio. a) Rocas de la Secuencia Volcánico-Sedimentaria Taxco-Taxco el Viejo; b) Estrato de calizas de la Formación Morelos; c) Secuencia rítmica de lutitas y areniscas tipo flysch de la Formación Mezcala; d) Secuencia de tobas y lutitas del Grupo Balsas; e) Ignimbrita soldada de las

Riolitas Tilzapotla; y f) Afloramiento de la Granodiorita Coxcatlán, exhibiendo xenolitos pelíticos de la Formación Mezcala.....37

Foto 2. Fotografías de campo pertenecientes a los Diques Calavera. a) Dique C-3 el cual se encuentra cortando hasta la base de la RiolitaTilzapotla y b) Dique C-5 el cual se encuentra cortando hasta la Fm. Mezcala.....38

Foto 3. Microfotografías de los Diques Calavera que muestran las características petrográficas. a) Textura hipocristalina formada por fenocristales de plagioclasa, feldespatos potásico, piroxenos, biotita, ocasionales hornblendas; todos estos cristales se encuentran inmersos en una matriz microlítica eutaxítica; b) Fenocristales de plagioclasa con texturas tipo Siebe; c) Fenocristales de feldespatos potásico con maclado tipo Carlsbad; e) Hornblenda moderadamente alterada a clorita inmersa en una matriz microcristalina; y f) Matriz microcristalina eutaxítica.....40

Foto 4. Microfotografía del área de reemplazamiento. a) Parches de cuarzo en las zonas de reemplazamiento del DMT, en donde es posible observar pequeños cristales de wollastonita que están siendo alterados por carbonados; b) Grandes parches de clorita que se encuentran como parte de los procesos retrogrado en las zonas de reemplazamiento.....59

Foto 5. Microfotografías del área de las vetas del Distrito Minero Taxco. a) Cuarzo y calcita como parte de los parches de alteración, también se observan manchones de clorita y carbonatos; b y c) Vetillas de cuarzo, en donde es posible observar que se hace acompañar de pequeños cristales de sericita en combinación con illita-esmectita; d) Vetillas de cuarzo con abundantes parches de minerales arcillosos del tipo illita-esmectita, típicas de alteración argílica.....63

Foto 6. Microfotografías de los minerales metálicos del Distrito Minero de Taxco. a) Calcopirita transformándose a bornita, la cual se acompaña de grandes placas xenomórficas de esfalerita, galena y pirita; b) Grandes placas xenomórficas de esfalerita y galena con la presencia en espacios pequeños de pirrotita; c y d) Placas xenomórficas de esfalerita en contacto con placas de galena, ocasionalmente se observan placas automórficas de pirita; e) Ramilletes de pirrotita oxidada, así como cristales automórficos de pirita; y f) Ramilletes aciculares de estibinita que ocasionalmente se encuentran también con placas automórficas de pirita.....67

Fotos 7. Microfotografías de inclusiones fluidas de rocas del área del Distrito Minero Taxco. Fotos a y b de la zona de reemplazamiento y fotos c, d, e y f de las vetas.....77

## **CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN**

El Estado de Guerrero, localizado en la parte sur de la República Mexicana, se caracteriza por su potencial minero y sus grandes yacimientos en filones, reemplazamientos y vulcanosedimentarios; los cuales han sido explotados desde la época de La Colonia. En las últimas décadas los yacimientos epitermales de México han sido objeto de numerosos estudios (Camprubí *et al*, 2003), de los cuales se ha generado una innumerable cantidad de datos e información muy importante; y parte de estos estudios tomaron lugar los filones del Distrito Minero de Taxco (DMT) en la zona norte del Estado de Guerrero.

### **1.1. Localización, descubrimiento del distrito minero e historia minera**

El DMT está localizado al norte del Estado de Guerrero directamente al sur-sureste del poblado de Taxco de Alarcón y se encuentra limitado por los paralelos 18° 31' 20'' y 18° 35' 30'' de Latitud Norte y entre los meridianos 99° 32' 30'' y 99° 38' 40'' de Longitud Oeste y queda dentro de la carta topográfica Taxco Escala 1:50000 (E14-A68) publicada por el INEGI (Fig. 1). Fisiográficamente, el área de estudio está asentado entre los sistemas del Eje Volcánico y la Sierra Madre del Sur (Raisz, 1964), en el límite de las Subprovincias de Sierras y Cuencas Guerrerenses y Depresión del Balsas. Geológicamente, el área de estudio comprende rocas que consisten a la base por las rocas del Subterreno Teloloapan (Secuencia Volcánica-Sedimentaria de Taxco-Taxco el Viejo; Campa, 2004) del Titoniano Superior y el Turoniano (Guerrero-Suastegui *et al*, 1991; Ramírez-Espinosa *et al*, 1991; Talavera-Mendoza *et al*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000; Guerrero-Suastegui, 2004; Mortensen *et al*, 2008), formada por rocas metamórficas de las facies de esquistos verdes del Terreno Guerrero; y por la cubierta carbonatada y siliciclástica de la Formación Morelos y Mezcala pertenecientes al Terreno Mixteca del Albiano-Cenomaniano. Ambos tipos de rocas que pertenecen a dichos terrenos tectonoestratigráficos están cubiertos discordantemente por rocas conglomeráticas y algunos flujos de lava del Grupo Balsas y por las rocas ígneas del Campo Volcánico de Taxco (Alaniz-Álvarez *et al*, 2002b).

El DMT comprende mantos de reemplazamiento y vetas mineralizadas principalmente, aunque se han reportado stockworks, brechas locales y ocasionales diseminados como estilos de mineralización, los cuales se encuentran hospedados en rocas del Cretácico temprano hasta rocas del Oligoceno temprano, que corresponden a las rocas de la Secuencia Volcánico-



Sedimentaria de Taxco-Taxco el Viejo (Campa, 2004), Formación Morelos y Mezcala principalmente, aunque se reconocen algunas estructuras mineralizadas emplazadas en rocas de algunas formaciones del Grupo Balsas. Asimismo, el DMT se ubica en el cinturón de depósitos epitermales polimetálicos (Damon *et al*, 1981; Clark *et al*, 1982; Camprubí *et al*, 2007) y se encuentra relacionado a la actividad volcánico-estructural de la Sierra Madre del Sur (Camprubí *et al*; 2006, Fig. 2).

Se ha reportado que las vetas o la presencia de mineralización en el área del DMT, fueron descubiertas por personas allegadas a Moctezuma Ilhuicamina en 1468, sin mencionar la producción de metales. Durante la conquista, Hernán Cortés explora esta área y ya en 1534, se dice que él mismo abrió el “Socavón del Rey” el cual es una galería perpendicular a las vetas y que luego se conoció como Mina El Pedregal. Los conquistadores Juan de Cabras y Juan de Salcedo Muriel, al instalarse en Taxco comenzaron a desarrollar algunas obras mineras en los alrededores actualmente conocidas como Puente Campuzano, Taxco el Viejo y San Juan de Dios extrayendo mineral de plata.

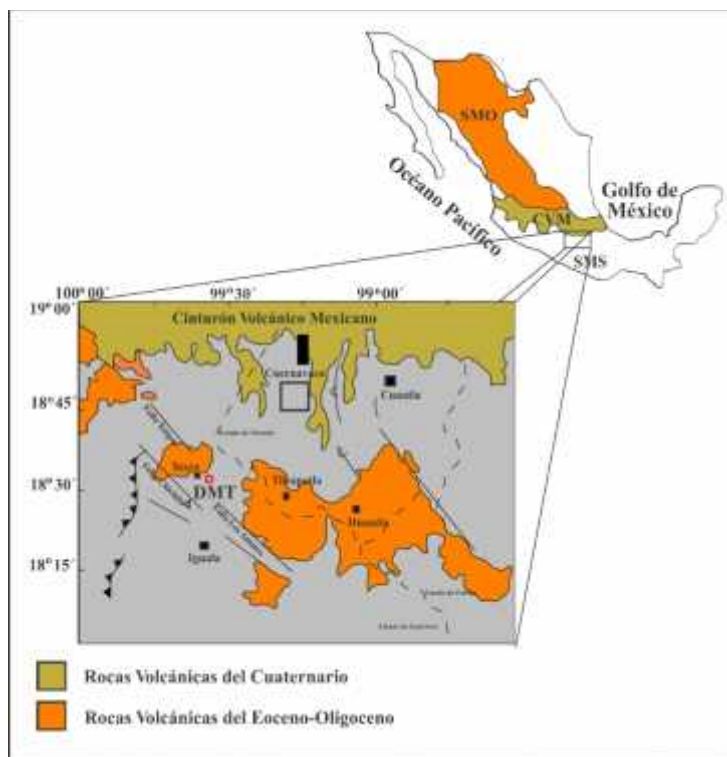


Figura 1. Localización geográfica del área del Distrito Minero de Taxco, en donde se exhibe parte de la Sierra Madre del Sur.

Entre 1747 y 1802, José de la Borda y José Vicente de Anza con trabajos rudimentarios y con una producción precaria descubrieron los grandes cuerpos mineralizados de Taxco y Tehuilotepic, posteriormente Miguel José de la Estaca en 1780 descubrió los depósitos de Juliantla. Para los primeros años de 1800 el poblado de Taxco fue atacado por insurgentes, lo cual provocó el cierre temporal de las actividades y no fue hasta 1880 que arribaron algunos inversionistas.

A principios del siglo XX, los materiales provenientes de los cuerpos mineralizados del distrito fueron beneficiados por cianuración y amalgamación y no fue hasta 1920 que se instaló en la región la primera planta de beneficio por flotación selectiva (Industrial Minera México, S. A; 2003). En 1942 The American Smelting y Refining Company (hoy Industrial Minera México, S. A.) adquieren las minas de Taxco; desde 1942 hasta el año 1971 se produjeron aproximadamente 6 Millones de toneladas de mineral con leyes de 0.3 gr/ton de oro, 161 gr/ton de plata, 3.6 % de plomo y 7.6 % de zinc. Hasta agosto del 2007, Industrial Minera México, S. A (IMMSA, por sus siglas en español) producía 3300 toneladas/diarias de roca con valores promedio de 120 gr/ton de plata, 1.7 % de plomo y 3.8 % de zinc, quedando cuerpos mineralizados con bajas leyes pero de grandes volúmenes (Reporte no publicado, IMMSA, 2007).



**Figura 2.** Ubicación del Distrito Minero de Taxco en el cinturón polimetálico de depósitos epitermales de México (Tomado de Camprubí y Albinson, 2007).

Los primeros trabajos en donde se reporta dicha producción de este tipo de elementos económicos del DMT es en el de Salazar-Salinas (1901) y en él se hace una recopilación de las observaciones realizadas en otras épocas por distintos investigadores. Se cuenta que, seguramente las primeras observaciones sobre el distrito fueron las realizadas por el Barón Alexander von Humboldt. Salazar-Salinas describe además la presencia de rocas arcillosas refiriéndose a las rocas del Esquisto Taxco y Roca Verde Taxco el Viejo; también describe la presencia de pequeños intrusivos de composición andesítica y hace énfasis en las relaciones entre los intrusivos y los filones e incluso sugiere la formación de fracturas por efecto de la presión ejercida por estos cuerpos subvolcánicos que posteriormente fueron invadidos por fluidos hidrotermales. Las primeras descripciones un tanto más detalladas de la mineralización del DMT fueron realizadas por Fowler *et al.*, (1948) y Osborne (1956); y poco tiempo después por Pérez-Segura (1973), Leija-Vázquez (1973) y Gómez-Fragoso (1974). Dentro del contexto de estas investigaciones, se han reconocido también las importantes contribuciones para el entendimiento teórico de los depósitos epitermales en el estudio de sistemas geotérmicos actuales (Lindgren, 1933; Henley and Ellis, 1983; Henley, 1985; Hedenquist and Henley, 1985a).

## **1.2. Objetivos y metas**

En el presente trabajo se pretende como objetivo principal:

- 1).- Definir la geología local y determinar los mecanismos de formación de la mineralización tipo vetas y mantos de reemplazamiento;
- 2).- La caracterización de la mineralización y alteración; y
- 3).- Determinar un modelo genético para la mineralización.

Para lograr este objetivo, se establecieron las siguientes metas:

- Revisión de la información disponible en la literatura.
- Elaborar un mapa estructural del área de estudio,
- Analizar petrográficamente las rocas pertenecientes a la roca encajonante.
- Realizar análisis geoquímicos de rocas de interés estratigráfico y redefinir la estratigrafía, en el caso de que las observaciones y resultados obtenidos no concuerden tanto con la información reportada previamente en la literatura.
- Analizar petrográficamente y minerográficamente muestras de las rocas obtenidas de las estructuras mineralizadas.

- Realizar análisis de reflectancia en minerales de alteración presente tanto en las rocas encajonantes como en las estructuras mineralizadas.
- Definir la secuencia paragenética en las vetas del DMT.
- Obtener datos isotópicos de  $^{34}\text{S}$  ‰ de minerales presentes en las vetas.
- Obtener datos de microtermometría de inclusiones fluidas en muestras de las estructuras mineralizadas e información de los elementos del grupo de los halógenos contenidos en las fases de las inclusiones fluidas.
- Analizar e interpretar los datos obtenidos tanto de: deformación, geoquímicos, geocronológicos, paragenéticos, y microtermométricos.

### **1.3. Metodología de trabajo**

Para alcanzar las metas propuestas se siguió el siguiente método de trabajo:

- a) Recopilación bibliográfica, la cual consistió en la búsqueda de bibliografía relacionada con el área y el tema de estudio, tanto en tesis, artículos, resúmenes y libros ya sea en medios impresos y/o electrónicos.
- b) Trabajo de campo, en donde se realizaron varias salidas al campo en áreas de Taxco y localidades aledañas, con la finalidad de muestrear las rocas para proceder a los análisis de petrografía, geoquímica y geocronológicos. El trabajo de campo se basó en la cartografía existente del área, publicada por el Servicio Geológico Mexicano (carta topográfica Taxco E14-A68 escala 1:50,000).
- c) Trabajo de laboratorio, en donde se realizaron secciones delgadas de las muestras colectadas, posteriormente se analizaron bajo el microscopio petrográfico; contando con este criterio y con las relaciones observadas en campo se seleccionaron las muestras para los análisis geoquímicos, fechamientos y separación de zircones. Los análisis de geoquímica de roca total se realizaron en el *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochemiques del Centre National de la Recherche Scientifique* (Francia). Tanto la elaboración de secciones delgadas como la separación mineral se realizaron en el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México.

- d) Trabajo de gabinete, en donde se procesaron e interpretaron los datos obtenidos de petrografía, geoquímica y geocronología, todo con ayuda de algunos programas de cómputo como Microsoft Excel, Iqpetwin, Corel Draw, Adobe Illustrator y Surfer 8; y con base en ello proceder con el escrito final.

#### **1.4. Métodos experimentales**

Este estudio reporta datos mineralógicos, geoquímicos (roca total), análisis de inclusiones fluidas y geocronología (U-Pb, Ar/Ar), generando una base de datos que ayude a entender la génesis de la mineralización de los mantos de reemplazamiento y de las vetas del distrito. A escala de distrito se incluyeron los caminamientos para el reconocimiento de las estructuras mineralizadas y el muestreo para caracterizar las alteraciones hidrotermales, la mineralogía y el zoneamiento.

Se colectaron 250 muestras de roca en la mayoría de las estructuras mineralizadas en cada uno de los niveles de producción, y se realizaron los siguientes procedimientos analíticos:

##### *Petrografía y minerografía.*

Para los análisis desde el punto de vista petrográfico y minerográfico se utilizó un microscopio petrográfico convencional, marca Leica modelo DM4500 automatizado de hasta 640 aumentos con cámara digital integrada.

##### *Geoquímica de roca total, petrogénesis y geocronología (U-Pb y Ar/Ar).*

Se analizaron por roca total 10 muestras de origen ígneo y también se llevaron a cabo análisis de relaciones isotópicas; los análisis desde el punto de vista petrogenético se realizaron en el *centro de investigaciones petrográficas y geoquímicas (CRPG) de Nancy Francia* gracias a la participación del Dr. Alain Cheilletz. La separación de minerales y los estudios geocronológicos en zircones y en minerales de alteración se analizaron en el Laboratorio de Geocronología del Centro de *Geociencias de la UNAM*.

El proceso de separación para estudios geocronológicos se realiza en varias etapas, involucra el uso de áreas como: el taller de molienda y el laboratorio de separación de minerales usando técnicas estándar. Este proceso inicia con la molienda de las muestras en una prensa hidráulica tipo H de laboratorio de 20 ton.; las muestras ya trituradas se pulverizan en

un molino de discos BICO, enseguida se tamizan con una malla de 177  $\mu\text{m}$  de abertura, posteriormente se lavan y se secan en un horno L-C OVEN a una temperatura de 60-70°C.

La separación magnética se realiza con un equipo Frantz LB-1, el cual, consiste en separar los minerales en dos tipos de magnetismo en orden decreciente de fuerza, el primero a 0.5 Amperes y el segundo a 2.0 Amperes y la separación por densidad utilizando líquidos pesados (bromorfo y yoduro de metileno) en este caso se usó yoduro de metileno por su densidad de 3.325  $\text{g}/\text{cm}^3$ . También se utiliza un microscopio binocular de luz reflejada y pinzas de precisión para escoger los zircones mejor preservados que posteriormente se montan en una probeta de resina epóxica (ICGEO-21). Después se procede al desbaste y pulido de las probetas con pasta de diamante de 0.05 $\mu\text{m}$  hasta exponer una superficie lo más cercana posible a la mitad ecuatorial de los zircones.

A partir de estas probetas pulidas se obtienen imágenes de luz transmitida, reflejada y catodoluminiscencia (ver Anexo 1) de los zircones utilizando un microscopio electrónico de barrido (*SEM-Scanning Electron Microscope*) marca JEOL 5600 (*U.S. Geological Survey*, Denver, Colorado Estados Unidos). Las probetas se recubren con carbón y se obtienen imágenes de catodoluminiscencia con una computadora acoplada al microscopio electrónico. Estas imágenes se toman a la probeta entera y con un mayor detalle a los zircones de cada muestra montada. Las fotos ayudan en el proceso de selección de los puntos de análisis.

Para realizar estudios geocronológicos de U-Pb por medio de la técnica LA-ICP-MS (*Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), el Centro de Geociencias de la UNAM dispone en un Laboratorio de Espectrometría de Masas que cuenta con un láser de excímeros de 193 nm (ArF) de la marca “Resonetics” acoplado a un ICP-MS “Thermo X-Series” cuadrupolo (Solari *et al*, 2009).

La ablación se desarrolla en una celda con una atmósfera de He donde se incide el láser con una repetición a 5 Hz y una energía de ~160 mJ provocando la nebulización de un área del zircón (spot o punto de análisis) de 34  $\mu\text{m}$  de diámetro y de aproximadamente 25  $\mu\text{m}$  de profundidad. Este material nebulizado en He es transportado hacia el ICP-MS mediante un flujo de Ar y N<sub>2</sub>. Una vez en el ICP-MS se obtienen las mediciones de las relaciones isotópicas para cada análisis puntual realizado. Para cada experimento, o grupo de zircones

desconocidos, se analizó primero dos veces el vidrio sintético NIST para usarlo en la calibración del detector y en el cálculo de las concentraciones elementales. Posteriormente, se hicieron 5 análisis del zircón estándar “Plesovice” (PLE) que tiene una edad U-Pb concordante de  $337.13 \pm 0.37$  Ma obtenida mediante la técnica ID-TIMS reportada en Sláma et al, (2008).

Posteriormente se analizaron los zircones de edad desconocida alternando 5 zircones de edad desconocida con uno del zircón estándar PLE de forma cíclica. Los datos se redujeron tomando en cuenta la señal de los zircones estándar y desechando los primeros segundos en el conteo de cada análisis. Solo se tomaron en cuenta ~25 segundos del tiempo total del análisis los cuales corresponden a la mejor señal del experimento. Las relaciones isotópicas fueron tratadas algebraicamente con las técnicas propuestas por Andersen (2002), para reducir el exceso de Pb. Los datos fueron graficados usando el programa Isoplot/Ex (Ludwig, 2003) el cual permitió elegir los datos de zircones con un menor porcentaje de error y/o discordancia para calcular las edades de las rocas analizadas.

El método analítico para la obtención de la edad en los minerales de feldespato potásico fue por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ; este mineral fue obtenido de los Diques Calavera del DMT. Los cristales de feldespato potásico fueron separados de un rango de tamaño de entre 250 y 180  $\mu\text{m}$  del material original y se extrajo por líquidos pesados y se escogieron técnicas para purificar al 99 % su pureza de estos minerales. Las muestras fueron lavadas con acetona, alcohol y agua desionizada en un equipo de ultrasonido para limpiar y remover los residuos para posteriormente tamizarla en una malla de 180  $\mu\text{m}$ .

De la muestra de feldespato potásico (clave GP-B-48) se obtuvieron 20.5 mg y fue empaquetada en una cápsula de cobre sellada bajo vacío en tubos de cuarzo. La muestra fue irradiada con neutrones rápidos en el paquete de irradiación KD29 por 20 horas en la parte central del reactor nuclear TRIGA (GSTR) del *U.S. Geological Survey* (Denver, Colorado, Estados Unidos). El mineral que se utilizó como estándar en este paquete fue el sanidino de la toba Fish Canyon (FCT-3), la cual tiene una edad de 27.29 Ma obtenida por el método K-Ar (Kunk *et al*, 1985; Cebula *et al*, 1986) y el estándar de hornblenda MMhb-1 con una edad de  $519.4 \pm 2.5$  Ma (Alexander *et al*, 1978; Dalrymple *et al*, 1981). Después de irradiarse, la muestra fue analizada en el Laboratorio de Termocronología  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  del *U.S Geological*

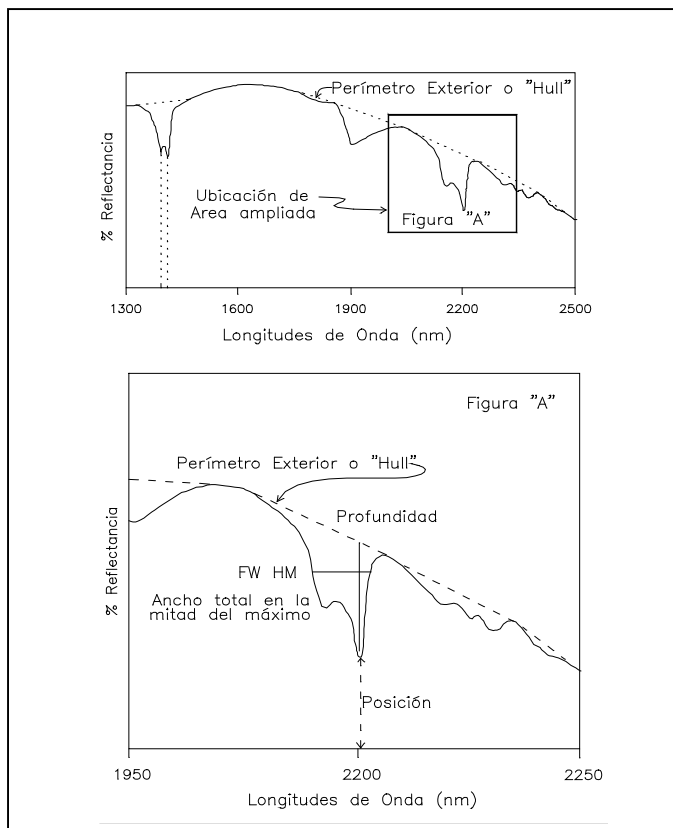
*Survey* (Denver, Colorado, Estados Unidos) usando el método de fechamiento por calentamiento gradual con un equipo de espectrometría de masas VG Isotopes Ltd., modelo 1200B con un multiplicador de electrones. Para información adicional de este método analítico ver Kunk *et al*, (2001). Los datos isotópicos de argón obtenidos para las muestras fechadas con el espectrómetro VG1200, se redujeron utilizando el software Ar/Ar\* (Haugerud y Kunk, 1988) y se emplearon las constantes de decaimiento o desintegración isotópica propuestas por Steiger y Jäger (1977). La edad de gas total representa la edad calculada sumando todos los picos de argón medidos para todos los pasos de temperatura en el experimento para analizar la muestra. Las edades “*plateau*” o meseta se identifican cuando tres o más pasos contiguos del experimento de calentamiento gradual, conteniendo más del 50% del  $^{39}\text{Ar}_K$ , tienen la misma edad dentro de sus límites de error correspondientes a 1-sigma (Fleck *et al*, 1977).

#### *Análisis de los minerales de alteraciones hidrotermales*

Los minerales de alteración, tanto de las rocas encajonantes como de las minerales del relleno de las estructuras mineralizadas, han sido identificadas usando, técnicas tradicionales de identificación de muestras de mano, las cuales son apoyadas utilizando un programa que envuelve un estudio de alteraciones con PIMA (Portable Infrared Mineral Analyzer) y geoquímica de multielementos. Utilizando la unidad PIMA, mide la reflectancia del espectro de un mineral.

En campo se usan sensores remotos con una variedad de bandas dentro del espectro electromagnético, incluyendo: el visible cerca del infrarrojo (VNIR); la onda corta infrarroja (SWIR); y, la onda media infrarroja (MIR). Los instrumentos portátiles de campo detectan en la región SWIR, que es sensible a cambios moleculares y también en el VNIR, donde se pueden observar las variaciones de los colores en superficie y los cambios elementales de oxidación (por ejemplo: hierro y cromo). Sin embargo, la zona del VNIR no se relaciona directamente a la composición. La espectrografía de onda corta del infrarrojo detecta la energía generada por las vibraciones de los enlaces moleculares. Estos enlaces tienen modos de flexión y tensión entre 1300- a 2500 nm del espectro electromagnético.





**Figura 3. Detalle de las características del espectro de Caolinita obtenida con el espectrómetro PIMAI. Se indica el perímetro exterior o “Hull”, puntos profundos y la posición y ancho total en la mitad de la máxima profundidad (FMHM).**

Los minerales pueden ser distinguidos no solamente con base en sus características distintivas y las posiciones de sus ondas sino también por el carácter de su perfil sin deducir el “Hull”. Ejemplos comunes de minerales de alteración son mostrados en la figura 3. La identificación de minerales está basada en la posición de las ondas, su intensidad, forma de la depresión relacionada a la absorción y la forma total del espectro. Las longitudes de onda en la zona de onda corta del infrarrojo no son adecuadas para la mayoría de los silicatos anhidros. Además, es difícil identificar minerales presentes en cantidades menores al 5% a menos que la muestra sea una simple mezcla con cuarzo y que el mineral sea altamente reflectivo. La reflectividad o reflectancia al infrarrojo varía según las diferentes especies de mineral. En mezclas de minerales activos al infrarrojo, el mineral dominante y típicamente más reflectivo, es fácilmente identificable, sin embargo, como regla general, el 10 % o más de un mineral debe de estar presente para su positiva identificación. Donde están presentes

minerales de baja reflectancia, su reconocimiento requerirá del 20 % o más cantidad del mineral existente en la muestra (por ejemplo: carbonatos, cloritas).

### *Isotopía estable*

Los análisis isotópicos de carbono, oxígeno y azufre, fueron calculados en el *Serveis Científico-Tècnics* de la Universidad de Barcelona, España. La separación se realizó con la ayuda de tamices, pinzas, y un imán, y la pureza de las muestras se verificó bajo el microscopio binocular. Los análisis se realizaron mediante un espectrómetro de flujo Delta C Finnigan MAT, con un analizador elemental acoplado TCEA, de acuerdo al método de Giesemann *et al* (1974).

Para el caso del isótopo de azufre se utilizó un espectrómetro, cuidando que las muestras a analizar tuvieran un contenido de azufre elemental de entre 20 y 100 microgramos. Para ello se preparan muestras con un peso desde 0.15-0.20 mg, en el caso de piritita y hasta 0.40-0.60 mg, en el caso de la galena, las cuales se colocaron en cápsulas de Sn y se compactan formando una pequeña esfera que se introduce en el espectrómetro.

Los resultados se expresan como valores de  $^{34}\text{S}$  ‰, en relación al estándar de Troilita del Cañón del Diablo (CDT). La precisión analítica está dentro del  $\pm 0.1\%$  a 1 .

$$^{34}\text{S}_{\text{muestra}} = \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{muestra}} - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{CDT}}}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{CDT}}} \times 1000$$

El valor delta ( $^{34}\text{S}$ ) significa por tanto la desviación de la relación  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  (en tanto por mil, ‰) entre la muestra estudiada y el estándar, ya que en éste  $\delta = 0$ .

### *Microtermometría*

Los análisis microtermométricos se realizaron utilizando una platina enfriamiento-calentamiento marca Linkam modelo THMS-G600 con un rango de temperatura de -200 °C hasta 650 °C, montada en un microscopio marca Olympus modelo BX51 de hasta 500 aumentos. Del estudio de IF se obtienen tres tipos fundamentales de información en cuanto a

temperatura se refiere,  $T_e$  = temperatura eutéctica del sistema,  $T_{FF}$  = temperatura de fusión final del último cristal de hielo dentro de la inclusión, y  $T_H$  = temperatura de homogeneización de fases. Generalmente, en inclusiones fluidas acuosas se observan estos tres parámetros. 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  $\pm 650$  °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. 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 en fluidos subsaturados. La temperatura de fusión final es la temperatura a la cual el último cristal de hielo en una inclusión previamente congelada desaparece. Por convención, la salinidad es calculada a partir de la  $T_{FF}$  asumiendo que el fluido solo contiene agua y NaCl. El análisis a altas temperaturas se fundamenta en homogeneizar las diferentes fases presentes a medida que se eleva la temperatura, así como obtener información sobre la temperatura de decrepitación (explosión) de la inclusión. La temperatura de homogeneización ( $T_H$ ) brinda información sobre la temperatura mínima de formación del cristal mientras que la temperatura de fusión final sobre la salinidad del fluido. Los procesos de enfriamiento y calentamiento de las muestras se realizan a una velocidad lenta ( $1^\circ\text{C}$  por minuto) a fin de permitir el equilibrio de las fases, y detectar ópticamente los fenómenos de fusión y homogeneización. Debido a que el rango de temperaturas de observación es de  $-200$  a  $+650$  °C, estos factores hacen del método un proceso meticuloso y dispendioso.

### *CrushLeach*

El análisis preciso de las cantidades de Na-Br-Cl-I se obtienen de una inclusión fluida, en donde se realiza el método conocido como *crush-leach*, utilizando la metodología descrita por Bottrell *et al* (1988) e introduciendo las mejoras propuestas por Yardley *et al* (1993). Las muestras a analizar consisten esencialmente en minerales sin exfoliación (cuarzo), aunque también se pueden analizar las inclusiones fluidas que aparecen en minerales que presentan una buena exfoliación (fluorita, esfalerita, dolomita, calcita), previo análisis petrográfico. Han de ser muestras puras y contener una sola familia de inclusiones fluidas primarias. De uno a dos gramos de muestra son separados a mano bajo la lupa binocular, posteriormente limpiados

con ácido, lavados repetidas veces con agua bidestilada y limpiados una vez más en una célula electrolítica durante dos semanas. Posteriormente, éstas muestras son molturadas en un mortero de ágata y lixiviadas utilizando agua bidestilada como fase móvil. La composición en Br, Cl y F del lixiviado se analiza mediante un cromatógrafo de líquidos; el I se analiza utilizando un pre-concentrador on-line para adquirir la suficiente sensibilidad. Los cationes (Na) se analizan mediante AAS.

## CAPÍTULO 2. MARCO DE REFERENCIA

El área de estudio se ubica en la provincia de la Sierra Madre del Sur según Raisz (1964) y dicha provincia cubre bloques corticales distintos, delimitados por fallas principales, los cuales están caracterizados por conjuntos litológicos diferentes (Campa y Coney, 1983). Con base en las variaciones litológicas, Campa y Coney (1983) y Sedlock *et al* (1993) subdividieron a estos bloques corticales en terrenos tectonoestratigráficos que están amalgamados sucesivamente mediante acreciones múltiples, a lo largo de la margen continental pacífica de Norte América.

### 2.1. Ambiente geológico regional

Para el sur de México, no existe en la actualidad una subdivisión en terrenos aceptada formalmente. Para fines puramente descriptivos, en este trabajo se adopta la subdivisión presentada por Centeno-García *et al*; 2008, (Fig. 4). Con base en esta subdivisión, las rocas que se ubican en el área de estudio son las siguientes:

- a) La Secuencia Volcánico-Sedimentaria de Taxco-Taxco el Viejo que algunos autores la han correlacionado con las rocas del Esquisto Tejupilco, el cual, lo han considerado como la base del Subterreno Teloloapan, perteneciente el Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983). Dicho terreno está compuesto de este a oeste por los subterrenos Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000; Talavera-Mendoza *et al*, 2007).
- b) Las rocas de la Plataforma Guerrero-Morelos que es parte de la cubierta sedimentaria del Terreno Mixteca (Campa y Coney, 1983).

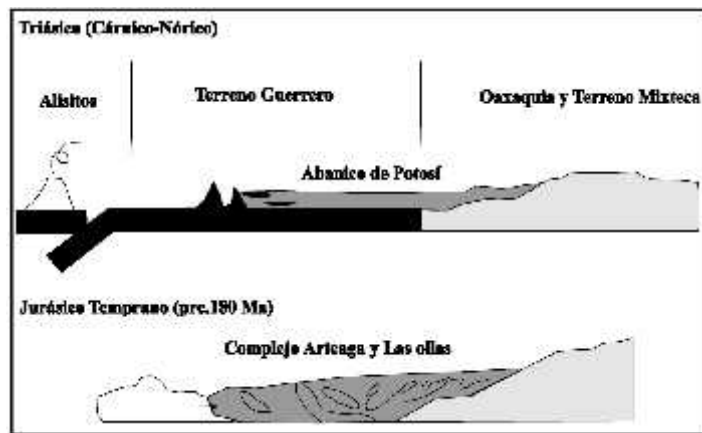


Figura 4. Subdivisión E- W de los terrenos tectonomagmáticos según Centeno-García *et al*, (2008)

### **2.1.1. Terreno Guerrero**

Las sucesiones volcano-sedimentarias mesozoicas que afloran al oeste de la falla de Teloloapan han sido comúnmente agrupadas dentro del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García *et al*, 2003 y 2008). La mayoría de los autores concuerdan en considerar al Terreno Guerrero como un terreno compuesto, el cual consiste por un número variable de subterrenos, cuyo nombre y distribución varía dependiendo de los diferentes trabajos (Campa y Coney, 1983; Salinas-Prieto *et al*, 2000; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000; Centeno-García *et al*, 2003; Talavera-Mendoza *et al*, 2007; Centeno-García *et al*, 2008). De acuerdo con la subdivisión adoptada por Centeno-García *et al* (2008), en el sur de México, el Terreno Guerrero está conformado por tres subterrenos principales, de acuerdo con Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, (2000), que de este a oeste son (Fig. 4):

- i.) el subterreno Teloloapan
- ii.) el subterreno Arcelia (subterreno Arcelia-Palmar Chico)
- iii.) el subterreno Zihuatanejo (subterreno Huetamo-Zihuatanejo)

El subterreno Teloloapan aflora entre los sistemas de cabalgaduras de Teloloapan y Arcelia, definiendo un cinturón con orientación N-S de ~100 km de ancho y ~300 de largo (Talavera-Mendoza *et al*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000). Las rocas de este subterreno se encuentran cabalgando a las calizas de la Formación Morelos del Terreno Mixteca, a lo largo de una falla inversa de bajo ángulo con vergencia hacia el este (Campa y Ramírez, 1979; Talavera-Mendoza *et al*, 1995). El subterreno Teloloapan consta de una sucesión volcano-sedimentaria marina, desarrollada entre el Titoniano Superior y el Turoniano (Guerrero-Suastegui *et al*, 1991; Ramírez-Espinosa *et al*, 1991; Talavera-Mendoza *et al*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000; Guerrero-Suastegui, 2004; Mortensen *et al*, 2008). La parte inferior de dicha sucesión está compuesta por lavas almohadilladas y masivas de arco volcánico, brecha volcánica, hialoclastita, arenisca y conglomerados epiclásticos (Formación Villa Ayala, Guerrero-Suastegui *et al*, 1991). Mortensen *et al* (2008) han reportado recientemente edades U-Pb en zircón entre ~146 y ~138 Ma para la base de esta secuencia, que concuerdan con la fauna fósil del Neocomiano documentada por Guerrero-Suastegui *et al* (1991) para las rocas sedimentarias interestratificadas con las lavas. En la parte

occidental del subterreno Teloloapan, la sucesión de arco está cubierta de manera concordante por grauvacas y lutitas tobáceas con fósiles del Aptiano Superior (Formación Acapetlahuaya, Guerrero-Suastegui *et al*, 1991), mientras que, una sucesión de calizas bioclásticas y arrecifales del Aptiano Superior-Albiano (Formación Teloloapan, Guerrero-Suastegui *et al*, 1991), cubren transicionalmente la Formación Villa Ayala en la parte oriental de dicho subterreno.

Las rocas de la Formación Teloloapan pasan lateralmente a flujos de escombros calcáreos (Formación Amatepec, Guerrero-Suastegui *et al*, 1991), cuya fauna fósil les asigna una edad del Albiano Superior-Cenomaniano (Guerrero-Suastegui *et al*, 1991). La parte superior de la sucesión está representada por turbiditas siliciclásticas del Turoniano (Formación Pachivia, Guerrero-Suastegui *et al*, 1991; Guerrero-Suastegui, 2004), desde el punto de vista litológico y estratigráfico correlacionables con las rocas de la Formación Mezcala, que se describirán en los párrafos siguientes.

### **2.1.2. Terreno Mixteca**

La secuencia carbonatada que aflora en el área de estudio pertenece a las rocas de la Plataforma Guerrero-Morelos (PGM), que es parte de la cubierta sedimentaria del Terreno Mixteca (Campa y Coney, 1983). Esta secuencia carbonatada está representada por una potente sucesión de calizas arrecifales y de plataforma del Albiano-Cenomaniano (Formación Morelos, Fries, 1960) que está en contacto transicional con la Formación Zicapa (de Cserna *et al*, 1980; Cerca-Martínez, 2004), mientras que aparentemente, cubre de manera discordante la sucesión volcánico-sedimentaria del Esquistos de Taxco (Centeno-García *et al*, 2008). A las calizas de plataforma les sobreyace una sucesión de arenisca, lutita y limolita calcárea interestratificadas, designada como Formación Mezcala (Fries, 1960). Las edades reportadas en la literatura indican que la sedimentación de la Formación Mezcala ocurrió diacronicamente, desde el Turoniano-Coniaciano en la parte central de la PGM (Hernández-Romano *et al*, 1997), hasta el Maastichtiano en su parte oriental (Perrilliat *et al*, 2000).

### **2.1.3. La deformación del Terciario en el sur de México**

El papel de la deformación terciaria en la evolución tectónica del sur de México fue subestimado de manera significativa hasta la mitad de los años 90's. Sin embargo, el trabajo de campo realizado por varios autores en la última década ha llevado al reconocimiento de una

tectónica transcurrente importante en el sur de México, por medio de la identificación de numerosas zonas de cizalla principales, desde dúctiles a frágiles, entre la región de Tzitzio, Huetamo y Huatulco (Fig. 5).

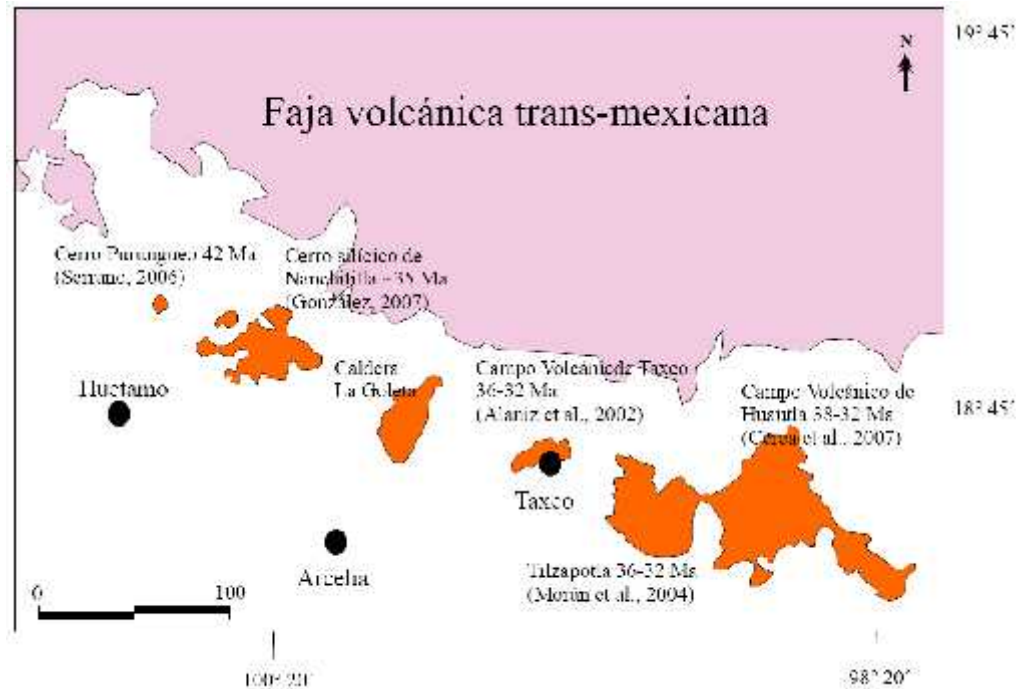


Figura 5. Lineamiento tectono-magmático de Cerro Purungueo-Huautla (modificado de Morán-Zenteno *et al*, 2004).

Dichas cizallas muestran orientaciones y cinemática diferentes, por lo que difícilmente pueden haberse desarrollado como parte de un campo de esfuerzo regional único (Nieto-Samaniego *et al*, 2006). Con base en la medición de planos de fallas y estrías a escala del afloramiento, Meschede *et al* (1997), definieron diferentes grupos de fallas, que parecen responder a paleotensores de esfuerzos activos en diferentes tiempos en el sur de México. Más recientemente, con base en su orientación y cinemática, Nieto-Samaniego *et al* (2006) agrupan las zonas de cizalla reconocidas en el sur de México en dos grupos principales, uno caracterizado por una extensión NO-SE y otro por una extensión NE-SO.

En la parte centro-occidental de la Sierra Madre del Sur, Morán-Zenteno *et al* (2004) y Ferrari *et al* (2004) han documentado la presencia de un lineamiento tectono-magmático principal, que se extiende por aproximadamente 200 km desde el Cerro Purungueo hasta el campo volcánico de Huautla (Fig. 6), con una orientación NO-SE, paralela a la costa pacífica



actual. Dicho lineamiento está definido por un sistema principal de fallas laterales izquierdas con orientación NO-SE (Alaniz-Álvarez *et al*, 2002; Morán-Zenteno *et al*, 2004), a lo largo del cual se encuentran alineados numerosos centros volcánicos silícicos, de los cuales los principales son las calderas La Goleta-Sultepec (Díaz-Bravo, 2008), los campos volcánicos de Taxco (Alaniz-Álvarez *et al*, 2002), Buenavista-Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al*, 2004), Huautla (Morán-Zenteno *et al*, 2004) y Nanchititla (González-Cervantes, 2007) y el intrusivo del Cerro Purungueo (Ferrari *et al*, 2004).

Morán-Zenteno *et al* (2004) sugieren que dicho sistema de fallas representa una zona de debilidad cortical mayor, cuya actividad favoreció el ascenso del magma. Alaniz-Álvarez *et al* (2002) y Morán-Zenteno *et al* (2004) han reportado una edad del Eoceno superior para la transcurrancia izquierda en las regiones de Taxco y Tilzapotla, respectivamente.

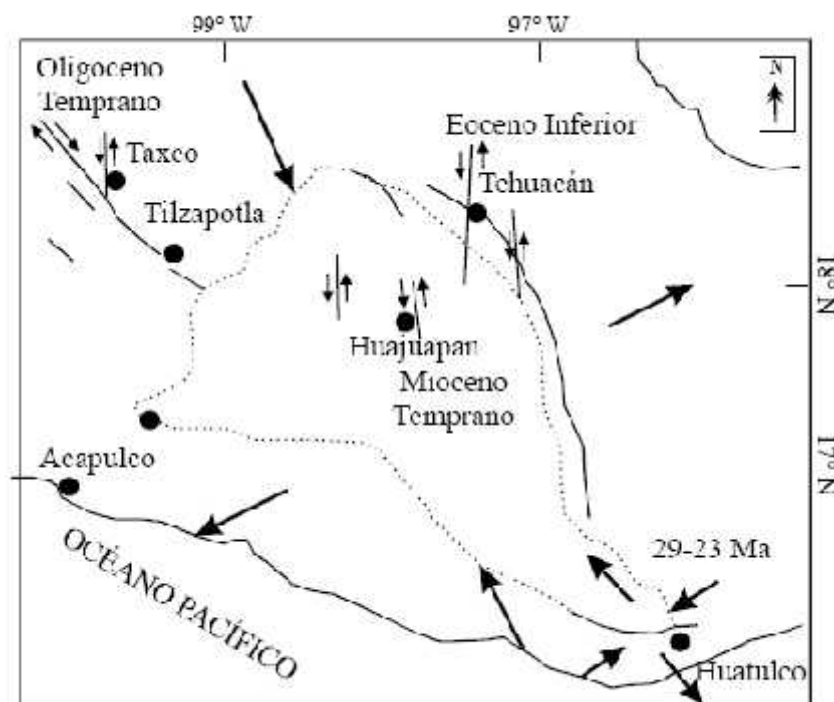


Figura 6. Estructuras de la parte central de la SMS, compatibles cinemáticamente con una extensión NE-SO (Tomado de Nieto-Samaniego *et al*, 2006).

#### 2.1.4. El magmatismo del Cretácico superior-Terciario en el sur de México

Las cubiertas volcánicas dominan en las regiones más internas, donde afloran en modo discontinuo y muestran una composición variable desde basáltica a riolítica (Morán-Zenteno

*et al*, 1999 y 2003). Denominador común de las rocas de esta provincia magmática es su carácter calccalcalino, que las define como típicos productos de arco, asociados a la convergencia a lo largo de la margen continental pacífica del sur de México (Morán-Zenteno *et al*, 1999 y 2003). La presencia abundante de rocas plutónicas del Cenozoico a lo largo de la margen pacífica del sur de México, revela el levantamiento diferencial que ha tenido la margen continental con respecto al interior continental, en donde se encuentran expuestas principalmente secuencias sedimentarias y volcánicas del Cretácico y Cenozoico (Morán-Zenteno *et al*, 1999 y 2005). Además, la distribución de rocas plutónicas de arco en la zona litoral, y aún en la zona marina cercana a la trinchera (Bellon *et al*, 1982), sugieren el avance significativo de la trinchera pacífica hacia el continente (Morán-Zenteno *et al*, 1996). Schaaf *et al* (1995) han puesto en evidencia que las edades isotópicas disponibles para las rocas magmáticas del sur de México son progresivamente más jóvenes hacia el este, desde Puerto Vallarta (~113 Ma) hasta Huatulco (~21 Ma; Fig.7).

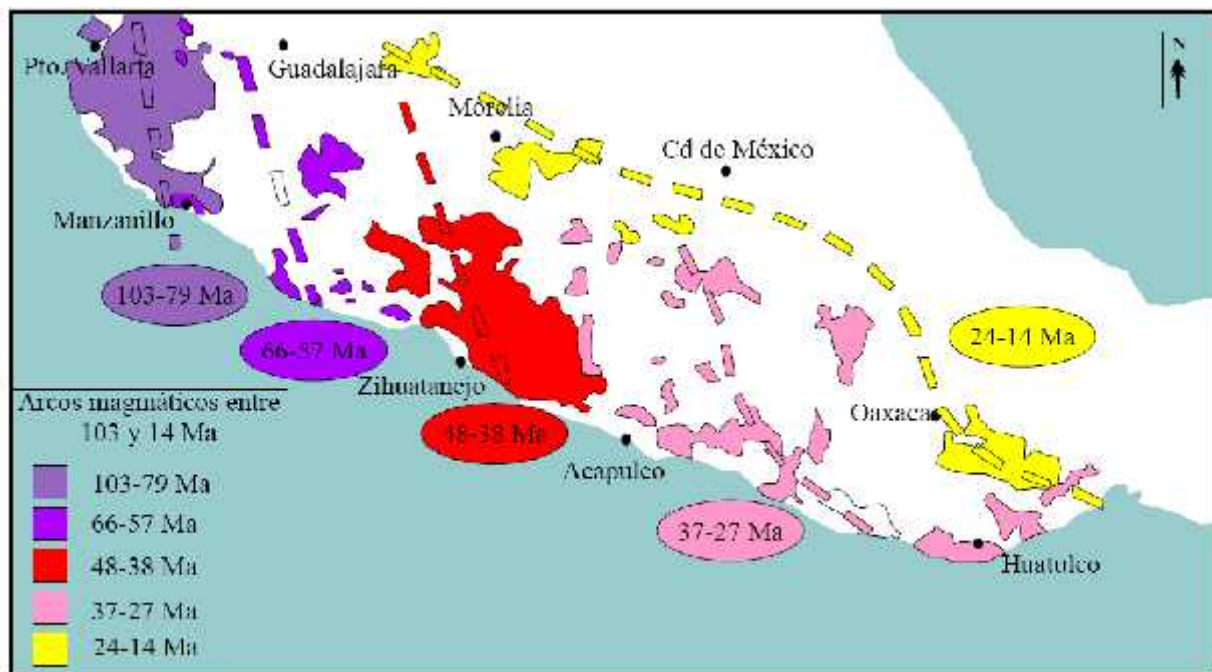


Figura 7. Mapa esquemático que muestra la migración hacia el este del magmatismo de la SMS, de acuerdo con el modelo propuesto por Schaaf *et al* (1995) (modificado de Ferrari *et al*, 2007).

### 2.1.5. Estructuras mayores asociadas con una extensión NE-SO

Un cambio importante del régimen tectónico en el sur de México ha sido documentado por medio del reconocimiento de fallas mayores, caracterizadas por una orientación y

cinemática compatibles con una extensión principal NE-SO (Fig. 6; Morán-Zenteno *et al*, 1999; Alaniz-Álvarez *et al*, 2002; Nieto-Samaniego *et al*, 2006). Alaniz-Álvarez *et al* (2002) han documentado que el sistema de fallas de Taxco, formado durante la fase de transcurrancia izquierda anterior, se reactivó durante el Oligoceno Temprano bajo un régimen lateral derecho, asociado con una extensión principal NE-SO.

En cuanto al origen de la tectónica transcurrente en el sur de México se asume que uno de los rasgos más significantes de la transcurrancia en el sur de México es su carácter difuso, que determina el desarrollo de una faja de deformación de por lo menos ~250 Km de ancho, orientada paralelamente a la costa pacífica actual (Fig. 8). Con base en la cinemática y en la aparente migración hacia el este de la deformación lateral izquierda, muchos autores han sugerido que la fase de transcurrancia asociada con una extensión NW-SE representa el resultado del despegue del bloque de Chortís de la placa de Norte América, a partir de una posición inicial entre Puerto Vallarta y el Istmo de Tehuantepec, y su sucesiva migración hacia el este a partir del Eoceno, hasta llegar a suposición actual (Morán-Zenteno *et al*, 1996; Meschede *et al*, 1997; Tolson, 1998; Cerca *et al*, 2004; Nieto-Samaniego *et al*, 2006; Cerca *et al*, 2008).

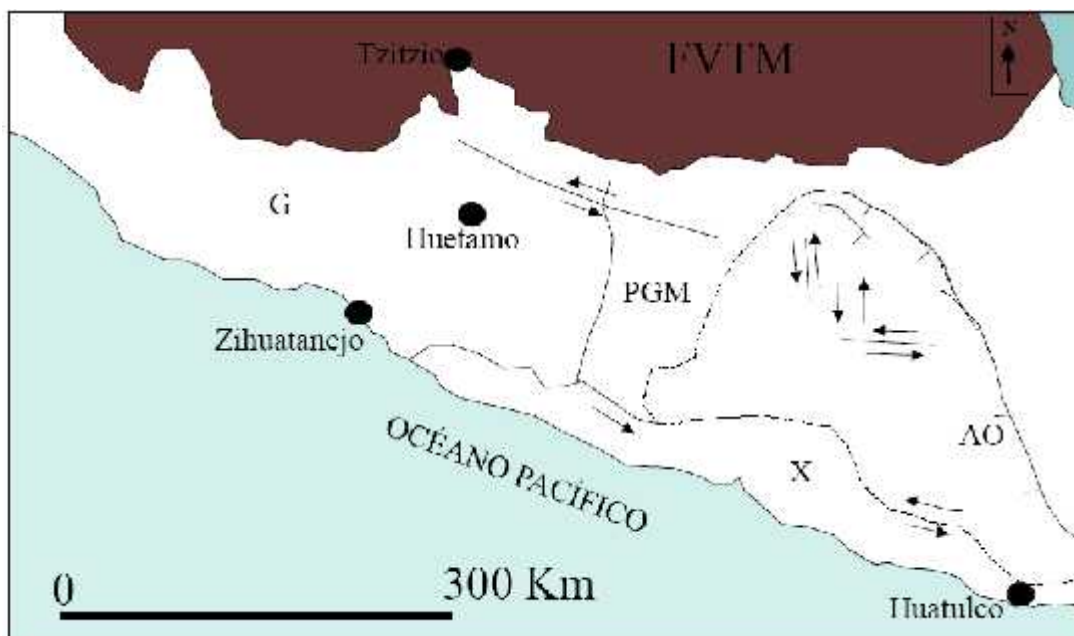


Figura 8. Mapa esquemático de las fallas mayores del Terciario reconocidas en el sur de México. FVTM: Faja Volcánica Transmexicana, G: Terreno Guerrero, PGM: Plataforma Guerrero-Morelos, X: Terreno Xolapa y AO: Terrenos Oaxaca-Acatlán.

## **2.2. Ambiente metalogenético regional**

Los principales recursos minerales en México tienden a presentarse en franjas y/o provincias metálicas, este comportamiento ha sido señalado por Damon et al, (1981), Clark et. al., (1982) y en la parte centro-occidental por González-Partida y Torres-Rodríguez (1988) y Camprubí, et al, (1999). Una de estas franjas en el país es la que forma el Terreno Guerrero; el cual ha producido una gran variedad de cuerpos minerales desde el Cretácico hasta el Terciario, aunque el grueso de estos yacimientos en producción han sido los depósitos del Terciario. Los depósitos del Cretácico se han caracterizado por ser contenedores de metales base (Pb-Zn) en yacimientos volcanosedimentarios de sulfuros masivos (VMS), no obstante no han sido tan importantes económicamente como los cuerpos minerales epitermales del Terciario, que también forman otra provincia metalogenética importante.

### **2.2.1. Metalogénesis del Terreno Guerrero (Cretácico)**

Los depósitos metálicos del Terreno Guerrero están hospedados en rocas volcanoclásticas y volcánicas. Estos depósitos han sido clasificados como depósitos vulcanogénicos de sulfuros masivos (VMS; Miranda-Gasca, 2005) de edad cretácica, los cuales se localizan en los Estado de México y Guerrero, en lo que se conoce como el subterreno Teloloapan; las formas de este tipo de yacimientos son “*stratabound*” y se presentan por lo general paralelos a la estratificación y/o en forma de lentes con una zona de stockwork a la base, aunque en algunos distritos mineros también ocurren oblicuamente a la estratificación. La mineralogía y el zoneamiento metálico en estos lentes es como sigue: una zona rica de Pb-Ag a la cima y hacia los lados; una zona de bajo contenido de Cu con una zona de stockwork en la base rica en Cu; esta zona de stockwork no siempre contiene calcopirita, algunas veces solo es pirita y cuarzo (Miranda-Gasca, 2005).

### **2.2.2. Metalogénesis de la Sierra Madre del Sur**

Los distritos mineros de metales base y preciosos de esta región del país han producido desde La Colonia hasta tiempos recientes grandes cantidades de metal. Estos tipos y estilos de mineralización se encuentran hospedados en rocas cretácicas del Terreno Guerrero; y el origen de la mineralización ésta relacionado espacialmente al vulcanismo Terciario (Albinson et al, 2001) de la Sierra Madre Occidental (Staude and Barton, 2001) formando depósitos tabulares epitermales y mesotermiales.

Los depósitos epitermales y mesotermiales de Zn-Pb-Ag (Au) y Au-Ag ocurren principalmente en el borde este del Terreno Guerrero formando una franja con dirección NO-SE, que se extiende desde los límites de los Estados de Guerrero y Oaxaca hasta los Estados Durango y Chihuahua. Algunas localidades mineras incluidas dentro de la franja son: Taxco, Gro, Zacualpán, Tejupilco, Temascaltepec, Amatepec, El Oro-Tlalpujahua en el Edo. de Méx., Angangeo en Mich., El Chico-Pachuca en el Estado de Hgo., Guanajuato y Pozos en Guanajuato, Zacatecas, Fresnillo, Real de Angeles, Real de Catorce, La Colorada en Zac., Tayoltitla, Saladillo, Bacís, Dgo., Cinco minas y Bolaños, en Jal., Plomosas, Rosario, Copala, en Sin., Parral, Sta. Bárbara, Dolores, Arizpe, Magallanes en Chih., entre otros.

La relación entre el vulcanismo Terciario y los depósitos epitermales no está bien entendida, dado que solo algunos pocos depósitos han sido datados (Camprubi et al 2003; Fig. 9) y se dice que este tipo de depósitos epitermales mexicanos fueron formados 2 Ma antes de las primeras ocurrencias del vulcanismo ácido en un *hiatus* de no depósito de rocas ácidas, como se determinó en Pachuca-Real del Monte, (McKee et al, 1992) y en el distrito de San Dimas (Enrique y Rivera, 2001). Y quizás este hiatus represente la discordancia entre el vulcanismo inferior del superior en la Sierra Madre Occidental. McKee (1992), notó que durante estos 2 Ma, la actividad volcánica no ocurrió, no obstante las intrusiones son comunes y esta implicación es porque los depósitos epitermales están relacionados a la cristalización de rocas intrusivas durante el *hiatus* volcánico; proveyendo calor para la actividad hidrotermal, y la posibilidad de fluidos, así como de la presencia de metales económicos. Esto mismo es observado en Round Mountain, Nevada (Henry *et al*, 1997) y en la caldera Borovitsa en Bulgaria (Singer y Marchev, 2000) en donde la mineralización y el vulcanismo es cercanamente contemporáneo. Esto sugiere que la generación de los depósitos epitermales en México está más o menos relacionada a la cristalización de las rocas intrusivas. Por lo que, para el área del presente estudio es fundamental enfatizar en este tipo de rocas y tratar de determinar su posible relación con la mineralización del DMT. Entendiendo que las condiciones de formación de la mayoría de los yacimientos epitermales comprenden temperaturas de entre <150 y ~300 °C (y eventualmente mayores) y a profundidades desde la superficie hasta 1 ó 2 Km, con presiones de hasta varios centenares de bares (Berger y Eimon, 1983; Heald *et al*, 1987; Sillitoe, 1988; Reyes, 1990, 1991 *in* Camprubi y Albinson, 2006).



Figura 9. Mapa de la geodinámica de México, exhibiendo la extensión Terciaria y el vulcanismo de acuerdo con la configuración de las placas del presente. (Basado en Ferrari *et al*, 2002). También se exhibe al sur del Cinturón Volcánico Transmexicano al vulcanismo Eocénico-Oligocénico de acuerdo con Morán-Zenteno *et al*, (1999).

Con base en las relaciones mineralógicas y las diferencias en las características químicas de los fluidos mineralizantes, se desprenden dos principales tipos de depósitos epitermales (Alta sulfuración y Baja Sulfuración), los cuales están fuertemente relacionados con actividad hidrotermal que al mismo tiempo puede ser activada por intrusiones situadas hasta 5 ó 6 Km bajo la superficie (Giggenbach, 1992c). Asimismo, este tipo de actividad hidrotermal puede estar controlada estructuralmente y ello puede ser un factor importante en su naturaleza altamente reactiva. En este caso la naturaleza de las intrusiones generadoras de estos sistemas pueden ser muy próximas a la superficie e inclusive llegar a ser eruptivas (Camprubi y Albinson, 2006).

Ambos tipos de sistemas poseen características químicas muy distintivas, no obstante puede coexistir uno al lado del otro (Hedenquist y Lowenstern, 1994; Hedenquist *et al*, 2000 *in* Camprubi y Albinson, 2006). En algunos casos puede haber una transición en la que los

fluidos hipogénicos ácidos ascienden hasta sistemas de pH neutro (Reyes *et al*, 1993 *in* Camprubi y Albinson, 2006).

Tomando en consideración las relaciones mineralógicas y las características químicas de los fluidos, en la literatura tradicionalmente se han usado dos términos para este tipo de yacimientos (Sillitoe, 1977). El primer término es el llamado *enargita-oro, alunita-caolinita, ácido-sulfato o depósitos epitermales de alta sulfuración*. El segundo término, para este tipo de yacimientos epitermales es *adularia-sericita o de baja sulfuración*. Recientemente, se han redefinido estos términos, lo cual permitió la introducción del término de *sulfuración intermedia* (Hedenquist *et al*, 2000; Einaudi *et al*, 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003 *in* Camprubi y Albinson, 2006).

La variabilidad de los nombres antes mencionados han estado en función del conjunto mineralógico; en función del conjunto de minerales de alteración y en función del estado de oxidación-reducción del azufre (Hedenquist, 1987).

## CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA LOCAL

La zona norte del estado de Guerrero en donde se localiza el Distrito Minero de Taxco (DMT), se ha caracterizado por haber sido objeto de numerosos estudios geológicos, los cuales, han generado una gran cantidad de información que hasta el momento sigue siendo un tanto controversial. Como ejemplo de estos trabajos se tienen los de Fries (1960), de Cserna (1965), Campa, *et al* (1974), Campa y Ramírez, (1979), de Cserna y Fries, (1981) y de Cserna *et al* (1978, 1982), en los cuales, se establecen las bases de la geología local y la evolución tectónica del DMT (Fig. 10).

### 3.1. Estratigrafía

Las rocas en donde se hospeda la mineralización del DMT presentan edades variables que van desde el Cretácico temprano hasta el Terciario (Fries, 1960; de Cserna, 1965; ver Fig. 10). Las rocas más antiguas pertenecen a la Secuencia Volcánico-Sedimentaria de Taxco-Taxco el Viejo (Campa, 2004) cubiertas discordantemente por las rocas cretácicas de las formaciones Morelos y Mezcala. Estas mismas rocas son cubiertas en discordancia angular por las rocas conglomeráticas con algunos flujos de lava intercalados del Grupo Balsas. La Riolita Tilzapotla cubre discordantemente a los paquetes litológicos anteriores. También se reconocen cuerpos plutónicos y subvolcánicos a lo largo de la costa del Pacífico (Damon y Montesinos 1978; Damon, P. E. *et al*; 1983) y este tipo de cuerpos ocurren en las cercanías al área de estudio. Estos cuerpos plutónicos y subvolcánicos se han interpretado como parte del mismo evento volcánico de la Sierra Madre de la Sur (Moran-Zenteno, *et al*; 1999).

#### 3.1.1. Secuencias Cretácicas

##### a) *Esquisto Taxco.*

El paquete litológico del Esquisto Taxco está compuesto por distintas unidades litoestratigráficas, las cuales consisten de esquistos pelíticos de grano fino de mica y/o clorita, metariolitas, metaandesitas y filitas. Estas rocas han sido correlacionadas con los afloramientos del área de Tejupilco (Fries, 1960; de Cserna and Fries, 1981; de Cserna, 1982). A este conjunto de rocas Fries (1960) las describió como de edad paleozoica, sin embargo Campa *et al* (2003) obtienen edades U-Pb en zircones con un rango de edades de entre 130 a



136 Ma en lavas deformadas de la secuencia del Esquisto Taxco. En el área de estudio esta unidad litológica aflora en la parte central (Fig. 10).

b) *Roca Verde Taxco el Viejo.*

Roca Verde Taxco el Viejo (Foto 1a) fue el nombre que propuso Fries (1960) a un paquete de rocas tobas andesíticas, brechas, lavas y areniscas que muestran en conjunto foliación y metamorfismo de bajo grado. Todas estas rocas presentan metamorfismo de facies de esquistos verdes con cloritización en la matriz. Estas rocas se encuentran en posición estratigráfica arriba de las rocas del Esquisto Taxco, no lográndose observar el contacto entre ambas formaciones (Figs. 11 y 12). Además de que el volcanismo cretácico de la región está en un rango de 141 a 130 Ma y que ambas litologías (Esquisto Taxco + Roca Verde Taxco el Viejo) pertenecen en tiempo y espacio a un mismo conjunto petro-tectónico de arco, ya que en otras partes de México estas rocas vulcanosedimentarias presentan edades similares; por ejemplo en San Nicolás, Zacatecas, en donde los sulfuros masivos están relacionados a un volcanismo básico a ácido de carácter calcialcalino, cuya edad de U-Pb en zircones oscila entre 147 a 150 Ma (Mortensen, *et al*, 2003). En el distrito minero de El Cuale, Jalisco, las rocas volcanoclásticas semejantes a las rocas del área del presente escrito, descansan sobre esquistos pelíticos y están esencialmente compuestas por tobas de afinidad dacítica a riolítica cloritizadas y relacionadas a domos porfíricos de riolita con edad de  $162 \pm 0.7$  a  $155 \pm 1.6$  Ma (Bissig, *et al*, 2003). En el “Arco Guanajuato”, las *pillow* lavas son de composición basáltica, intercaladas con tobas y corresponden a toleítas de arco (Ortiz-Hernández, *et al*, 1992) y su edad por U-Pb es de 146 Ma (Mortensen, *et al*, 2003). En el distrito minero de Campo Morado un poco al oeste del DMT, las rocas volcanoclásticas tienen edades de 137 a 154 Ma (Mortensen, *et al*, 2003).

c) *Formación Morelos.*

La Formación Morelos fue definida por Fries (1960) y consiste esencialmente de gruesos bancos de caliza (Foto 1b) de facies arrecifales y dolomías con una cantidad considerable de miliólidos, bioclastos e intraclastos, bancos de rudistas y ocasionalmente chert. Asimismo, se reconocen algunos lentes evaporíticos de yeso hacia la base. A las calizas de esta formación tradicionalmente se les ha asignado una edad de Albiano-Cenomaniano (Fries, 1960; Bonet, 1971) determinada por la presencia de fósiles de *Acteonella*, *Toucasia* y

Nerinea. El contacto superior de la Formación Morelos con las capas clásticas de la Formación Mezcala es aparentemente concordante, aunque también se reconocen algunas cabalgaduras entre ambas unidades. Las rocas de la Formación Morelos son las que más afloran en el área de estudio, alcanzando un área aproximada del 31% y se exhiben como calizas y dolomías de aspecto masivo y en ocasiones presenta un aspecto laminar; la presencia de fósiles es moderadamente importante.

*d) Formación Mezcala.*

La Formación Mezcala fue definida por Fries (1960) está formada a la base por un miembro calcáreo-pelítico seguido por una sucesión rítmica de areniscas y lutita tipo flysch (Foto 1c), donde su espesor en la región de Taxco es de 500 a 600 m. (Campa *et al*, 1976; de Cserna y Fries, 1981). La edad se ha estimado en un rango del Turoniano al Santoniano (Burkhard, 1927; Fries, 1960; de Cserna y Fries, 1981). Estas edades (Fig. 12) se obtuvieron a partir de amonites y microfauna fósil (*Barroisicerasp.*, *Otoscaphtes sp.*, *Peroniceras sp.*, *Globigerina sp.*, *Globotruncana sigali*, *Globotruncana lapparentitricarinata*). Esta edad varía según la localidad, así, en el área de Taxco la edad es Maastrichtiano (Alencaster y Pantoja, 1985). En el área de estudio las rocas de la Formación Mezcala principalmente se presentan como una alternancia rítmica de lutitas y areniscas con ocasionales lentes de areniscas gruesas y lentes de calizas.

### **3.1.2. Secuencias Terciarias**

*a) Grupo Balsas.*

Sobre las rocas de la Formación Mezcala se ubican en discordancia angular las rocas del Grupo Balsas (Fries, 1960; de Cserna and Fries, 1981); y corresponden a un conjunto de rocas conglomeráticas, tobáceas y algunos flujos de lava de composición ácida a intermedia, ocasionalmente intercaladas ente sí. Este conjunto es de edad Eocénica temprana (Fig. 12) y fue inicialmente definida por Fries (1960) y Alaniz-Álvarez, *et al*, (2002a) y lo han dividido en 5 conjuntos litológicos de manera formal, los cuales corresponden de la base a la cima en: a) El Conglomerado Rojo, b) Ignimbrita Acamixtla, c) Formación Chontalcoatlán, d) Ignimbritas San Gregorio y e) Formación Atzala.

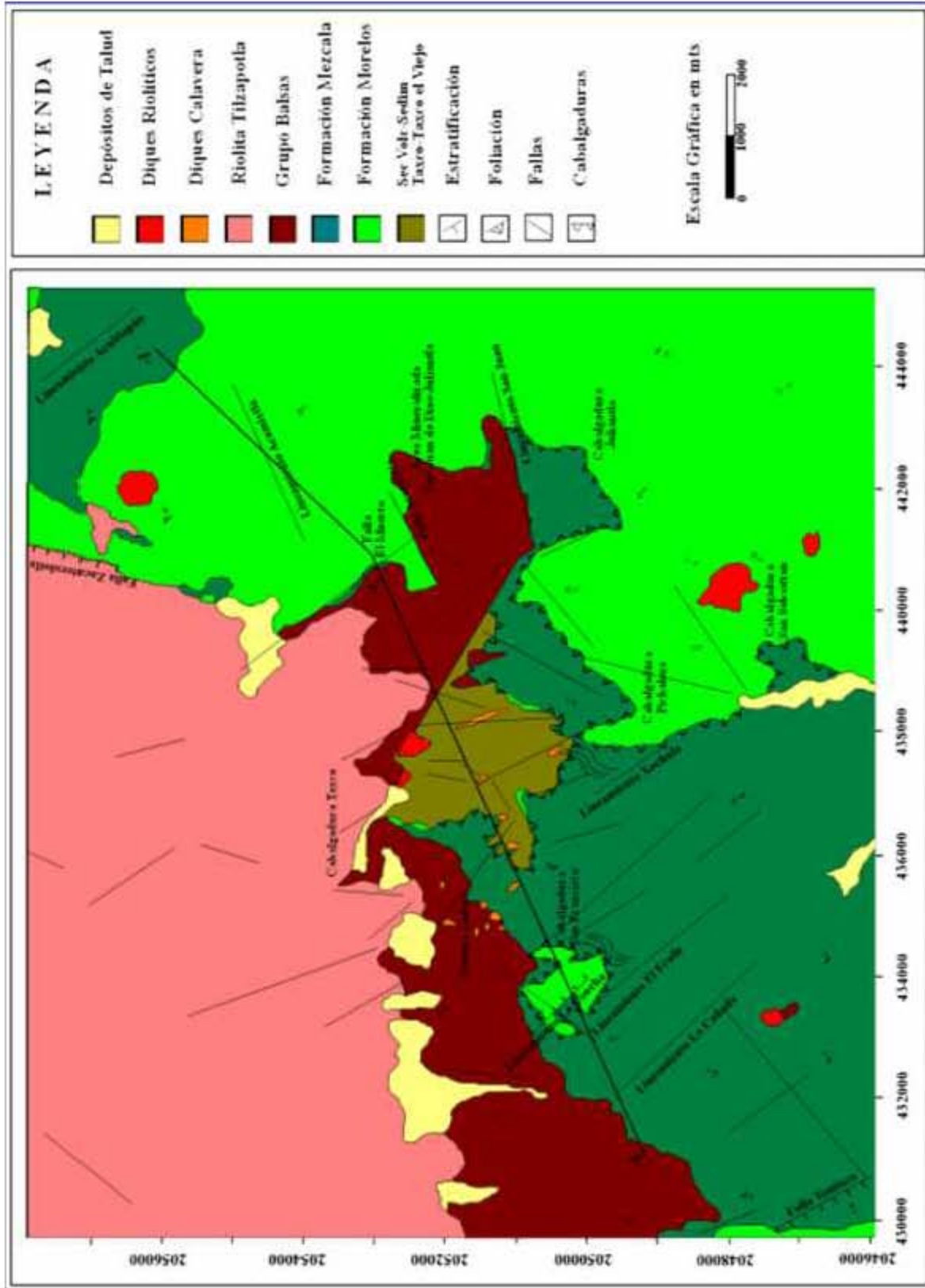


Figura 10. Mapa geológico del área del Distrito Minero de Taxco (modificado del SGM, 2004).



Figura 11. Sección geológica A-A' esquemática del área del Distrito Minero de Taxco.



Figura 12. Columna estratigráfica esquemática del área del Distrito Minero de Taxco.

El Conglomerado Rojo es la unidad basal de las secuencias terciarias; alcanza un espesor aproximado de 425 m y está compuesto por conglomerados y areniscas. A escala regional esto es similar a lo que se le conoce como Grupo Balsas. En el área de Taxco este conjunto de rocas consiste de guijarros, calizas, areniscas finas y lutitas, cantidades menores de andesitas, cuarzo policristalino y calcita. La edad de este paquete litológico se ha obtenido por correlación estratigráfica, ubicándola entre la Formación Mezcala del Cretácico Superior

y la Ignimbrita Acamixtla del Eoceno. Esta última unidad consiste de rocas volcánicas silíceas que cubren discordantemente a las rocas del Conglomerado Rojo. El paquete de rocas pertenecientes a la Ignimbrita Acamixtla constituye un espesor de 100 m de ignimbritas ricas en cristales, envolviendo brechas y capas de vitrófiros, sus edades K-Ar de roca total y concentrado de mineral están entre 36.5 a 38 Ma (de Cerna and Fries, 1981; Alba-Aldave, *et al*, 1996; Morán-Zenteno, *et al*, 1999). Enseguida se encuentran rocas que llevan el nombre informal de andesitas, las cuales consisten de autobrechas y flujos andesíticos; esta unidad se dispone en forma errática a lo largo del río Chontalcoatlán y San José.

Sobre estas rocas se ubica la Formación Chontalcoatlán que es un conjunto de capas de areniscas intercaladas con conglomerados, lutitas (Foto 1d), con flujos de lava y autobrechas de composición andesítica; hacia la base de la formación, la presencia de fragmentos de calizas de la Formación Morelos sugiere una fuente sedimentaria muy local. La edad Eocénica es inferida por su posición estratigráfica (Fig. 12). La Ignimbrita San Gregorio es un paquete ignimbrítico con abundantes fenocristales de sanidino, plagioclasa, cuarzo y biotita que contiene líticos de la Formación Chontalcoatlán. Un concentrado de sanidino obtenido de la base de este paquete litológico dio edades por el método K-Ar de  $33.1 \pm 0.8$  Ma (Alaniz-Álvarez *et al*, 2002). La edad obtenida es muy semejante a las determinadas en las rocas de la Formación Tenería, lo cual hace dudar de que esta unidad se pueda separar. Y por último, la Formación Atzala que consiste de depósitos fluviales dominados por capas de areniscas y conglomerados. Esta formación, ocasionalmente, se encuentra intercalada con las rocas volcánicas de la secuencia riolítica del Oligoceno.

*b) Campo Volcánico de Taxco.*

En el área de Taxco, las rocas que componen al campo volcánico corresponden a una secuencia de brechas ignimbríticas riolíticas, vitrófiros y riolitas (Foto 1e) formando una secuencia por arriba de los 800 m de espesor. Fries (1960) las ha llamado Riolita Tilzapotla y cubren discordantemente a las rocas del Grupo Balsas. Recientemente, Alaniz-Álvarez *et al*, (2002) con base en evidencias petrológicas separa a estas rocas en dos formaciones: Formación Tenería y Formación Huixteco; La Formación Tenería es una unidad que consiste predominantemente de flujos de lava riolítica con fenocristales de sanidino y cuarzo; en algunos casos se encuentran intercalados con ignimbritas que contienen fenocristales de sanidino, cuarzo, biotita y hornblenda. Estas ignimbritas, de composición riolítica son

asociadas con algunos domos de pequeña dimensión alineados a lo largo de fracturas. Las dataciones K-Ar realizadas por Alba-Aldave *et al*, (1996) presentan edades de 31 a 32 Ma. La Formación Huixteco es la unidad silícica terciaria más joven y consiste de una ignimbrita densamente soldada con brechas y capas de vitrófiros y algunos flujos de tobas. La edad obtenida por el método K-Ar en roca total de la parte superior de esta unidad es de  $32.4 \pm 0.8$  Ma, que por el rango de error esta edad es comparable con los datos obtenidos de las capas de la Formación Tenería. En áreas cercanas al poblado de Huitzucu de los Figueroa y Buenavista de Cuellar, a estas mismas rocas se les ha llamado Formación Buenavista (Morán-Zenteno *et al*, 1998).

c) Cuerpos Plutónicos y Subvolcánicos.

Se reconocen cuerpos plutónicos y subvolcánicos, los cuales juegan un papel muy importante para la evolución geológica del área de estudio. Los cuerpos plutónicos y subvolcánicos corresponden a desarrollos dómicos, diques básicos llamados Diques Calavera (Farfán-Panamá *et al*, 2010) y la granodiorita Coxcatlán que con base en trabajos radiométricos (Meza-Figueroa *et al*, 2003) que se han realizado en estas rocas se ha llegado a pensar que se trata de un evento plutónico-volcánico cogenético responsable de la mineralización presente en el área.

1) Granodiorita Coxcatlán.

Cuerpos de composición granítica con variaciones a granodiorita (Foto 1f) y ocurre ampliamente en el poblado de Coxcatlán en la parte norte del Estado de Guerrero; este cuerpo ígneo atraviesa de forma errática a las rocas carbonatadas de la Formación Morelos y en muy pocos lugares se ha observado una relación cortante con la base de las rocas pelíticas de la Formación Mezcala por lo que se ha considerado como responsable de la mineralización tipo skarn del área de Buenavista de Cuellar.

2) Pórfidos Riolíticos.

Cuerpos de menor tamaño en forma de diques y troncos subvolcánicos de composición riolítica y aplítica (Fig. 10 y 12). Estos cuerpos cortan en varias localidades a diversas litologías que están comprendidas dentro del área de estudio.

### 3) Diques Calavera.

Los Diques Calavera, son cuerpos con formas tabulares de composición andesítica que se encuentran cortando a varios de los paquetes litológicos que se encuentran en el área de estudio (Fig. 13). Estos cuerpos tabulares son útiles para conocer la edad mínima del vulcanismo ácido de la región de Taxco (Foto 2a) y la edad de mineralización en el DMT (Foto 2b); y esto es posible porque estos diques se encuentran cortando hasta el principio del vulcanismo ácido y también atraviesan una importante estructura mineralizada (Cobre-Babilonia) del DMT.

## **3.2. Petrografía**

Un total de 26 muestras de las rocas presentes en el área de estudio fueron estudiadas bajo el microscopio petrográfico y sus características se describen a continuación.

### **3.2.1. Secuencias Cretácicas**

#### a) Secuencia Volcánico-Sedimentaria Taxco-Taxco el Viejo.

En este apartado a este conjunto de rocas se describirán petrográficamente como un solo paquete rocoso, el cual consiste de metalavas y metatobas. Las metalavas afloran en el Río Taxco y en menos proporción en el área de Taxco el Viejo; estas rocas se presentan como cuerpos tabulares a masivos de coloraciones verdes a gris con texturas porfidoblásticas, siendo la plagioclasa el único cristal como fenóblasto. Estas metalavas están milonitizadas desarrollando planos de foliación muy marcados y una lineación de estiramiento igualmente desarrollada.

Microscópicamente, estas rocas presentan fábricas anisotrópicas miloníticas en donde es posible aún reconocer algunas características propias del protolito ígneo. En ellas se reconocen fenoblastos de plagioclasa con formas asimétricas tipo *zoned* y raramente tipo *inverted zoned* inmersos en un agregado foliado de cuarzo microcristalino, clorita, sericita y epidota. La mayoría de los cristales están alargados, evidenciando los esfuerzos a los que la roca fue sometida, debido al metamorfismo dinámico con una orientación preferencial ENE-OSO.

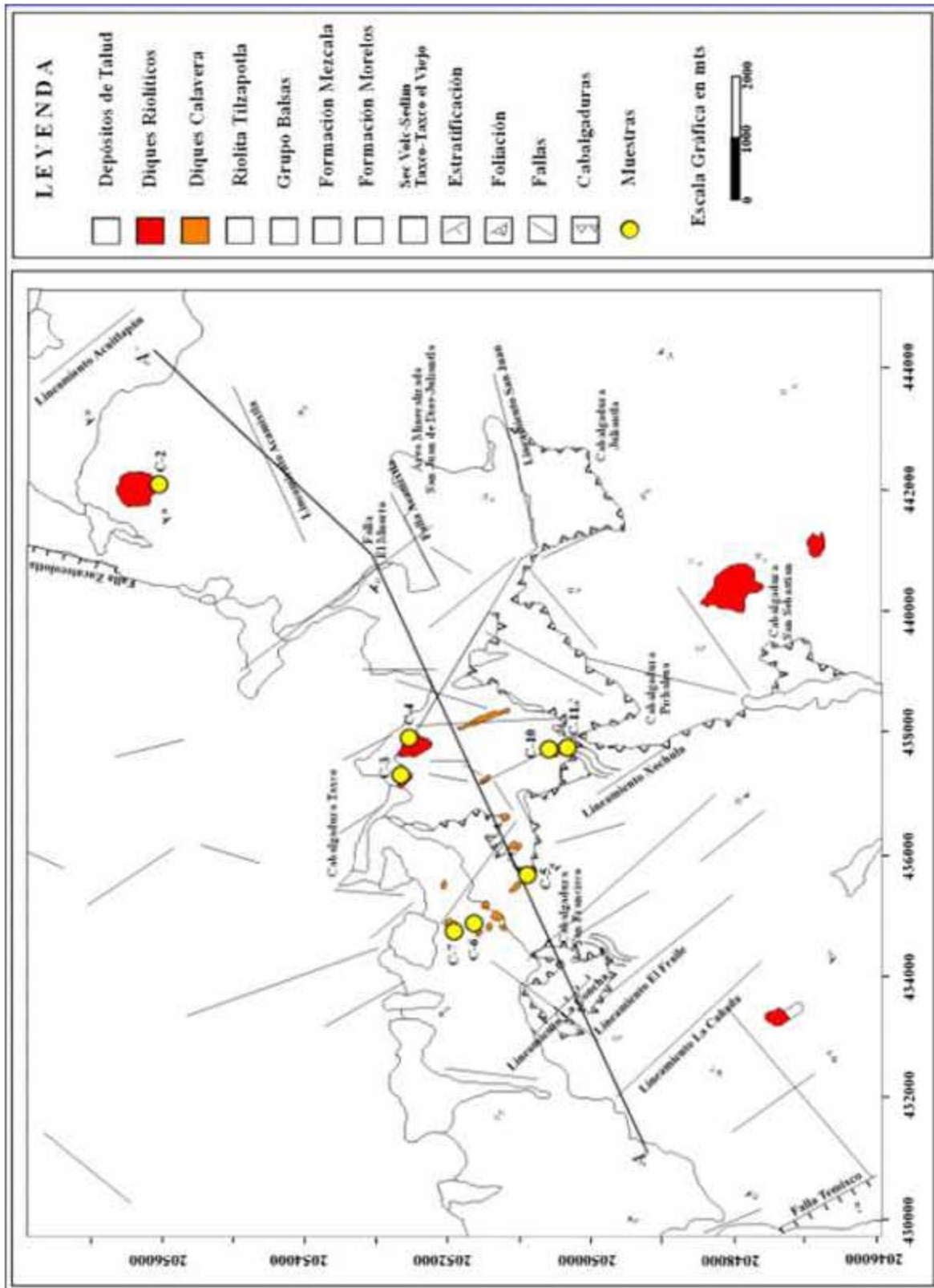


Figura 13. Ubicación de las muestras de los Diques Calavera recolectadas en el presente trabajo, para la realización de los análisis correspondientes de petrografía, geoquímica y geocronología.



La milonización estuvo acompañada de una recristalización y/o neoformación de minerales metamórficos de bajo grado que incluyen sericita, clorita, cuarzo y epidota. Estos cristales se encuentran formando planos de foliación, aunque también ocurren en las sombras de presión.

Las metatobas se encuentran en la cima de la columna estratigráfica en ambas regiones. Estas rocas se caracterizan por un color amarillento brillante, con fábrica anisotrópica bien marcada. En muestra de mano, la roca presenta minerales de cuarzo y feldespatos potásicos alterados a sericita y minerales arcillosos y ocasionalmente se reconocen características relictas del protolito ígneo.

Microscópicamente, las rocas presentan fábrica anisotrópica con el desarrollo de planos de clivaje y esquistosidad continua formados por la abundante sericita. Los fenoblastos como productos relictos ígneos se observan redondeados y fantasmas irregulares de plagioclasas y/o feldespato potásico completamente transformados a sericita y clorita. En algunas metatobas los fenoblastos desarrollan estructuras sigmoidales tipo no muy claras, consistente con el sentido de la deformación con las rocas básicas antes descritas.

Con base en las descripciones petrográficas se concluye que se trata de esquistos lepidoblásticos con clorita.

#### b) *Formación Morelos.*

Petrográficamente, las rocas de la Formación Morelos exhiben diferentes texturas que van de mudstone y wackestone de pellas y miliólidos y horizontes dolomitizados de color gris claro a oscuro, en alternancia con wackestone-packestone de pellas, bioclastos, miliólidos e intraclastos, con horizontes gruesos de grainstone de pellas y miliólidos, en partes se observan carpetas de algas, barrenos, bancos de rudistas (monopleuridos, requionidos de la especie *Tocausia* y ocasionales caprínidos) y gasterópodos (*Actaeonella sp.* y *Nerinea sp.*) e intercalaciones de dolomías gris oscura de textura media y gruesa; es común observar líneas estilolíticas y fracturas con calcita. También se presenta con textura boundstone de rudistas (caprínidos, escasos radiolítidos y requiénidos), fragmentos de los mismos y escasas algas y corales, de color gris claro a crema; estratificado en capas de 2 a 4 metros de espesor, con

fracturas rellenas de calcita y con ocasionales horizontes de mudstone gris a claro oscuro. En la base alterna con capas medianas y gruesas (0.5 a 1.0 metros de potencia) de wackestone-packstone de pellas y bioclastos con nódulos y lentes de pedernal negro, y en la cima, con estratos gruesos de grainstone de pellas, bioclastos, intraclastos y escasos miliólidos y *Dictyoconus sp.*

c) *Formación Mezcala.*

Petrográficamente, las rocas de la Formación Mezcala, presentan texturas clásticas formadas por clastos que muestran tamaños del grupo de las arenas medias a gruesas; esta roca está formada esencialmente por cuarzo monocristalino y policristalino los cuales muestran sus bordes denticulados. También se observan cristales de feldespato potásico, no obstante estos cristales pudieran ser más abundantes dado que pueden estar alterados a minerales de sericita. Ambos tipos de cristales (cuarzo y feldespato potásico) muestran formas angulares con aspecto pobremente clasificado y con una madurez textural submadura y con un entremado de granos suturados. Se observan escasos cristales de biotita parcialmente alterados a clorita.

La roca presenta minerales de alteración del grupo de la sericita y principalmente se sobrepone o alteran a los aparentes cristales de los feldespatos potásicos. También en la roca se observan parches diseminados de óxidos de manganeso. Con base en las características texturales que presenta la roca desde el punto de vista petrográfico y con base en la clasificación de Folk (1968) la roca se clasifica como arenisca de cuarzo con débil alteración fílica.

### **3.2.2. Secuencias Terciarias**

a) *Grupo Balsas.*

En el área de estudio afloran parte de las rocas del Grupo Balsas, y éstas están representadas por paquetes limolíticos y arenáceos y algunas veces existen intercalaciones de conglomerados. Las areniscas corresponden con la Formación Chontalcoatlán. Estas rocas presentan texturas clásticas con clastos de cuarzo y feldespato y/o plagioclasa y a menudo se observan clastos de calizas arredondados. Todos estos clastos están cementados por material arenoso de tamaño de grano fino. Los clastos están pobremente clasificados alcanzando tamaños de las arenas de tamaño medio a grueso.

*b) Campo Volcánico de Taxco.*

Este paquete volcánico exhibe texturas porfíricas con fenocristales de sanidino, plagioclasa, hornblenda y cuarzo, también posee fragmentos líticos los cuales contienen diferentes texturas y composiciones mineralógicas, en muchos de los casos algunos de estos fragmentos líticos están alterados por completo a arcillas del grupo de las zeolitas. Como parte del campo volcánico también se incluyen vidrios volcánicos con sanidino y plagioclasa, cuarzo y biotita. También se incluyen pumicitas con fragmentos cristalinos porfíricos que contienen feldespato, cuarzo y cristales de biotita; a menudo también existen fenocristales de cuarzo, feldespato tipo sanidino, plagioclasa, biotita y algunos óxidos de Fe y Ti; todos estos fenocristales están inmersos en una matriz microcristalina.

*c) Cuerpos Plutónicos y Subvolcánicos*

*1) Granodiorita Coxcatlán.*

Esta litología se presenta con texturas típicamente faneríticas heterogranulares con minerales de feldespato potásico en una proporción similar a la plagioclasa con maclado tipo albita y una cantidad considerable de cuarzo; la presencia minerales del grupo de los ferromagnesinos de biotita y hornblenda también es considerable.

*2) Pórfidos Riolíticos.*

Las texturas en la mayoría de estos cuerpos es criptocristalina y microfanerítica para el caso de los diques aplíticos y su composición mineralógica es de feldespato potásico con maclado tipo Carlsbad, plagioclasa con maclado tipo albita y combinado, y cuarzo; la presencia de ferromagnesianos está fundamentada en cristales tabulares de biotita y ocasionales cristales de hornblenda.

*3) Diques Calavera.*

Petrográficamente, los cuerpos tabulares de los Diques Calavera exhiben texturas hipocristalina (Foto 3a) formada por fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, piroxenos, biotita y ocasionales olivinos y hornblendas; todos estos fenocristales se encuentran inmersos en una matriz microlítica.



Foto 1. Fotografías de campo pertenecientes a las rocas que afloran en el área de estudio. a) Rocas de la secuencia volcánico-vedimentaria Taxco-Taxco el Viejo; b) Estratos de calizas de la Formación Morelos; c) Secuencia rítmica de lutitas y areniscas tipo flysch de la Formación Mezcala; d) Secuencia de tobas y lutitas del Grupo Balsas; e) Ignimbrita soldada de las Riolitas Tilzapotla; y f) Afloramiento de la Granodiorita Coxcatlán, exhibiendo xenolitos pelíticos de la Formación Mezcala.



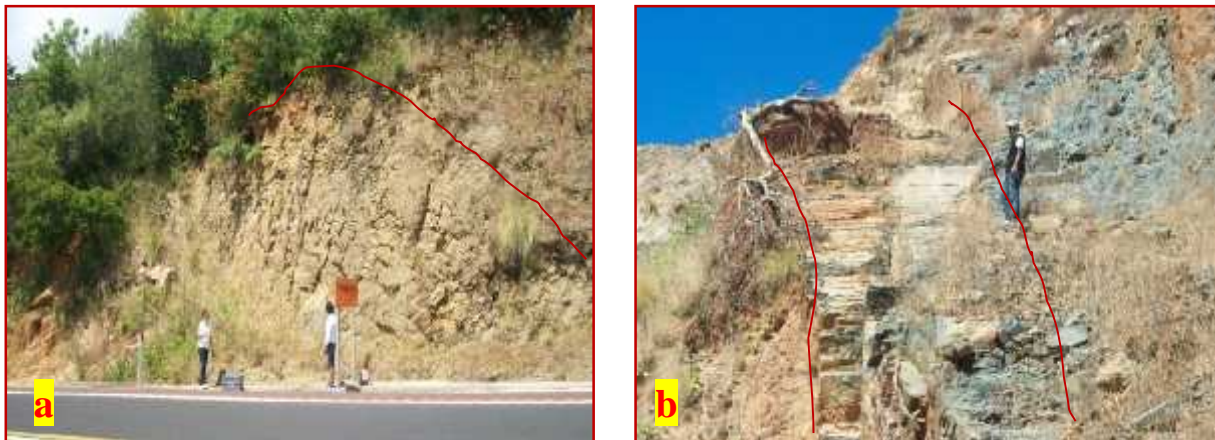


Foto 2. Fotografías de campo pertenecientes a los Diques Calavera. a) Dique C-3 el cual se encuentra cortando hasta la base de la Riolita Tilzapotla y b) Dique C-5 el cual se encuentra cortando hasta la Formación Mezcala.

Los fenocristales más abundantes son los de plagioclasa (Foto 3b) los cuales tienen formas euhedrales y subhedrales, con tamaños que van desde 0.02 mm hasta 1.5 mm, estos cristales en forma general muestran maclados tipo albita y en algunas ocasiones presentan una aparente textura tipo periclina. Se observan ocasionales aglomerados policristalinos de plagioclasas. Los que siguen en abundancia son los cristales de feldespatos potásicos (Foto 3c) que también exhiben formas y tamaños muy semejantes a los de las plagioclasas; con maclados tipo Carlsbad y Carlsbad + albita.

Los piroxenos son los siguientes en abundancia. Sus formas son subhedrales y anhedrales y ocasionalmente se observan algunos cortes perpendiculares al eje “C” mostrando formas euhedrales, con tamaños muy diversos, que van desde 0.1 mm hasta 1.3 mm; se observan colores de birrefringencia gris de primer orden (Opx).

Los cristales de biotita (Foto 3d) y olivino son los que ocurren de manera muy ocasional. La biotita presenta formas subhedrales y tamaños que no sobrepasan los 0.5 mm de su eje más largo y muestra su típico crucero en una dirección. Los olivinos tienen formas subhedrales con tamaños muy parecidos a los de las biotitas con bordes de reacción a iddingsita. Los ocasionales cristales de hornblenda tienen formas anhedrales (Foto 3e) con tamaños de 2.5 mm, y presenta colores de birrefringencia de segundo orden (azules-verdosos).

La matriz está formada por una masa microlítica eutaxítica (Foto 3f), que consiste de microcristales de plagioclasa, algunas muestras exhiben en la matriz parches de clorita y en algunas la matriz está fuertemente alterada por clorita.

### **3.3. Geoquímica**

En el presente estudio se abordan las características geoquímicas de los elementos mayores, elementos traza incluyendo a los elementos de las tierras raras, aspectos petrogenéticos de 8 muestras y geocronológicos de los Diques Calavera, dado que estos cuerpos tabulares por sus características y relaciones de campo son muy importantes en la comprensión de la evolución desde el punto de vista geológico y metalogenético del área del DMT.

#### **3.3.1. Geoquímica de rocas**

Se analizaron por elementos mayores, trazas y tierras raras 8 muestras de los Diques Calavera (C-2, C-3, C-4, C-5, C-7, C-10, C-11a y C-11b; ver Anexo 2). Utilizando el diagrama de clasificación TAS (Total Alkalies vs. Silica; Fig. 14) que usa  $K_2O + Na_2O$  % en peso contra sílice  $SiO_2$  % en peso, para rocas volcánicas, las rocas caen en dos campos: en el campo de los basaltos y basaltos andesíticos (C-2, C-3, C-5, C-7, C-10, C-11a y C-11b) mostrando un rango de 46 a 56 % de  $SiO_2$  y en el campo de las andesitas (C-4) con un contenido en  $SiO_2$  de 61 %.

También se usó el diagrama ternario AFM, usando los óxidos en % en peso de  $K_2O + Na_2O$  (alkalis),  $FeO_t$  y  $MgO$ , utilizado para diferenciar entre series magmáticas toleíticas y calco-alcalinas. En dicho diagrama, las rocas de los Diques Calavera no muestran un aumento importante en  $FeO_t$ ; las muestras caen en el campo de la serie calco-alcalina con excepción nuevamente de la muestra C-4 que cae en el límite entre las dos series (Fig. 15), esto debido a que es una muestra más alterada y/o evolucionada que el resto. Las rocas de la serie calcoalcalina ligadas a ambientes de arco no muestran un marcado enriquecimiento de  $FeO_t$  con respecto a un aumento en  $SiO_2$ . Según Osborn (1962) y Miyashiro (1974), la ausencia de enriquecimiento de  $FeO_t$  está ligada al fuerte fraccionamiento de magnetita que ocurre en ambientes muy oxidados posiblemente por acción de fluidos acuosos silicatados provenientes de la placa subducida



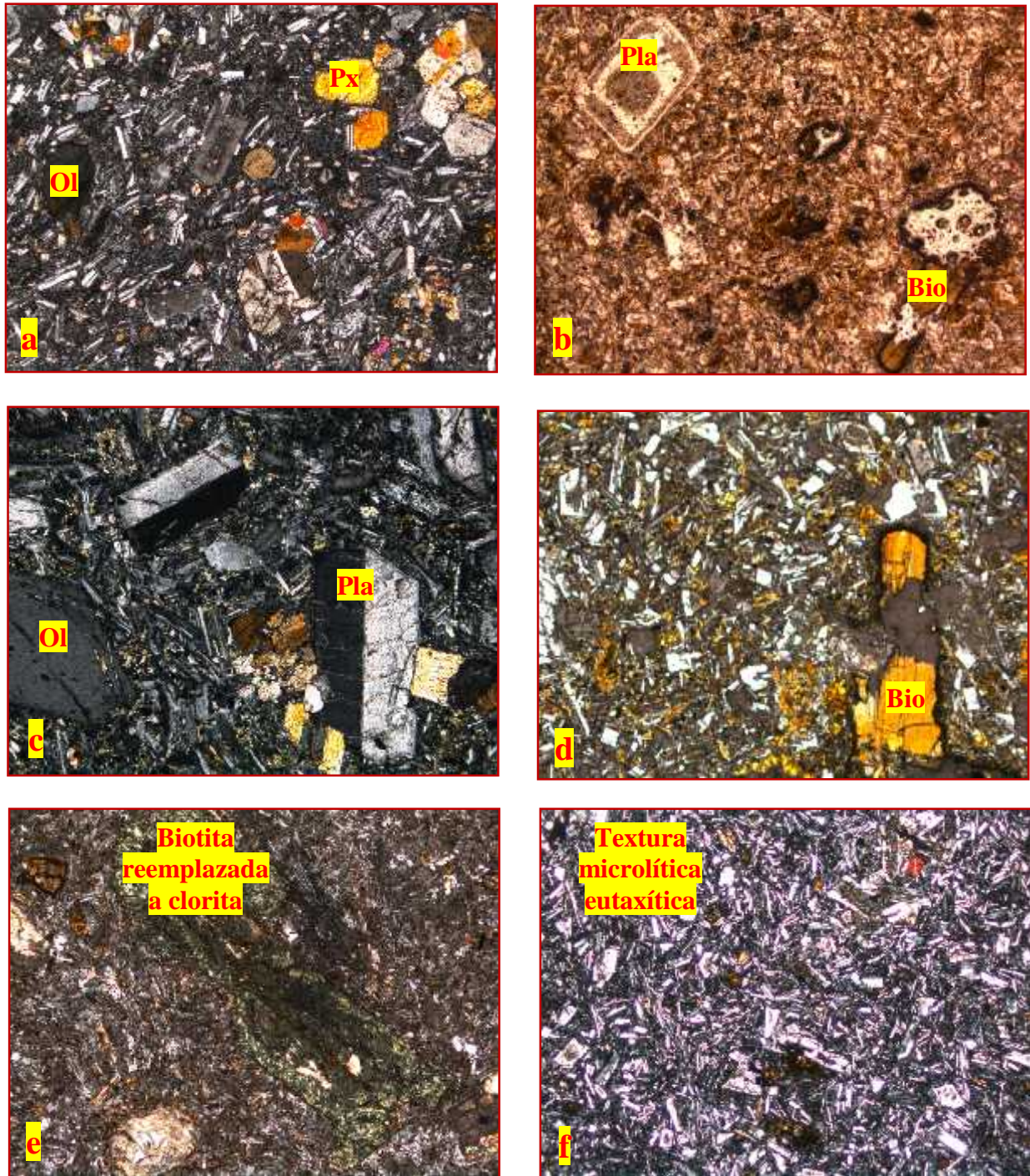


Foto 3.- Microfotografías de los Diques Calavera que muestran las características petrográficas. a) Textura hipocristalina formada por fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, piroxenos, biotita, ocasionales hornblendas; todos estos cristales se encuentran inmersos en una matriz microlítica eutaxítica; b) Fenocristales de plagioclasa con texturas tipo albita y periclina; c) Fenocristales de feldespato potásico con maclado tipo Carlsbad; e) Hornblenda moderadamente alterada a clorita inmersa en una matriz microcristalina; y f) matriz microcristalina eutaxítica.

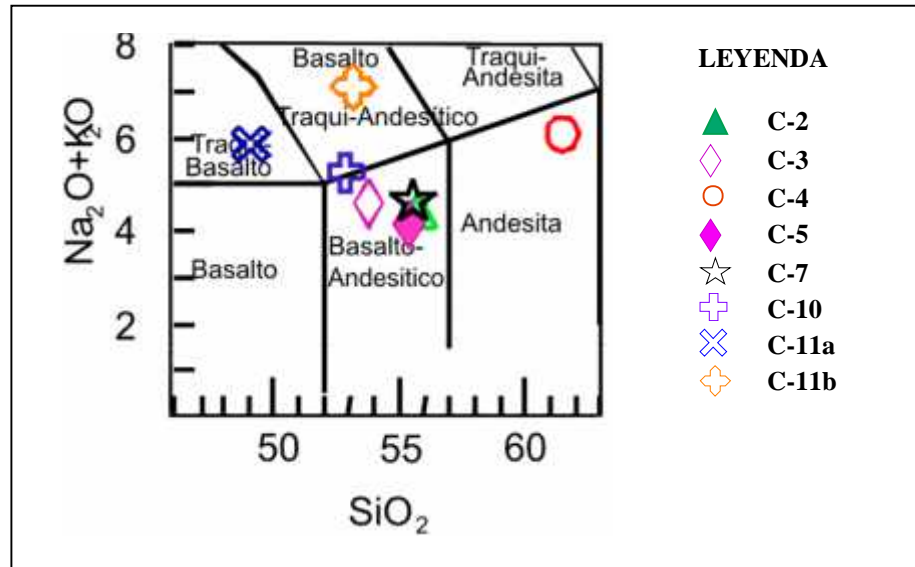


Figura 14. Diagrama de clasificación TAS (Total Alkalis vs. Silica) propuesto por Cox et al (1979), en el que observa la ubicación de las muestras de los Diques Calavera.

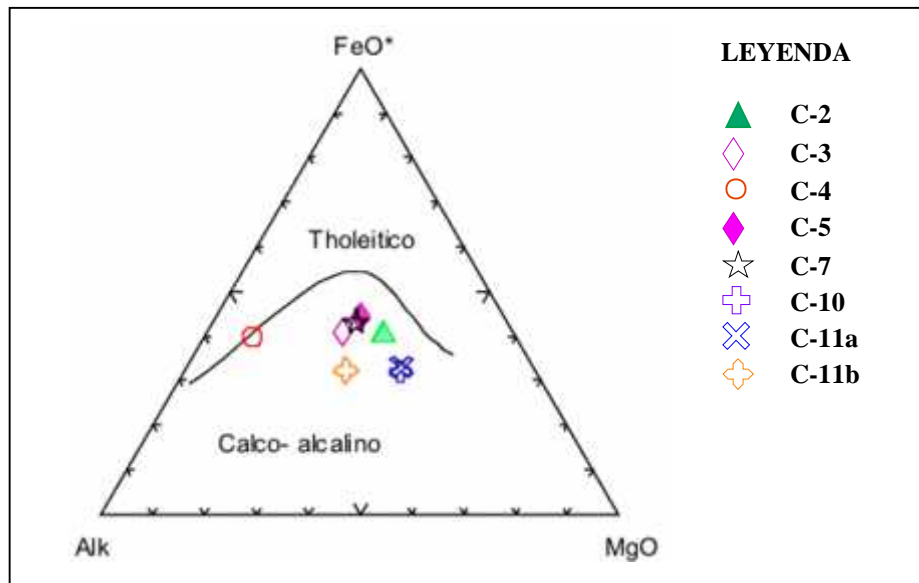


Figura 15. Diagrama ternario AFM (Álcali-Hierro-Magnesio) propuesto por Irvine y Baragar, (1971), usando los óxidos en % en peso de  $K_2O + Na_2O$  (alkalis),  $FeO_t$  y  $MgO$ .

Para conocer los procesos de evolución magmática fue necesario utilizar diagramas tipo Harker, utilizando a los elementos mayores reportados como óxidos en % en peso que a continuación se describen:

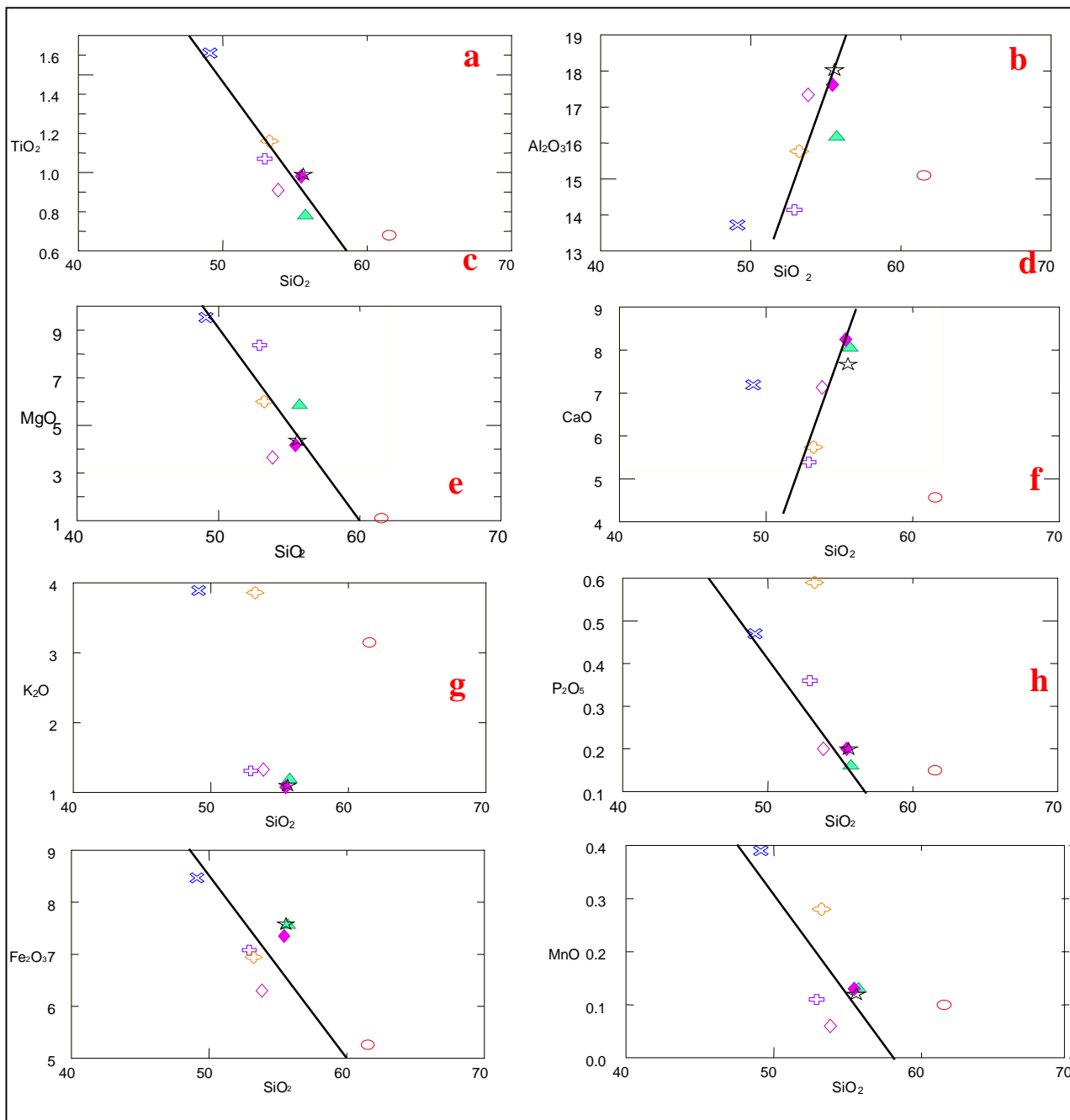


En el diagrama del  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{SiO}_2$  (Fig. 16a) se puede apreciar una tendencia decreciente compatible con la evolución magmática, esto se debe a la cristalización de óxidos ferrotitanados. Se observa una tendencia similar en el diagrama del  $\text{MgO}$  (Fig. 16c), donde la muestra C-4 se encuentra aislada por ser una roca más evolucionada y alterada que las demás. Esto nos indica un proceso de evolución magmática y cristalización fraccionada. Los diagramas de las figuras 16a, b, f, g y h en donde se utiliza  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MnO}$  vs  $\text{SiO}_2$  también muestran correlaciones lineales.

Mientras tanto el diagrama de  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Fig. 16e) no muestra ninguna tendencia, observándose una variabilidad moderada, esto debido a los diferentes grados de movilidad de este elemento y esto puede ser generado por cristalización fraccionada. La plagioclasa controla el contenido de aluminio y calcio pero en estos diagramas (Fig. 16b y d) se observa una tendencia, lo cual representa cristalización fraccionada. El  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  vs  $\text{SiO}_2$  (Fig. 16g) no proporciona mucha información debido a que muchos minerales contienen este elemento. Aunque el número de muestras es pequeño, se observan variaciones en los diagramas tipo Harker, los cuales nos proporcionan una idea de los procesos magmáticos que pueden existir en las rocas de los Diques Calavera y que pueden consisten en que las: a) las rocas son cogenéticas; b) Las variaciones marcadas en los diagramas tipo Harker del  $\text{K}_2\text{O}$  se deben a su naturaleza móvil; y por último que c) las variaciones observadas en los elementos inmóviles como Ti, Al y P se deben a evolución magmática.

Con los resultados de los análisis de elementos traza se construyeron diagramas de multielementos, los cuales son una herramienta geoquímica gráfica para entender el comportamiento de los elementos en el magma y su ambiente tectónico. En este estudio se han construido diagramas multielementales de las rocas analizadas normalizados con los valores propuestos por Sun & Mc Donough, (1989) para el manto primitivo.

Este grupo de muestras presentan una tendencia decreciente de Rb-Y observándose espectros muy homogéneos (Fig. 17), caracterizados por un enriquecimiento importante en los llamados elementos incompatibles móviles (elementos litófilos) con una bajo campo de fuerza (LILE) y se van empobreciendo hacia los elementos compatibles que tienen radio iónico pequeño (HFSE) y alto campo de fuerza.



**Figura 16. Diagramas tipo Harker de los Diques Calavera, en donde se exhibe el comportamiento de los óxidos mayores y sus posibles correlaciones de unos con respecto a los otros. En la mayoría de los casos se observa de cierta manera alguna correlación a excepción de la correlación K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub>. Además de observar que en todas las gráficas la muestra C-4 (círculo rojo) se sale de toda correlación. Simbología igual a la figura anterior.**

Se presentan las primeras anomalías negativas pronunciadas en Nb y Ta en las muestras C-2, C-3, C-5, C-7 y C-10, ya que las muestras C-11a, C-11b y C-4 presentan esta anomalía pero ligeramente marcada; posteriormente se presentan anomalías positivas en K, donde nuevamente las muestras C-11a, C-11b y C-4 se salen de la tendencia del resto de las muestras presentando esta anomalía muy marcada, las cuales pueden ser atribuidas a la movilidad. Las muestras siguen decreciendo hacia los HFSE; el Pb presenta una anomalía positiva pronunciada, así como, en el Sr se observan anomalías positivas a excepción de la muestra C-4 que presenta un empobrecimiento en este elemento, esto debido a que esta roca es más evolucionada y/o puede deberse al grado de alteración que exhibe la roca, también presentan anomalías negativas ligeramente marcadas en Ti y posteriormente presenta un espectro de empobrecimiento en HFSE las cuales siguen una tendencia homogénea que se mantiene sobre 1.

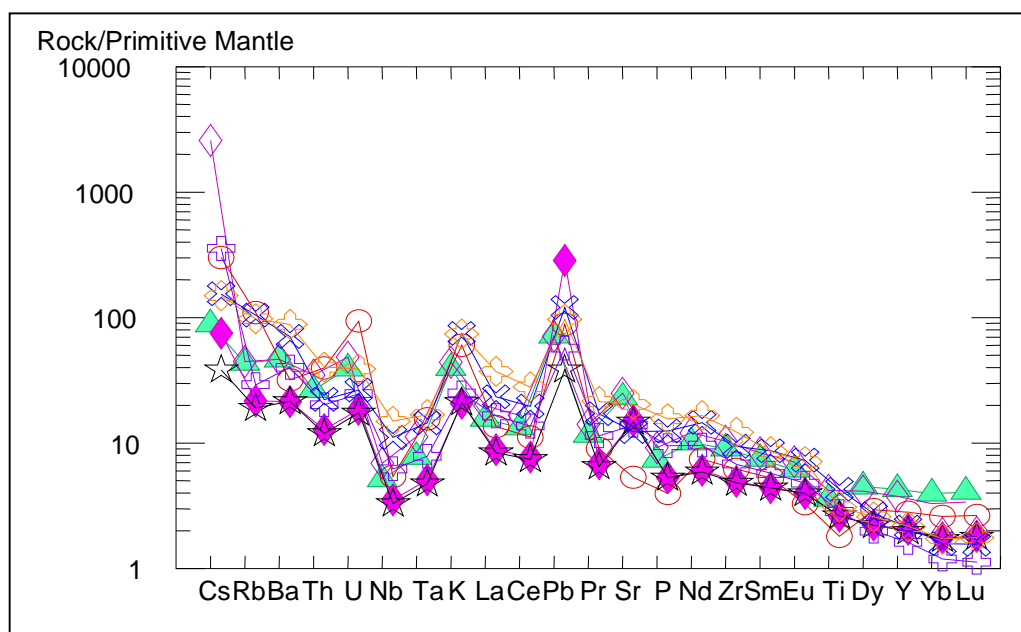


Figura 17. Diagrama de multielementos de las rocas de los Diques Calavera normalizadas con los valores del manto primitivo propuesto por Sun & Mc Donough, (1989). Simbología igual a la figura 15.

La tendencia de los LILE a los HFSE, en las anomalías negativas en Ti, Nb y Ta; anomalías positivas en K y Pb son generalmente consideradas como indicativas de magmas formados en ambientes de arco volcánico, en arcos de islas y márgenes continentales activos. Sin embargo, estas anomalías han sido también comúnmente encontradas en rocas generadas en zonas de rift continental.

También se construyeron patrones de tierras raras y se obtuvieron partir de los análisis de las rocas normalizados de condritas con valores propuestos por Evensen *et al* (1978). Se observan patrones de tierras raras homogéneos (Fig. 18); claramente la muestra C-11a y C-11b se salen un poco de la tendencia seguida por las seis muestras restantes, tendencia también observada en el diagrama de multielementos. Estas muestras presentan un espectro moderadamente enriquecido en tierras raras ligeras; la muestra C-11b tiene una relación  $(La/Yb)_N=20.33$  mayor que la relación  $(La/Yb)_N$  del resto de las muestras, característico de magmas con afinidad shoshonítica en ambientes orogénicos y colisionales y alcalina en ambientes intraplaca. Cabe aclarar que esta roca es la que se presenta como un enclave en los Diques Calavera.

El resto de las muestras presentan patrones con un enriquecimiento muy ligero en las tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas. Las relaciones  $(La/Yb)_N$  de las muestras C-2, C-3, C-4, C-5 y C-7 varían entre 3.70 y 5.66; estas relaciones son características de magmas con afinidad tholeítica de ambientes intraplaca y calco-alcalinas en ambientes colisionales (ambientes de arco), en las muestras C-10 y C-11a, las relaciones son de 13.02 y 13.90 donde estas relaciones son características de magmas con afinidad shoshonítica en ambientes orogénicos y colisionales y alcalina en ambientes intraplaca. También se puede observar que la muestra C-4 presenta una anomalía negativa en Eu, con valor en  $Eu^*$  de 0.45, esto quiere decir que esta muestra es evolucionada y que existió un fraccionamiento de plagioclasas, donde estos minerales retienen el contenido de Eu, generando así esta anomalía; demostrando también que existió un proceso de subducción.

Para determinar el ambiente tectónico de los diques del área de estudio se utilizaron los diagramas de discriminación de ambiente tectónico propuestos por Wood, (1980); el diagrama propuesto por Pearce y Cann, (1973) y el diagrama propuesto por Cabanis y Lecolle, (1989). En el diagrama propuesto por Wood, (1980), está basado en elementos inmóviles (Th-Ta-Hf), las muestras analizadas para los Diques Calavera se ubican en el campo de los basaltos de arco (Fig. 19).

En el diagrama propuesto por Pearce y Cann, (1973) se limita a rocas no alteradas ya que utiliza al Sr, el cual es un elemento altamente móvil en procesos de alteración y

metamorfismo. Utiliza los elementos como  $Ti/100-Zr-Sr/2$  el cual discrimina entre rocas toleíticas de arco (A), basaltos calco-alcálicos (B) y MORB (C); y las rocas correspondientes al presente estudio se ubican en el campo de los basaltos calco-alcálicos (Fig. 20).

En el diagrama de Cabanis y Lecolle, (1989), utiliza los elementos La-Y-Nb, nuevamente las muestras estudiadas se ubican en el campo de los basaltos de arco volcánico calco-alcálicos (Fig. 21).

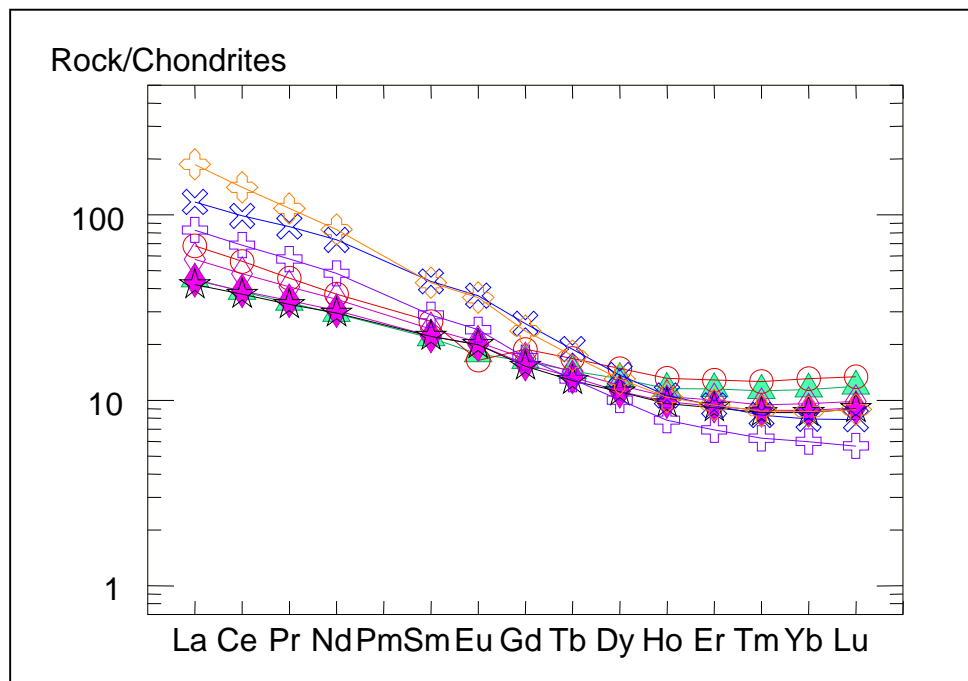


Figura 18. Diagrama de tierras raras de las rocas de los Diques Calavera normalizadas con los valores de las condritas propuestos por Evensen *et al.*, (1978). Simbología igual a la figura 15.

### 3.3.2. Petrogénesis de los Diques Calavera

Se realizaron estudios de relaciones isotópicas de algunas muestras de los Diques Calavera con el propósito de esclarecer la fuente de los magmas que dieron origen a estas rocas. Los resultados se presentan en el anexo 3.

Las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en las rocas de los Diques Calavera presentan un rango de 0.704159 a 0.70505, no obstante existen dos valores un tanto más elevados a este rango y corresponden a las rocas con clave C-4 y C-11 (0.705912 y 0.706810, respectivamente) que debemos recordar que la primer roca corresponde a una muestra alterada

y la segunda roca corresponde a un enclave presente en una de las muestras colectadas de los Diques Calavera.

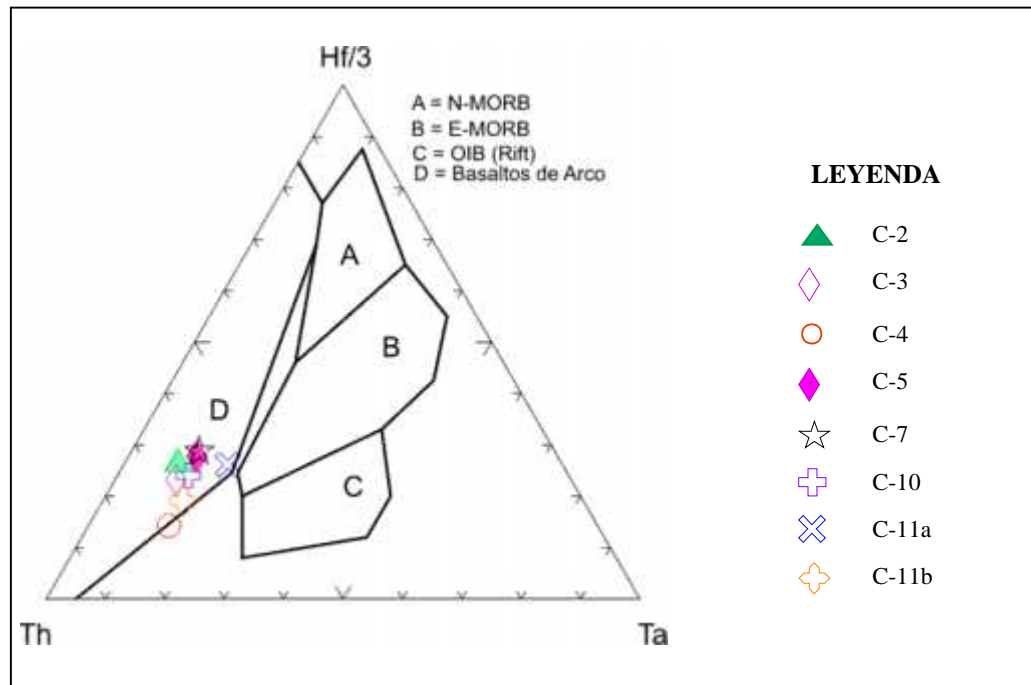


Figura 19. Diagrama de discriminación de ambiente tectónico propuesto por Wood, (1980), en donde se exhibe que las rocas de los Diques Calavera caen en el campo de los basaltos de ambientes de arco.

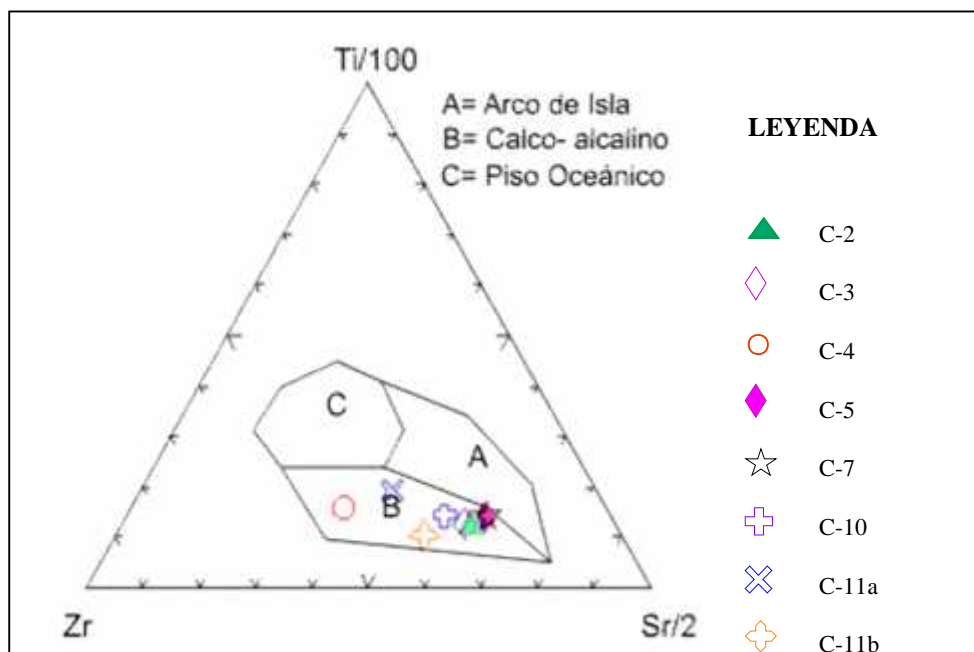


Figura 20. Diagrama de discriminación de ambiente tectónico propuesto por Pearce y Cann, (1973), en donde se exhibe que las rocas de los Diques Calavera caen en el campo de los basaltos calcoalcalinos.

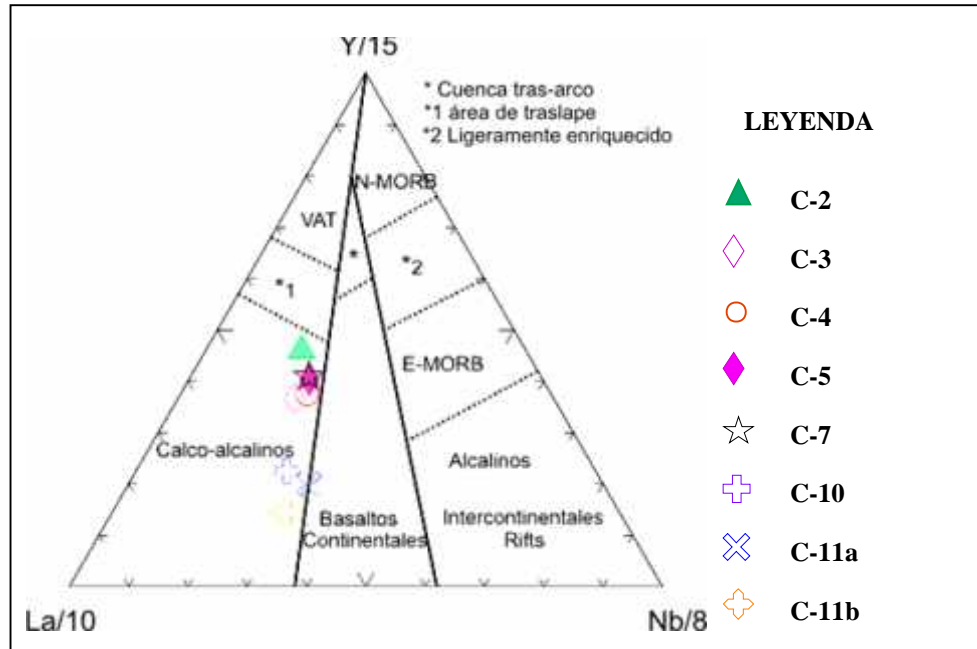


Figura 21. Diagrama de discriminación de ambiente tectónico propuesto por Cabanis y Lecolle, (1989), en donde se exhibe que las rocas de los Diques Calavera caen en el campo de los basaltos calcoalcalinos.

Las relaciones para el caso de los isótopos de Pb son las siguientes:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de 18.6267 a 18.7413 y también se observa un valor un tanto más elevado y corresponde a la roca con clave C-4 con una relación de 18.9107. Las relaciones en los valores de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  son en un rango de 15.6109 a 15.6318 y nuevamente se observan dos valores elevados y corresponden a las dos rocas que hemos venido mencionando (C-4 y C-11), sus valores son 15.6491 y 15.6395, respectivamente. El rango en la relación de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  es de 38.338 a 38.676 y también es posible observar un valor elevado y corresponde a la muestra C-4 con una relación isotópica de 38.775.

Utilizando la gráfica de correlación isotópica propuesta por Zindler and Hart (1986) en donde se utilizan las relaciones isotópicas de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Fig. 22) y en donde se exhiben los principales reservorios de manto oceánico y se traza un tren definido por basaltos oceánicos con una tendencia muy cercana al campo de la composición prevalente del manto (PREMA, siglas en inglés) y el valor isotópico de la tierra (BSE, siglas en inglés); las rocas de los Diques Calavera se ubican en este tren y en donde también se ubican los basaltos de islas oceánicas, arcos de islas intra-oceánicas y basaltos continentales; y también se ubica en el

valor isotópico de la tierra (BSE). Graficando en este diagrama (Fig. 22) los valores promedio de las Ignimbritas, rocas hipabisales básicas del área de Buenavista-Tilzapotla obtenidos por Morán-Zenteno *et al*; (2004) y los valores de las regiones de Etlá, Mitla-Tlaco y Nejapa obtenidos por Martínez-Serrano *et al* (2008), también ambos tipos de datos caen en el mismo tren que las rocas de los Diques Calavera.

En la gráfica también propuesta por Zindler and Hart (1986) en donde se utilizan las relaciones isotópicas de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Fig. 23a) en donde las rocas de los Diques Calavera y los datos obtenidos por Morán-Zenteno (2004) y por Martínez-Serrano (2008) se ubican por encima de la línea de referencia del hemisferio norte (NHRL, siglas en inglés) y muy cerca del campo BSE. Esto mismo sucede en el diagrama de correlación isotópica de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Fig. 23b) en donde las rocas de los Diques Calavera y los datos obtenidos por Morán-Zenteno *et al*; (2004) y por Martínez-Serrano *et al*; (2008) se ubican en el campo de la corteza continental inferior y en la intersección de los campos de corteza continental superior y manto enriquecido (EMII, siglas en inglés).

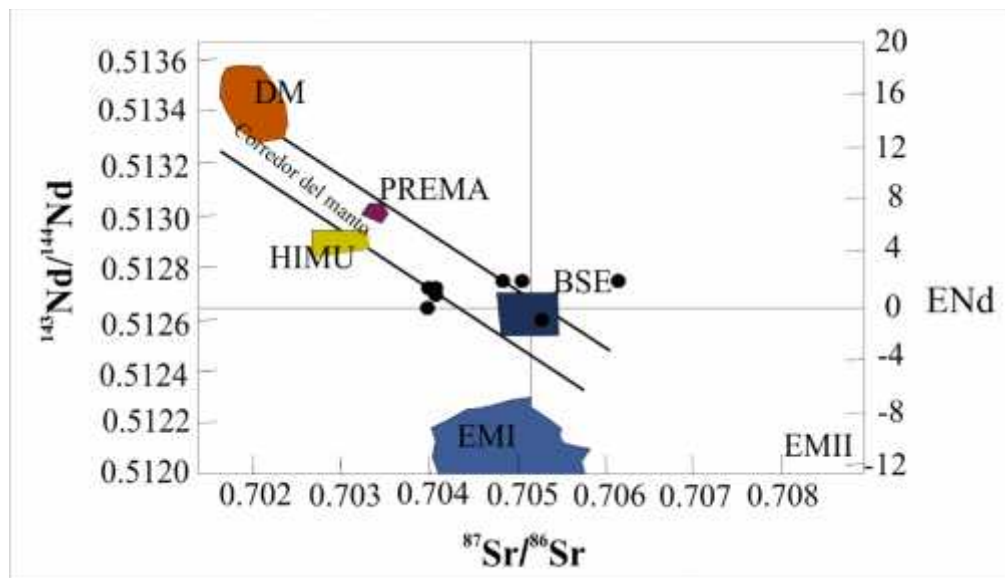


Figura 22. Diagrama de correlación isotópica  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , exhibiendo los principales campos para los basaltos oceánicos propuesta por Zindler y Hart (1986). DM: manto empobrecido BSE: masa silicatada terrestre; EMI y EMII: manto enriquecido; HIMU: manto con relación alta de U/Pb; PREMA: composición prevalentemente del manto. En círculos negros se observa la ubicación de las rocas de los Diques Calavera.



En las gráficas en donde se utilizan las siguientes relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Fig. 24a y b) propuestas por Zindler and Hart (1986), observamos que las rocas del presente trabajo, así como los datos obtenidos por Morán-Zenteno *et al*; (2004) y por Martínez-Serrano *et al*; (2008) se ubican por encima del PREMA y muy cerca del BSE.

Con base en estas relaciones isotópicas de los remanentes isotópicas del magma de las rocas de los Diques Calavera y de las observaciones que han realizado algunos otros investigadores en rocas de otras áreas y que de alguna manera están relacionadas con este tipo de rocas subvolcánicas, podemos pensar primeramente que estas rocas están asociadas al tren en donde están asociados los basaltos de islas oceánicas, arcos de islas intra-oceánicas y basaltos continentales y en el cinturón PREMA, que es en donde se ubican los basaltos de islas oceánicas, arcos de islas intra-oceánicas y basaltos continentales sugiriendo con ello que poseen una fuente confiable del manto.

### 3.3.3. Edad de cristalización

En este apartado se darán a conocer los resultados geocronológicos obtenidos de un total de 37 análisis en zircones obtenidos de las muestras C-5 y 34 (Anexo 1) pertenecientes ambas a los Diques Calavera. Los resultados fueron obtenidos con la técnica LA-ICP-MS (*Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*) técnica descrita en el capítulo 1 de esta tesis. Las edades U-Pb medias ponderadas y las edades de intersección en la concordia se calcularon con el programa computacional Isoplot/Ex 3.00 de Ludwig (2003).

Los datos U-Pb de los zircones se graficaron en el diagrama de concordia tipo Wetherill mostrando que arriba del 98 % de los zircones analizados en ambas muestras son concordantes (Fig. 25). La agrupación de análisis concordantes se usó para obtener una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  media ponderada de  $35.44 \pm 0.24$  Ma. (MSWD= 1.5, n= 16, 2-sigma) para la muestra con clave C-3, la cual, se encuentra cortando a la base de la Riolita Tilzapotla y para la muestra con clave C-5 se tiene una edad de  $34.95 \pm 0.37$  Ma. (MSWD= 2.3, n= 10, 2-sigma) y se encuentra cortando a la Formación Mezcala.

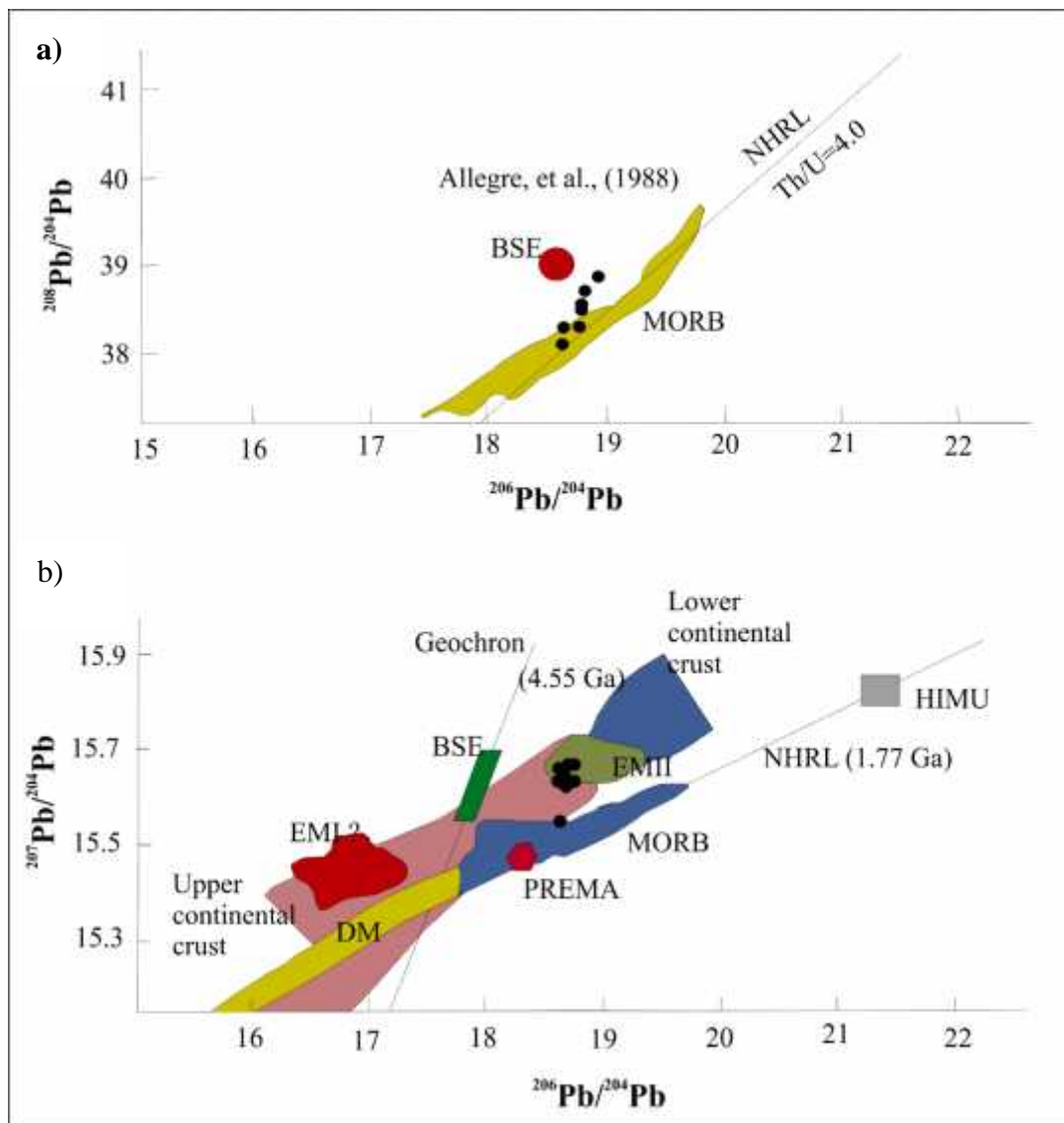


Figura 23. a) Diagrama de correlación isotópica  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , exhibiendo la posición de la línea de referencia del hemisferio norte (NHRL) con una relación Th/U = 4.0. El campo de los valores de la masa terrestre silicatada (BSE) fue propuesta por Allegre et al, (1988). El campo de MORB se presenta en color azul. b) Diagrama de correlación isotópica  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , exhibiendo la posición de la línea de referencia del hemisferio norte (NHRL), con una tendencia de edad significativa de 1.77 Ga y la geocrona. Las rocas volcánicas que se graficaron por debajo de la línea del NHRL se dice que tienen una forma semejante. Los reservorios del manto propuestos por Zindler y Hart (1986) son graficados como sigue: DM: manto empobrecido; BSE: masa silicatada terrestre; EMI y EMII: manto enriquecido; HIMU: manto con relación alta de U/Pb; PREMA: composición prevalentemente del manto frecuentemente observada; el campo EMII también coincide con el campo de los sedimentos pelágicos oceánicos. El campo de la corteza superior e inferior son traslapados y el campo de MORB también es traslapado. En círculos negros se observa la ubicación de las rocas de los Diques Calavera.

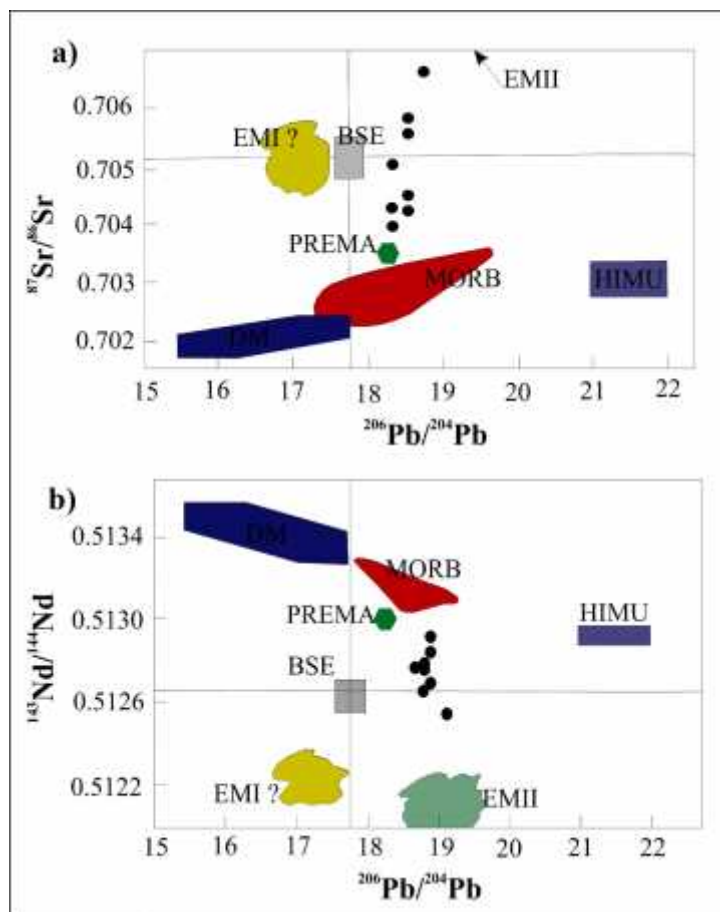


Figura 24. a) Diagrama de correlación isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Ambos diagramas exhiben la posición de los reservorios del manto identificadas por Zindler y Hart (1986): DM: manto empobrecido; BSE: masa silicatada terrestre; EMI y EMII: manto enriquecido; HIMU: manto con relación alta de U/Pb; PREMA: composición prevalentemente del manto frecuentemente observada. En círculos negros se observa la ubicación de las rocas de los Diques Calavera.

El MSWD (*Mean Square of Weighted Deviates*) es un indicador del grado de ajuste estadístico de la regresión de los datos experimentales que generan incertidumbre y sirve para expresar la cantidad de dispersión de los análisis. Comúnmente los valores aceptables de MSWD son los  $<2.5$ , e indican un ajuste aceptable de los datos y los análisis de las rocas analizadas de los Diques Calavera, exhiben valores por debajo de este valor aceptable.

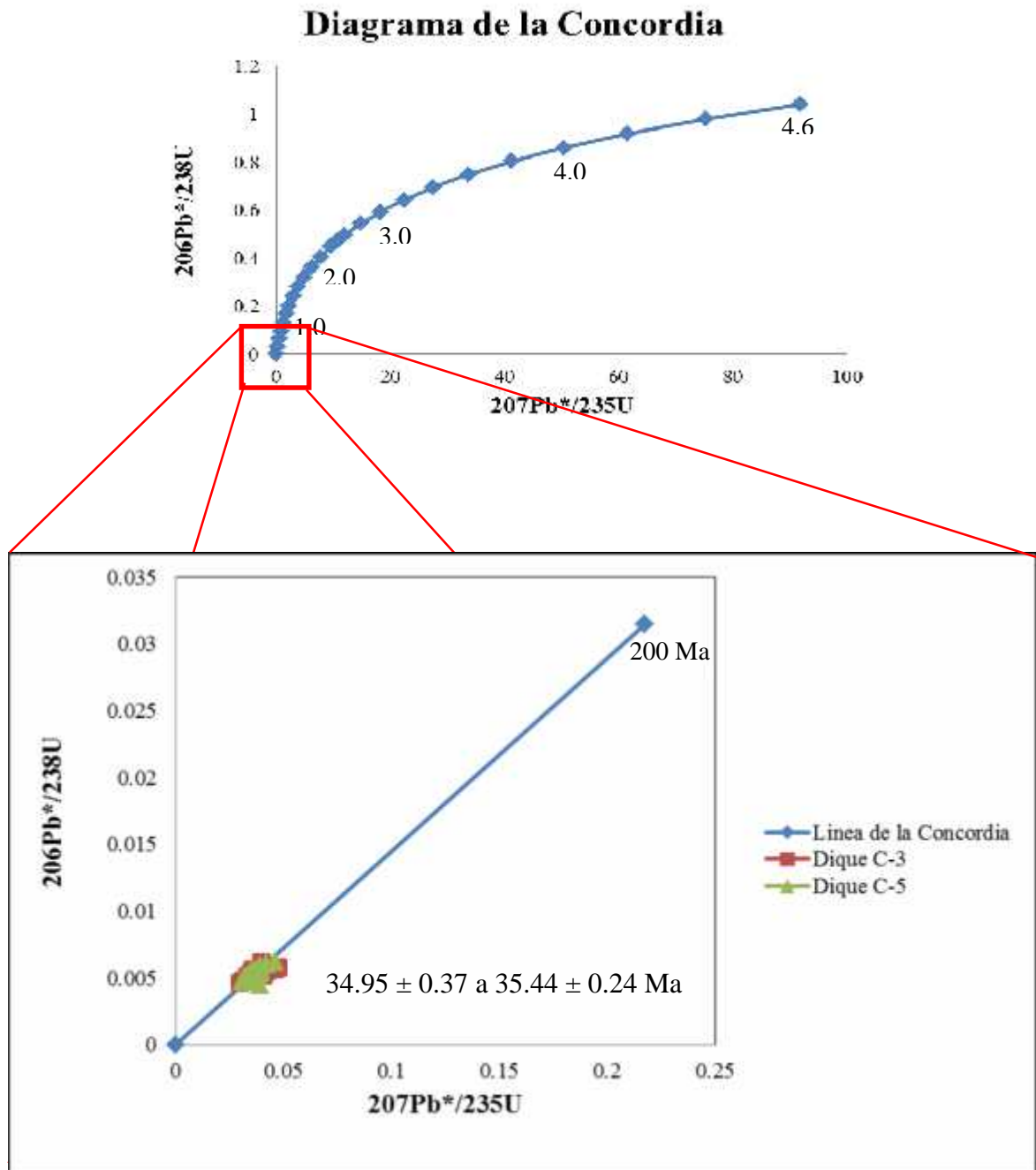


Figura 25.- Diagrama de Concordia tipo Wetherill (1956), donde se puede observar que las muestras analizadas de los Diques Calavera son concordantes con respecto a la línea de concordia.

También se obtuvieron cristales de feldespato potásico en un uno de los diques Calavera que está siendo cortado por una estructura mineralizada relacionada con las vetas del trend Cobre-Babilonia (lanzamiento mineral Mi Carmen); estos cristales se encuentran parcialmente alterados a illita-esmectita; este mismo mineral se hace acompañar por parches no menos importantes de carbonatos, clorita e illita-esmectita. Los cristales de feldespato

potásico (muestra con clave GP-B-48) fueron datados por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , siguiendo la metodología que se describió en el capítulo 1, en el apartado de Métodos experimentales.

Los resultados Ar-Ar se presentan en la Tabla 1 y en las figuras 26a y 26b. Se utilizaron gráficas de mesetas en donde es posible observar un promedio del 85 % de  $^{39}\text{Ar}_k$  acumulado, no obteniéndose con ello una edad *plateau*, pero se calculó una edad promedio de  $34.96 \pm 0.19$  Ma. También se calculó la edad usando una isócrona en un diagrama de correlación inversa de isotopos  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , en donde es posible interpretar una edad aparente de  $34.90 \pm 0.20$  Ma con una correlación de desviación estándar del 3.351 (dato muy alto), en donde los pasos del A al C ocupan cerca del 85.1 % del acumulado de  $^{39}\text{Ar}_k$ .

Con base en su relación paragenética con las menas, se infiere que ésta es la edad de las temperaturas de cierre y que se formaron justo antes de la mineralización epitermal. Esta edad coincide con la de los primeros episodios de vulcanismo de la Sierra Madre del Sur.

Paso	Temp. °C	% $^{39}\text{Ar}$ del total	Radiogénico Producido (%)	$^{39}\text{Ar}_k$ (Moles x $10^{-12}$ )	$^{40}\text{Ar}^*$ $^{39}\text{Ar}_k$	K/Ca Aparente	K/Cl Aparente	Edad Aparente (Ma)	Error (Ma)
<b>GP-B-48 D. Calavera, DMT Feld potásico</b> $J = 0.005202 \pm 0.50\%$ $wt = 20.5$ mg #108KD29									
A	750	6.6	72.2	0.07086	3.843	92.0	208	$35.71 \pm 0.17$	
B	850	33.8	97.1	0.36375	3.781	231.3	3906	$35.14 \pm 0.02$	
C	1000	44.7	99.6	0.48088	3.739	309.4	18528	$34.75 \pm 0.03$	
D	1050	9.0	99.7	0.09723	3.641	190.1	1987	$33.85 \pm 0.08$	
E	1100	3.9	98.9	0.04159	3.518	108.1	1033	$32.72 \pm 0.23$	
F	1150	2.0	95.8	0.02115	3.259	41.6	695	$30.33 \pm 0.53$	
Gas Total		100.0	96.9	1.07546	3.733	244.8	9853	34.70	
<b>Edad Promedio =</b>								<b><math>34.96 \pm 0.19</math></b>	

**Tabla 1.** Datos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de calentamiento gradual por horno de una muestra de feldespato potásico que se encontró como parte de la rocas de los Diques Calavera en una de las estructuras mineralizadas del Desarrollo Mi Carmen del Distrito Minero de Taxco (Latitud Norte  $18^\circ 32' 20''$  y Longitud Oeste  $99^\circ 33' 45''$ ).

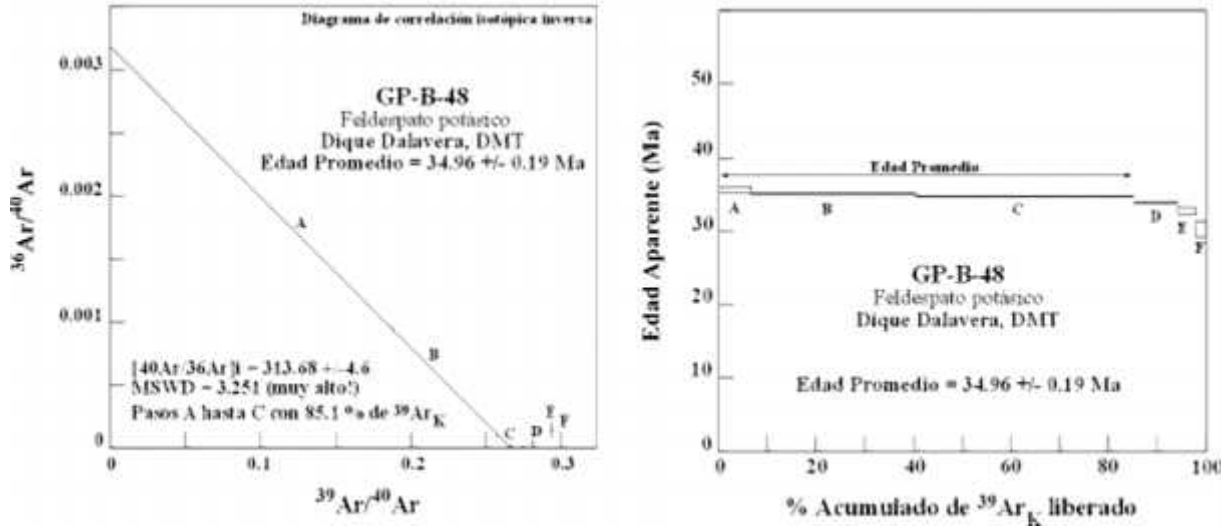


Figura 26a y 26b. Espectros Ar-Ar a partir de los datos obtenidos por calentamiento global de un cristal de feldespato potásico obtenido como parte de las rocas de los Diques Calavera.

### 3.4. Comportamiento estructural

La mineralización presente en el DMT se halla como relleno de vetas y en mantos de reemplazamiento; ocasionalmente hay desarrollo de drusas, disseminaciones, brechas de chimenea y stockworks. En la mayoría de las estructuras mineralizadas hay el desarrollo de brechas hidrotermales, indicando explosiones freatomagmáticas seguidas de los flujos hidrotermales. Los mantos de reemplazamiento se ubican esencialmente en rocas de la Fm. Morelos y, ocasionalmente, en los tramos carbonatados de la base la Fm. Mezcala. Los cuerpos de reemplazamiento que se reconocen en el DMT son el Manto Esperanza Vieja y el Manto Guadalupe. Los cuerpos mineralizados en stockwork corresponden a pequeñas fallas conjugadas derivadas de otras estructuras mayores, como es el caso de la Veta Titania (Camprubí *et al.*, 2006).

Los filones se encuentran controlados por estructuras mayores, las cuales muestran de manera general 4 orientaciones preferenciales derivadas de la geodinámica del Cretácico Superior hasta el Oligoceno:

- 1) Cabalgaduras mayores con dirección general N-S, atribuidas a la Orogenia Larámide (Salinas-Prieto, 2007). Incluyen las cabalgaduras de Atzala, San Francisco, Sebastián, Pichahua, Juliantla y Acuitlapán.

2) Fallas normales con dirección NO-SE y echados al E y al O, de probable edad precámbrica, que originaron grandes cuencas donde se depositaron las secuencias volcánicas y clásticas del Grupo Balsas. Entre ellas, destacan las fallas de Temixco, El Fraile, La Cañada, Falla El Muerto y el Sistema Lateral Taxco. A este sistema se asocian fallas menores, pero de gran importancia metalogénica, como son: Veta Cenicero, Jesús, Esperanza, Pastora, Guadalupe, Sistema Cobre-Babilonia, Nopal, Amate, Vulcano y Acatlán.

3) Fallas con componente lateral siniestra con dirección NE-SO, originadas por la reactivación del régimen de subducción durante el Eoceno Superior-Oligoceno Inferior. La componente lateral de estas fallas generó una extensión “*pull-apart*”, y con ello se generó más espacio de acomodación para los sedimentos del Grupo Balsas. A este sistema se asocian las fallas de Acamixtla y de San Juan, principalmente.

4) Derivado del intenso fallamiento lateral y en “*pull-apart*” se desprende un conjunto de fallas locales en “*échelon*”, lo cual genera estructuras con dirección NNE-SSO con terminaciones casi N-S, con buzamientos hacia el NO y O. Este sistema de fallas muy probablemente ocurrió durante el final del Oligoceno Temprano o bien al inicio del Oligoceno Tardío, probablemente poco antes del inicio del vulcanismo de la Sierra Madre del Sur. Las estructuras mineralizadas tipo *échelon* son el desarrollo Mi Carmen y el desarrollo Mina Jesús (Fig. 27).

5) También en el área de estudio ocurren fallas normales regionales con dirección preferente N-S y NNO-SSE. Morán-Zenteno *et al* (1998, 2003), Nieto-Samaniego *et al* (1997) y Alaniz-Álvarez *et al* (2000, 2001, 2002) las han asociado al sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, del Mioceno Tardío. Este sistema incluye las siguientes estructuras del DMT: Falla Zacatecolotla-Coapango y vetas San Pedro y San Pablo, Argentina, Encino, Palestina, Pajaritos, Candela, Calavera, La Palma, Aurora, Begoña y Tortuga, entre otras.

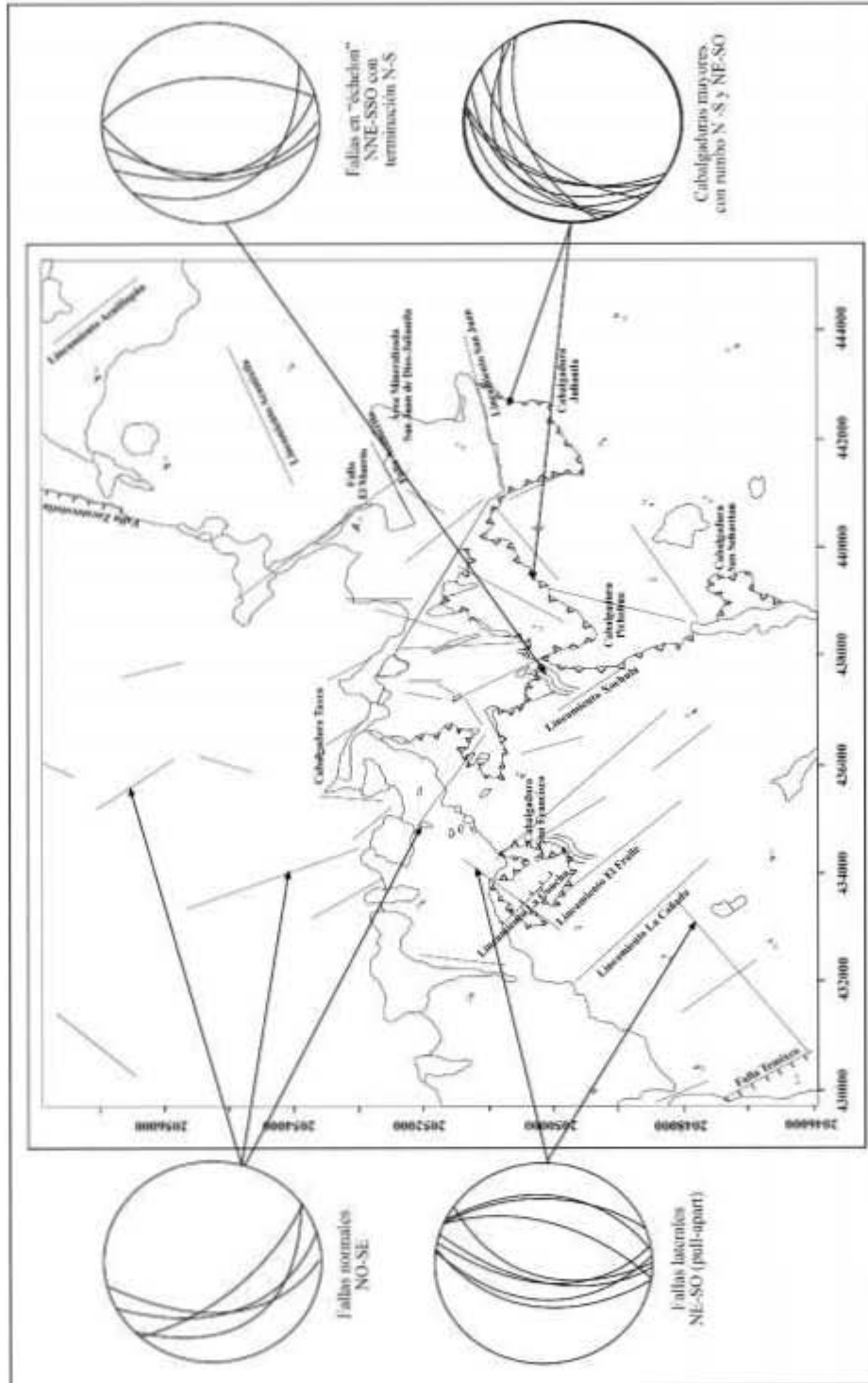


Figura 27. Contexto estructural esquematizado del Distrito Minero de Taxco, en donde se observa el conjunto de cabalgaduras y fallas que permitieron el emplazamiento de los fluidos mineralizadores.



## **CAPÍTULO 4. ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN**

En pocos trabajos de las estructuras mineralizadas del DMT se han descrito los conjuntos paragenéticos que forman el proceso de alteración en las rocas encajonantes y del proceso de mineralización. Por lo que en este capítulo se pretende reconocer con base en los conjuntos mineralógicos, los diferentes procesos involucrados para la formación de los cuerpos mineralizados.

### **4.1. Alteración hidrotermal (Roca encajonante)**

Particularmente, se reconocen dos formaciones rocosas en el área de estudio, las cuales exhiben un fuerte proceso de alteración, estos procesos se distinguen fuertemente en las rocas de las formaciones Morelos y Mezcala. En la primera formación es posible reconocer un proceso de reemplazamiento (skarnificación) y en la segunda formación hay el desarrollo de reemplazamientos de manera local, no obstante, el proceso un tanto más complejo se reconoce en las áreas de relleno de las vetas.

#### **4.1.1. Zonas de reemplazamiento**

Durante el ascenso de los fluidos mineralizantes presentes en el DMT, las primeras rocas que se reconocen en el área de estudio que fueron alteradas son las rocas carbonatadas de la Formación Morelos y en algunos estratos de la base de la Formación Mezcala. Cabe recalcar que en el área del DMT se han reconocido alteraciones tipo sericítica en las rocas que corresponden a la Secuencia Volcánico-Sedimentaria Taxco-Taxco el Viejo (Campa, 2004).

En todo el DMT se reconocen varios cuerpos de reemplazamiento; por ejemplo al poniente el Manto de Anza, vinculado a la veta Cobre y el Manto Guadalupe; y al oriente el Manto Esperanza Vieja. En los mantos las rocas están fuertemente alteradas y es posible observar un conjunto mineralógico de grosularita + piroxeno y ocasionales aglomeraciones de wollastonita, propios del proceso prógrado de skarnificación, también es posible observar algunos parches de cuarzo (Foto 4a). Los granates tipo grosularia forman manchas que se ven interrumpidas por clorita (Foto 4b); los piroxenos son escasos, no obstante, es posible

observarlos en los puntos triples que forman los granates. La wollastonita sólo se presenta en parches aislados. La mineralogía hidratada como parte del proceso retrógrado presente en las rocas previamente alteradas corresponde a la clorita principalmente, algunos parches de actinolita y tremolita (Fig. 28), también existen ocasionales parches de arcillas, cuarzo y epidota.

#### 4.1.2. Áreas de vetas

El desarrollo de las vetas es principalmente en las rocas de Formación Mezcala y se encuentran este tipo de estructuras distribuidas a lo largo y ancho del DMT y las rocas más próximas a estas estructuras son las que exhiben una moderada alteración. En esta zona de vetas es posible separar tres zonas: la zona profunda, somera y superficial. En la zona profunda la mineralogía de alteración está representada principalmente por cuarzo y calcita y parches no menos importantes de clorita y carbonatos (Foto 5a). También es posible reconocer ocasionales aglomerados de tremolita (Fig. 29a). Esta mineralogía es propia de alteración propilítica.

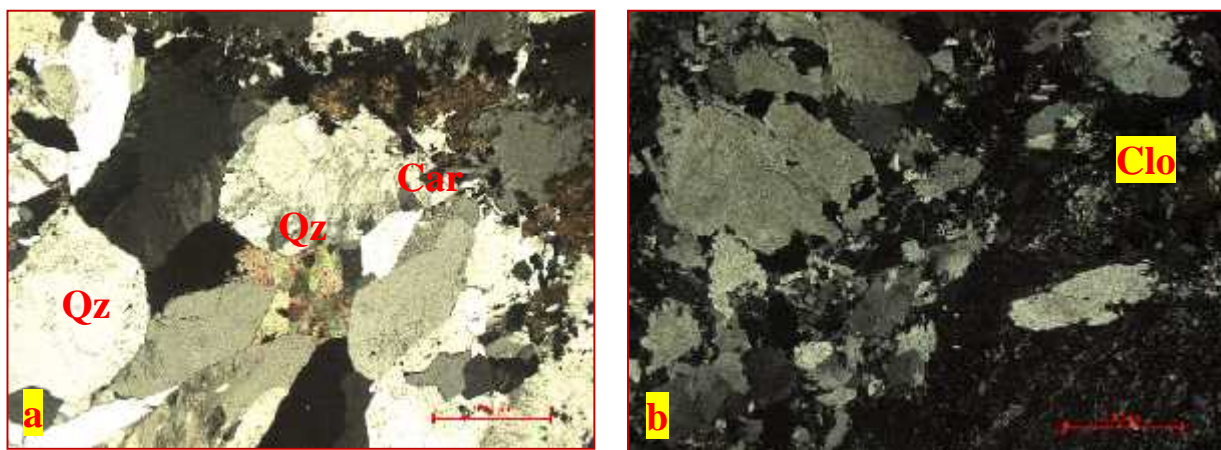
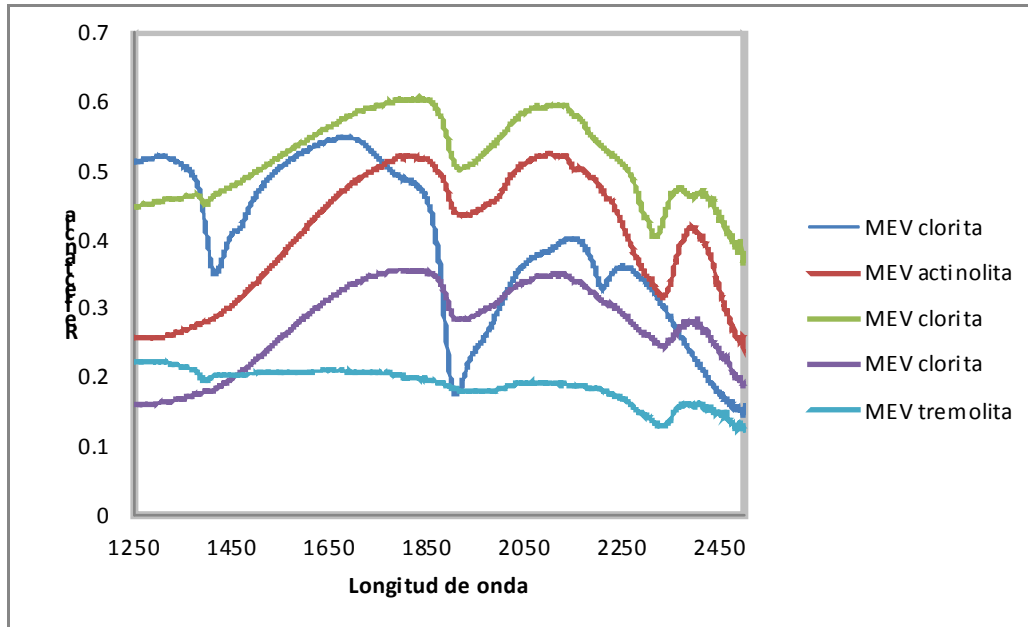


Foto 4. Microfotografía del área de reemplazamiento. a) Parches de cuarzo en las zonas de reemplazamiento del DMT, en donde es posible observar pequeños cristales de wollastonita que están siendo alterados por carbonatos; b) Grandes parches de clorita que se encuentran como parte de los proceso retrogrado en las zonas de reemplazamiento.

En la zona somera o media es posible observar el conjunto mineralógico semejante al arriba mencionado, no obstante la presencia de actinolita y tremolita es mayor que en las

partes profundas. También es posible observar ocasionales aglomeraciones de sericita en combinación de illita-esmectita (Foto 5b; Fig. 29b). Esta mineralogía es propia de alteración retrógrada hidratada.



**Figura 28.** Espectros infrarrojos de los minerales de alteración del manto Esperanza Vieja del Distrito Minero de Taxco que significan la reflectancia propia de cada uno los minerales presentes en las zonas de reemplazamiento.

En la zona superficial, el conjunto mineralógico solo se presenta en pequeños parches aislados los cuales presentan cuarzo, calcita, ocasionales cristales de fluorita y fuertes cantidades de óxidos de hierro tipo siderita y grandes parches de minerales del grupo de las arcillas tipo illita-esmectita (Foto 5c; Fig. 29c), indicando éste conjunto una alteración argílica (Foto 5d). En una estructura tipo *échelon* mineralizada relacionada con las vetas del trend Cobre-Babilonia (lanzamiento mineral Mi Carmen) se obtuvo un cristal de probable adularia como parte de la rocas encajonantes de los Diques Calavera, de la cual, fue posible obtener su edad.

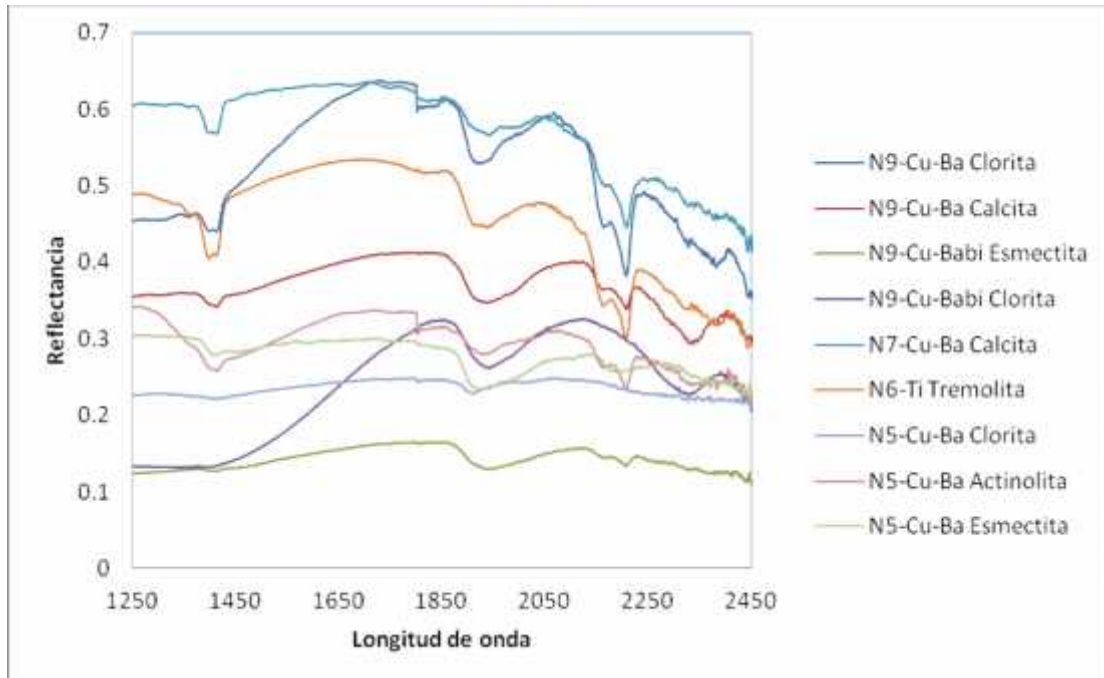


Figura 29a. Espectros infrarrojo de los minerales de alteración de la zona profunda de vetas del Distrito Minero de Taxco, en donde es posible reconocer minerales propios de alteración propilítica, tales como, tremolita, clorita, actinolita, entre otros. Estos espectros son de muestras de los Niveles 9, 7, 6 y 5 de la veta Cobre-Babilonia

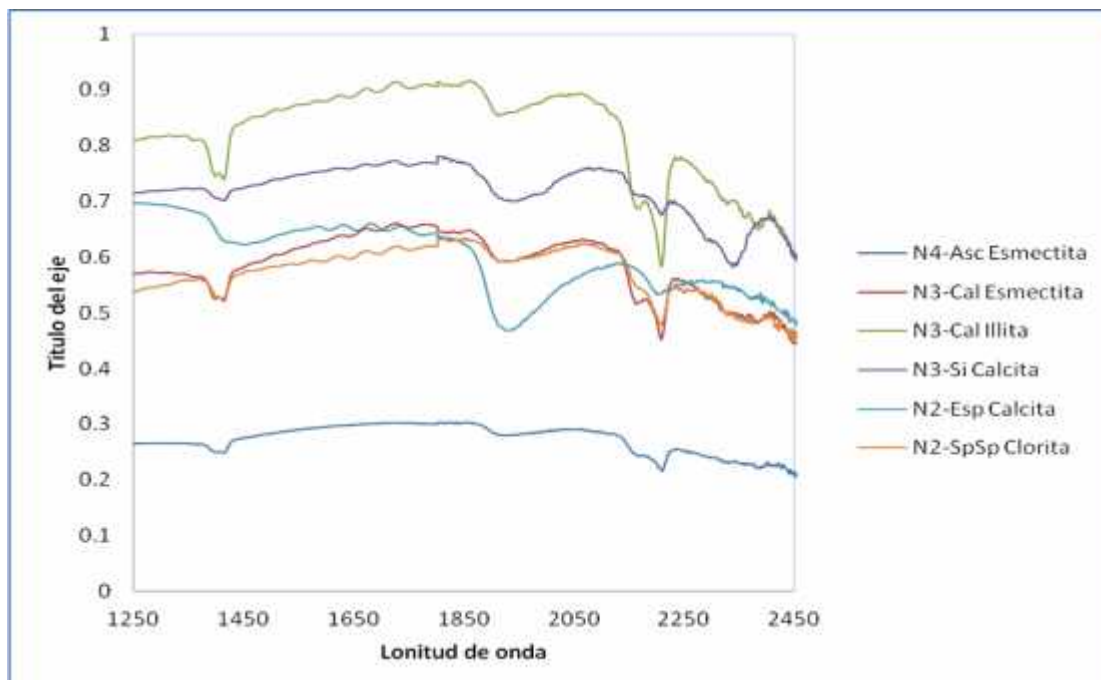


Figura 29b. Espectros infrarrojo de los minerales de alteración de la zona somera de vetas del Distrito Minero de Taxco, en donde es posible reconocer minerales propios de alteración retrógrada, tales como, illita-esmectita, calcita. Estos espectros son de muestras del Nivel 4 de la veta Ascensión, Nivel 3 de la veta Calavera, Nivel 2 de la veta Esperanza Vieja y Nivel 2 de la veta San Pedro y San Pablo.

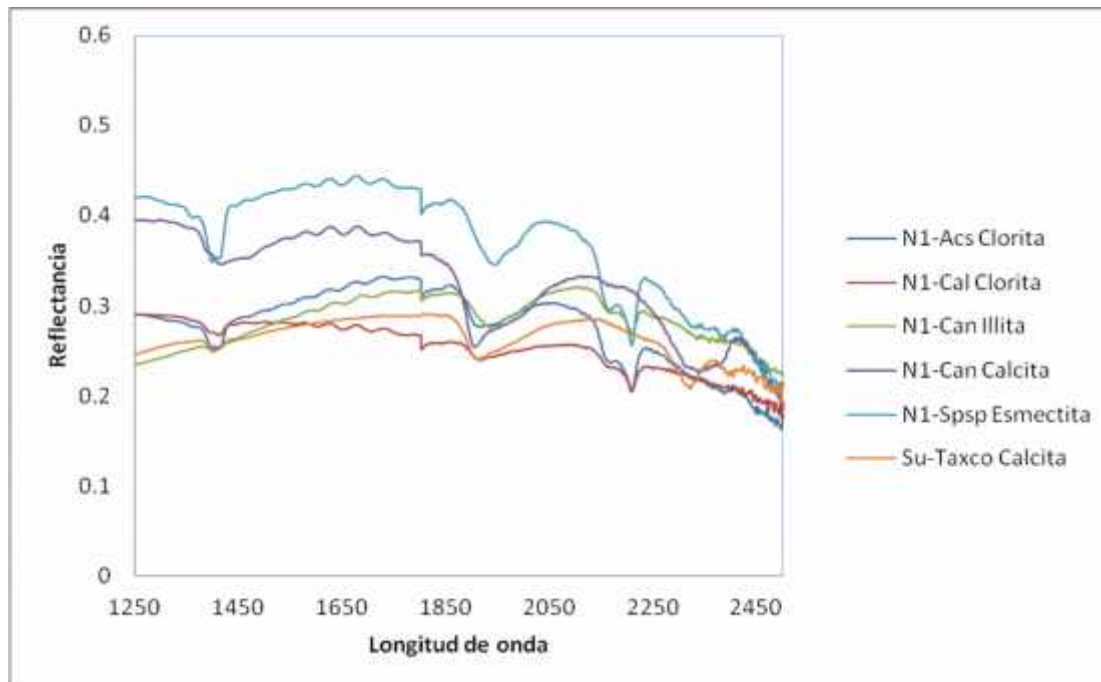


Figura 29c. Espectros infrarrojos de los minerales de alteración de la zona superficial de las vetas del DMT, en donde es posible reconocer minerales propios de alteración argílica. Estos espectros son de muestras del Nivel 1 de la veta Ascensión, Nivel 1 de la veta Candela, Nivel 1 de la veta San Pedro y San Pablo y una muestra de superficie.

## 4.2. Mineralización

La mineralogía desde el punto de vista metálico también es posible separarla en términos del tipo de roca presente en el proceso de alteración y mineralización.

### 4.2.1. Skarn

En la zona de reemplazamiento es posible reconocer una gran cantidad de esfalerita (Foto 6a) en forma de placas xenomórficas con cantidades variables de especies minerales que contienen plata, como la argentita, boulangerita, bournonita y falkmanite (Hynes, 1999), las concentraciones de plomo son un tanto menores pero no menos significativas. Para el caso del Manto Guadalupe es posible reconocer esfalerita con tonalidades en color miel con cantidades variables en minerales de sulfosales que contienen plata. En el Manto Esperanza Vieja se reconoce a la base de este cuerpo mineralizado, la presencia de esfalerita rica en hierro y esto



es posible reconocerlo por su coloración oscura acompañada a menudo con galena. A la cima del cuerpo ocurre la esfalerita con tonalidades miel y aquí fue posible encontrar grandes cuerpos de esfalerita con cantidades importantes de pirargirita y galena.

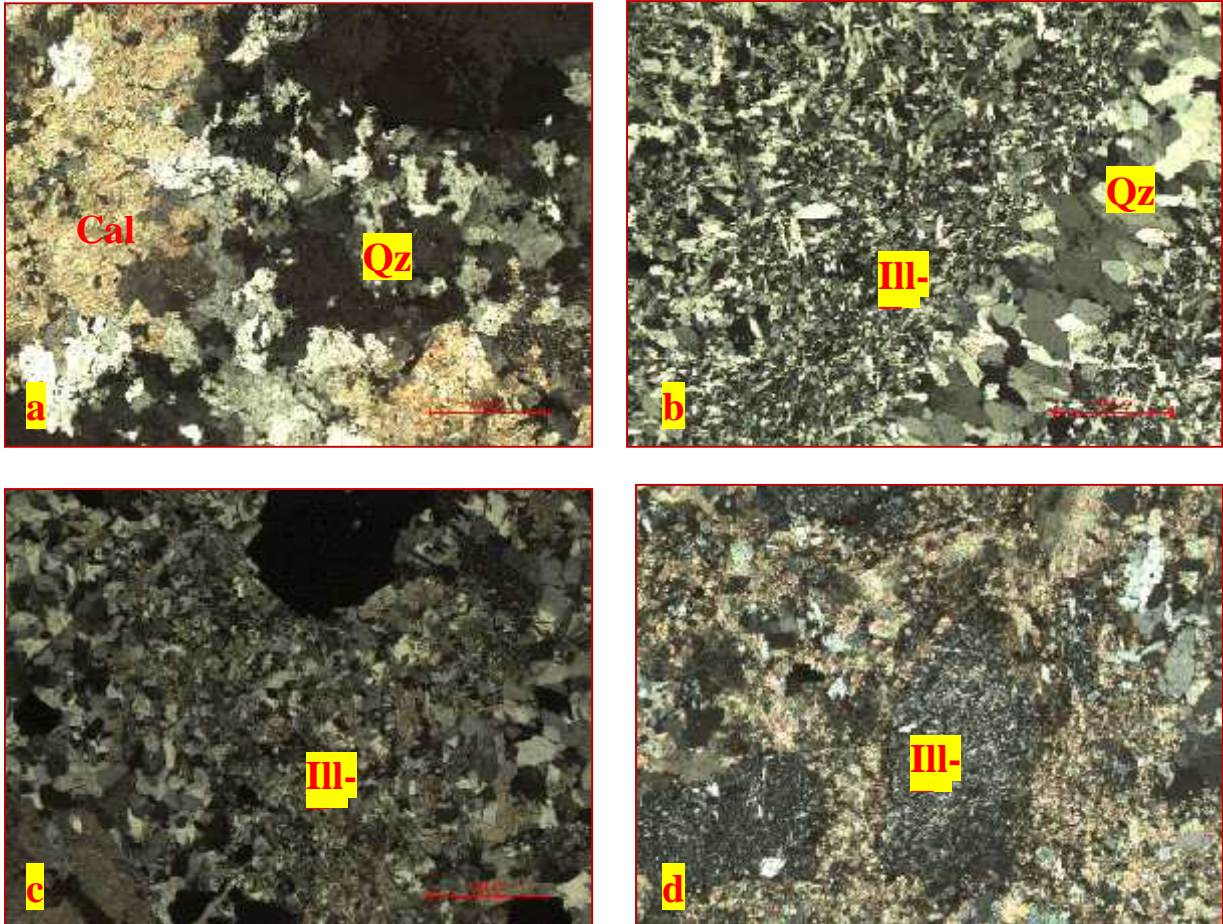


Foto 5. Microfotografías del área de la vetas del Distrito Minero Taxco. a) Cuarzo y calcita como parte de los parches de alteración, también se observan manchones de clorita y carbonatos; b y c) Vetillas de cuarzo, en donde es posible observar que se hace acompañar de pequeños cristales de sericita en combinación con illita-esmectita; d) Parches de cuarzo con abundantes parches de minerales arcillosos del tipo illita-esmectita, típicas de alteración argílica y parches de carbonatos.

En términos generales es posible reconocer algunos parches de calcopirita alterándose a bornita (Foto 6b), magnetita con aparentes cristales xenomórficos de tennantita y/o tetraedrita y pirrotita (Foto 6c).

#### **4.2.2. Vetas**

En las vetas, la mineralización también es posible separarla en términos de las tres zonas antes descritas. En la zona más profunda se observa una gran cantidad de esfalerita rica en hierro con cantidades importantes de galena (Foto 6d). También es posible reconocer abundantes parches de pirita, marcasita, arsenopirita y escasos parches de calcopirita, tennantita y tetraedrita. Estos minerales metálicos están acompañados por cuarzo con texturas variables, tales como, drusas, brechamiento y escasas bandas coloidales y crustiformes. A menudo se observan también de la misma forma parches de calcita.

En la parte somera es posible reconocer esfalerita color miel con abundantes parches de galena y pirita (Foto 6e), es posible observar ocasionales parches xenomórficos de calcopirita, también es posible reconocer raros cristales de probable polibasita y estibinita. Así como, también es probable encontrar bandas coloidales y crustiformes de cuarzo y calcita.

En la zona superficial las cantidades de esfalerita son menores con galena y ocurren abundantes parches de pirita oxidada; es posible encontrar ocasionales cristales de estibinita (Foto 6f) y jamesonita. En estos niveles superficiales se han reportado la presencia de partículas de oro nativo (Hynes, 1999). El cuarzo y la calcita, así como, parches importantes de carbonatos ocurren en esta zona.

#### **4.3. Secuencia paragenética**

El conjunto mineralógico metálico en el DMT es un tanto complicado por la gran variedad de minerales que existen, tanto en los mantos de reemplazamiento, como en las áreas de las vetas, no obstante fue posible realizar un esquema de la secuencia paragenética (Fig. 30).

En la zona de reemplazamiento la mineralogía presente en ella hace suponer un proceso de skarnificación formada por minerales de granate tipo grosularia, pequeños cristales de piroxeno, los cuales se disponen en los espacios intersticiales entre los granos de granate, también ocurren esporádicos aglomerados de wollastonita. Este conjunto mineral de reemplazamiento está fuertemente alterado por clorita, actinolita y tremolita. Existen parches de arcillas y epidota.

Dentro de este proceso de reemplazamiento tipo skarn hay el desarrollo de grandes mantos mineralizados compuestos principalmente de placas xenomórficas de esfalerita rica en hierro hacia la base y hacia la cima esfalerita en coloraciones miel. También ocurren placas xenomórficas de galena que se disponen penetrando a los cristales de esfalerita. Se observan pequeños parches xenomórficos de calcopirita que probablemente ocurrieron un poco antes o al mismo momento de la precipitación de la esfalerita. Estos cristales de calcopirita se están parcialmente alterando a bornita; se presentan pequeños manchones xenomórficos de pirrotita como inclusiones en la esfalerita. También ocurren esporádicos cristales automórficos y xenomórficos de magnetita y piritita. Ocasionalmente, sobre estas grandes placas de esfalerita ocurre la calcita y carbonatos.

En la parte inferior de las vetas o la zona profunda es posible encontrar principalmente grandes placas de esfalerita con galena y en ellas ocurren pequeñas fracturillas rellenas de arsenopirita, tennantita y tetraedrita, los cuales suelen acompañarse de cuarzo crustiforme y en drusas ocasionalmente rellenas de calcita. También, sobre estas grandes placas ocurren algunos parches de calcita y también a menudo ocurren parches de menor tamaño de carbonatos y de arcillas de illita-esmectita. En la parte media de las vetas, la mineralogía de ganga viene acompañada por placas xenomórficas de esfalerita, galena y piritita, en donde también es posible reconocer pequeños parches de calcopirita. A menudo estas placas de este tipo de minerales están acompañadas por cristales con formas crustiformes de cuarzo y calcita. Sobre estos cristales ocurren pequeños parches de minerales de alteración de actinolita y pequeños aglomerados de carbonatos y calcita. Ocasionalmente se comienzan a aparecer esporádicos cristales y aglomerados policristalinos de estibinita, y probables cristales de polibasita, argentita y pirargirita.



En la parte superficial de la vetas se tiene la presencia de esfalerita pero en mucho menos cantidad que en la dos zonas anteriormente señaladas; también la presencia de galena es mucho menor dejándose observar algunos manchones en coloración rojizas, debido quizás a la presencia de algunos óxidos de zinc y/o hierro. En esta zona, es en donde ocurren más a menudo las manifestaciones de estibinita y jamesonita. Los cristales de calcita son frecuentes en pequeñas drusas en donde ocurren estas especies minerales contenedoras de antimonio. Existen ocasionales cristales de fluorita acompañados por calcita y cuarzo; así mismo ocurren pequeños manchones de minerales del grupo de las arcilla tipo illita-smectita y clorita. También de manera muy rara se presentan algunos cristales de probable adularia como lo encontrado en una de las estructuras mineralizadas del desarrollo Mi Carmen.

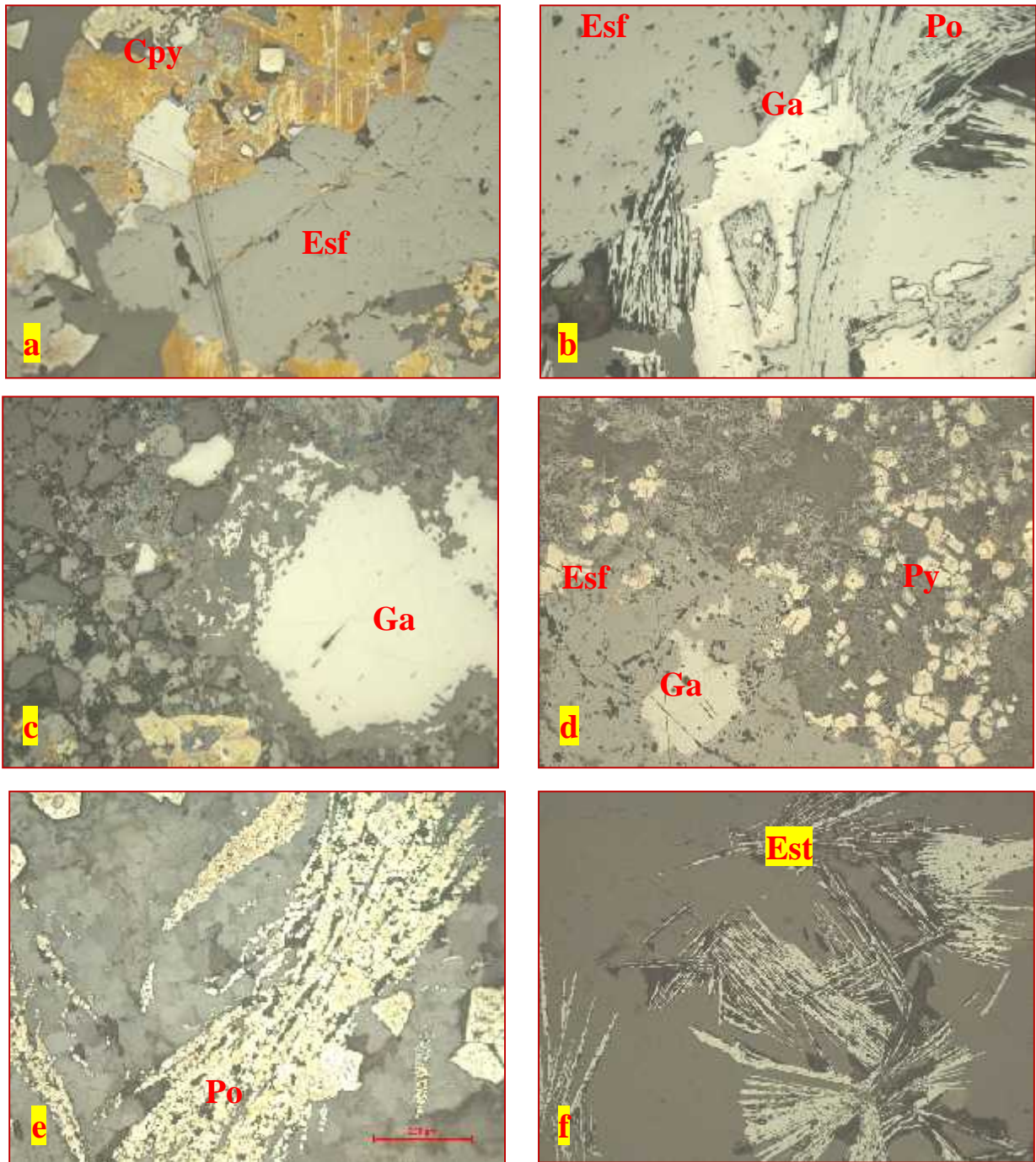


Foto 6. Microfotografías de los minerales metálicos del Distrito Minero de Taxco. a) Calcopirita, la cual se acompaña de grandes placas xenomórficas de esfalerita, galena y pirita; b) Grandes placas xenomórficas de esfalerita y galena con la presencia en espacios pequeños de pirrotita; c y d) Placas xenomórficas de esfalerita en contacto con placas de galena, ocasionalmente se observan placas automórficas de pirita; e) Ramilletes o glomeroestructuras de marcasita que hacen tendencias lamelares, así como cristales automórficos de pirita; y f) Ramilletes aciculares de estibinita que ocasionalmente se encuentran también con placas automórficas de pirita.

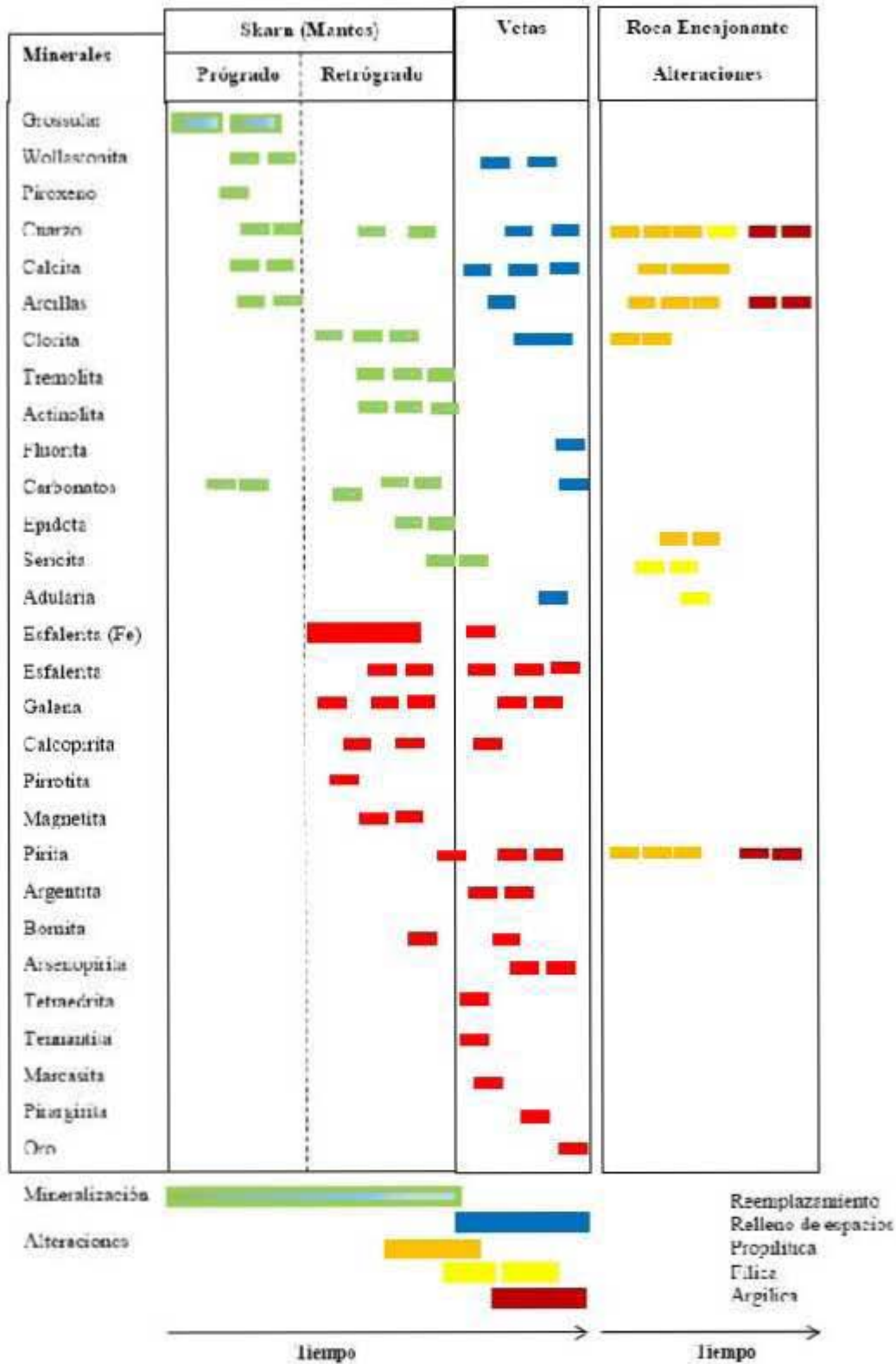


Figura 30. Tabla en donde se exhibe la secuencia paragenética, así como, las etapas de desarrollo de cada una de las alteraciones presentes en el Distrito Minero de Taxco.

## CAPÍTULO 5. ISÓTOPOS DE AZUFRE DE MINERALES DEL PROCESO DE MINERALIZACIÓN

En el DMT se obtuvieron un total de 49 muestras (ver anexo 4) de las áreas mineralizadas, también fue posible obtener algunas muestras de la base de las calizas de la Formación Morelos, en donde es posible reconocer algunos horizontes de anhidritas (n=13; Fig. 31); en ambos casos fue posible separar minerales para llevar a cabo estudios de los isótopos de azufre (Tabla 2) en los distintos tipos de sulfuros presentes con el fin de obtener información acerca de la fuente del azufre y, por lo tanto, de los procesos mineralizantes, así como, de las estimaciones de las temperaturas de formación.

<b>Estructura Mineralizada</b>	<b>Nivel</b>	<b>Mineral</b>	<b>Clave</b>	<b>Rango <sup>34</sup>S ‰</b>	<b>Promedio <sup>34</sup>S ‰</b>
Veta Candela Veta Esperanza	3	Esf, Ga Py		-2.3 a 1.1	0.7
Cobre-Babilonia Guadalupe	5	Esf, Py		-0.2 a 7.0	3.2
Manto Esperanza Vieja	7	Py, Esf		-4.1 a 5.9	1.1
Veta Cobre- Babilonia	9	Py, Esf		-5.4 a 0.3	-2.5
Anhidritas		Ca		4.7 a 15.5	10.3

**Tabla 2. Valores del <sup>34</sup>S ‰ de las muestras obtenidas en algunas de las estructuras mineralizadas del Distrito Minero Taxco. Esf=Esfalerita, Py=Pirita, Ga=Galena, Ca=Calcita**

La geoquímica de isótopos de azufre tiene gran importancia en el estudio de los depósitos minerales, ya que da información acerca de la fuente del azufre y de las condiciones fisicoquímicas de formación de los mismos. El estudio de los isótopos de azufre de un depósito puede ser de gran ayuda a la hora de determinar su modelo genético y puede ser un factor de gran importancia tanto para su explotación como para la prospección en un área determinada.

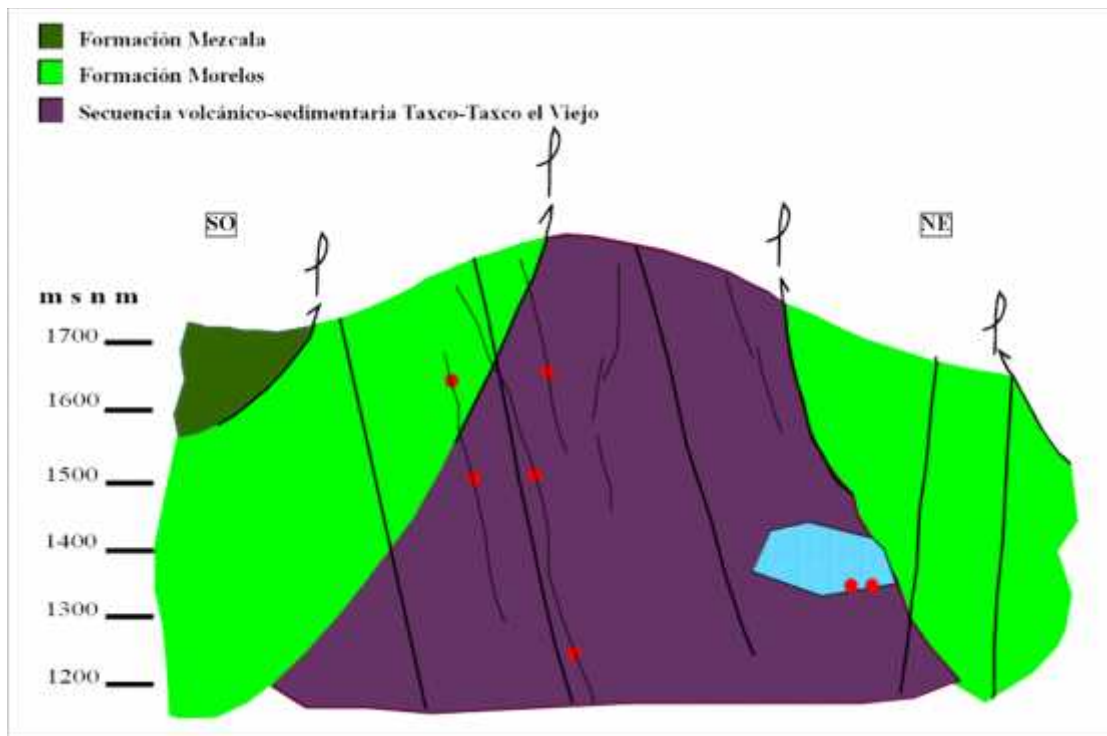


Figura 31. Sección esquemática del Distrito Minero de Taxco exhibiendo en círculos rojos las zonas aproximadas de la toma de muestras para los análisis de isotopía. Muestras tomadas de las vetas Candela y Esperanza del nivel 3; de la veta Cobre – Babilonia y de la veta Guadalupe del nivel 5; del nivel 7 se tomaron muestras del Manto Esperanza Viejo y del nivel 9 son muestras de la veta Cobre – Babilonia.

El principio que permite hacer estas interpretaciones es el *fraccionamiento de masas*, fenómeno por el cual los distintos isótopos estables de un elemento se pueden separar unos de otros por una serie de procesos fisicoquímicos, térmicos o biogeoquímicos (Seal et al 2000; Ohmoto, 1986). El comportamiento geoquímico de los elementos y/o isótopos está dado por la dispersión, migración y fijación en la naturaleza, por lo cual, se precisa conocer algunos factores físico-químicos que intervienen en estos procesos. En efecto, el fraccionamiento isotópico es un proceso de equilibrio de un elemento y/o isótopo, y ocurre en la naturaleza como resultado de los procesos físicos, químicos y biológicos; esta separación origina pequeñas diferencias en la abundancia de los elementos y/o isótopos en varios compuestos provenientes de procesos físicos, como la disolución o la evaporación.

Los valores se expresan como valores de  $^{34}\text{S}$ , en relación al estándar de troilita del Cañón del Diablo (CDT). La precisión analítica está dentro del  $\pm 0.1\text{‰}$  al 1 .

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

El valor delta ( $^{34}\text{S}$ ) significa por tanto la desviación de la relación  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  (en tanto por mil, ‰) entre la muestra estudiada y el estándar, ya que en éste  $\delta = 0$ .

### 5.1. Valores Isotópicos de S en la zona de anhidritas y de reemplazamiento

En las anhidritas (n=13) fue posible separar muestras para obtener su valores isotópicos exhibiendo datos de  $^{34}\text{S}$  de 4.17 a 15.5 ‰ (Fig. 32).

Para las zonas de reemplazamiento solo fue posible obtener muestras del manto Esperanza Vieja (n=16) y se obtuvieron datos de los isótopos de azufre en esfalerita y pirita; los valores en el primer mineral están en el rango de  $^{34}\text{S}_{\text{es}}$  de -4.1 a 3.2 ‰; con un valor promedio de  $^{34}\text{S}_{\text{es}}$  de -0.2 ‰. Los valores isotópicos de  $^{34}\text{S}$  de la pirita exhiben un rango de  $^{34}\text{S}_{\text{pi}}$  de -4.1 a 5.9 ‰ con un valor promedio de  $^{34}\text{S}_{\text{pi}}$  de 2.4 ‰ (Fig. 32). Estos valores tan diversos evidencian procesos de contaminación y/o procesos de fraccionamiento químico.

### 5.2. Valores Isotópicos de S en las zonas de vetas

Para las zonas de las vetas se obtuvieron muestras de varios niveles de extracción de la mina. En el nivel 9 de la veta Cobre-Babilonia (n=8) se obtuvieron valores isotópicos en minerales de esfalerita, galena y pirita; los valores en el primer mineral son de  $^{34}\text{S}_{\text{es}}$  de -4.1 a 3.2 ‰; para el segundo mineral los valores son de  $^{34}\text{S}_{\text{ga}}$  de -4.1 a 5.47 ‰ y para el tercer mineral los valores son de  $^{34}\text{S}_{\text{pi}}$  de -4.0 a 0.3 ‰.

En el nivel 5 de la manto Guadalupe y veta Cobre-Babilonia (n=9) se obtuvieron valores isotópicos solamente de esfalerita y exhibe valores isotópicos de  $^{34}\text{S}_{\text{es}}$  de -2.6 a 3.2 ‰. En este mismo nivel se han encontrado valores extremos de hasta  $^{34}\text{S}_{\text{es}}$  de 7.0 ‰ (Fig. 32).

En las muestras tomadas en el nivel 3 de la veta Esperanza y Candela (n=9) se obtuvieron valores en minerales de esfalerita, galena y pirita; para el primer mineral se obtuvieron valores isotópicos de  $^{34}\text{S}_{\text{es}}$  de -2.3 a 0.7 ‰; para el segundo mineral los valores son de  $^{34}\text{S}_{\text{ga}}$  de -1.4 ‰, y por último, los valores en la pirita exhiben datos isotópicos de  $^{34}\text{S}_{\text{pi}}$  de 0.9 ‰

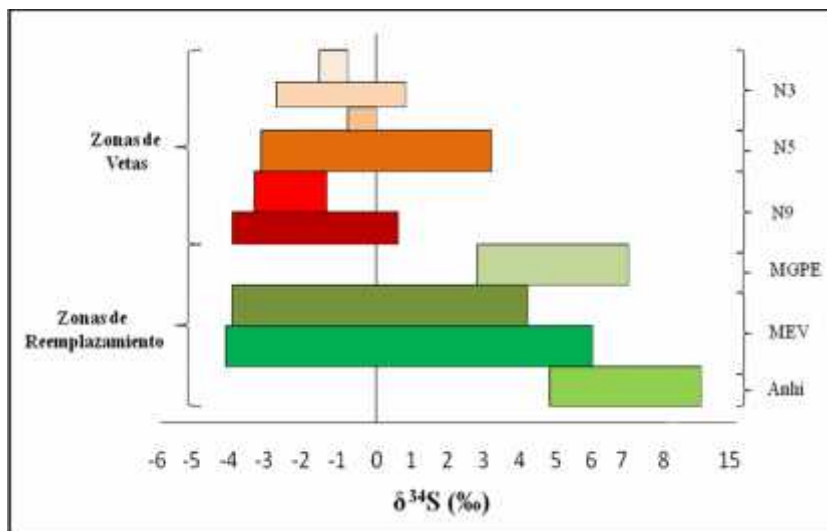


Figura 32. Comportamiento de los valores isotópicos de las muestras obtenidas de las rocas de las estructuras mineralizadas del Distrito Minero de Taxco. Las siglas son: Anhi: Anhidritas de Taxco, MEV: Manto Esperanza Vieja, MGPE: Manto Guadalupe, N9: nivel 9, N5: nivel 5 y N3: nivel 3.

### 5.3. Geotermómetros

Los sistemas naturales evolucionan de manera que los isótopos de cada elemento se distribuyen de forma heterogénea entre las distintas fases y componentes, enriqueciéndose unos en isótopos ligeros y otros en isótopos pesados. Este desarrollo de diferencias en la composición isotópica es el resultado de los procesos físico-químicos y es lo que se denomina *fraccionamiento isotópico* ( ). Las causas últimas del fraccionamiento isotópico están en el hecho de que determinadas propiedades de las moléculas dependen de los átomos que las componen. Las moléculas con distintos isótopos tienen distintas energías vibracionales (y rotacionales) que dependen de la masa. Por lo tanto, la frecuencia de vibración (y la energía de la molécula), depende de la masa de los átomos.



El isótopo pesado forma el enlace de menor energía; no vibra tan violentamente. Por tanto, forma un enlace más fuerte. Los isótopos más ligeros forman enlaces más débiles, por lo que son más reactivos. El factor de fraccionamiento depende de la temperatura según la ecuación de Ohmoto y Rye, (1979); donde A y B son constantes calculadas experimental o empíricamente. Esta relación entre fraccionamiento y temperatura da lugar a una de las aplicaciones importantes de los isótopos estables de S: la *geotermometría*. Para que se pueda aplicar la geotermometría de isótopos de S se necesita que ambos minerales se hayan formado bajo condiciones de equilibrio. La geotermometría de isótopos de S se puede aplicar entre sulfuros y sulfatos o entre pares de sulfuros (A-B). Se conocen diversos pares minerales (A-B) con los que podemos efectuar cálculos geotermométricos, principalmente: sulfatos-calcopirita, sulfatos-pirita, pirita-galena, esfalerita (o pirrotina)-galena, pirita-calcopirita y pirita-pirrotina (o esfalerita), todo a partir de la relación:

$$10^3 \ln \alpha_b^a \approx \Delta_b^a \approx \frac{A \times 10^6}{T^2} + B$$

A partir de los resultados de los análisis de isótopos de azufre en los sulfuros procedentes del Distrito Minero Taxco, se han aplicado los geotermómetros en los pares de sulfuros donde se consideró que ambos minerales estaban en equilibrio tomando como referencia las ecuaciones utilizadas de Ohmoto y Rye, 1979 (Tabla 3).

Estos resultados indican una temperatura de formación en los pares isotópicos utilizadas que para el caso fueron los pares: pirita-esfalerita en la zona de reemplazamiento del manto Esperanza Vieja, obteniendo una temperatura de 370 °C (Fig. 33 y Tabla 4).

Los pares de esfalerita-galena del nivel 3, pirita-galena, esfalerita-galena y pirita-galena del nivel 9, en ambos casos fueron datos de las estructuras mineralizadas y dan temperatura que oscilan de entre 416 y 440 °C para el nivel 9 y para el nivel 3 la temperatura obtenida es de 245 °C (Fig. 33).



Muestra	Par Isotópico	Temperatura °C	Nivel
Cu-Ba	Pi-Ga	416	9 veta
	Es-Ga	440	9 veta
MEV	Pi-Es	370	7 manto
Candela	Es-Ga	245	3 veta

Tabla 3. Ecuaciones utilizadas para la geotermometría de los sulfuros del Distrito Minero de Taxco (Ohmoto y Rye, 1979).

Par mineral	Ecuación	T	Error (1)	Error (2)
Pirita-galena	$T = \frac{(1.01 \pm 0.04) \times 10^3}{\Delta^{1/2}}$		±25	±20
Esfalerita (Po)-galena	$T = \frac{(0.85 \pm 0.03) \times 10^3}{\Delta^{1/2}}$		±20	±25

Tabla 4. Pares isotópicos utilizados para la geotermometría de los sulfuros del Distrito Minero de Taxco. Cu-Ba= Estructura Mineralizada Cobre-Babilonia; MEV=Manto Esperanza Vieja y Candela=Veta Candela.

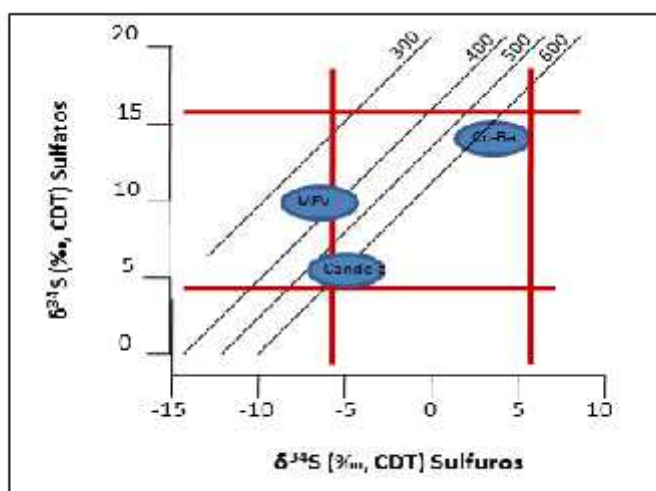


Figura 33. Gráfica de  $\delta^{34}\text{S}$  en sulfatos vs de  $\delta^{34}\text{S}$  en sulfuros que exhibe el campo de modificación (fraccionamiento de masas) y sus variaciones de los valores isotópicos de las rocas del Distrito Minero de Taxco. En donde se puede visualizar la forma en la que se fraccionan los pares minerales presentes en el DMT (Cu-Ba= Veta Cobre-Babilonia; MEV=Manto Esperanza Vieja y Candela=Veta Candela).

## **CAPÍTULO 6. COMPORTAMIENTO DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS Y HALÓGENOS**

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 (IF).

Las inclusiones fluidas son fluidos que quedaron atrapados en el interior del mineral durante su crecimiento o después de su formación. Algunas de estas inclusiones consisten de fases líquidas y burbujas de vapor pero algunas de ellas pueden contener elementos solubles como sales y elementos sólidos de mena. El examen sistemático de las inclusiones fluidas provee de información acerca de su composición, temperatura y presión de formación de los fluidos formadores de los propios minerales, así como de los depósitos minerales de mena.

Un total de 350 secciones delgadas doblemente pulidas de aproximadamente 100  $\mu\text{m}$  de espesor, fueron preparadas de aproximadamente 250 muestras de rocas de las zonas de reemplazamiento y de las zonas de vetas del Distrito Minero de Taxco.

### **6.1. Petrografía de las inclusiones fluidas**

Las muestras de IF para los análisis de microtermometría, se obtuvieron de cada uno de los niveles de producción que forman el DMT (Fig. 34; Anexo 5). La mayoría de las IF que fueron estudiadas se encuentran hospedados en cristales de cuarzo, calcita, algunas en esfalerita, fluorita y ocasionalmente, también fueron medidas algunas IF que se encuentran hospedadas en tremolita. Se distinguieron inclusiones primarias, secundarias y pseudosecundarias de acuerdo con los criterios de Roedder (1984). En términos generales y de acuerdo a sus fases presentes se reconocieron 2 tipos de inclusiones, las cuales corresponden

a: a) inclusiones de 2 fases (L + V) con una relación no mayor a 9:1, es decir 90 % de líquido y 10 % de vapor (por volumen), y b) inclusiones de 2 fases (L + V) con una relación de entre 7.5 - 8 : 2.5 - 2 (75-80 % de líquido y 25 a 20 % de vapor por volumen), todo esto a temperatura ambiente. La mayoría de las IF son irregulares en su forma y el rango en tamaño es de entre 5 a 25  $\mu\text{m}$  y ocasionalmente ocurren algunas de tamaños relativamente más grandes (Foto 7).

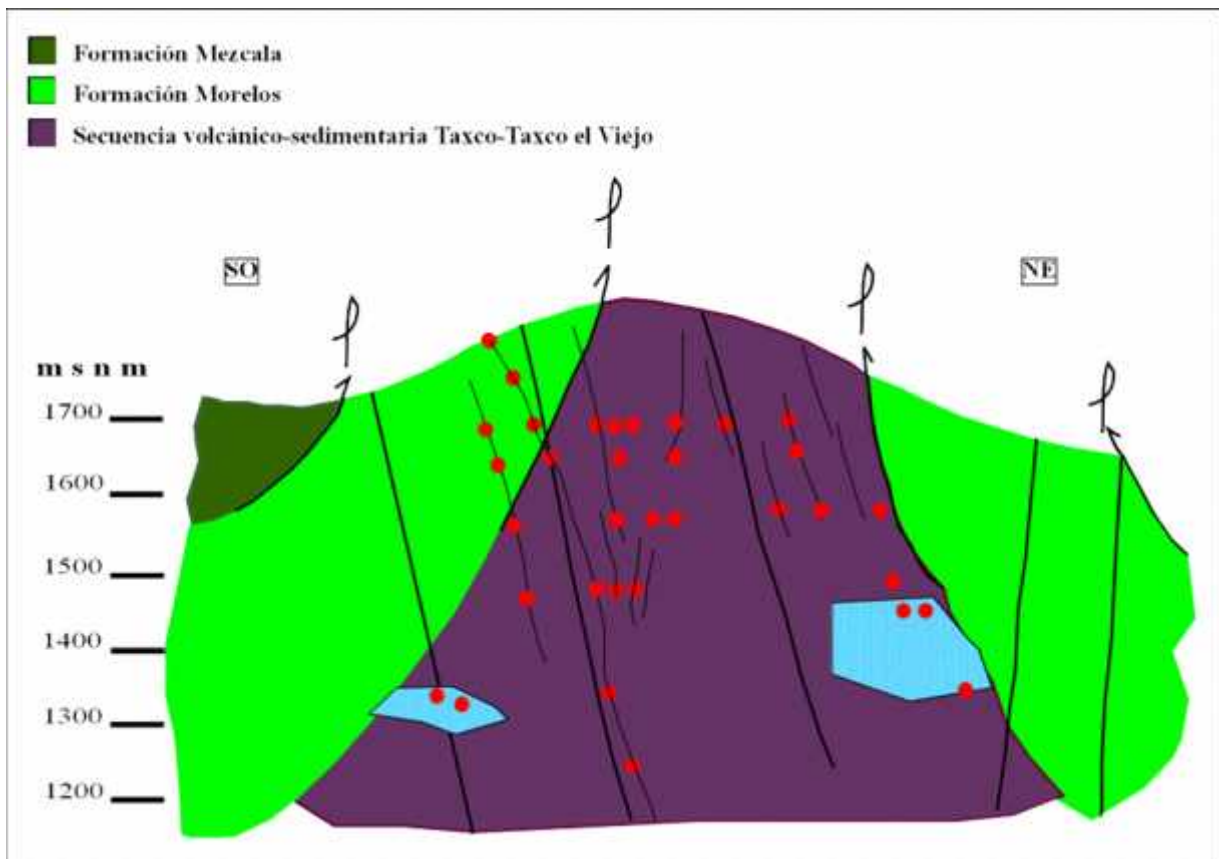


Figura 34. Sección esquemática del Distrito Minero de Taxco exhibiendo en círculos rojos las zonas aproximadas de la toma de muestras para los análisis de inclusiones fluidas. Muestras tomadas en superficie y del nivel 0 de la veta Cobre – Babilonia; del nivel 1 se tomaron muestras en las vetas Candela, Calavera, San Andrés, San Lorenzo, Moir, San Pedro y San Pablo y por último en la veta Esperanza; para el nivel 2 y 3 se tomaron muestras en las vetas Cobre-Babilonia, Calavera, San Antonio, Moir, Ascencio, San Pedro y San Pablo y la veta Esperanza; en el nivel 5 se tomaron de las vetas Muerto, Guadalupe, Cobre - Babilonia, Mi Carmen, Titania y Guadalupe; y del manto Esperanza Vieja. Para el nivel 7 se tomaron muestras de la veta Cobre – Babilonia y de los mantos Esperanza Vieja y Guadalupe; y finalmente para el nivel 9 se tomaron muestras únicamente de la veta Cobre – Babilonia.

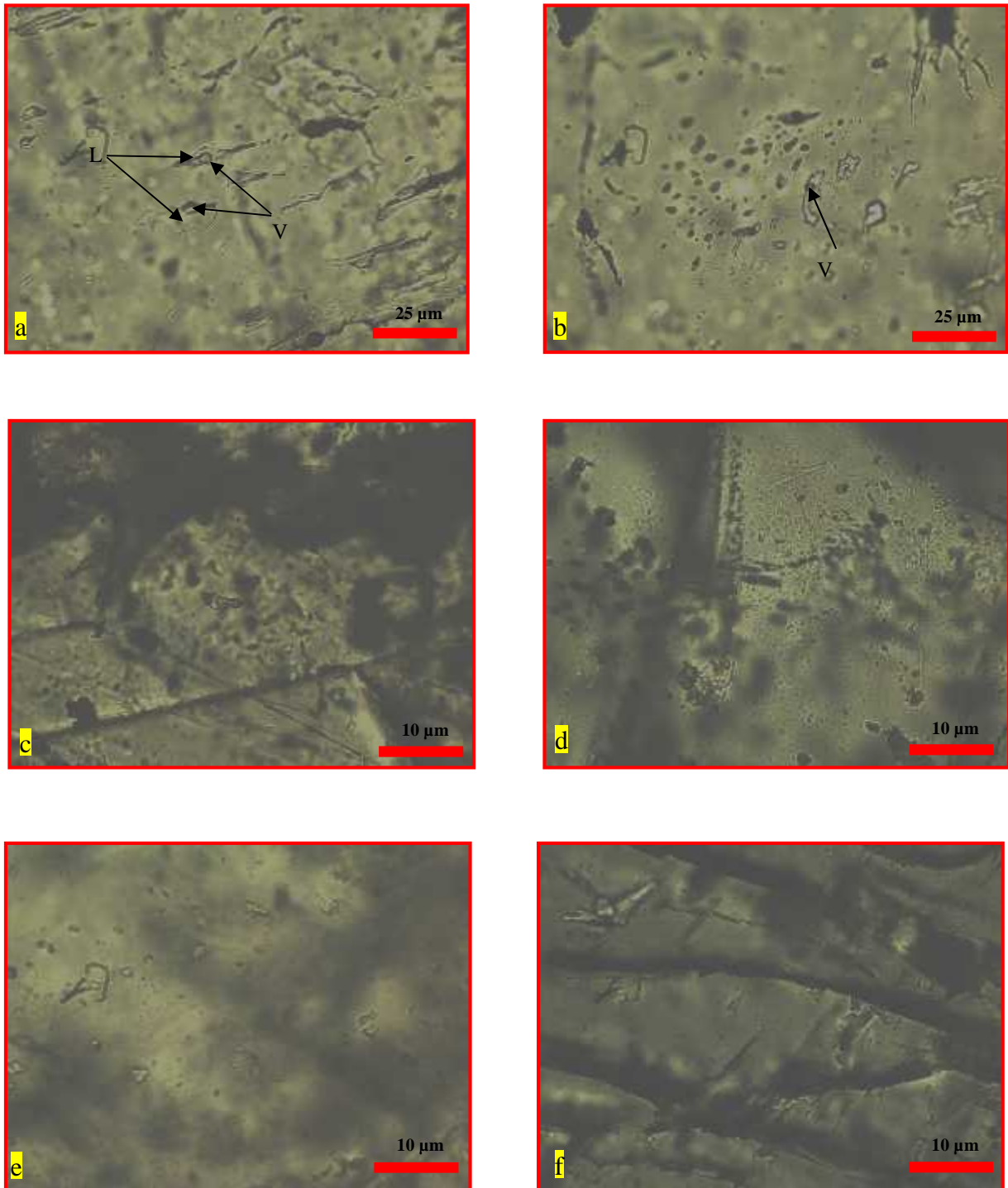


Foto 7.- Microfotografías de inclusiones fluidas de rocas del área del Distrito Minero Taxco. Fotos a y b de la zona de reemplazamiento y fotos c, d, e y f de las vetas.

## 6.2. Microtermometría de las inclusiones fluidas

Microtermométricamente, las muestras de inclusiones fluidas no exhiben cambios radicales en donde podamos tener un criterio de separación; no obstante, podemos apreciar que los valores más bajos de temperatura de homogenización se encuentran en las muestras tomadas en superficie y los valores más altos son de las muestras más profundas (Tabla 3). Con respecto a las temperaturas de fusión del hielo no fue posible hacer esta misma observación, dado que no hay un patrón de separación de las muestras superficiales con respecto a las profundas.

Nivel	Altura promedio msnm	Tipo de estructura	Rango Th	Prome Tm	Rango Tmi	Prom Tmi	Salinidad NaCl % peso eq
Superficie	>1670		162 a 188	177.8	-3.9 a -6.5	-4.78	7.57
0	1670		167 a 205	185.3	-2.2 a -9.1	-5.2	8.1
1	1590		155 a 258	214.71	-0.1 a -8.8	-4.3	7.2
2	1550		168 a 268	221.94	-0.1 a -7.5	-3.7	6.65
3	1520		194 a 295	246.7	-0.1 a -7.9	-3.9	5.9
4	1480		177 a 260	213.88	-0.7 a -8.4	-3.73	5.8
5	1420	Vetas	184 a 256	225.6	-1.9 a -10.4	-5.7	7.25
		Mantos	180 a 253	216.3	0.4 a -5.9	-4.9	5.2
6	1380	Vetas	207 a 260	234.7	-1.5 a -8.9	-5.2	7.3
		Mantos	207 a 267	237	-1.5 a -11.4	-6.5	9.0
7	1330	Vetas	199 a 264	234.4	-1.0 a -12.1	-6.6	9.0
		Mantos	202 a 372	287.5	-1.2 a -13.4	-7.4	9.7
9	1240	Vetas	218 a 288	251	-1.1 a -11.4	-6.5	8.4

**Tabla 5. Resultados de estudios microtermométricos promedio de las inclusiones fluidas de cada uno de los niveles de extracción del Distrito Minero de Taxco.**

### 6.2.1. Microtermometría de zonas de reemplazamiento

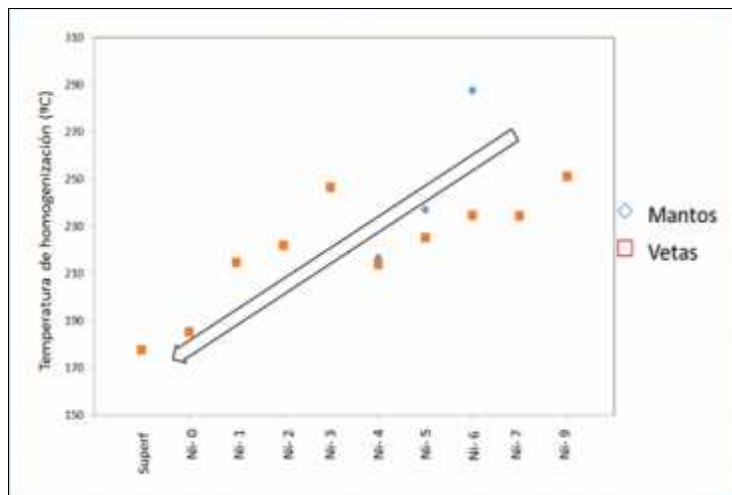
Las rocas tomadas para la microtermometría de estas zonas de reemplazamiento se tomaron en los niveles 5, 6 y 7; en el nivel 5 los valores de temperatura de homogenización ( $T_h$ ) es de 180 y hasta 253 °C promediando un valor de 216.5 °C (Fig. 35) y temperaturas de fusión del hielo de -0.40 a -5.9 °C. La salinidad fue calculada de la temperatura de fusión del hielo ( $T_{mi}$ ) usando la ecuación de Bodnar (1993); y de acuerdo con esto los valores de salinidad exhiben un rango de 0.70 a 9 % de NaCl equivalente en peso. Para el nivel 6, los valores de  $T_h$  son de 207 y hasta 267 °C promediando un valor de 237 °C y  $t_{mi}$  de -1.5 a -11.4 °C y esto representa salinidades en un rango de 2.6 a 15.4 % de NaCl equivalente en peso. Y por último, el nivel 7, los valores de  $T_h$  son de 202 y hasta 372 °C promediando un valor de 287.75 °C y  $t_{mi}$  de -1.2 a -13.4 °C y esto representa salinidades en un rango de 2.0 a 17.3 % de NaCl equivalente en peso.

Los datos en las zonas de reemplazamiento podemos interpretar que hay una dilución de los fluidos, de acuerdo con los procesos de evolución de los fluidos (Wilkinson, 2001), indicando con ello que los fluidos se enfriaron conforme fueron ascendiendo hacia la superficie, como se observa en la figura 35 y en la figura 36; en donde se grafican los promedios de las  $T_h$  de cada uno de los niveles y las muestras estudiadas contraponiendo la profundidad *versus* la  $T_h$ .

### 6.2.2. Microtermometría de zonas de vetas

Las muestras analizadas corresponden desde el nivel 9 a el nivel 0 y a muestras de vetas aflorantes en la superficie como la veta Cobre-Babilonia.

En minerales de cuarzo, fue en donde se obtuvieron los valores de  $T_h$  en las muestras de superficie, las cuales tienen un rango de  $T_h$  162 a 188 °C promediando un valor de 177.85 °C (Fig. 35) y  $T_{mi}$  en un rango de -3 hasta -6.5 °C con un promedio de -4.78 °C y utilizando la ecuación de Bodnar (1993), estos valores de  $T_{mi}$  representan salinidades de 5 a 9.8 % de NaCl equivalente en peso y un promedio de 7.51 % equivalente en peso de NaCl.



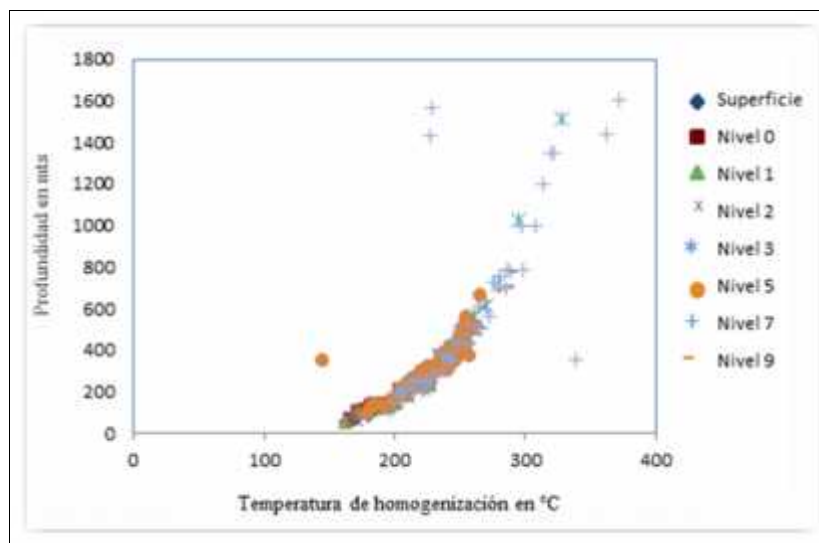
**Figura 35.** Comportamiento de la temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas en cada uno de los niveles de producción del Distrito Minero de Taxco, tanto en la zona de mantos como de vetas.

En el nivel 0, los minerales en donde se obtuvieron datos microtermométricos fueron en cuarzo y calcita, las muestras exhiben valores de  $T_h$  en un rango de 167 a 205 °C con promedio de 185.30 °C (Fig. 36) y  $T_{mi}$  en un rango de -2.2 hasta -9.1 °C mostrando valores promedio de -5.20 °C y estos valores de  $T_{mi}$  se transforman a salinidades de 3.7 a 12.9 % de NaCl equivalente en peso, con un promedio de 7.86 % equivalente en peso de NaCl.

En superficie y en el nivel 0, solo se tomaron muestras sobre la estructura Cobre-Babilonia. En los niveles que siguen se tomaron muestras sobre varias estructuras mineralizadas del Distrito Minero.

En el nivel 1 se tomaron muestras de cuarzo, calcita, esfalerita y algunas en fluorita, y se tomaron sobre las estructuras Cobre-Babilonia, Veta Candela, San Antonio, Moir, San Luis, Ascensión, Veta San Pedro y San Pablo y Veta Esperanza. Los valores en cuanto a  $T_h$  presentan valores de entre 155 y 258 °C (Fig. 36) promediando un valor de 214.71 °C; los valores de  $T_{mi}$  tienen valores de -0.1 a -8.8 con un promedio de -4.3 °C; y de acuerdo con la ecuación de Bodnar (1993) estos valores se transforman en valores de salinidad de entre 1.74 a 12.6 % de NaCl equivalente en peso con un promedio de 6.87 % de NaCl equivalente en peso. Curiosamente, los valores en las muestras de fluorita son en donde se exhiben los valores más bajos en términos generales, con valores en un rango de 162 a 187 °C (Fig. 35 y 36), aunque

en datos microtermométricos en cuarzo también dan valores muy semejantes o que están dentro del rango de las fluoritas.



**Figura 36. Comportamiento de la temperatura de homogenización versus la profundidad de las inclusiones fluidas en cada uno de los niveles de producción del Distrito Minero de Taxco, tanto en la zona de mantos como de vetas.**

En el nivel 2 se tomaron muestras de cuarzo, calcita, esfalerita y algunas en fluorita, y se tomaron sobre las estructuras Cobre-Babilonia, Veta Calavera, San Antonio, Moir, San Luis, Ascensión, Veta San Pedro y San Pablo y Veta Esperanza. Los valores en cuanto a  $T_h$  presentan valores de  $168^{\circ}\text{C}$  a  $268^{\circ}\text{C}$  promediando un valor de  $221.94^{\circ}\text{C}$  (Fig. 35 y 36); los valores de  $T_{mi}$  tienen valores de  $-0.1$  a  $-7.5$  con un promedio de  $-3.7^{\circ}\text{C}$ ; y de acuerdo con la ecuación de Bodnar (1993) estos valores se transforman en valores de salinidad de entre 1.2 a 12.1 % de NaCl equivalente en peso, con un valor promedio de 6.65 % de NaCl equivalente en peso. Y nuevamente el valor más bajo ocurre en una muestra de fluorita.

En el nivel 3, se obtuvieron muestras de minerales de cuarzo, esfalerita, calcita y algunas de fluorita. Y se tomaron sobre las estructuras Cobre-Babilonia, Veta Candela, Calavera, Moir, San Luis, Ascensión, San Pedro y San Pablo, Esperanza y Veta El Muerto. Los datos microtermométricos de estas estructuras mineralizas estén en el rango de 194 a  $295^{\circ}\text{C}$  de  $T_h$  promediando un valor de  $246.72^{\circ}\text{C}$  (Fig. 35 y 36). Los valores de  $T_{mi}$  están en el rango de  $-0.1$  a  $-7.9^{\circ}\text{C}$  y de acuerdo con la ecuación de Bodnar (1993) estos valores



representan salinidades de 0.18 a 11.5 % de NaCl equivalente en peso, promediando un dato de 5.9 % de NaCl equivalente en peso. Solo en el caso de un dato microtermométrico obtenido en fluorita se manifiesta como el valor más bajo en  $T_h$ .

En el nivel 4, se obtuvieron muestras de minerales de cuarzo, calcita, esfalerita y fluorita y se obtuvieron sobre las vetas Cobre-Babilonia, Calavera y Ascensión. Los valores de  $T_h$  en estas estructuras va de 177 a 260 °C mostrando un promedio de 213.88 °C y  $T_{mi}$  en un rango de -0.7 a -8.4 °C con un promedio de -3.73 °C y con base en la ecuación de Bodnar (1993) estos datos representan salinidades de entre 2.6 a 11.1 % de NaCl equivalente en peso, presentando un valor promedio de 5.8 % de NaCl equivalente en peso. Los valores microtermométricos de las esfaleritas representan los valores más altos y sólo una muestra exhibe el valor más bajo en temperaturas de homogenización.

En el nivel 5, fue en donde se obtuvieron más muestras de cuarzo, calcita y esfalerita y estas rocas fueron obtenidas de las vetas Cobre-Babilonia, Guadalupe, Mi Carmen, Titania y veta El Muerto. Los valores microtermométricos están en el rango de 184 a 256 °C de  $T_h$  con valores promedio de 225.28 °C (Fig. 36) y -1.90 a -10.4 °C de  $T_{mi}$ . Utilizando la ecuación de Bodnar (1993) para obtener salinidades esos valores de  $T_{mi}$  se transforman en cantidades de 3.2 a 14.3 % de NaCl equivalente en peso promediando un valor de 6.53 % de NaCl. En el nivel 6, solo se obtuvieron muestras de la veta Titania en minerales de cuarzo y exhiben valores 207 a 260 °C de  $T_h$  con temperaturas promedio de 234.75 °C. Sus  $T_{mi}$  exhiben valores de -1.5 a -8.9 °C teniendo un promedio de -6.36 °C. Utilizando la ecuación de Bodnar (1993) para obtener salinidades estos valores de  $T_{mi}$  se transforman en valores de 2.6 a 12.7 % de NaCl equivalente en peso promediando un valor de 9.46 % de NaCl.

Para el nivel 7 y 9, solo se obtuvieron muestras para los análisis de microtermometría de las estructura Cobre-Babilonia y fueron obtenidas de minerales de cuarzo, calcita, esfalerita y en algunos cristales de tremolita. En el nivel 7 se registraron valores de  $T_h$  en un rango de 199 a 264 °C con un valor promedio de 234.44 °C (Fig. 36); en cuanto a sus  $T_{mi}$  se registran valores del rango de -1.0 a -12.1°C mostrando un promedio de -6.55 °C. Utilizando la ecuación de Bodnar (1993) para obtener salinidades esos valores de  $T_{mi}$  se transforman en 1.7 a 16 % de NaCl equivalente en peso promediando un valor de 9.28 % de NaCl. Para el nivel 9 los valores

de  $T_h$  son del rango de 218 a 288 °C registrando un valor promedio de 251.05 °C (Fig. 36) y con  $T_{mi}$  del rango de -1.0 a -11.4 °C mostrando un promedio de -7.55 °C. Y de acuerdo con la ecuación de Bodnar (1993) estos valores de  $T_{mi}$  representan valores de salinidad del rango de 1.7 a 15.2 % de NaCl equivalente en peso promediando un valor de 8.77 % de NaCl.

### **6.3. Elementos de los Halógenos en las Inclusiones Fluidas**

Los elementos del grupo de los halógenos nos ayudan en el entendimiento del origen de los fluidos involucrados en procesos de mineralización, así como la interacción de ellos con la roca encajonante, dado que estos elementos el grupo de los halógenos (F, Cl, Br, I) son muy buenos indicadores sobre el origen de los fluidos debido a la naturaleza tan conservativa que tienen tanto el Cl como el Br en solución.

El I es mucho menos conservativo y se intercambia fácilmente durante las reacciones agua-roca, sobre todo cuando éstas son muy ricas en materia orgánica. Por otra parte, la mayoría de las soluciones que circulan en la corteza contienen Na en solución y su concentración puede variar en función tanto del origen de dichas soluciones (disolución o precipitación de evaporitas, hidrólisis de minerales con Na), así como, de la precipitación de minerales que contengan Na a partir de las mismas (albita). Estos datos se pueden evaluar mediante su representación en gráficos Br vs Cl,  $\log(\text{Br/Cl})$  vs  $\log(\text{I/Cl})$  y Na/Br vs Cl/Br y su comparación con la composición media del agua del mar, salmueras de cuenca, aguas magmáticas, aguas de sistemas geotérmicos y la evolución del agua de mar durante su evaporación.

Como agentes mineralizantes, los elementos del grupo de los halógenos juegan un papel muy importante en la remobilización, transporte y precipitación de elementos metálicos. No obstante, con excepción del F, estos elementos son o están raramente enriquecidos en depósitos metálicos. A menudo la utilización de los elementos del grupo de los halógenos en depósitos minerales epitermales ha sido como buscadores de los aspectos metalogenéticos, como las tendencias difusas hacia las rocas encajonantes y durante los grandes espacios de tiempo que estos elementos se encuentran como parte de las soluciones residuales

hidrotermales, las cuales por lo general son mostradas como anomalías sobre cuerpos mineralizados (Pan et al, 1998, 1999a, b; Zhang et al, 1999 *in* Zhang et al, 2001). En depósitos epitermales, las anomalías de los elementos de los halógenos sobre cuerpos mineralizados usualmente se extienden varias decenas de metros.

Las aguas de formación son importantes portadores de halógenos, principalmente  $\text{Cl}^-$  que se encuentra en mayor proporción (100-55,000 mg/l), seguido del  $\text{Br}^-$  (1-6,000 mg/l),  $\text{I}^-$  (0.1 a 100 mg/l) y  $\text{F}^-$  (0.1 a 30 mg/l). Los halógenos son conservativos por no experimentar interacción agua-roca y por no ser constituyentes principales de los minerales carbonatados y rocas clásticas. La única situación en la que la interacción agua-roca de los halógenos representa un papel importante es cuando las rocas llegan a tener contacto con sales (Worden, 1996). Las principales fuentes de  $\text{Cl}^-$  en las aguas y/o fluidos mineralizantes son los cloruros sepultados durante el tiempo de la depositación, disolución de minerales del subsuelo (evaporitas como halita y aerosoles marinos), entrapamiento y/o filtración de agua marina evaporada y en algunos casos tiende a encontrarse en pequeñas concentraciones en hidróxidos (Carpenter y Trout, 1978; Kharaka et al, 1987; Kesler et al, 1996). Bromo y Iodo no se encuentran en minerales de cuencas sedimentarias, solo en lodolitas (Collins, 1975). Parámetros geológicos como la profundidad de sepultamiento, temperatura, mecanismos de formación de la cuenca y litología del yacimiento no tienen influencia sobre la concentración de halógenos.

Las altas concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Br}^-$  generadas durante la evaporación del agua de mar, disminuyen cuando inicia la precipitación de halita. Durante la evaporación, la precipitación de minerales se presenta en este orden: yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), halita ( $\text{NaCl}$ ), epsomita ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ), silvita ( $\text{KCl}$ ), carnalita ( $[\text{K},\text{NH}_4]\text{MgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) y bischofita ( $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ). A esta secuencia se le denomina trayectoria de evaporación de agua de Mar (TEAM; Fontes and Matray, 1993; McCaffrey et al, 1987; Carpenter y Trout, 1978). La evaporación también afecta la concentración de  $\text{I}^-$  por sus bajos coeficientes de partición en halita, silvita y carnalita; no hay datos de  $\text{F}^-$ .

La interacción agua-roca tiene un valor significativo en la concentración de halógenos y esto es debido solo cuando las aguas han tenido algún tipo de contacto con sales evaporíticas y/o por infiltración de agua marina evaporada (Hanor, 1987). A través de la comparación de la

composición de las aguas de formación junto con la línea de evaporación del agua de mar (TEAM; McCaffrey et al, 1987; Carpenter y Trout, 1978; Fontes y Matray, 1993a) es posible sugerir el origen de la salinidad de las salmueras, conociendo que la TEAM es una serie de procesos de precipitación que ocurren al evaporar el agua de mar (Fontes y Matray, 1993a).

El  $\text{Br}^-$  también muestra un comportamiento conservativo, hasta que alcanza una concentración de 90 veces el agua de mar (MacCaffrey et al, 1987) donde es removida por sustitución de  $\text{Cl}^-$  en algunas fases cloruradas (como halita) o potásicas (como silvita o feldespatos potásicos), por lo que es un trazador ideal de procesos de interacción con rocas.

### **6.3.1. Química de los elementos de los halógenos**

Para los análisis de los halógenos en las rocas del Distrito Minero de Taxco se tomaron 29 muestras de diferentes niveles; de las zonas de reemplazamiento sólo se tomaron del nivel 7 y fueron seleccionadas 11 rocas de inclusiones fluidas para esta prueba (Fig. 37). De las vetas mineralizadas se tomaron 6 muestras del nivel 1 de las vetas San Pedro y San Pablo, Moir y Ascensión. En el nivel 3 se tomaron 3 muestras en las vetas San Antonio, Esperanza y Candela. Del nivel 4 solo se tomó una muestra de la veta Carabela; del nivel 5, 7 y 9 solo se tomaron muestras de la estructura mineralizada Cobre-Babilonia, tomándose 2 del nivel 5 y 7, y del nivel 9 se tomaron 4.

Los valores (Anexo 6) de los análisis de las muestras se compararon con la trayectoria de evaporación del agua de mar y se observa que la concentración de  $\text{Br}^-$  se incrementa cuando aumenta la concentración  $\text{Cl}^-$  y esto lo podemos apreciar en la figura 38, en donde los datos tienen un comportamiento lineal, así mismo, en esta misma grafica podemos darnos cuenta que las rocas se ubican por encima de la línea de trayectoria de evaporación de agua de mar (TEAM) y muy probablemente estos fluidos interactuaron en la disolución y recristalización de halita y esto posiblemente se derivó al disolver estos las anhidritas de la base de la formación Morelos. En efecto, durante el ascenso de los fluidos responsables de la mineralización en el distrito, estos fluidos cortaron o atravesaron rocas con una componente fuerte de carbonatos de calcio en donde hay paquetes o lentes de anhidritas y esto se observa claramente en las relaciones de  $\text{Cl}/\text{Br}$  (molar) y  $\text{Na}/\text{Br}$  (molar) y sobre todo si graficamos entres si a estas dos relaciones de elementos del grupo de los halógenos (Fig. 39).

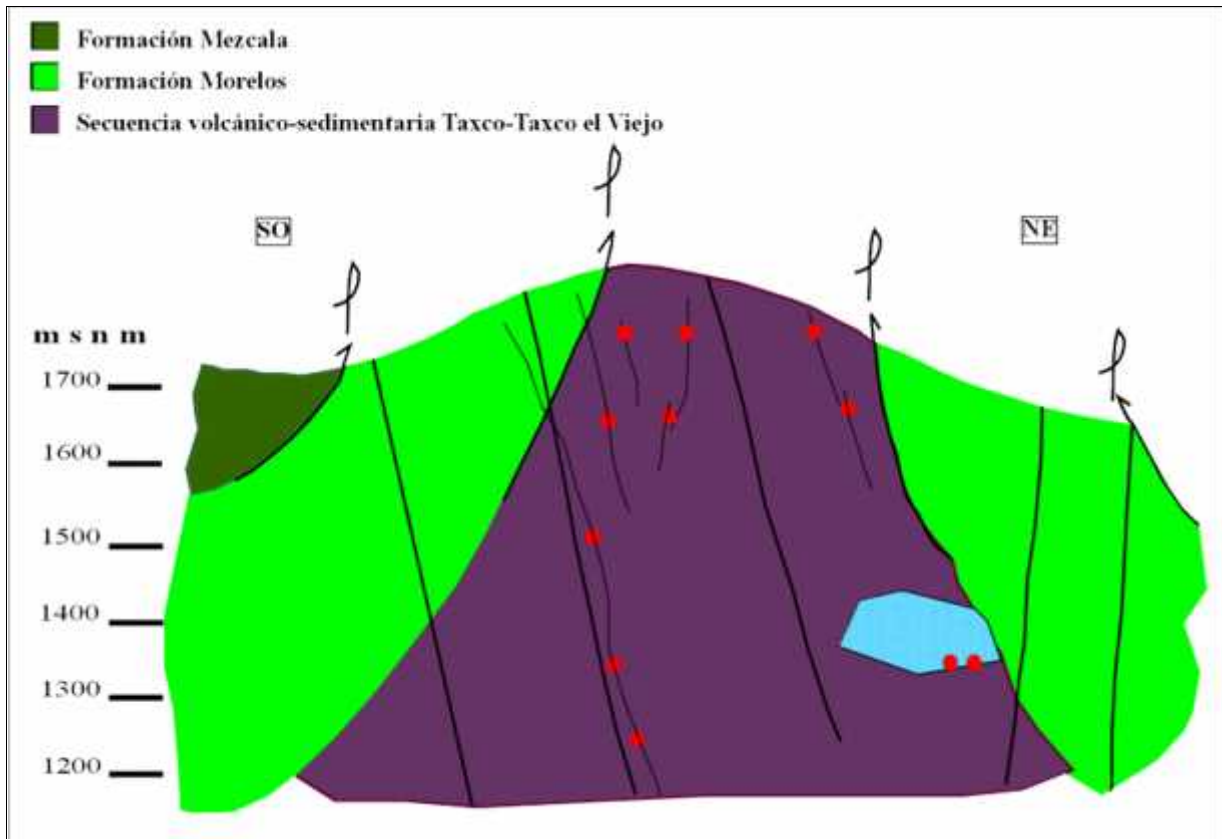


Figura 37. Sección esquemática del Distrito Minero de Taxco exhibiendo en círculos rojos las zonas aproximadas de la toma de muestras para los análisis de los elementos del grupo de los halógenos. Muestras tomadas del nivel 1 en las vetas San Pedro y San Pablo, Moir y Ascencio; en el nivel 3 se tomaron de las vetas San Antonio, Esperanza y Candela; en el nivel 4 sólo se tomaron de la veta Candela; en el nivel 5 y 9 únicamente se tomaron muestras en la veta Cobre – Babilonia; y para el nivel 7 se tomaron muestras de roca en el manto Esperanza Vieja.

Cuando procedemos a conocer nuevamente las relaciones de Cl/Br y las de Na/Br y procedemos a graficar ambas relaciones las muestras tienen cierta correlación, es decir, que es correlacionable la abundancia de Cl<sup>-</sup> con la de Na<sup>+</sup>, así mismo, todas las muestras se ubican muy por encima de la TEAM siguiendo con la misma correlación de ambas relaciones (Fig. 38). Esta alta concentración de Na es los fluidos de las rocas del DMT, nos estaría demostrando que estos fluidos tuvieron que ver con rocas siliciclásticas; y esto mismo lo podemos observar cuando graficamos Cl/Br vs Li/Cl, en donde las muestras se ubican hacia la derecha de la TEAM, que es hacia el campo en donde hay enriquecimiento en Li con interacción de rocas siliciclásticas (Fig. 39).

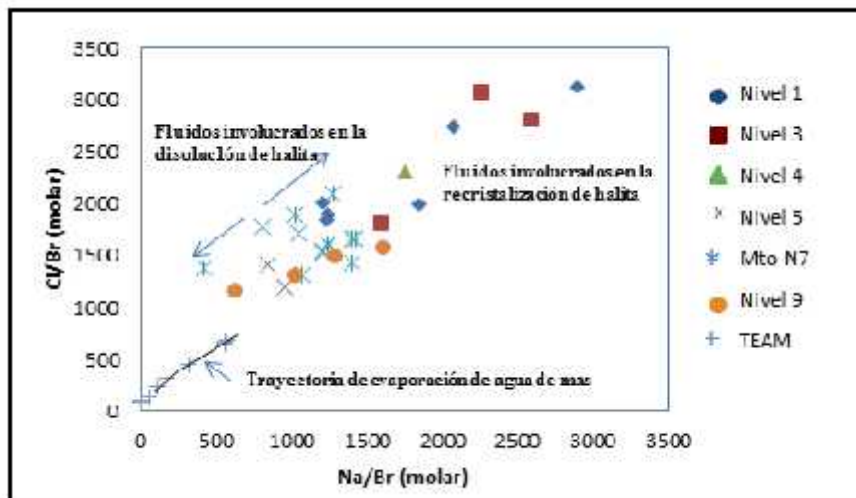


Figura 38. Gráfica en donde se muestran los contenidos de Cl/Br (molar) vs Na/Br (molar) de las muestras del Distrito Minero Taxco, y en donde podemos observar que las rocas del DMT, se ubican muy por encima de la línea del agua de mar, lo que nos indica q estos fluidos muy probablemente estuvieron involucrados en la disolución y recristalización de halita.

Para demostrar la observación anterior o la presencia de altos contenidos de Na en los fluidos de las rocas del DMT, se procedió a conocer las relaciones de Cl/Br y de Na/Cl (Fig. 40) y al graficar estas relaciones, podemos apreciar esta aseveración en donde claramente podemos observar las altas concentraciones de Na y esto implica que las muestras se ubican muy por encima de la TEAM.

Las altas concentraciones de Na vienen acompañadas de concentraciones también de concentraciones de K y esto lo observamos cuando conocemos las relaciones de K/Cl y esto es aún más observable cuando procedemos a graficar y para ella graficamos Cl/Br vs K/Cl y nuevamente observamos que las muestras se ubican por encima de la LEAM y en el campo en donde existe el enriquecimiento de K por disolución de feldespato potásico y/o existe un proceso de albitización (Fig. 41).

Las relaciones de algunos halógenos también nos sirven como geotermómetros y para ello se utilizan las relaciones de Na/Li en contra de Na/K, en donde podemos observar que gran número de muestras utilizadas en esta gráfica, se ubican en un rango de entre 300 y un poco arriba de los 400 °C (Fig. 42); la mayoría de la muestras se ubica en el rango de entre 280 °C y 450 °C.

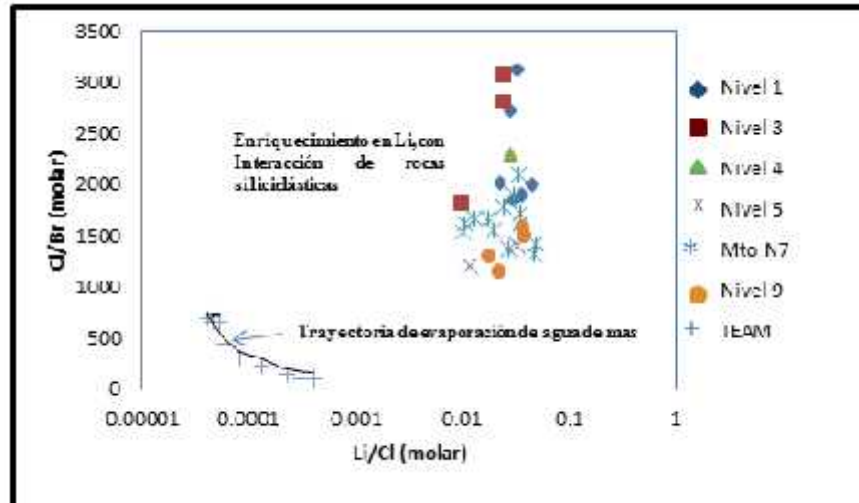


Figura 39. Gráfica en donde se exhiben los valores de Cl/Br vs Li/Cl, en donde las muestras se ubican hacia la derecha de la TEAM y muy por encima de ella, que es hacia el campo en donde hay enriquecimiento en Li con interacción de rocas siliciclásticas.

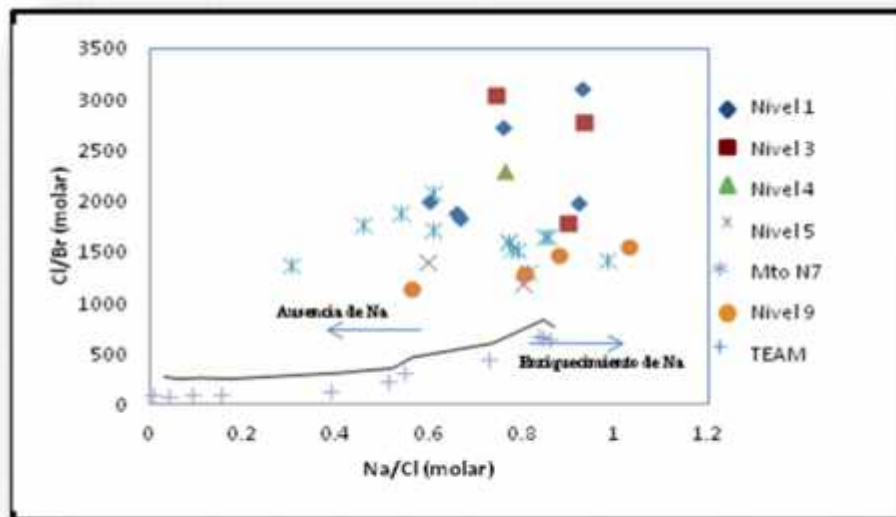


Figura 40. Gráfica en donde se muestran los valores de Cl/Br (molar) vs Na/Cl (molar) de las muestras del DMT en donde se observa que se ubican muy por encima de la línea de evaporación del agua de mar, y con ello podemos aseverar también la influencia de los fluidos en con rocas siliciclásticas.

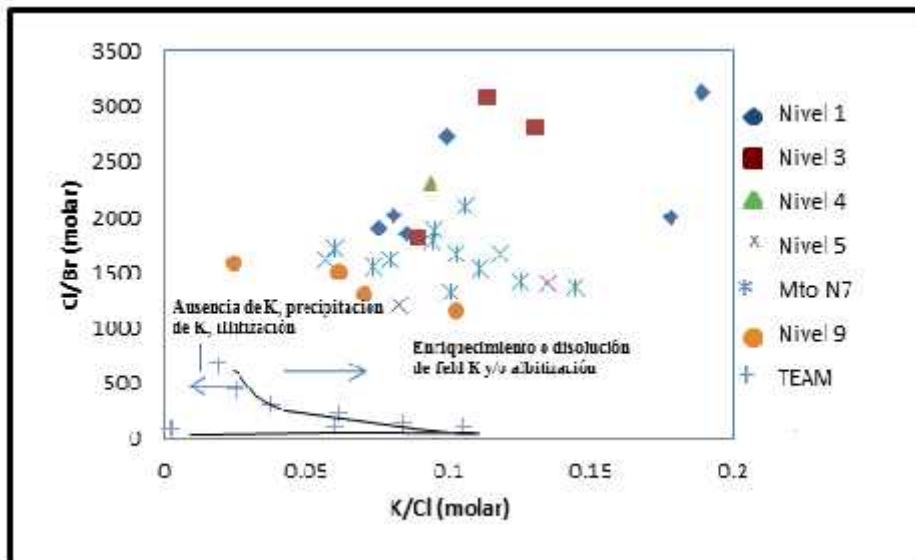


Figura 41. Gráfica en donde se muestran los valores de Cl/Br (molar) vs Na/Cl (molar) de las muestras del DMT en donde se observa que se ubican muy por encima de la línea de trayectoria de evaporación del agua de mar, y con ello podemos aseverar también la interacción de los fluidos en con rocas siliciclásticas.

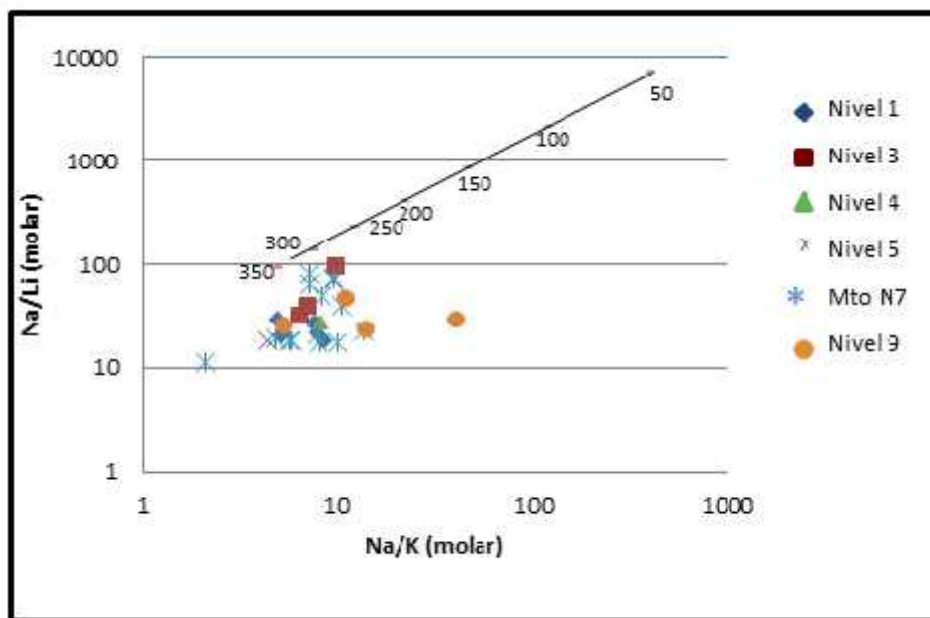


Figura 42. Gráfica en donde se muestran los valores de Na/Li (molar) vs Na/K (molar), en donde se traza una línea que funciona como geotermómetro para los elementos de los halógenos; las rocas del distrito Minero de Taxco se ubican en el rango de entre los 250 °C y los 450 °C.



## CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN

### *Ambiente geológico*

La fuente de los fluidos mineralizantes del Distrito Minero de Taxco, muestra un control estructural y esto está evidenciado con la presencia de un lineamiento tectono-magmático principal de edad Oligocénica-Miocénica, en el que se ubican numerosos centros volcánicos silícicos, los cuales los principales son las calderas La Goleta-Sultepec (Díaz-Bravo, 2008), los campos volcánicos de Taxco (Alaniz-Álvarez *et al*, 2002), Buenavista-Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al*, 2004), Huautla (Morán-Zenteno *et al*, 2004) y Nanchititla (González-Cervantes, 2007) y el intrusivo del Cerro Purungueo (Ferrari *et al*, 2004). También se han documentado fallas caracterizadas por una orientación y cinemática compatibles con una extensión principal NE-SO, desarrollándose estructuras con orientación NO-SE y desarrollos locales con tendencia general de NE-SO.

La edad del vulcanismo en el DMT se ha estimado con un rango de 38 a 32 Ma (Fries, 1960) por lo que se infiere que los depósitos epitermales mexicanos fueron formados principalmente 2 Ma antes de las primeras ocurrencias del vulcanismo ácido, como se determinó en Pachuca-Real del Monte, (McKee *et al*, 1992) y en el distrito de San Dimas (Enrique y Rivera, 2001). McKee en 1992 menciona que además están por eso asociados éstos *hiatus* volcánicos con cuerpos subvolcánicos de composición andesítica, proveyendo calor para la actividad hidrotermal, y la posibilidad de fluidos, así como de la presencia de metales económicos, como lo es observado en Round Mountain, Nevada (Henry *et al*, 1997) y en la caldera Borovitsa en Bulgaria (Singer y Marchev, 2000).

En el área de Taxco estos cuerpos subvolcánicos de composición andesítica están representados por los Diques Calavera (Farfán-Panamá *et al*, 2010); éstos son cuerpos tabulares y de acuerdo con las relaciones de campo son útiles para conocer la edad mínima del vulcanismo ácido de la región de Taxco y la edad de mineralización en el DMT; y esto es posible porque estos diques se encuentran cortando hasta el principio del vulcanismo ácido y también atraviesan una importante estructura mineralizada (Cobre-Babilonia) del DMT. No obstante, es necesario mencionar que en algunos otros sitios del área de estudio estos diques exhiben otras relaciones de campo, ya que se encuentran siendo cortados por las estructuras

mineralizadas, por lo tanto el emplazamiento de los diques pudiera estar relacionado con los fluidos mineralizantes del DTM.

#### *Química de rocas*

La química de las rocas de los Diques Calavera es muy semejante al común denominador de las rocas de la provincia magmática y su común carácter calcialcalino, que las define como típicos productos de arco, asociados a la convergencia a lo largo de la margen continental pacífica del sur de México (Morán-Zenteno *et al*, 1999 y 2003); esta semejanza se demuestra en el diagrama AFM propuesto por Irvine y Baragar (1971) y las características y tendencias de los elementos LILE a los HFSE, en las anomalías negativas en Ti, Nb y Ta; anomalías positivas en K y Pb son generalmente consideradas como indicativas de rocas formadas en ambientes orogénicos, según el diagrama propuesto por Pearce y Cann, (1973), el cual, discrimina entre rocas toleíticas de arco, basaltos calco-alcalinos y MORB; las rocas correspondientes al presente estudio se ubican en el campo de los basaltos calco-alcalinos.

El comportamiento de las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de las rocas de los Diques Calavera, así como, las rocas de las Ignimbritas, Rocas hipabisales básicas del área de Buenavista-Tilzapotla obtenidos por Morán-Zenteno *et al*, (2004) y los valores de las regiones de Etna, Mitla-Tlaco y Nejapa obtenidos por Martínez-Serrano *et al*, (2008), se ubican en los principales reservorios de manto oceánico y se trazan en un tren definido por basaltos oceánicos con una tendencia muy cercana al campo de la composición prevalente del manto (PREMA, siglas en inglés) y el valor isotópico de la tierra (BSE, siglas en inglés); En efecto, las relaciones isotópicas de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  *versus*  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Zindler and Hart, 1986) muestran que los datos obtenidos por ambos autores mencionados anteriormente, ubican a las rocas por encima de la línea de referencia del hemisferio norte (NHRL, siglas en inglés) y muy cerca del campo BSE. Esto mismo sucede en el diagrama de correlación isotópica de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  *versus*  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , en donde las rocas de los Diques Calavera se ubican en el campo de la corteza continental inferior y en la intersección de los campos de corteza continental superior y manto enriquecido (EMII, siglas en inglés).

Asimismo, la edad de cristalización de entre  $35.44 \pm 0.24$  y  $34.95 \pm 0.37$  Ma obtenida en zircones por el método Pb/U y en minerales de feldespato potásico de  $34.96 \pm 0.19$  Ma por el método Ar/Ar de los Diques Calavera ubica a éstos, en el posible *hiatus* volcánico, en el que existe la coexistencia con cuerpos subvolcánicos de composición andesítica, los cuales proveen calor para la actividad hidrotermal y la posibilidad de fluidos, así como de la presencia de metales económicos (Henry et al, 1997, Singer y Marchev, 2000). Estas edades y con base en la relación paragenética con los minerales de mena se infiere que ésta es la edad de la mineralización y coincide perfectamente con la edad de cristalización de los Diques Calavera y con base en esto, podemos asumirlos como parte de los primeros episodios de vulcanismo de la Sierra Madre del Sur y muy probablemente exista relación con la generación de los fluidos mineralizantes del DMT.

#### *Alteración hidrotermal*

La principal contribución de los fluidos mineralizadores presentes en el DMT fueron la generación de grandes zonas de reemplazamiento en las rocas carbonatadas de la Formación Morelos generando un proceso de skarnificación formado por grosularita + piroxeno (escaso) y ocasionales aglomeraciones de wollastonita, seguidos de un proceso de alteración retrógrada mostrándose clorita en abundancia junto con parches de actinolita y tremolita; también ocurren algunos parches de cuarzo y carbonatos de calcio. Ocasionalmente, se aprecian arcillas tipo esmectita-illita y epidota.

En la Formación Mezcala se aprovechan espacios predispuestos o se generan espacios por la geodinámica de una tectónica transcurrente importante en el sur de México; estas estructuras mineralizadas se encuentran distribuidas a lo largo y ancho del DMT y las rocas más próximas a estas estructuras son las que exhiben una moderada alteración. La alteración en la roca encajonante está representada por mineralogía de cuarzo y calcita y parches no menos importantes de clorita y carbonatos, los cuales son propios de la alteración propilítica. En algunas partes más superficiales es posible observar minerales de actinolita y tremolita y algunas aglomeraciones de sericita y pequeños parches de illita-esmectita evidenciando alteración fílica. Sobre la superficie se observan algunos parches bastante representativos de óxidos de hierro tipo siderita y grandes parches de minerales del grupo de las arcillas tipo illita-esmectita, propios éstos minerales de alteración argílica.

### *Mineralización*

La mineralización económica del DMT está representada por una gran cantidad de esfalerita rica en hierro en la zona profunda del área de reemplazamiento y esfalerita rica en zinc, tanto en las zonas de reemplazamiento como en las zonas de vetas; este mineral está acompañado por una cantidad no menos importante de minerales de galena y algunos pequeños parches de calcopirita alterándose parcialmente a bornita; quizás estos parches de calcopirita ocurrieron un poco antes o al mismo momento de la precipitación de la esfalerita. También ocurren pequeños manchones xenomórficos de pirrotita como inclusiones en la esfalerita; así como esporádicos cristales automórficos y xenomórficos de magnetita y piritita.

Como un probable segundo evento, ocurren delgadas e interrumpidas fracturillas rellenas de arsenopirita, tennantita y tetrahedrita, los cuales suelen acompañarse de cuarzo crustiforme y en drusas ocasionalmente rellenas de calcita. También sobre estas grandes placas ocurren algunos parches de calcita y también a menudo ocurren parches de menos tamaño de carbonatos, clorita y de arcillas de illita-esmectita. En la parte superior de estas vetas ocurren también aglomerados policristalinos de estibinita, polibasita y argentita acompañados en la roca encajonante de minerales de clorita, minerales arcillosos como esmectita e illita.

Sobre la superficie de algunas vetas hay la existencia de pequeños parches de esfalerita con abundantes óxidos de zinc y/o hierro. Y en esta zona es en donde ocurren más a menudo las manifestaciones de estibinita y jamesonita. Esporádicamente ocurren cristales de fluorita acompañados por calcita y cuarzo, probablemente debido a un último proceso hidrotermal; asimismo, ocurren pequeños manchones de minerales del grupo de las arcilla tipo illita-esmectita.

Con base en las relaciones paragenéticas de las menas y la ganga, se infiere que la edad obtenida en la probable adularia es la edad de la mineralización y coincide con la de los primeros episodios de vulcanismo de la Sierra Madre del Sur.

### *Transporte y origen de los fluidos*

Las relativas altas salinidades (arriba de 15 % peso de NaCl) observadas en las inclusiones fluidas de las muestras analizadas del Distrito Minero Taxco, evidencian que estos fluidos muy posiblemente se originaron en ambientes magmáticos, éstas salinidades se encuentran en la zona de reemplazamiento, y si hubiese sido posible la colecta de muestras en zonas un tanto más profundas hubiese sido posible quizás encontrar salinidades un tanto más elevadas y poder aseverar esta sugerencia.

El ambiente con altos contenidos de complejos clorurados queda de manifiesto dado que estos sirven como uno de los principales transportadores de metales base (Barnes, 1979), además de que las principales fuentes de Cl<sup>-</sup> en las aguas y/o fluidos mineralizantes son los cloruros sepultados durante el tiempo de la depositación, disolución de minerales del subsuelo (evaporitas como halita y aerosoles marinos), entrapamiento y/o filtración de agua marina evaporada y en algunos casos tiende a encontrarse en pequeñas concentraciones en hidróxidos y esto lo podemos aseverar utilizando a los elementos del grupo de los halógenos que nos ayudan en el entendimiento del origen de los fluidos involucrados en procesos de mineralización, así como la interacción de ellos con la roca encajonante, dado que estos elementos el grupo de los halógenos (F, Cl, Br, I) son muy buenos indicadores sobre el origen de los fluidos debido a la naturaleza tan conservativa que tienen tanto el Cl como el Br en solución.

Esta buena propiedad de los elementos del grupo de los halógenos la podemos observar cuando relacionamos Cl/Br (molar) *versus* Na/Br (molar); Cl/Br (molar) *versus* Li/Cl (molar) y Cl/Br (molar) *versus* K/Cl (molar) y claramente nos podemos dar cuenta del exceso de estos elementos con respecto al agua de mar (TEAM) y esto implica interacción de los fluidos en la disolución y recristalización de halita, sedimentos siliciclásticos y feldespato potásico (tipo albita); esto mismo lo podemos observar en los valores isotópicos de <sup>34</sup>S que presentan las rocas evaporíticas de la base de la Formación Morelos (arriba de 15.5 ‰, Fig. 43). Lo cual implica que los fluidos tuvieron que ver en la disolución con este tipo de rocas durante su ascenso, así como en la interacción con rocas siliciclásticas de la Formación Mezcala.

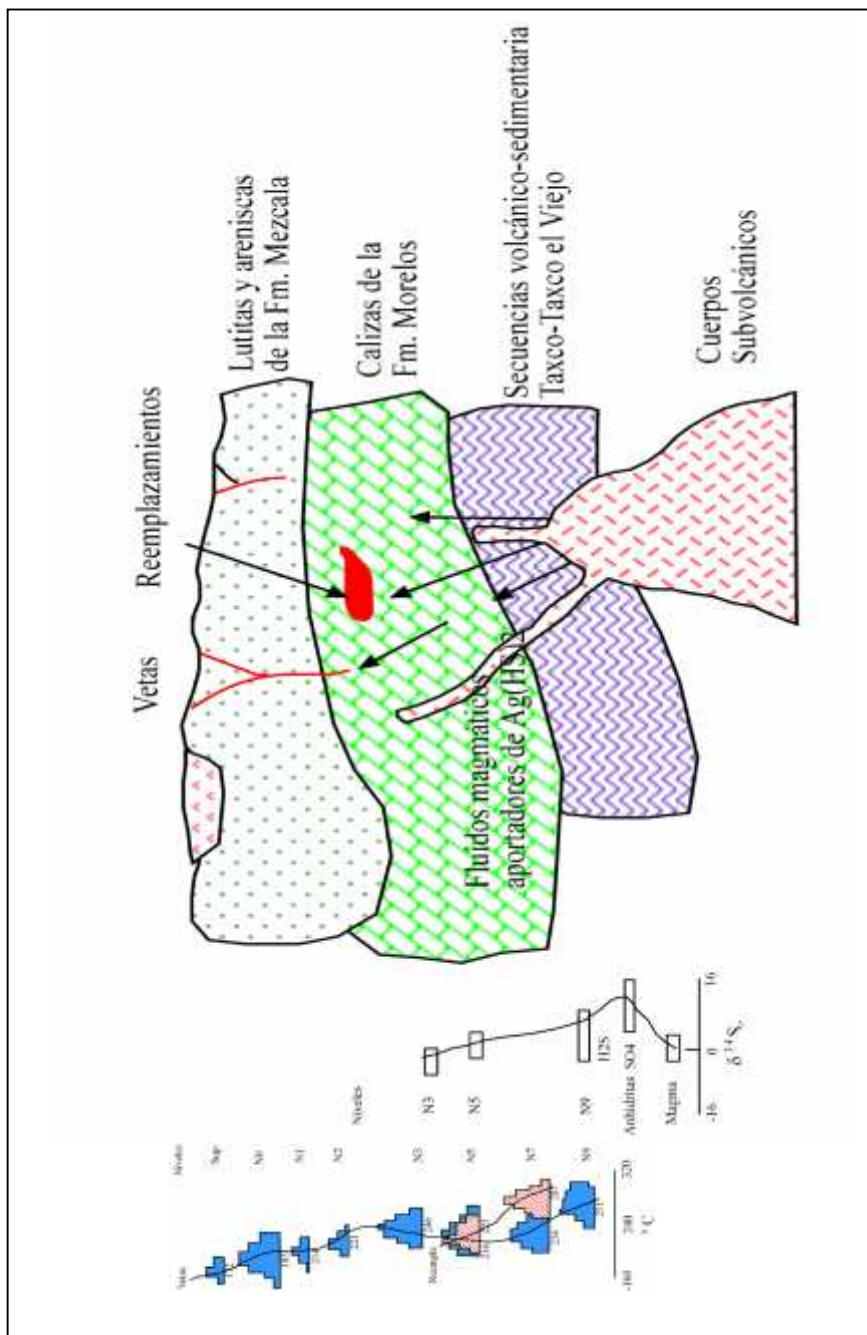


Figura 43. Modelo esquemático de la trayectoria de los fluidos hidrotermales. Mostrando aporte de fluidos magmáticos que serían fuente de los metales. También se presenta esquemáticamente el comportamiento de las inclusiones fluidas y el fraccionamiento químico que sufrieron los fluidos derivados de los cuerpos subvolcánicos durante su ascenso.

Con base en las edades obtenidas, tanto en las rocas de los Diques Calavera, como la edad de la probable adularia de las vetas del Sistema Mi Carmen, podemos sugerir que existen grandes posibilidades de que el origen de los fluidos responsables de la mineralización del

Distrito Minero Taxco provenga de una fuente magmática y asumir que estos cuerpos subvolcánicos (Granodiorita Coxcatlán, los domos riolíticos y los Diques Calavera), así como el magmatismo ácido de la Sierra Madre del Sur están íntimamente relacionados con la generación de los fluidos responsables de la mineralización. No obstante, quizá esto sea complicado de expresar dado que se obtuvieron valores muy dispares, en cada uno de los diferentes ambientes de mineralización, sin embargo podemos interpretar cada uno de esas variaciones tomando en consideración el contexto geológico en el que se ven envueltos los fluidos mineralizantes durante su ascenso hasta llegar a los espacios predispuestos por la geodinámica del área (Fig. 43).

Si, efectivamente estos fluidos se derivaron de una cámara magmática entonces deben de tener valores similares a la de los meteoritos ( $0 \pm 3$  ‰), no obstante estos fluidos durante su ascenso tuvieron que atravesar rocas cretácicas y de alguna manera tuvieron que haberse contaminado o haber interrumpido su fraccionamiento químico natural; estas rocas cretácicas corresponden con los paquetes anhidríticos, los cuales presentan valores de alrededor de  $^{34}\text{S}$  15.5 ‰; también rocas carbonatas exhiben valores de entre  $^{34}\text{S}$  de 5.5 a 4.7 ‰; ambos tipos de rocas pertenecen a la base de la Formación Morelos; estos valores están en el rango estimado para las rocas carbonatadas cretácicas (Ohmoto y Rye, 1979; Ohmoto *et al*, 1990; Hoeffs, 1997). Al encontrarse los fluidos con la predisposición de las rocas carbonatadas para formar el precipitado del skarn; los minerales metálicos de esta zona de reemplazamiento en donde fue posible obtener valores del  $^{34}\text{S}$ , los cuales, exhiben valores del rango de 7.0 hasta -1.1 ‰; en las zonas de las vetas, los valores de  $^{34}\text{S}$  son muy dispersos, exhibiendo valores desde 0.7 hasta -4.1 ‰.

Es decir, durante su ascenso los fluidos magmáticos con valores cercanos a 0 ‰ de  $^{34}\text{S}$ , sufren una primer contaminación en la que rápidamente se vuelven positivos (alrededor de 15 ‰ de  $^{34}\text{S}$ ) y conforme van ascendiendo hay un fraccionamiento químico y esto es posible evidenciarlo en las zonas de reemplazamiento en donde los valores alcanzan valores promedio de 0.7 ‰ de  $^{34}\text{S}$  y se hacen negativos en las zonas de vetas alcanzando valores de hasta -4.7 ‰ de  $^{34}\text{S}$  (Fig. 44).

Las temperaturas de homogenización (hasta 440 °C en las zonas más profundas y 177.85 °C en los niveles más superficiales) mostradas en las inclusiones fluidas, así como en los geotermómetros utilizado en las relaciones de Na/Li (molar) *versus* Na/K (molar) de los elementos del grupo de los halógenos (arriba de 350 hasta casi 500 °C) y en los pares isotópicos (Fig. 45; 416 y 440 °C para el nivel 9, py-ga, esf-ga y py-ga; 245 °C para el nivel 3, esf-ga) nos indican que los fluidos muy posiblemente se originaron de un ambiente hidrotermal derivado de una cámara magmática y que éstos fluidos durante su ascenso se enfriaron y se diluyeron en al contenido de salinidad contenida en la salmuera (Fig. 46).

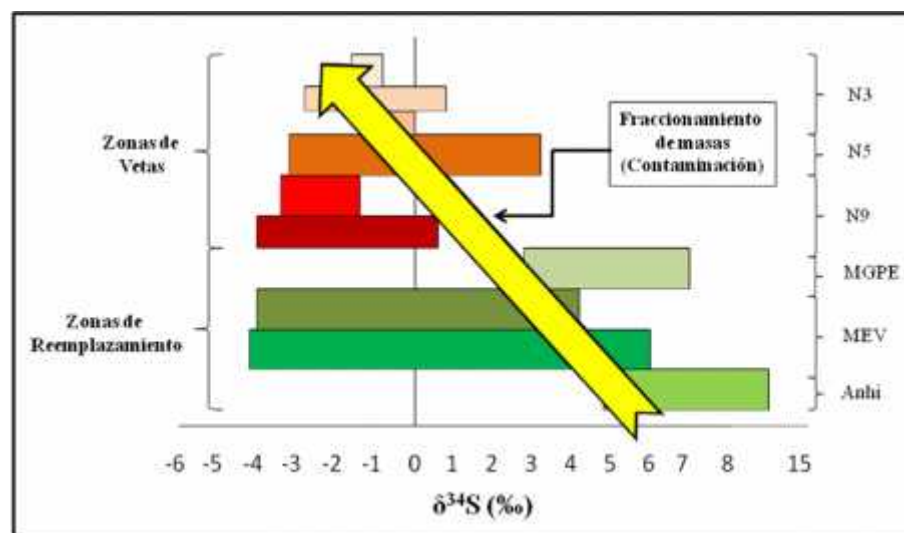


Figura 44. Comportamiento esquemático de los fluidos magmáticos, desde el momento que atraviesan rocas anhídricas hasta hospedarse en la parte más superficial de las vetas, lo cual implica en cada parte fraccionamiento de masas tipo contaminación.

Con base en las observaciones de Camprubí et al, (2006) en yacimientos epitermales de otras localidades, así como el establecer una semejanza en cuanto al origen de los fluidos, podemos pensar que el DMT es un yacimiento asociado a actividad hidrotermal de intermedia a baja sulfuración.



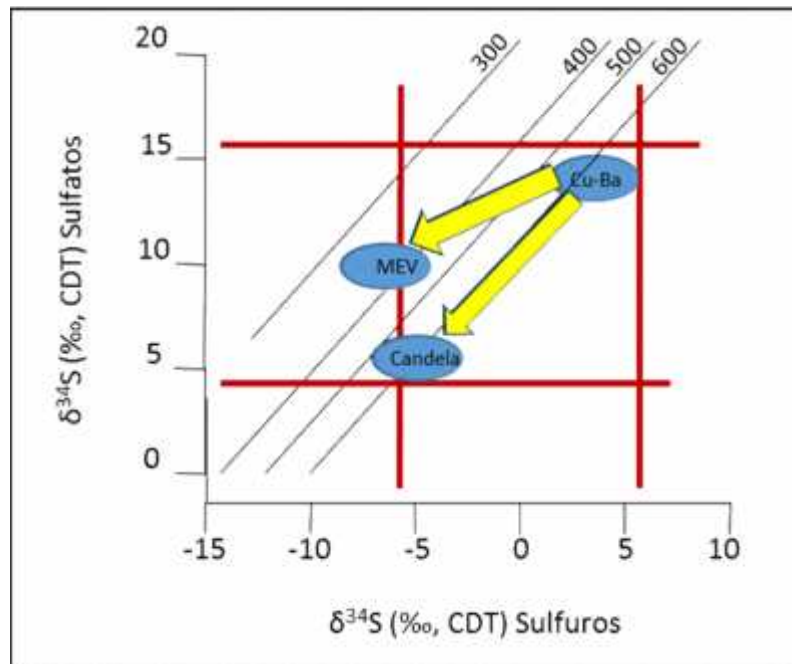


Figura 45. Esquema en donde se exhibe el comportamiento isotópico, así como el enfriamiento que tuvieron los fluidos derivados de los cuerpos subvolcánicos durante su ascenso.

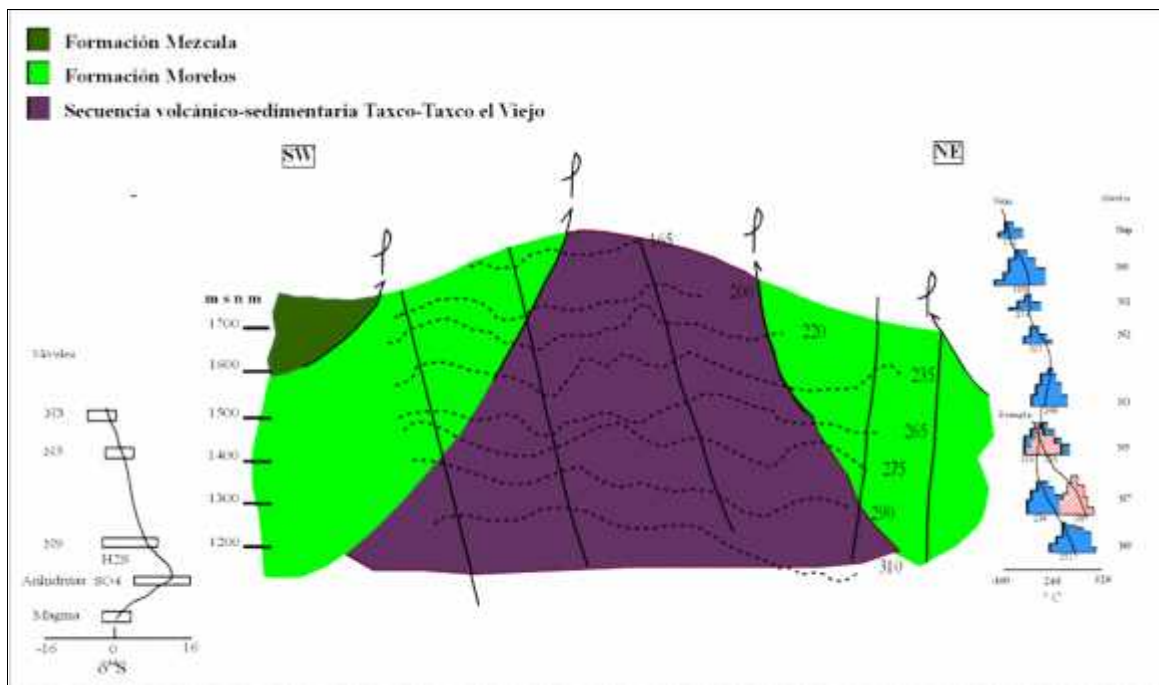


Figura 46. Sección esquemática del Distrito Minero de Taxco, exhibiendo el comportamiento de las temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas en cada uno de los niveles de producción, evidenciado que estos fluidos tuvieron un proceso de enfriamiento de las zonas más profundas hasta las zonas superficiales, así como, su dilución en cuanto a su salinidad y el fraccionamiento químicos de los isotopos de azufre.

## CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES

La sistematización de la información existente del área del Distrito Minero Taxco, así como, la generación de datos en el presente trabajo permitió contribuir al entendimiento del emplazamiento y origen de los fluidos mineralizantes, llegando a las siguientes conclusiones:

- Las rocas en donde está emplazada la mineralización del Distrito Minero Taxco es en las rocas de la Secuencias Volcánico-Sedimentaria de Taxco-Taxco el Viejo; en las rocas de la Formación Morelos y en la Formación Mezcala. En el primer paquete litológico solo se desarrollan algunas estructuras mineralizadas; en el segundo paquete hay el desarrollo de zonas de reemplazamientos tipo skarn y en el tercer paquete es en donde se desarrollan fuertemente las vetas.
- El emplazamiento de la mineralización en la zona de vetas, está íntimamente relacionada con los espacios predispuestos de acuerdo con la geodinámica del Cretácico superior hasta el Oligoceno; reconociéndose 5 orientaciones preferenciales; 1) Cabalgaduras mayores con dirección general N-S atribuidas a la Orogenia Larámide; 2) Fallas normales con dirección NO-SE y echados al E y al O, de probable edad pre-Eocénica; 3) Fallas con componente lateral siniestro con dirección NE-SO, originadas por la reactivación del régimen de subducción durante el Eoceno superior-Oligoceno inferior, generando una extensión “*pull-apart*”; 4) Derivado del intenso fallamiento lateral y en “*pull-apart*” se desprende un conjunto de fallas locales en “*échelon*”, lo cual genera estructuras con dirección NNE-SSO y terminaciones casi N-S, con buzamientos hacia el NO y O. Este sistema de fallas muy probablemente ocurrió durante el final del Oligoceno temprano o bien al inicio del Oligoceno tardío; y por último, 5) Fallas normales regionales con dirección preferente N-S y NNO-SSE; las cuales las han asociado al sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, del Mioceno tardío.
- El establecimiento de los eventos, tanto volcánicos y subvolcánicos, así como de los fluidos mineralizantes se tuvo que corroborar con el comportamiento geoquímico de las rocas de los Diques Calavera, además de la obtención de la edad de estos mismos

cuerpos. El comportamiento geoquímico es similar a los valores promedio de las rocas de las Ignimbritas, Rocas hipabisales básicas del área de Buenavista-Tilzapotla obtenidos por Morán-Zenteno et al; (2004) y los valores de las regiones de Etna, Mitla-Tlaco y Nejapa obtenidos por Martínez-Serrano et al; (2008). La edad de los Diques Calavera ( $35.44 \pm 0.24$  y  $34.95 \pm 0.37$  Ma), así como, la edad de los cristales de feldespatos potásicos ( $34.96 \pm 0.19$  Ma), hacen suponer que estos cuerpos subvolcánicos están fuertemente relacionados con el vulcanismo ácido de la Sierra Madre del Sur.

- Los procesos de mineralización se reconocen principalmente en dos formaciones rocosas del área de estudio, en las cuales se exhiben fuertes procesos de alteración, estos procesos se distinguen fuertemente en las rocas de las formaciones Morelos y Mezcala. En la primera formación es posible reconocer un proceso de reemplazamiento (skarnificación) y en algunos estratos de la base de la Formación Mezcala, en donde es posible observar un conjunto mineralógico de grosularita + piroxeno y ocasionales aglomeraciones de wollastonita y algunos parches de cuarzo. La mineralogía hidratada como parte del proceso retrógrado presente en las rocas previamente alteradas corresponde a la clorita principalmente, algunos parches de actinolita y tremolita, Existen ocasionales parches de arcillas y epidota acompañados de cuarzo; no obstante, el proceso un tanto más complicado se reconoce en las áreas de las vetas y se desarrolla en las rocas de Formación Mezcala y se encuentran este tipo de estructuras distribuidas a lo largo y ancho del DMT y las rocas más próximas a estas estructuras son las que exhiben una moderada alteración. El conjunto paragenético está evidenciado por cuarzo y calcita y parches no menos importantes de clorita y carbonatos como parte de una alteración propilítica. Es posible reconocer ocasionales aglomerados de tremolita y actinolita. También es posible observar ocasionales aglomeraciones de sericita, illita-esmectita, mineralogía propia de alteración fílica. En algunas zonas superficiales el conjunto mineralógico solo se presenta en pequeños parches aislados los cuales presentan cuarzo, calcita, ocasionales cristales de fluorita y fuertes cantidades de óxidos de hierro tipo siderita y grandes parches de minerales del grupo de las arcillas tipo illita-esmectita, indicando éste conjunto una alteración argílica.

- Como parte del proceso de mineralización metálica en la zona de reemplazamiento hay el desarrollo de grandes mantos mineralizados compuestos principalmente de placas xenomórficas de esfalerita rica en hierro hacia la base y hacia la cima esfalerita en coloraciones miel. También ocurren placas xenomórficas de galena que se disponen penetrando a los cristales de esfalerita. Se observan pequeños parches xenomórficos de calcopirita alterando a bornita. Así también, es posible reconocer algunos pequeños parches de pirrotita y magnetita. En la parte inferior de las vetas (en la zona profunda) es posible encontrar principalmente grandes placas de esfalerita con galena y en ellas ocurren pequeñas fracturillas rellenas de arsenopirita, tennantita y tetraedrita. También se reconoce calcopirita en pequeños parches. Ocasionalmente, aparecen esporádicos cristales y aglomerados policristalinos de estibinita, polibasita y argentita. En la parte superficial de la vetas existe esfalerita pero en mucho menos cantidad que en la dos zonas anteriormente señaladas; también la presencia de galena es mucho menor dejándose observar algunos manchones en coloración rojizo, quizás la presencia de algunos óxidos de zinc y/o hierro. Y en esta zona es en donde ocurren más a menudo las manifestaciones de estibinita y jamesonita.
  
- Isotópicamente, las rocas del Distrito Minero Taxco exhiben que los fluidos tienen un origen magmático con valores cercanos a 0 ‰ de  $^{34}\text{S}$  y que durante su ascenso, éstos sufren una primera contaminación en la que rápidamente se vuelven positivos (alrededor de 15 ‰ de  $^{34}\text{S}$ ) y conforme van ascendiendo hay un fraccionamiento químico y esto es posible evidenciarlo en las zonas de reemplazamiento en donde los valores alcanzan valores promedio de 0.7 ‰ de  $^{34}\text{S}$  y se hacen negativos en las zonas de vetas alcanzando valores de hasta -4.7 ‰ de  $^{34}\text{S}$ . Los pares isotópicos en los niveles de producción en donde fue posible recuperar minerales para estos tipos de análisis exhiben que las temperaturas varían desde 416 y 440 °C para el nivel 9, en pares de py-ga, esf-ga y py-ga hasta 245 °C para el nivel 3, en pares de esf-ga.
  
- Las inclusiones fluidas del Distrito Minero Taxco son bifásicas (L + V) en diferentes proporciones y microtermométricamente, exhiben salinidades relativamente altas en zonas del reemplazamiento y que a medida que estas fluidos se hospedan en la áreas de

las vetas exhiben valores mucho más bajos evidenciando con ello un proceso importante de dilución.

- Con los resultados obtenidos del análisis de los halógenos se interpreta que los fluidos interaccionaron con rocas siliciclásticas durante su ascenso, lo cual provocó el enriquecimiento en Na y K y que ambos tipos de cationes tuvieron que ver en la formación de sales en unión con el anión Cl<sup>-</sup>.
- Con base en los halógenos que se utilizan como geotermómetros, podemos establecer que los fluidos presentes en las inclusiones fluidas de algunos niveles del DMT, estuvieron sometidas a temperaturas de entre 300 y un poco por arriba de los 400 °C; y esto está por arriba en promedio de 100 °C de las temperaturas de homogenización que hemos medido en las inclusiones fluidas.
- Finalmente, con todas las herramientas utilizadas en el presente trabajo podemos decir que los fluidos responsable de los procesos de mineralización presente en las rocas del Distrito Minero Taxco se derivaron de un ambiente hidrotermal de intermedia a baja sulfuración y que con base en las edades de los Diques Calavera podemos aseverar que esta actividad hidrotermal está íntimamente relacionada con la actividad magmática de la Sierra Madre del Sur y que estos minerales económicos se encuentran hospedados en zonas de reemplazamiento y en vetas con base en la geodinámica del Cretácico superior hasta el Oligoceno (Fig. 47).

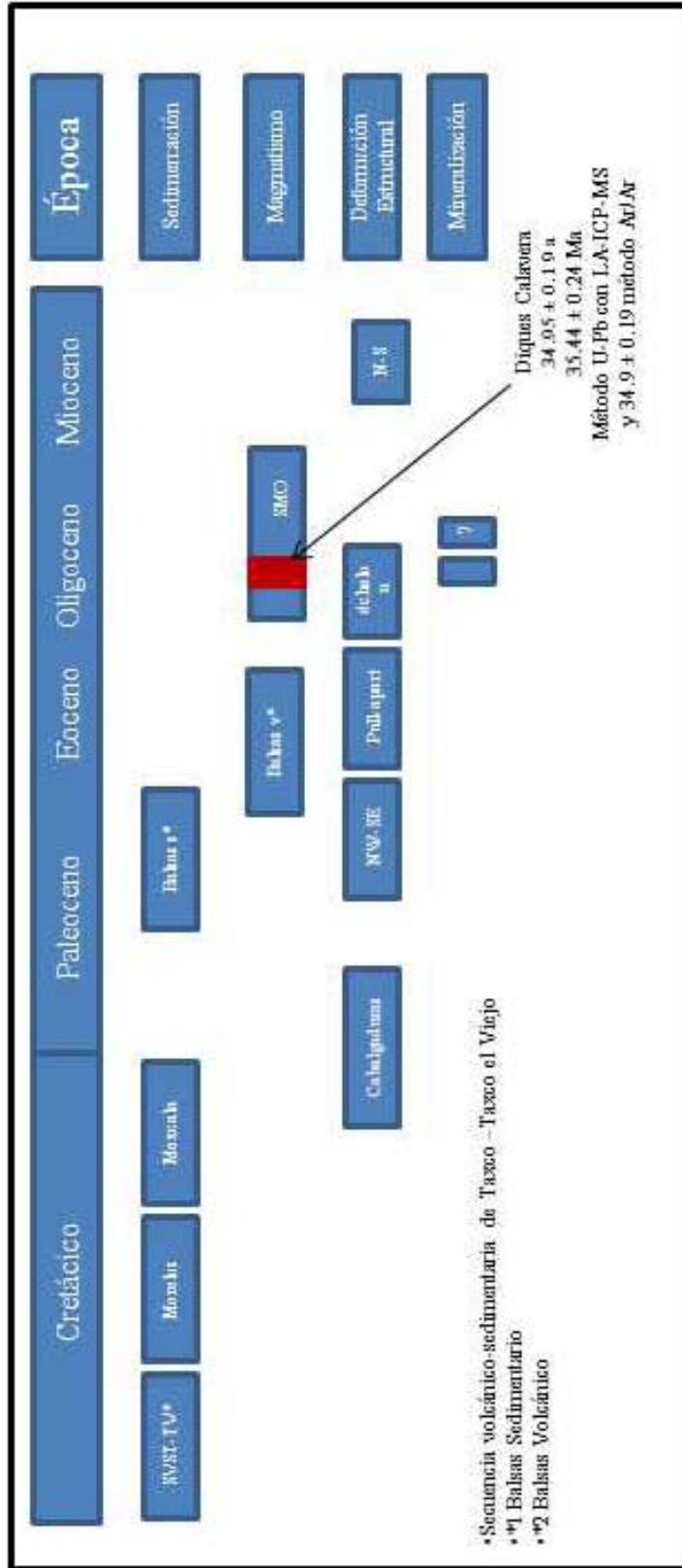


Figura 47. Contexto metalogénico del Distrito Minero Taxco, en donde se exhiben los principales eventos en donde y por donde tuvieron lugar los procesos de mineralización, tanto en las zonas de reemplazamientos, como en las zonas de vetas.

## CAPÍTULO 9. BIBLIOGRAFÍA

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, No. 3, 65-82.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J. Alba-Aldave, L., 2002b. Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research 118, 1-14.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vasallo-Morales, L.F., Xu, S.S., 2002a. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo 55, 12-29.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., Vasallo-Morales, L.F., 2001. Estratigrafía y deformación en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: Revista de Ciencias Geológicas 18, 129-148.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Tolson, G., Nieto-Samaniego, A.F., 2000. Assessing fault reactivation with the ReActiva program: Journal of Geosciences Education, 40, 506-512.
- Alba-Aldave, L.A., Reyes-Salas, M., Altúzar-Coello, P.E., Ángeles-García, B.S., Morán-Zenteno, D.J., Corona-Esquivel, R., 1995. Estratigrafía y Geoquímica de las rocas volcánicas terciarias de la región Taxco-Tilzapotla: GEOS, vol. 15, 101-102 (abstract).
- Alba-Aldave, L.A., Reyes-Salas, M., Morán-Zenteno, D.J., Ángeles-García, B.S. Corona-Esquivel, R., 1996. Geoquímica de las rocas volcánicas terciarias de la región de Taxco-Huautla: Memoria del VII Congreso Nacional de Geoquímica, San Luis Potosí. Actas INAGEQ 2, 39-44.
- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D., and Chomiak, B. A., 2001. Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: constraints from fluid inclusion and stable isotope data. Society of Economic Geologists Special Publication Series 8, 1-32.
- Alencaster, G., y Pantoja-Alor, J., 1998. Two new Lower Cretaceous rudists (*Bivalvia-Hippuritacea*) from the Huetamo region; southwestern Mexico: Geobios, v. 22, p. 15-28.
- Alexander, E.C., Jr., Mickelson, G.M., Lanphere, M.A., 1978, Mmhb-1: A new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standard, *en* Zartman, R.E., ed., Short papers of the fourth international conference, geochronology, cosmochronology, and isotope geology: U.S. Geological Survey Open-File Report, 78-701, 6-8.
- Anderson, A. J., and Mayanovic, R. A. (2003). Electron, nuclear and X-ray probe microanalysis of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 323-351.
- Asquith, G. B. 1979: *Subsurface Carbonate Depositional Models*, p. 121. Penwell Books, Tulsa.
- Atkinson, A. B., Bodnar, R. J., Anderson-Cook C., and Zaharan A. (2002). A model for the P-T-X properties of H<sub>2</sub>O-NaCl. In Eighth Biennial Pan.American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) abstracts. D. J. Kontak and A. J. Anderson editors. Halifax, Nova Scotia, Canada, pp. 2.
- Ayora, C., Garcia-Veigas, J. and Puedo, J. J. (1994). X-ray microanalysis of fluid inclusions and its application to the geochemical modeling of evaporitic basins. *Geochem. Cosmochem*, 54, 811-826.
- Bachinski, D. J., 1969: Bond strength and sulfur isotopic fractionation in coexisting sulfides. *Econ. Geol.* 64: 56-65.
- Bakker Ronald, J. (2002). Identification of salts in fluid inclusions by combined Raman spectroscopy and low temperature microthermometry. In Eighth Biennial Pan.American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) abstracts. D. J. Kontak and A. J. Anderson editors. Halifax, Nova Scotia, Canada, pp. 3-6.
- Bellon, H., Maury, R.C., Stephan, J.F., 1982, Dioritic basement, Site 493: petrology, geochemistry and geodynamics, *en*: Initial reports of Deep Sea Drilling Project: LEE M. (Ed.), v. LXVI, 723-731, United States Government Printing Office, Washington.
- Belkin, H. E. (1994). Microthermometric investigations: Th and Tm. Practical and theoretical aspects. In Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "inclusions in minerals" Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti eds. Pontignano-Siena pp. 7-23.
- Berger, B. R. and Eimon, P. L. 1983. Conceptual models of epithermal precious metal deposits, *en* Shanks, W. C. (Ed.) Cameron volume on unconventional mineral deposits. New York, New York, E.U.A. Society of Mining Engineer, 191-205.0-

- Bissig, T., Mortensen, J.K., May, B.V., 2003. The volcano-sedimentary setting of the Kuroko type VHMS district of Cuale, Jalisco, México: Resumen de la GSA, Section Cordilleran; 99<sup>th</sup> Annual meeting; Puerto Vallarta Jal., 1 a 3 de Abril 1 p.
- Bodnar, R. J. (1994): Philosophy of fluid inclusions analysis. In Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "inclusions in minerals" Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti eds. Pontignano-Siena pp. 1-6.
- Bodnar, R. J. (1996). Quantitative analysis of H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> fluid inclusions by Raman spectroscopy. Eighth Biennial Pan.American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VI) abstracts. Madison, WI. pp. 14.
- Bodnar, R. J. (2003a): Introduction to fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 1-8.
- Bodnar, R. J. (2003b): Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 81-100.
- Bodnar, R. J. (2003c): Reequilibration of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 213-231.
- Bodnar, R. J. and Vityk M. O. (1994): Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-Na-Cl fluid inclusions. In Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "inclusions in minerals" Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti eds. Pontignano-Siena pp. 117-130.
- Bodnar, R. J., 1993. A method of calculating fluid inclusion volume based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties on inclusion fluids. *Economic Geology*, 78, 535-542.
- Bodnar, R. J., T. J. Reynolds and Kuehn, C.A., (1985): Fluid Inclusion Systematics in Epithermal Systems: Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. *Reviews in Economic Geology*, 2, 73-97.
- Bonet, F., 1971. Espeleología de la Región de Cacahuamilpa, Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Boletín 90, 98 p.
- Bottrell, S.H.; Yardley, B.W.D. and Buckley, F., 1988. A modified crush-leach method for the analysis of fluid inclusions electrolytes. *Bull. Mineral*, 11, 279-290.
- Botz, R. W., and Von der Botz, C. C., 1984: Stable isotope study of carbonate sediments of the Coorong area, south Australia. *Sedimentology*, 31, 837-849.
- Braitsch, O., and Hermann, A. G., 1963, Zur geochemie des broms in salinären edimenten. Teil 1, experimentelle bestimmungen der Br-verteilung in Verschiedenen natürlichen salzsystemen: *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 27, p. 361-391
- Broecker, W. S., and V. M. Oversby. 1971: *Chemical Equilibria in the Earth*. McGraw-Hill, New York, 318 p.
- Brown, P. E., and Hagemann, S. G. (1984): MacFlinCor: A computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. In Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "inclusions in minerals" Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti eds. Pontignano-Siena pp. 231-250.
- Burke Ernst, A. J. (1994): Raman Microthermometry of fluid inclusions: The daily practice. In Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "inclusions in minerals" Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti eds. Pontignano-Siena pp. 25-44.
- Burlinson Kingsley (1996): Fluid inclusion decrepitation – an overview of exploration applications. In Eighth Biennial Pan.American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VI) abstracts. Madison, WI. pp. 25.
- Burnley Pamela C. (2002): Finite element modeling of fluid inclusion volume changes produced by heating and pressurization. In Eighth Biennial Pan.American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) abstracts., eds. D. J. Kontak and A. J. Anderson. Halifax, Nova Scotia, Canada., pp. 14-16.
- Burruss Robert, C. (1989): Paleotemperatures from fluid inclusions: Advances in theory and technique. In: *Thermal History of Sedimentary Basins. Methods and Case Histories*. Nancy D. Naeser and Thane H. McCulloh Eds. Springer-Verlag New York. 319 p.
- Cabanis, B.; Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Sr. II*, 309, 2023-2029.



- Calhoun, J. A., Bates, T. S., Charlson, R. J. 1991: Sulfur isotope measurements of submicrometer sulfate aerosol particles over the Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 18: 1877-1880.
- Campa, M.F., y Iriondo A., 2004, Significado de dataciones Cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la plataforma Guerrero-Morelos: Unión Geofísica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS, v. 24, n. 2, p. 173.
- Campa, M.F., Oviedo, R., Tardy, M., 1976. La cabalgadura laramídica del dominio volcano-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México: III Congreso Latino-Americano de Geología, México, Resúmenes, p. 23.
- Campa-Uranga, M.F. 1975. Las rocas Metamórficas e Ígneas del área de Taxco-Teloloapan, Gro: UNAM, México, D.F. p. 146.
- Campa-Uranga, M. F. y Coney, P., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F.; Iriondo, A., 2003. Early cretaceous protholith ages for metavolcanic rock from Taxco and Taxco Viejo in Southern Mexico: *Abstrats*, 99 the annual meeting Geological Society of America, Abril 1-3. Puerto Vallarta, Jalisco.
- Campa-Uranga, M.F., Campos, M., Flores, R., Oviedo, R.A., 1974. La secuencia mesozoica volcánico-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Mex.-Teloloapan, Gro: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 35, 7-28.
- Campa-Uranga, M.F., Ramírez E.J., 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnica Científica, v. 1, 100 p.
- Camprubí, A., 2003. Geoquímica de fluidos de los depósitos epitermales del sureste del Distrito de Temascaltepec, Estado de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 107-123.
- Camprubí, A., Ferrari, L., Cosca, M.A., Cardellach, E., Canals, A., 2003: Ages of epithermal deposits in Mexico: Regional significance and links with the evolution of tertiary volcanism: *Economic Geology*, v. 98, 1029-1037.
- Camprubí, A., González-Partida, E., Torres-Tafolla, 2006. Fluid inclusion and stable isotope study of the Cobre-Babilonia polymetallic epithermal vein system, Taxco district, Guerrero, Mexico: *Journal of Geochemical Exploration* 89, 33-38.
- Camprubí, A., Albinson, T., 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario. Revisión de algunas tipologías de Depósitos Minerales de México, Tomo LVIII, Núm. 1. P. 27-87.
- Camprubí, A., Albinson, T., 2007: Epithermal deposits in Mexico-an update of current knowledge, and an empirical reclassification. *Geological Society of America Special Paper* 422, 377-415.
- Camprubí, A., Prol-Ledezma, R. M., Tritlla, J., 1999. Comments on "Metallogenic evolution of convergent margin: selected ore deposits models" by S. E. Kesler: *Ore Geology Reviews*, 14, 71-76.
- Carballo, J. D., Land, L. S., and Misr, D. E. 1987: Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarlof Key, Florida. *J. sedim. Petrol.* 57, 153-165.
- Carpenter, A. B., and Trout, M. L., 1978, Geochemistry of bromide-rich brines of the Dead Sea and southern Arkansas, in Johnson, K. S., and Russell, J. R., eds., 13th Industrial Minerals Forum Okla. Geological Survey Circular, v. 79, p. 78-88.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., y Iriondo, A., 2003. Geologic and tectonic evolution of the western Guerrero terrane-a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico: En: *Geologic transects across Cordilleran Mexico*, Guidebook for the field trips of the 99<sup>th</sup> Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, 201-228.
- 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. *Geological Society of America Special Paper* 436, 279-308.
- Cerca-Martínez, 2004. Cerca M., Ferrari L., Bonini M., Corti G., & Manetti P. 2004. The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling during Laramide shortening and the development of the Caribbean - North American transform boundary in southern Mexico: insights from analogue models. In *Grocott, J., Taylor G., Tikoff B. (Eds). "Vertical coupling and decoupling in the Lithosphere"*. Geological Society, London, Special Publication 227, 117 - 140.
- Chiba, H., Kusakabe, M., Hirano, S. J., Matsuo, S. and Somiya, S. 1981: Oxygen isotope fractionation factors between anhydrite and water from 100 to 550°C. *Earth Planet Sci. Lett.* 53:55-62.

- Chou I-Ming, and Burruss Robert, C. (2002): Raman spectroscopy method for the determination of solubility of methane in water at room temperature and elevated pressures. Eighth Biennial Pan.American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) abstracts., eds. D. J. Kontak and A. J. Anderson. Halifax, Nova Scotia, Canada., pp. 21-22.
- Chou I-Ming, Shen, A. H., and Bassett, W. A. (1994): Applications of the hydrothermal diamond-anvil cell in fluid inclusions research. In Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "inclusions in minerals" Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti eds. Pontignano-Siena pp. 215-230.
- Clark, D. N. 1980: The diagenesis of Zechstein carbonate sediments. *Contrib. Sediment.* 9, 167-203.
- Clark, K.F., Foster, C.T., Damon, P. E., 1982: Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 93, 533-544.
- Claypool, G. E., Holser, W. T., Kaplan, I. R., Sakai, H., and Zak, I. 1980: The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretations. *Chem. Geol.* 28: 199-260.
- Collins, A. G., 1975, *Geochemistry of oilfield waters*, Elsevier Scientific Pub. Co., New York, p. 496.
- Cox, K. G.; Bell, J. d., Pankhurst, R. J., 1979. *The interpretation igneous rocks*. George, Allen and Unwin, London
- Craig, H. 1961: Isotopic Variation in Meteoric Waters. *Science* 133.1702-1703.
- Craig, H., and Gordon, L. I. 1965: Deuterium and oxygen-18 variation in the ocean and the marine atmosphere. In the stable Isotopes in Oceanographic Studies in Paleotemperatures. Spoleto, July, 26-27, 1965. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 1-22
- da Silva, M.A.M., Schreiber, B. C., and dos Santos, C. L. 2001: Evaporitos como recursos minerais. *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 18 (3), pp. 337-350.
- Damon, P.E., Shaffiquillah M., Clark K.F., 1981: Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the Southern Cordillera. In *Relations of tectonics to the ore deposits in the Southern Cordillera*: Ed., by W. R. Dickinson y D. W. Payne, Arizona Geological Society Digest V 14, 137-154.
- Damon, P.E., Shaffiquillah M., Clark K.F., 1983. Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of México: *Can. J. Earth Sci.* v 20, 1052-1071.
- de Cerna, Z., 1958. Notes on the tectonics of southern Mexico, in Weeks, L. G., ed. *Habitad of Oil*: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 523-532.
- de Cerna, Z., 1965. Reconocimiento Geológico en la Sierra Madre del Sur, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero: Instituto de Geología, Boletín, num. 62, 76.
- de Cerna, Z., 1982 (1983). Hoja Tejupilco 14Q-g(9), Geología de los Estados de Guerrero, México y Michoacán: México, D. F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, 28 p.
- de Cerna, Z., Fries, C.J., 1981. Hoja Taxco 14Q-h(7), with Resumen de la geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, 47 p.
- de Cerna, Z., Fries, C.Jr., 1981. Hoja Taxco 14Q-h(7), Geología de los Estados de Guerrero, México y Morelos: UNAM, Instituto de Geología, México.
- de Cerna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., y Palacios-Nieto, M., 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, En *Sociedad Geológica Mexicana, Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas*. V Convención Geológica Nacional, 2-33.
- de Cerna, Z., Palacios-Nieto, M., Pantoja-Alor, J., 1978. Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán: Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geología 2, 8-18.
- Deffeyes, K. S., Lucia, F. J., and Weyl, P. K. 1965: Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporitic waters on Bonaire, Netherland Antilles. In: *Dolomitization and Limestones Diagenesis – a Symposium* (Ed. by L. C. Pray and R. C. Murray) Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. 13. 71-88. Deines, P., D.
- Diamond, L. W. (1994): Introduction to phase relations of CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O fluid inclusions. In Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "inclusions in minerals" Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti eds. Pontignano-Siena pp. 131-158.
- Diamond, L. W. (2003a): Systematics of H<sub>2</sub>O inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds.. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 55-81.

- Diamond, L. W. (2003b): Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds..Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 101-158.
- Diamond, L. W. (2003c): Terms and symbols used in fluid inclusion studies. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds..Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 365-374.
- Díaz-Bravo, B.A., 2008. Estratigrafía, petrología y estilo eruptivo del centro volcánico silíceo de La Goleta-Sultepec, estados de México y Guerrero: [Tesis de Maestría], Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.
- Dickinson, W., y Lawton, T., 2001. Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: GSA Bulletin, v. 113, p. 1142-1160.
- Dinur, D., Spiro, B., and Aizenshtat, Z. 1980: The distribution and isotopic composition of sulfur in organic-rich sedimentary rocks. Chem. Geology 31, 37-51.
- Dole, M., Lane, G.a., Rudd, D.P, Zaukelies, D.A. 1954: Isotopic composition of atmospheric oxygen and nitrogen. Geochim. Cosmochim. Acta. 6: 65-78
- Dubessy, J., Lhomme T., Boiron M. C. And Rull F. (2002): Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature: application to fluid inclusions. Applied Spectroscopy, 56: 99-106.
- Dunham, J. B., and Olson, E. R. 1978: Diagenetic dolomite formation related to Paleozoic paleogeography of the Cordilleran Miogeocline in Nevada. *Geology*. 6, 556-559.
- Dunham, J. B., and Olson, E. R. 1980: Shallow subsurface dolomitization of subtidally deposited carbonate sediments in the Hanson Creek Formation (Ordovician-Silurian) of Central Nevada. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (Ed, by D. H. Zenger, J. B. Dunham, and R. L. Ethington) Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. 28, 139-161.
- Edmunds, W. M., 1996, Bromine geochemistry of british groundwaters: Mineralogica.
- Emery, D., and Robinson, A. 1993: Inorganic Geochemistry. Application to Petroleum Geology. Blackwell Scientific Publications, Inc. 254 p.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macias-Romo, C., 2000. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: *Journal of South American Science*, v. 13, p. 355-375.
- Emrich, K., D. H. Ehhalt, and J. C. Vogel. 1970: Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate, *Earth Planet. Sci. Letters*. 8, 186-196.
- Enriquez, E. y Rivera, R., 2001. Timing of magmatic and hydrothermal activity in the San Dimas districts, Durango, Mexico: Society of Economic Geologists, Special Publication, 8, 39-58.
- Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W., Inan, E. E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments: Society of Economic Geologists, Special Publication, 10, 285-313.
- Evensen, N. M.; Hamilton, P. J.; O'Nions, R. K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.
- Fanning, K. A., Byrne, R. H., Breland, J. A., W. S. Elsinger, R. J., and Pyle, T. E. 1981: Geothermal springs of the west Florida continental shelf: evidence for dolomitization and radionuclide enrichment. *Earth planet. Sci. Letts*. 52,345-354.
- Farfán-Panamá, J. L.; González-Partida, E., 2010. Edad de la mineralización del Distrito Minero Taxco, estado de Guerrero, México por medio del método Ar/Ar. *Actas INAGEQ Vol. 16, No. 1, Número especial dedicado al XX CONGRESO NACIONAL DE GEOQUÍMICA*
- Faure, G., 1986: Principles of Isotope Geology. Wiley, New York. 589 p.
- Ferrari, L., Cerca-Martinez, M., López-Martínez, M., Serrano-Duran, L., y Gonzalez-Cervantes, N., 2004. Age of formation of the Tzitzio antiform and structural control of volcanism in eastern Michoacán and western Guerrero: GEOS, Boletín de la Union Geofísica Mexicana, Abstract of the IV Reunion Nacional de Ciencias de la Tierra, v. 24, p. 165.
- Ferrari, L; Valencia-Moreno, M.; Brian, S.; 2007. Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and this relation with the evolution of the western margin of Norte America. *Geological Society of America Special Paper* 422, 1-39.
- Fisher, J. R. (1976): The volumetric properties of H<sub>2</sub>O – a graphical portrayal: *Journal of Research. United States Geological Survey*, v. 4, p. 189-193.
- Fisher, W. L., and Rodda, P. U. 1969: Edwards Formation (Lower Cretaceous), Texas: Dolomitization in a carbonate platform system. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.* 53, 55-72.

- Flügel Erik, 2004: Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation, and application. Springer Berlin Heidelberg New York. 976 p.
- Fluid inclusions technology, Inc. (1999): Fluid inclusion stratigraphy: a new tool for petroleum exploration & exploitation. [FIT@fittulsa.com](mailto:FIT@fittulsa.com)
- Fontes, J.Ch. and Matray, J.M., 1993. Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France. 1. Brines associated with Triassic salts. *Chem. Geol.*, 109, 149-175.
- Fowler, G., Hernon, R., Stone E., 1948: The Taxco mining district, Guerrero: en K.C. Dunham, Symposium on the geology, paragenesis and reserves of the ores of lead and zinc: Londres, Cong. Geol. Internal. 18, 107-116
- Fries, C.Jr., 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México: UNAM, Instituto de Geología, Bol. 60, 236.
- Fries, C.Jr., 1966. Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), con Resumen de la geología de la hoja Cuernavaca, estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie de 1:100,000.
- Gagnon J. E., Samson I. M. and Fryer B. J. (2003): LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions. In I. Samson, A., Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 291-322.
- George, S. C., Krieger, F. W., Eadington, P. J., Quezada, R. A., Greenwood, P. F., Eisenberg, L. I., Hamilton, P. J., and Wilson, M. A. (1997). Geochemical comparison of oil-bearing fluid inclusions and produced oil from the Toro sandstone, Papua, New Guinea. *Org. Geochem.* Vol. 26 N°34, pp. 155-173.
- Giggenbach, W. F. 1992c. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin: *Earth and Planetary Science Letters*, 113. 495-510.
- Given, R. K., and Wilkinson, B. H. 1987: Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation. *J. Sedim. Petrol.* 57, 1068-1078.
- Goldstein Robert, H. (2003): Petrographic analysis of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 9-49.
- Goldstein, R. H. (2001): Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos* 55, pp. 159-193.
- Goldstein, R. H., and Reynolds, T. J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short course* 31, Tulsa, 199 pp.
- Gómez-Fragoso E., 1974: Estudio geológico del manto San Antonio del distrito minero de Taxco, Gro: México D. F. Inst. Politécnico Nal., Esc. Sup., Ingeniería y Arquitectura, 61 p. Tesis profesional (inérita).
- González-Cervantes, N., 2007, Evolución del centro silíceo de la Sierra de Nanchititla, Estado de México y Michoacán: [Tesis de Maestría], Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Qro.
- González-Partida, E., y Torres-Rodríguez., V., 1998. Evolución tectónica de la porción centro-occidental de México y su relación con los yacimientos minerales asociados: *Geofísica Internacional*, v. 27, p.543-581.
- Gonfiantini, R., Fontes, J. C. 1963: Oxigen isotopic fractionation on the water of crystallization of gypsum. *Nature*, 200:644-646.
- Graham, C.M., Harmon, R.S. 1983: Stable isotope evidence of the nature of crust-mantle interactions. In: Hawkesworth C.J., and Norry M.J. (eds), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 20-45.
- Guerrero-Suastegui, M., 2004. Depositional and Tectonic History of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur; with Emphasis on Sedimentary Successions of the Teloloapan Area, southwestern Mexico: [Tesis de Doctorado], Department of Earth Sciences, Memorial University, Newfoundland, Canada, 600 pp.
- Guerrero-Suastegui, M., Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O., Campa-Uranga, M.F., 1991. El desarrollo carbonatado del Cretácico Inferior asociado al arco de Teloloapan, Noroccidente del Estado de Guerrero: Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoir, p. 67-70.
- Guilhaumou, N., Szydłowski, N. And Pradier, B. (1990): Characterization of hydrocarbon fluid inclusions by infra-red and fluorescence microspectrometry. *Mineralogical Magazine*. Vol. 54, pp. 311-324.
- Hall D., Shentwu W., Sterner M. And Wagner P.: Using Fluid inclusions to explore for oil and gas. [fit@fittulsa.com](mailto:fit@fittulsa.com). Hart's Petroleum Engineer International.
- Hall, D. L. (1996): Application of fluid inclusions to petroleum exploration: Some recent advances and case studies. *PACROFI VI*, Madison, WI. pp. 59-60.

- Hanor, J. S. (1994): Origin of saline fluids in sedimentary basins. From Parnell, J. (ed), *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*, Geological Society Special Publication N°. 78. 151-174.
- Hanor, J. S., 1987, Origin and migration of subsurface sedimentary brines, Short Course 21, (SEMP) Society for Sedimentary Geology, Tulsa, OK, p. 36-74.
- Hanor, J. S., 1987a: Origin and migration of subsurface sedimentary brines. Lecture Notes for Short Course N° 21. Sponsored by the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 247 p.
- Hanor, J. S., 1987b: Preceipitation of beachrock cements: Mixing of marine and meteoric waters vs. CO<sub>2</sub>-degassing: *Jour. Sed. Petrology*, v. 48, p. 489-501.
- Hardie, L. A. 1987: Dolomitization: a critical view of some current views. *J. Sedim. Petrol.* 57. 166-183.
- Hass, J. L. Jr., 1971. The Effect of salinity on the Maximum Thermal Gradient of a Hydrothermal System sat Hydrostatic Pressure: *Economic Geology*, Vol. 66, pp. 940-946.
- Haugerud, R.A., Kunk, M.J., 1988, Ar-Ar\*, a computer program for reduction of <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar data: U.S. Geological Survey, Open-File Report, 88-261, 68 p.
- Haynes, F. M. (1985): Determination of fluid inclusion composition by sequential freezing. *Econ. Geol.*, 80, 1436-1439.
- Heald, P., Foley, N. K., Hayba, D. O., 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types: *Economic Geology*, 82, 1-26.
- Hedenquist, J. W., 1987. Mineralization associated with volcanic zone: their characteristics and relation to volcanism and mineralization, en Smith, I. E. M. (Ed.), *Late Cenozoic volcanism in New Zealand*: Royal Society of New Zealand Bulletin, 23, 134-168.
- Hedenquist, J. W., Henley, R. W., 1985a. The importance of CO<sub>2</sub> on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implication for epithermal ore deposition: *Economic Geology*, 80, 1379-1406.
- Hedenquist, J. W., Lolewnstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: *Nature*, 370, 519-527.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. Jr., Reynolds, T. J., 2000. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal systems: far Southeast Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines: *Economic Geology*, 93, 373-404.
- Henley, R. W., Ellis, A.J., 1983. Geothermal systems, ancient and modern: *Earth Science Reviews*, 19, 1-50.
- Henley, R. W. 1985. The geothermal framework of epithermal deposits: *Reviews in Economic Geology*, 2, 1-24.
- Herut, B., Starinsky, A., Katz, A., and Bein, A., 1990, The role of seawater freezing in the formation of subsurface brines: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 35, p. 567-598.
- Hernández-Romano et al, 1997. Facies stratigraphy and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico: [Tesis de Doctorado] Posgraduate Research Institute for Sedimentology, University of Reading, Reading, UK.
- Hoefs, Jochem, 1997: *Stable isotope geochemistry*. 4<sup>th</sup> ed. Springer-Verlag, Berlin. 201p.
- Horsfield, B., and McLimans, R. K. (1984): Geothermometry and geochemistry of aqueous and oil-bearing fluid inclusions from Fathe Field, Dubai. *Org. Geochem.* Vol. 6, pp. 733-740.
- Hsü, K. J. 1967: Chemistry of dolomite formation. In: *Carbonate Rocks* (Ed., by G. V. Chilingar, H. J. Bissel and R. W. Fairbridge) pp.169-191. Elsevier Amsterdam.
- Irvine, T. N., Baragar W. R. A, 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Johnson, C.; Cardellach, E.; Tritlla, J. and Hanan, B. 1996. Cierco Pb-Zn-Ag Vein Deposits: Isotopic and Fluid Inclusion Evidence for Formation During Mesozoic Rifting in the Pyrenees of Spain. *Economic Geology*, vol. 91-3, 497-506.
- Kesler, S. E., Martini, A. M., Appold, M. S., Walter, L. M., Huston, T. J., and Furman, F. C., 1996, Na-Cl-Br systematics of fluid inclusions from Mississippi valley type 176 deposits, Appalachian basin: constraints on solute origin and migration paths: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 225-233.
- Kharaka, Y. K., and Berry, F. A. F., 1973, Simultaneous flow of water and solutes through geological membranes, I. Experimental investigations: *Geochimimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 2577-2603.
- Kharaka, Y., Maest, A. S., Carothers, W. W., Law, L. M., Lamothe, P. J., and Fries, T. L., 1987, Geochemistry of metal-rich brines from central Mississippi salt dome basin, USA: *Applied Geochemistry*, v. 2, p. 243-261.
- Khile, J. 1995. Adaptation of fluorescence excitation-emission micro-spectroscopy for characterization of single hydrocarbon fluid inclusions. *Org. Geochem.*, vol. 23, N°1112, pp. 1029-1042.

- Kiyosu, Y. 1980: Chemical reduction and sulfur-isotope effects of sulfate by organic matter under hydrothermal conditions. *Chem. Geol.* 30, 47-56.
- Kohout, F. A. 1967: Groundwater flow and the geothermal regime of the Florida plateau. *Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Soc.* 17, 339-354.
- Krouse, H. R. 1980: Sulphur isotopes in our environment. In *Handbook of environmental Isotope Geochemistry I. The terrestrial environment*. Fritz, P. Fontes, J-Ch (Eds.), Elsevier, Amsterdam, p. 435-472.
- Kunk, M.J., Sutter, J.F., Naeser, C.W., 1985, High-precision  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of sanidine, biotite, hornblende, and plagioclase from the Fish Canyon Tuff, San Juan Volcanic Field south-central Colorado: Geological Society of America, Abstract with Programs, 17, 636 p.
- Kunk, M.J., Winick, J.A., Stanley, J.O., 2001,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age-spectrum and laser fusion data for volcanic rocks in west central Colorado: U.S. Geological Survey, Open-File Report 01-472, 94 p.
- Kurilovitch, L., Norman, D. J., and Blamey, N. J. F. (2002): Analysis of fluid inclusions in drill core chips: Implications for exploration. In *Eighth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) abstracts.*, eds. D. J. Kontak and A. J. Anderson. Halifax, Nova Scotia, Canada., pp. 48.
- Kusakabe, M., Robinson, B.W. 1977: Oxygen and sulfur isotope equilibria in the  $\text{BaSO}_4\text{-HSO}_4\text{-H}_2\text{O}$  system from 110 to 350°C with applications. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 41:1033-1040.
- Land, L. S., 1985: The origin of massive dolomite. *J. Geol. Educ.* 33, 112-125.
- Langmuir, and R. S. Harmon (1974): Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground water. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 38, 1147-1164.
- Larese, L. E., and Hall, D. L. (1996): Studing petroleum migration with fluid inclusions: Results from hydrothermal burial simulation experiments. PACROFI VI, Madison, WI. pp. 74-75.
- Leija-Vázquez J. 1973: Estudio de los depósitos de reemplazamiento del distrito minero de Taxco, Gro.: San Luis Potosí (México), Univ. Autónoma de San Luis Potosí tesis 67 p. (inérita).
- Lindgren, W., 1933. *Mineral Deposits*: New York, New York, E.U.A., McGraw-Hill Book Co., 930 p.
- Lippmann, F., 1973: *Sedimentary Carbonate Minerals*, pp. 228. Springer-Verlag, Berlin.
- Ludwig, K.R., 2003, ISOPLOT; A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.00: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 70 p.
- Macleod, G., Larter, S. R., Aplin, A. C., Pedersen, K. S., and Booth, T. A. (1996): Determination of the effective composition of single petroleum inclusions using confocal scanning laser microscopy and PVT simulation. PACROFI VI, Madison, WI. pp. 81-82.
- Martínez-Serrano, R.G., Solís-Pichardo, G., Flores-Márquez, E.L., Macías-Romo, C. and Delgado Durán, J. 2008. "Geochemical and Sr - Nd isotopic characterization of the Miocene volcanic events in the Sierra Madre del Sur, central and southeastern Oaxaca, Mexico". *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 25 (1) 1-20 pp.
- Martínez-Serrano, R. G.; Solís-Pichardo, G.; Flores-Márquez, E. L.; Macías-Romo, C.; Delgado-Durán, J. 2008. Geochemical and Sr-Nd isotopic characterization of the Miocene volcanic events in the Sierra Madre del Sur, central and southeastern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25, 1-20-
- McCaffrey, M. A., Lazar, B., and Holland, H. D., 1987, The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br- and K+ with halite: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, No. 5, p. 928-937
- McCulloh, Thane, H., and Naeser, Nancy, D. 1989: Thermal History of Sedimentary Basins: Measurement and Significance. In *Thermal History of Sedimentary Basins Methods and Case Histories*. Naeser, Nancy, D. and McCulloh, Thane, H., eds. Springer-Verlag New York., p. 1-11.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: Geological Society of America, Special Paper 180 113-123.
- McDowell, F.W., Keizer, R.P., 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v.88, 1479-1487.
- McKee, E.H., Dreier, J.E., and Noble, D.C., 1992. Early Miocene hydrothermal activity at Pachuca-Real del Monte, Mexico: an example of space-time association of volcanism and epithermal Ag-Au mineralization. *Economic Geology* 87, 1635-1637.
- McKee, E. H., Drier, J. E., Noble, D. C., 1992. Early Miocene hydrothermal activity at Pachuca-Real del Monte, Mexico: an example of space-time association of volcanism and epithermal Ag-Au mineralization: *Economic Geology*, 87, 1638-1637.
- McKenzie, J. A. 1981: Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, UAE: a stable isotope study. *J. Geol.* 89, 185-198.

- McLimans, R. K. (1987): The application of fluid inclusions to migration of oil and diagenesis in petroleum reservoirs, applied geochemistry. Vol. 2, pp. 585-603.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagrams. *Chem. Geol.*, 56, 207-218.
- Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno, M., Valencia, V.A., Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., Díaz-Salgado, C., 2003. Major and trace element geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Laramide plutonic Rocks associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 205-217.
- Miranda-Gasca, M.A., Pyle, P., Roldán, J., and Ochoa-Camarillo, H.R., 2005. Gold-silver and copper-gold deposits of Ixhuatán, Chiapas: a new alkaline-rock related metallogenic province of southeastern Mexico, Linear Gold Corporation. AIMMGM XXVI Convención Internacional de Minería, Acta de Sesiones, 69-70.
- Miyashiro, A., Shido, F., 1974. Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium, and nickel: *American Journal of Science*, 275, 165-277.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., Solé, J., Iriondo, A., 2004. A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136, 97-119.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Martínez-Serrano, R.G., Reyes-Salas, M.A., Corona-Esquivel, R., Angeles-García, S., 1998. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of i.e. tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, southern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 151, 67-180.
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2005. La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, No. 3, 319-341
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G.N., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Silva-Romo, G., 2000. Geochronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra madre del Sur: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. LIII, 27-58.
- Morán-Zenteno, D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L., Solé, J., 2005. Relaciones de la Estratigrafía del Grupo Balsas con la evolución de la Caldera de Tilzapotla en la región de Amacuzac, Estados de Morelos y Guerrero: *GEOS*, 25, (1) 161.
- Morán-Zenteno, D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L., Solé, J., 2007. Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico; relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 68-80.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanics Belt: *Journal of South American Earth Sciences* 12, 513-535.
- Mortensen, J.K., Hall, B., Bissig T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.D.A., Ross, K.V., 2003. U-Pb zircon age and Pb isotopic constraints on the age and origin of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero-Terrain of Central México: Resumen de la SGN, Section Cordilleran; 99<sup>th</sup> Annual meeting; Puerto Vallarta Jal., 1 a 3 de Abril, 1 p.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., and 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* 103, 117-140.
- Munz Ingrid Anne, (2001): Petroleum inclusions in sedimentary basins: systematics, analytical methods and applications. *Lithos*, Vol. 55, p 195-212.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Cerca-Martínez, M., 1999b. Carta geológica-minera Celaya, escala 1:50,000: Pachuca, Hgo., Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Consejo de Recursos Minerales.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., 1997. Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns: *Tectonophysics* 270, 197-206.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., y Mendoza-Rosales, C.C., 2006. Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: *GSA Bulletin*, v. 118, n. 1/2, p. 1868-1882.

- O'Neil, J. R. 1986: Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation. *Rev. Mineral* 16: 1-40.
- O'Neil, J. R., Clayton, R. N., Mayeda, T. K. 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Phys. Chem.* 51:5547-5558.
- Ohmoto, H. 1986: Stable isotope geochemistry of ore deposits: J. W. Valley, H. P. Taylor Jr., and J. R. O'Neil, eds., *Reviews in Mineralogy. V.16: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes: Mineralogical Society of America*, 491-560.
- Onuma, N., Clayton, R. N., and Mayeda, T.K. 1972: Oxygen isotope cosmo thermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 169-188.
- Orr, W. L. 1974: Changes in sulfur content and isotopic ratios of sulfur during petroleum maturation-Study of Big Horn basin Paleozoic oils. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 58, 2295-2318.
- Orr, W. L. 1982: Rate and mechanism of non-microbial sulfate reduction. *Geol. Soc. Am. Abstracts with programs.* 14, 580.
- Ortiz-Hernández, 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.
- Osborne T. 1956: *Geología y depósitos minerales del distrito minero de Taxco: México D.F., Cong. Geol., Internal.*, 20, Libro-guía de la Excursión A-4 y C-2 pp. 75-8.
- Pan, Y., Christensen, N.I., Batiza, R., Coleman, T.L., 1998. Velocities of a natural midocean ridge basalt glass. *Tectonophysics* 290, 171-180.
- Pearce, J. A., Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290-300.
- Pérez-Segura E. 1973: *Estudio geológico de la mina Pedregal del distrito minero de Taxco, Gro.: San Luis Potosí (México), Univ. Autónoma de San Luis Potosí. Tesis* 71 p. (inérita).
- Perrilliat, M.C., Vega, F., Corona, R., 2000, Early Maastrichtian mollusca from the Mexcala Formation of the State of Guerrero, southern Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 74 (1), p. 7-24.
- Pi, P. T., 2005. *Estudio Mineralógico, geoquímico y geocronológico de los yacimientos de fluorita de Taxco (Guerrero) y Zacualpan (Edo. de México). Tesis Doctorado, Instituto de Geología, UNAM.*
- Pironon Jacques and Pradier Bernard (1992): Ultraviolet-fluorescence alteration of hydrocarbon fluid inclusions. *Org. Geochem. Vol. 18, N°4*, pp. 501-509.
- Pironon, J. (2004): Fluid inclusions in petroleum environments: analytical procedure for PTX reconstruction. *Acta Petrológica Sinica*, 20(6), pp. 1333-1342, (2004).
- Pironon, J., and Barres, O. (1990): Semicuantitative FT-IR microanalysis limits: evidence from synthetic hydrocarbon fluid inclusions in sylvite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 509-518.
- Potter, J. and Siemann, M. G. (2002): Determination of the nature of gaseous inclusions in Late Permian Carnallite salts from the Allertal salt structure, North Germany, by means of Laser-Raman XYZ mapping and stable isotopic analysis by GC-irMS., Eighth Biennial Pan.American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) abstracts., eds. D. J. Kontak and A. J. Anderson. Halifax, Nova Scotia, Canada, pp. 82-83.
- Potter, R. W. (1977): Pressure corrections for fluid inclusions homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl- H<sub>2</sub>O: *United States Geological Survey Journal of research*, v. 5, p. 603-607.
- Potter, R. W. II and Brown, D. L. (1975): The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0°C to 500 °C at pressures up to 2000 bars based on a regression of the available literature data: *United States Geological Survey Open File Report*, 75-636, 31 p.
- Potter, R. W. II and Brown, D. L. (1977): The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0°C to 500 °C at pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature: Preliminary steam tables for NaCl solutions: *United States Geological Survey Bulletin* 1421-C, p C1-C36.
- Potter, R. W. II and Clynne, M. A. (1978): Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperatures (abstract): *International Association on the Genesis of Ore Deposits, 5th Symposium. Program and abstracts.* Alta, UT., p 146.
- Powell, T. G., and McQueen, 1984: Precipitation of sulfide ores and organic matter: Sulfate reactions at Pine Point, Canada. *Science.* 224, 63-66. Purser, B. H., Tucker, M. E., and Zenger, D. H. 1994: Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. *Special Publication International Association of sedimentologists.* 21, 3-20.



- Raisz, E. 1959: Landforms of Mexico: Cambridge, Massachusetts, Geography branch of the Office Naval Research, 1 map with text, scale 1:3,000,000
- Ramírez-Espinoza, J., Campa-Uranga, M.F., Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M., 1991. Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas: Congreso Evolución Geológica de México, Soc. Mex. Miner., Instituto de Geología, UNAM, Memorias, p. 163-166.
- Rees, C. E., Jenkins, W. J., and Monster, J. 1978: The sulphur isotope geochemistry of ocean water sulphate. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 42: 377-382.
- Roedder, E (1981): Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping, Hollister y Crawford (eds.), *Miner. Assoc. Canada. Short Course in fluid inclusions*, 6: 101-137.
- Roedder, E. (1962): Ancien fluids in crystals. *Sc. Am.*, 207: 38-47 (1962a).
- Roedder, E. (1984): Fluid inclusion. *Min. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy*, 12, 644 pp.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusion. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, vol. 12, 644p.
- Rollinson, Hugh R. 1993: Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation (Longman geochemistry series). John Wiley & Sons., 352 p.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R. 1963: Isotopic patterns in modern global precipitation. *In Climate Changes in Continental Isotopic Records.* Swart PK, Lohmann KC, McKenzie JA, Savin S. (Eds) *Geophys. Monogr.* 78: 1-36.
- Sakai, H. 1968: Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes. *Geochem. J.* 2:29-49.
- Salazar-Salinas, L. 1901: Apuntes relativos al mineral de Taxco de Alarcón, Estado de Guerrero, Memorias y Revista de la Sociedad Científica "Antonio Alzate", 167-177.
- Salinas-Prieto, J.C., 2007. Análisis de la deformación dúctil en la región Norte del Estado de Guerrero: Servicio Geológico Mexicano.
- Saller, H. 1984: Petrologic and geochemical constraints on the origin of the subsurface dolomite, Enewitak Atoll: An example of dolomitization by normal sea water. *Geology*, 12, 217-220.
- Salvi, S., and Williams-Jones, A. E. (2003): Bulk analysis of volatiles in fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation.* Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 247-277.
- Samson, I. & Walker, R. T. (2000): Cryogenic Raman spectroscopic studies in the system -NaCl-CaCl<sub>2</sub>- H<sub>2</sub>O and implications for low temperature phase behavior in aqueous fluid inclusions. *Can. Mineral.* 38, 35-43.
- Sansone, F. J., 1985: Methane in the reef flat pore waters of Davies Reef, Great Barrier Reef (Australia). *Proc. Fifth Int. Coral Reef Congr. Tahiti.* 3, 415-420.
- Sansone, F. J., Andrews, C. G., Buddemeier, R. W., and Tribble, G. W., 1988a: Well pointsampling of reef interstitial water. *Coral Reefs*, 7, 19-22.
- Sansone, F. J., Tribble, G. W., Buddemeier, R. W., and Andrews, C. G., 1988b: time and space scales of anaerobic diagenesis within a coral reef framework. *Proc. Sixth Int. Coral Reef Congr. Australia.* 3, 367-372.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., y Koehler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, v. 14, n. 5, p. 1339-1350.
- Schmidt-Mumm Andreas (1996): Application of fluid inclusion studies to the reconstruction of the thermal evolution of sedimentary basins. In Eighth Biennial Pan.American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VI) abstracts. Madison, WI. pp. 111-112.
- Schmoker, J. W., and Halley, R. B., 1982: Carbonate porosity versus depth: A predictable relation for south Florida: *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 66, p. 2561-2570.
- Schoell, M. 1984: Stable isotopes in petroleum research. In: *Advances in Petroleum Geochemistry*, vol. 1. J. Brooks and D. Welte, eds., Academic Press, London, 215-243.
- Schreiber, B. C. 1986: Arid shorelines and evaporites. In H. G. Reading, ed., *Sedimentary environments and facies* (2<sup>nd</sup> ed.), Blackwell Scientific Publishers, pp. 189-228, Oxford.
- Schreiber, B. C., and Tabakh, M. El. 2000: Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology. Millennium Reviews.* 47 (Suppl), 215-238.
- Seal, R. R. II, Alpers, Ch. N., and Rye R. O. 2000: Stable Isotope Systematics of Sulfate Minerals. In *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 40, pp. 541-602
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez F., y Speed F.C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, v. 278, p. 153.

- Seyfried, W. E. And Janecky, D. R. 1983: Experimental basalt-solution interaction: Implications for the origin of ridge crest hydrothermal fluids. In: Proceedings, 4<sup>th</sup> Int'l. Symp, on Water-Rock interaction, Misasa, Japan, 433-436.
- Shepherd, T., Rankin, A. H., and Alderton, D. H. M. (1985): A practical guide to fluid inclusions studies. Blackie and Son Ltd.
- Sheppard, S.M.F. 1977: The Cornubian batholith, SW England: D7H and <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O studies of kaolinite and other alteration minerals. *J. Geol. Soc.*, 133, 573-591.
- Sheppard, S.M.F. 1986: Characterization and Isotopic Variations in Natural Waters: J. W. Valley, H. P. Taylor Jr., and J. R. O'Neil, eds., *Reviews in Mineralogy*. V.16: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes: Mineralogical Society of America, 165-183.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R. L., Taylor, HP. Jr. 1969: Oxygen and hydrogen isotope ratios of clays from porphyry copper deposits. *Econ. Geol.* 64. 755-777.
- Shinn, E. A., Ginsburg, R. N., and Lloyd, R. M. 1965: Recent supratidal dolomites from Andros Islan, Bahamas. In: *Dolomitization and Limestones Diagenesis, a Symposium*. (Ed., by L. C. Pray and R. D. Murray) Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. 13, 112-123.
- Sillitoe, R. H., 1988. Environments, styles and origins of gold deposits in western Pacific island arcs, en Bicentennial Gold 88: Geological Society of Australia, Abstracts, 22, 127-138.
- Sillitoe, R. H., Hedenquist, J. W., 2003. Linkages between Volcanotectonic Setting, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits: Society of Economic Geologists, Special Publication Series, 10, 314-343.
- Simmons, S. F.** and Browne, P.R.L., 1990, Mineralogic, alteration and fluid inclusion studies of epithermal gold-bearing veins at the Mt. Muro prospect, Central Kalimantan (Borneo), Indonesia: *Jour. Geochem. Exploration*, vol. 35, no. 1-3, p. 63-104.
- Simms, M., 1984: Dolomitization by groundwater-flow systems in carbonate platforms. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Socs.* 34, 411-420.
- Sláma, J. Kosler, J., Condon D.J., Crowley, J.L., Gerdes A., Hanchar, J.M., Horstwood M.S., Morris G.A, Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J., 2008, Plesovice zircon—A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis: *Chemical Geology*, 249, 1-35.
- Smith, D. B. 1981: Bryozoan-algal patch reefs in the Upper Permian Magnesian limestones of Yorkshire, Northeast England. In: *European Fossil Reef Models* (Ed., by D. F. Toomey) Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. 30. 187-202.
- Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Schaaf, P., Norman, M., Torres De León, R., Ortega-Obregon, C., Chiquin, M., Morán-Ical, S., 2009, U-Pb zircon geochronology of Paleozoic units in Western and Central Guatemala: insights into the tectonic evolution of Middle America. En: James, K.H., Lorente, M. A., and Pindell, J., (eds), *Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, Geological Society of London, Special Publications, 328, 293-311.
- Spencer, R. J., Hardie, L. A. 1990: Control of sea water composition of mixing of river waters and mid-ocean ridge hydrothermal brines. In R. J. Spencer, I-Ming Chou (Eds) *Fluid-Mineral Interactions: A tribute to H. P. Eugster*. *Gechem. Soc pec Pub 2*: 409-419.
- Spencer, Ronald, J., 2000: Sulfate Minerals in Evaporite Deposits. *In Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 40. p 173-192.
- Staude, J.M.G., and Barton, M.D., 2001. Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern Mexico. *GSA Bulletin* 113, 1357-1374.
- Steiger, R. H., Jäger, E. 1977. Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet, Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- Sun, S. S, McDonough, W. F, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. I, n: Saunders A. D. and Norry M. J. (Eds), *Magmatism in ocean basins*. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, pp. 313-345.
- Talavera-Mendoza, O., 1993. Les formations orogeniques Mesozoiques de Guerrero (Mexique meridional). Contributions à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordilleras mexicaines: Ph. D. Thèse université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Talavera-Mendoza, O., 2000. Mélange in southern Mexico: geochemistry and metamorphism of the Las Ollas Complex (Guerrero Terrane): *Canadian Journal of Earth Science*, v. 13, n. 4, p. 337-354.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J., y Guerrero-Suastegui, M., 1995. Petrology and geochemistry of the Teloloapan Subterrane: A lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 3-22.

- 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 evolution of southern North America during the late Mesozoic: *GSA Bulletin*, 119, 1052-1065.
- Taylor, H.P. 1974: The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.* 843-883.
- Teinturier Stéphane, Pironon Jacques and Walgenwitz Frédéric, (2002): Validation of the PVT Modeling of petroleum using synthetic fluid inclusions. Eighth Biennial Pan.American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) abstracts., eds. D. J. Kontak and A. J. Anderson. Halifax, Nova Scotia, Canada, pp. 100-102.
- Thode, H.G. 1981: Sulfur isotope ratios in petroleum research and exploration: Williston Basin. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 4, 367-377.
- Thode, H.G., Monster, J. 1965: Sulfur-Isotope Geochemistry of petroleum, evaporites and ancient seas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 4:367-377.
- Timofeeff Michael, N., Lowenstein, T. K., Brennan, S. T., and Hardie, L. A. (2002): Fluctuations in Phanerozoic seawater chemistry; Results from fluid inclusions in marine halites. Eighth Biennial Pan.American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) abstracts., eds. D. J. Kontak and A. J. Anderson. Halifax, Nova Scotia, Canada, pp. 111-112.
- Tolson-Jones, G., 1998. Deformación, exhumación y geotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos: [Ph.D. Thesis], Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Posgrado en Geofísica, Mexico D.F., 98 pp.
- Touret Jacques, L. R. (1994): Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic environments.
- Tribble, G. W., 1990: Early diagenesis in a coral reef framework. PhD Thesis. University of Hawaii
- Tribble, G. W., 1993: Organic matter oxidation and aragonite diagenesis in a coral reef. *J. Sediment. Petrol.* 63, 523-527.
- Tribble, G. W., Sansone, F. J., and Smith, S. W., 1990: Stoichiometric modeling of carbon diagenesis within a coral reef framework. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 2439-2449.
- Tribble, G. W., Sansone, F. J., Buddemeier R. W., and Li Y.-H., 1992: Hydraulic exchange between a coral reef and surface seawater. *Geol. Soc. Bull.* 104, 1280-1291.
- Tritlla, J. y Cardellach, E. 1997. Fluid inclusion systematics in pre-ore minerals from carbonate-hosted mercury veins from the Espadán Ranges (East of Spain). *Chemical Geology*. vol. 137, 91-106
- Tucker, M. E., Wright, V. P., 1990: Carbonate Sedimentology. Chap. 8, ed. Blackwell Science. 482 p.
- Van den Kerkhof, A. M., and Hein, U. F. (2001): Fluid inclusions petrography. *Lithos* 55, pp. 27-47, Elsevier ed.
- Vanko, D. A., Bodnar, R. J. & Sterner, S. M. (1988): Synthetic fluid inclusions. VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal system. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2451-2456.
- Von der Borch, C. C., 1976: Stratigraphy and formation of Holocene dolomitic carbonate deposits of Coorong area, South Australia. *J. Sedim. Petrol.* 46, 952-966.
- Walter, L. M., Stueber, A. M., and Huston, T. J., 1990, Br-Cl systematics in Illinois basin fluids: Constraints on fluid origin and evolution: *Geology*, v. 18, no. 4, p. 315-318.
- White, W. M. 2005: Geochemistry, John Hopkins Univ. Press. 701p.
- Wilkinson, J. J. (2001): Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 299-272
- William-Jones, A. E. & Samson, I. (1990): Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: Applications to fluid inclusions. *Can. Mineral.* 28, 299-204.
- Worden et al, 1996, R.H. Worden, P.C. Smalley and N.H. Oxtoby, The effects of thermochemical sulphate reduction upon formation water salinity and oxygen isotopes in carbonate gas reservoirs, *Geochim. Cosmochim. Acta* 60 (20) (1996), pp. 3925-3931. Abstract
- Wood, D.A., 1980, The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province: *Earth Planetary Sciences Letters*, 50, 11-30.
- Yardley, B.W.D.; Banks, D.A.; Bottrell, S.H. and Diamond, L.W., 1993: Post-metamorphic gold-quartz veins from N.W. Italy: the composition and origin of the ore fluid. *Min. Mag.*, 57, 407-422.
- Zenger, D. H., 1972: Dolomitization and uniformitarianism. *J. Geol. Educ.* 20, 107
- Zindler, A., Hart, S. R., 1986. Chemical geodynamics. *Am. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571.

# **ANEXO 1**

**Imágenes de luz transmitida y tablas de resultados de los  
zircones analizados por el método U/Pb.**



Imagen de catodoluminiscencia ampliada de la C-3 en donde se muestran los microzoneamientos de los zircones que fueron utilizados en el método radiométrico U-Th-Pb.

Muestra C-5

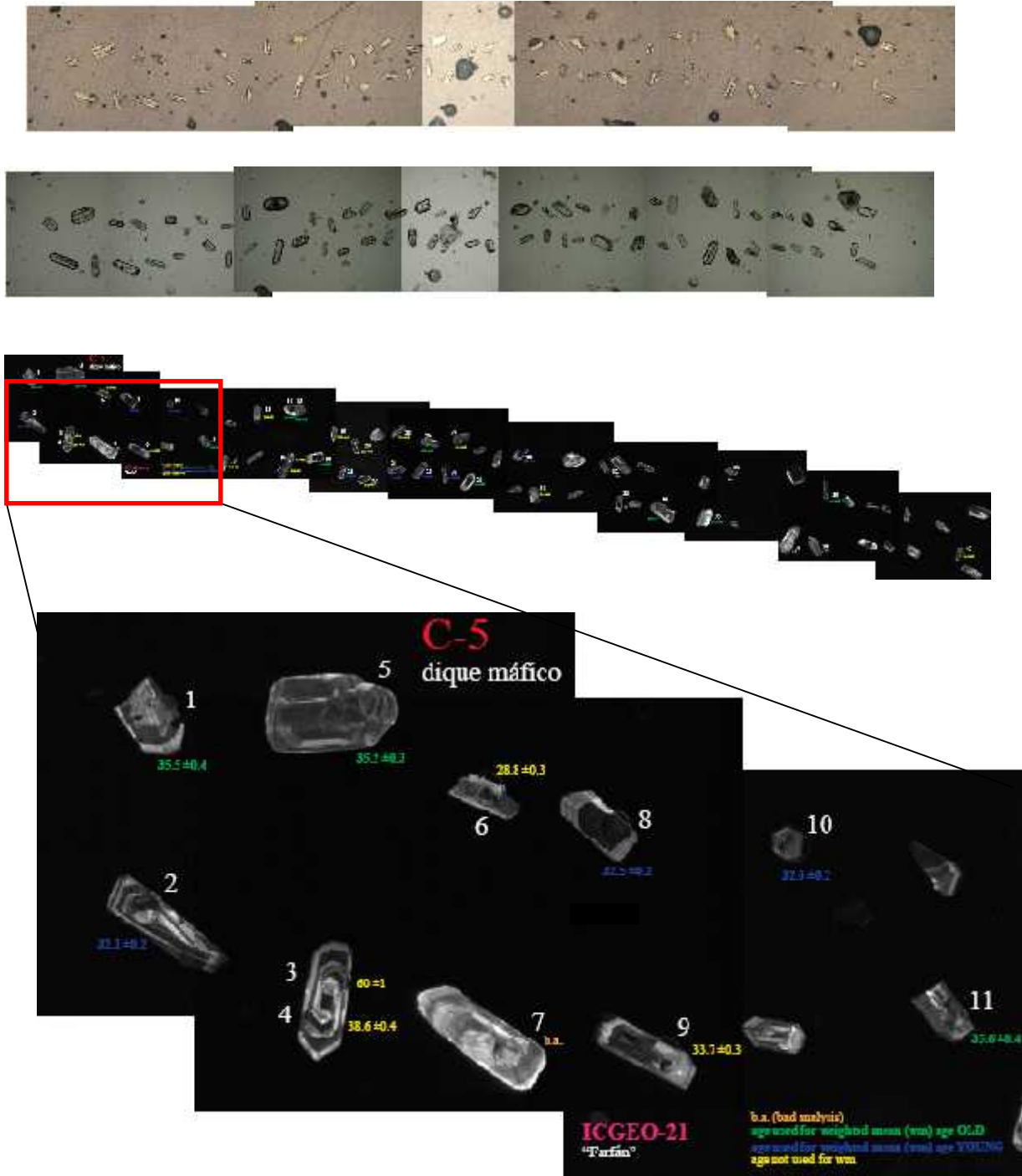


Imagen de catodoluminiscencia ampliada de la muestra C-5 en donde se muestran los microzoneamientos de los zircones que fueron utilizados en el método radiométrico U-Th-Pb.

	CORRECTED RATIOS											CORRECTED AGES (Ma)											
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±1V	<sup>07</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±1V	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±1V	Rho	<sup>08</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th ±1V	% disc	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±1V	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±1V	<sup>07</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±1V	<sup>08</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th ±1V	Best age (Ma)	±1V								
C-3 (mafic dike, Taxco) January 2011 (Mount IC GEO-21)																							
Zircon_29	4369	886	0.18	0.04657	0.00076	0.02973	0.00054	0.00463	0.00003	0.320	0.00148	0.00004	0	29.8	0.2	29.7	0.5	27	34	29.8	0.9	29.8	0.2
Zircon_36	2476	408	0.15	0.04736	0.00094	0.03113	0.00068	0.00477	0.00003	0.330	0.00152	0.00002	1	30.7	0.2	31.1	0.7	67	46	30.6	0.5	30.7	0.2
Zircon_34	3930	928	0.21	0.04746	0.00081	0.03314	0.00061	0.00507	0.00003	0.380	0.00165	0.00003	2	32.6	0.2	33.1	0.6	72	40	33.3	0.6	32.6	0.2
Zircon_3	2549	909	0.32	0.05702	0.00281	0.04090	0.00219	0.00520	0.00006	0.300	0.00162	0.00002	18	33.5	0.4	41.0	2.0	492	104	32.6	0.4	33.5	0.4
Zircon_33	903	257	0.26	0.04779	0.00143	0.03499	0.00109	0.00532	0.00004	0.280	0.00167	0.00005	2	34.2	0.3	35.0	1.0	89	67	34.0	1.0	34.2	0.3
Zircon_17	234	60	0.23	0.05275	0.00393	0.03941	0.00319	0.00542	0.00010	0.330	0.00170	0.00005	11	34.8	0.7	39.0	3.0	318	167	34.3	1.0	34.8	0.7
Zircon_19	439	183	0.38	0.05000	0.00249	0.03731	0.00201	0.00541	0.00006	0.260	0.00171	0.00003	6	34.8	0.4	37.0	2.0	195	108	34.5	0.7	34.8	0.4
Zircon_9	588	154	0.24	0.05384	0.00359	0.04029	0.00279	0.00543	0.00005	0.210	0.00170	0.00003	13	34.9	0.3	40.0	3.0	364	152	34.3	0.6	34.9	0.3
Zircon_27	862	247	0.26	0.05145	0.00257	0.03864	0.00204	0.00545	0.00005	0.250	0.00171	0.00003	8	35.0	0.3	38.0	2.0	261	108	34.6	0.5	35.0	0.3
Zircon_30	698	261	0.34	0.04982	0.00247	0.03764	0.00199	0.00548	0.00005	0.250	0.00173	0.00004	7	35.2	0.3	38.0	2.0	186	107	34.9	0.8	35.2	0.3
Zircon_7	188	68	0.32	0.05609	0.00570	0.04232	0.00459	0.00547	0.00010	0.270	0.00170	0.00006	16	35.2	0.6	42.0	4.0	456	225	34.0	1.0	35.2	0.6
Zircon_18	449	145	0.29	0.04853	0.00176	0.03672	0.00143	0.00549	0.00005	0.220	0.00174	0.00004	5	35.3	0.3	37.0	1.0	125	79	35.1	0.7	35.3	0.3
Zircon_11	847	204	0.22	0.04707	0.00150	0.03586	0.00123	0.00553	0.00005	0.290	0.00176	0.00007	1	35.5	0.3	36.0	1.0	53	67	35.0	1.0	35.5	0.3
Zircon_14	342	119	0.31	0.05366	0.00422	0.04088	0.00344	0.00553	0.00008	0.300	0.00173	0.00004	13	35.5	0.5	41.0	3.0	357	176	34.9	0.8	35.5	0.5
Zircon_40	757	241	0.29	0.05371	0.00166	0.04080	0.00136	0.00552	0.00007	0.370	0.00190	0.00011	13	35.5	0.4	41.0	1.0	359	70	38.0	2.0	35.5	0.4
Zircon_16	615	167	0.24	0.05314	0.00202	0.04031	0.00158	0.00555	0.00005	0.240	-0.00019	-0.00006	11	35.7	0.3	40.0	2.0	335	86	-3.8	-1.2	35.7	0.3
Zircon_23	769	332	0.39	0.05118	0.00255	0.03933	0.00207	0.00557	0.00005	0.210	0.00175	0.00002	8	35.8	0.3	39.0	2.0	249	108	35.4	0.5	35.8	0.3
Zircon_22	323	140	0.39	0.04608	0.00424	0.03570	0.00346	0.00562	0.00007	0.260	0.00188	0.00026	0	36.1	0.5	36.0	3.0	2	179	38.0	5.0	36.1	0.5
Zircon_12	327	82	0.23	0.04974	0.00261	0.03864	0.00216	0.00563	0.00007	0.240	0.00178	0.00005	5	36.2	0.5	38.0	2.0	183	117	35.9	1.0	36.2	0.5
Zircon_8	379	131	0.31	0.05974	0.00612	0.04642	0.00501	0.00564	0.00008	0.250	0.00174	0.00005	21	36.2	0.5	46.0	5.0	594	229	35.2	1.0	36.2	0.5
Zircon_26	1769	512	0.26	0.05625	0.00454	0.04392	0.00378	0.00566	0.00007	0.340	0.00176	0.00005	17	36.4	0.5	44.0	4.0	462	171	36.0	1.0	36.4	0.5
Zircon_25	563	209	0.33	0.05614	0.00404	0.04406	0.00330	0.00569	0.00005	0.200	0.00177	0.00003	17	36.6	0.3	44.0	3.0	458	153	35.8	0.6	36.6	0.3
Zircon_5	906	223	0.22	0.04991	0.00180	0.03922	0.00145	0.00571	0.00005	0.220	0.00179	0.00005	6	36.7	0.3	39.0	1.0	191	83	36.0	1.0	36.7	0.3
Zircon_2	551	197	0.32	0.05978	0.00718	0.04767	0.00584	0.00578	0.00007	0.120	0.00179	0.00007	21	37.2	0.5	47.0	6.0	596	255	36.0	1.0	37.2	0.5
Zircon_10	416	86	0.19	0.04884	0.00213	0.03963	0.00187	0.00589	0.00007	0.310	0.00186	0.00005	3	37.8	0.5	39.0	2.0	140	96	38.0	1.0	37.8	0.5
Zircon_20	190	63	0.30	0.04923	0.00300	0.04005	0.00258	0.00590	0.00008	0.220	0.00187	0.00009	5	37.9	0.5	40.0	3.0	159	129	38.0	2.0	37.9	0.5
Zircon_4	484	150	0.28	0.04662	0.00248	0.03973	0.00244	0.00618	0.00011	0.370	0.00197	0.00013	1	39.7	0.7	40.0	2.0	30	112	40.0	3.0	39.7	0.7
Zircon_37	663	316	0.43	0.05215	0.00130	0.04506	0.00379	0.02022	0.00015	0.300	0.00639	0.00015	7	129.0	0.9	138.0	3.0	292	57	129.0	3.0	129.0	0.9
														Weighted Mđan <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		35.44 ± 0.24 Ma							
(n = 16; MSWD = 1.5; 2-sigma)																							

C-3 (mafic dike, Taxco. Lat. Norte. 18° 33'53'' y Lon. Oeste 99° 35'02'') January 2011 (Mount IC GEO-21)

	CORRECTED RATIOS										CORRECTED AGES (Ma)												
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±1V	<sup>07</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±1V	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±1V	Rho	<sup>08</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th ±1V	% disc	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±1V	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±1V	<sup>07</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±1V	<sup>08</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th ±1V	est age (Ma)	±1V								
Zircon_6	6771	3203	0.42	0.06293	0.00271	0.03906	0.00174	0.00048	0.00005	0.260	0.00165	0.00007	26	28.8	0.3	39.0	2.0	706	86	33.0	1.0	28.8	0.3
Zircon_40	1690	426	0.23	0.04719	0.00113	0.03072	0.00078	0.00473	0.00004	0.330	0.00158	0.00004	1	30.4	0.3	30.7	0.8	59	52	31.9	0.8	30.4	0.3
Zircon_19	6147	1438	0.21	0.04713	0.00075	0.03163	0.00054	0.00487	0.00003	0.360	0.00162	0.00003	1	31.3	0.2	31.6	0.5	56	33	32.7	0.6	31.3	0.2
Zircon_22	5743	1183	0.18	0.04727	0.00076	0.03201	0.00056	0.00492	0.00003	0.400	0.00166	0.00003	1	31.6	0.2	32.0	0.6	63	34	33.5	0.6	31.6	0.2
Zircon_30	6786	1820	0.24	0.04831	0.00077	0.03289	0.00058	0.00494	0.00004	0.430	0.00163	0.00003	3	31.8	0.3	32.9	0.6	114	35	32.9	0.6	31.8	0.3
Zircon_10	2029	383	0.17	0.04735	0.00096	0.03244	0.00074	0.00497	0.00004	0.310	0.00158	0.00005	1	32.0	0.2	32.4	0.7	67	42	32.0	1.0	32.0	0.2
Zircon_21	2920	881	0.27	0.04667	0.00086	0.03197	0.00069	0.00497	0.00004	0.330	0.00159	0.00005	0	32.0	0.2	32.0	0.7	32	36	32.0	1.0	32.0	0.2
Zircon_2	2578	782	0.27	0.04667	0.00072	0.03212	0.00056	0.00499	0.00003	0.270	0.00162	0.00006	0	32.1	0.2	32.1	0.6	32	32	33.0	1.0	32.1	0.2
Zircon_24	4086	1026	0.22	0.04844	0.00078	0.03342	0.00058	0.00501	0.00003	0.370	0.00176	0.00004	4	32.2	0.2	33.4	0.6	121	34	35.5	0.8	32.2	0.2
Zircon_25	2240	666	0.27	0.04679	0.00104	0.03257	0.00082	0.00505	0.00004	0.340	0.00161	0.00006	0	32.5	0.2	32.5	0.8	39	47	32.0	1.0	32.5	0.2
Zircon_28	5604	1689	0.27	0.04867	0.00083	0.03394	0.00061	0.00506	0.00003	0.320	0.00164	0.00004	4	32.5	0.2	33.9	0.6	132	38	33.1	0.8	32.5	0.2
Zircon_8	4107	837	0.18	0.04754	0.00093	0.03310	0.00071	0.00505	0.00003	0.360	0.00160	0.00003	2	32.5	0.2	33.1	0.7	77	43	32.4	0.6	32.5	0.2
Zircon_39	1658	532	0.29	0.04899	0.00194	0.03460	0.00148	0.00512	0.00004	0.280	0.00162	0.00003	6	32.9	0.3	35.0	1.0	147	85	32.8	0.6	32.9	0.3
Zircon_13	2608	536	0.18	0.04790	0.00120	0.03389	0.00091	0.00515	0.00005	0.360	0.00174	0.00005	2	33.1	0.3	33.8	0.9	94	52	35.0	1.0	33.1	0.3
Zircon_20	2336	539	0.21	0.05333	0.00462	0.03794	0.00349	0.00516	0.00005	0.270	0.00163	0.00007	13	33.2	0.3	38.0	3.0	343	174	33.0	1.0	33.2	0.3
Zircon_27	1504	299	0.18	0.04984	0.00125	0.03543	0.00095	0.00516	0.00005	0.350	0.00164	0.00004	6	33.2	0.3	35.4	0.9	188	55	33.1	0.8	33.2	0.3
Zircon_17	1972	493	0.22	0.04839	0.00135	0.03507	0.00104	0.00523	0.00005	0.340	0.00179	0.00005	4	33.6	0.3	35.0	1.0	118	58	36.0	1.0	33.6	0.3
Zircon_23	1811	463	0.23	0.05242	0.00105	0.03770	0.00082	0.00522	0.00004	0.390	0.00173	0.00005	11	33.6	0.3	37.6	0.8	304	40	35.0	1.0	33.6	0.3
Zircon_16	4848	1812	0.33	0.04847	0.00121	0.03506	0.00119	0.00525	0.00007	0.660	0.00166	0.00002	4	33.7	0.4	35.0	1.0	122	52	33.6	0.4	33.7	0.4
Zircon_9	1508	413	0.25	0.04960	0.00163	0.03588	0.00133	0.00525	0.00005	0.370	0.00166	0.00002	6	33.7	0.3	36.0	1.0	176	72	33.5	0.4	33.7	0.3
Zircon_35	1510	237	0.14	0.04767	0.00143	0.03502	0.00119	0.00533	0.00007	0.390	0.00169	0.00009	2	34.2	0.5	35.0	1.0	83	65	34.0	2.0	34.2	0.5
Zircon_14	1283	173	0.12	0.04854	0.00121	0.03569	0.00106	0.00533	0.00006	0.450	0.00169	0.00003	5	34.3	0.4	36.0	1.0	126	52	34.1	0.7	34.3	0.4
Zircon_18	2169	558	0.23	0.04893	0.00122	0.03605	0.00095	0.00535	0.00004	0.330	0.00182	0.00004	4	34.4	0.3	36.0	0.9	144	52	36.8	0.8	34.4	0.3
Zircon_26	699	378	0.48	0.05319	0.00391	0.03968	0.00311	0.00541	0.00005	0.230	0.00170	0.00002	13	34.8	0.3	40.0	3.0	337	154	34.4	0.5	34.8	0.3
Zircon_29	5983	2110	0.32	0.04815	0.00072	0.03596	0.00062	0.00542	0.00005	0.500	0.00195	0.00004	3	34.8	0.3	35.9	0.6	107	33	39.4	0.8	34.8	0.3
Zircon_15	1769	484	0.25	0.04801	0.00106	0.03581	0.00083	0.00543	0.00004	0.300	0.00179	0.00004	2	34.9	0.3	35.7	0.8	100	46	36.1	0.8	34.9	0.3
Zircon_5	829	200	0.22	0.04799	0.00182	0.03627	0.00143	0.00548	0.00005	0.280	0.00180	0.00012	2	35.2	0.3	36.0	1.0	99	81	36.0	2.0	35.2	0.3
Zircon_1	539	154	0.26	0.04672	0.00562	0.03558	0.00463	0.00552	0.00006	0.250	0.00191	0.00041	1	35.5	0.4	36.0	5.0	35	221	39.0	8.0	35.5	0.4
Zircon_11	1193	306	0.23	0.04886	0.00168	0.03736	0.00152	0.00555	0.00007	0.460	0.00176	0.00004	4	35.6	0.4	37.0	1.0	141	71	35.5	0.8	35.6	0.4
Zircon_34	405	151	0.33	0.05108	0.00255	0.03932	0.00200	0.00560	0.00006	0.190	0.00178	0.00006	8	36.0	0.4	39.0	2.0	244	107	36.0	1.0	36.0	0.4
Zircon_31	430	129	0.27	0.04861	0.00291	0.03920	0.00246	0.00585	0.00007	0.210	0.00185	0.00011	4	37.6	0.4	39.0	2.0	129	126	37.0	2.0	37.6	0.4
Zircon_4	1920	686	0.32	0.05080	0.00240	0.04208	0.00214	0.00601	0.00006	0.260	0.00190	0.00003	8	38.6	0.4	42.0	2.0	232	101	38.3	0.5	38.6	0.4
Zircon_12	1159	278	0.21	0.05403	0.00308	0.04633	0.00307	0.00622	0.00012	0.450	0.00195	0.00004	13	40.0	0.8	46.0	3.0	372	114	39.4	0.7	40.0	0.8
Zircon_3	1237	391	0.28	0.06565	0.00236	0.08426	0.00383	0.00931	0.00016	0.590	0.00286	0.00005	27	60.0	1.0	82.0	4.0	795	71	57.8	1.0	60.0	1.0

Weighted Mean <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age = 32.27 ± 0.23 Ma  
(n = 9; MSWD = 1.9; 2-sigma)

C-5 (mafic dike, Taxco. Lat. Norte 18° 32'52" y Lon. Oeste 99° 36'43") January 2011 (Mount IC GEO-21)

Weighted Mean <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age = 34.95 ± 0.37 Ma  
(n = 10; MSWD = 2.3; 2-sigma)



# **ANEXO 2**

**Resultados de los análisis de roca total de los Diques Calavera  
y de rocas de otras localidades.**

**Tablas de geoquímica de roca total.**

Muestra	C-2	C-3	C-4	C-5	C-7	C-10	C-11a	C-11b	BV-Quetza	BV-Quetza	BV-Quetza	Taxco	Taxco	Taxco	Huautla	Huautla	Huautla
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55,730	53,830	61,530	55,440	55,580	52,910	49,120	53,230	64.2	59.02	62.14	67.84	69.15	72.11	59.87	62.17	59.62
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,780	0,910	0,680	0,980	0,990	1,070	1,610	1,160	0.42	0.86	0.54	0.3	0.34	0.25	0.87	0.95	0.55
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,160	17,340	15,100	17,620	18,030	14,140	13,720	15,770	15.76	16.31	16.02	13.21	13.84	13.51	16.52	16.09	15.63
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	7,560	6,300	5,260	7,350	7,580	7,080	8,470	6,940	4.74	7.25	4.68	4.35	4.32	3.27	6.52	5.4	4.06
<b>MnO</b>	0,130	0,060	0,100	0,130	0,120	0,110	0,390	0,280	0.06	0.08	0.08	0.07	0.04	0.04	0.05	0.04	0.08
<b>MgO</b>	5,840	3,650	1,100	4,170	4,370	8,360	9,530	6,000	1.45	1.8	0.59	0.34	0.22	0.17	1.8	1.42	1.34
<b>CaO</b>	8,050	7,130	4,570	8,250	7,670	5,390	7,190	5,740	2.96	3.68	4.72	2.14	1.22	1.38	5.39	4.53	6.11
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,090	3,210	2,900	3,050	3,510	3,940	1,950	3,190	3.44	3.46	3.91	3.83	3.8	3.69	3.32	4.03	3.15
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,190	1,330	3,150	1,080	1,100	1,310	3,890	3,860	2.89	1.75	2.5	3.3	4.2	3.98	2.78	1.71	2.87
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,160	0,200	0,150	0,200	0,200	0,360	0,470	0,590	0.15	0.2	0.21	0.06	0.34	0.08	0.21	0.27	0.18
<b>PF</b>	0,370	5,180	5,360	2,020	1,430	5,670	3,230	2,780	3.86	5.36	4.38	4.29	1.81	1.32	2.5	3.14	6.12
<b>Total</b>	99,500	99,130	99,890	100,280	100,510	100,340	99,560	99,530	99.93	99.77	99.77	99.73	99.28	99.8	99.83	99.75	99.71

Elementos mayores

Muestras en letra C, datos de la presente tesis.

Muestras con clave BV- Quetzalapa, Taxco, Huautla, datos reportados por Morán-Zenteno, (1998).

Muestra	C-2	C-3	C-4	C-5	C-7	C-10	C-11a	C-11b	BV- Quetza	BV- Quetza	BV- Quetza	Taxco	Taxco	Taxco	Huautla	Huautla	Huautla	
							Elementos Traza											
<b>Cs</b>	0.698	20.400	4.112	1.027	0.525	4.869	2.114	2.044	3.28	7.15	1.37	8.94	6.27	5.31	5.16	5.37	2.85	
<b>Rb</b>	27.590	28.300	120.60	23.840	20.920	32.060	115.00	107.60	97.800	114.8	49.770	135.59	149.46	155.22	104.10	41.190	50.690	
<b>Ba</b>	323.40	324.50	386.30	259.10	260.50	486.40	854.50	1070.0	486.78	199.88	535.54	661.83	589.57	657.89	556.08	692.17	627.10	
<b>Th</b>	2.244	2.960	5.852	1.883	1.759	2.974	3.282	5.941	6.210	1.900	2.990	9.140	9.790	10.510	9.130	3.260	2.650	
<b>U</b>	0.824	1.018	3.420	0.673	0.633	0.900	0.963	1.417	2.250	1.060	1.340	3.440	3.650	3.650	2.310	0.660	0.850	
<b>Nb</b>	3.663	4.929	6.715	4.366	4.060	7.686	13.680	18.420	11.930	4.980	7.860	21.940	28.820	9.310	14.060	13.620	12.500	
<b>Ta</b>	0.315	0.457	1.099	0.358	0.335	0.553	1.019	1.189	0.820	0.370	0.620	0.000	0.000	1.240	0.870	0.000	0.000	
<b>K2O</b>	1.190	1.330	3.150	1.080	1.100	1.310	3.890	3.860	2.89	1.75	2.5	3.3	4.2	3.98	2.78	1.71	2.87	
<b>La</b>	10.670	13.650	16.150	10.530	9.971	19.620	27.800	44.310	20.050	11.160	15.800	29.250	25.430	28.970	25.810	25.540	14.110	
<b>Ce</b>	23.630	29.460	34.350	23.830	22.810	42.020	60.400	86.140	34.930	23.350	34.200	59.790	51.810	57.500	49.650	53.470	29.680	
<b>Pb</b>	5.079	5.054	10.884	35.136	4.737	7.025	14.803	11.922	9.91	7.53	8.01	14.86	17.85	15.37	8.84	8.37	5.33	
<b>Pr</b>	3.193	3.883	4.331	3.269	3.116	5.479	8.204	10.270	5.110	3.350	4.140	7.830	6.350	7.590	6.810	6.930	3.670	
<b>Sr</b>	487.10	526.80	195.50	550.40	541.20	508.50	451.30	742.70	337.94	332.290	280.540	124.240	95.150	107.720	276.070	449.450	587.680	
<b>P2O5</b>	0.160	0.200	0.150	0.200	0.200	0.360	0.470	0.590	0.15	0.2	0.21	0.06	0.34	0.08	0.21	0.27	0.18	
<b>Nd</b>	13.680	16.360	17.470	14.230	13.810	22.560	34.200	38.880	19.710	14.260	16.860	31.560	25.000	28.960	26.750	28.040	14.690	
<b>Zr</b>	101.20	116.20	120.30	96.000	93.440	131.90	183.00	237.100	107.890	110.610	151.600	189.810	196.530	189.720	202.200	206.230	134.280	
<b>Sm</b>	3.319	3.708	4.064	3.390	3.385	4.416	6.688	6.583	4.340	3.550	3.770	7.110	5.890	6.840	6.000	5.940	3.380	
<b>Eu</b>	1.028	1.191	0.954	1.155	1.157	1.392	2.124	2.075	1.010	1.110	0.990	0.980	1.020	0.910	1.490	1.550	0.930	
<b>TiO2</b>	0.780	0.910	0.680	0.980	0.990	1.070	1.610	1.160	0.42	0.86	0.54	0.3	0.34	0.25	0.87	0.95	0.55	
<b>Dy</b>	3.320	3.056	3.763	2.835	2.820	2.543	3.476	3.299	3.670	3.250	2.760	6.650	5.550	5.960	5.050	3.060	2.320	
<b>Y</b>	19.500	17.120	22.100	16.190	15.630	12.750	16.850	17.030	23.690	17.580	15.260	37.630	33.170	34.240	27.500	14.180	12.370	
<b>Yb</b>	1.946	1.630	2.224	1.499	1.463	1.018	1.351	1.473	2.160	1.740	1.550	3.790	3.500	3.400	2.830	1.070	1.080	
<b>Lu</b>	0.302	0.250	0.340	0.232	0.229	0.144	0.200	0.226	0.310	0.300	0.240	0.560	0.500	0.510	0.440	0.180	0.190	

Elementos Traza

Muestra	C-2	C-3	C-4	C-5	C-7	C-10	C-11a	C-11b	BV-Quetzal	BV-Quetzal	BV-Quetzal	Taxco	Taxco	Taxco	Huautla	Huautla	Huautla
La	10,670	13,650	16,150	10,530	9,971	19,620	27,800	44,310	20.050	11.160	15.800	29.250	25.430	28.970	25.810	25.540	14.110
Ce	23,630	29,460	34,350	23,830	22,810	42,020	60,400	86,140	34.930	23.350	34.200	59.790	51.810	57.500	49.650	53.470	29.680
Pr	3,193	3,883	4,331	3,269	3,116	5,479	8,204	10,270	5.110	3.350	4.140	7.830	6.350	7.590	6.810	6.930	3.670
Nd	13,680	16,360	17,470	14,230	13,810	22,560	34,200	38,880	19.710	14.260	16.860	31.560	25.000	28.960	26.750	28.040	14.690
Sm	3,319	3,708	4,064	3,390	3,385	4,416	6,688	6,583	4.340	3.550	3.770	7.110	5.890	6.840	6.000	5.940	3.380
Eu	1,028	1,191	0,954	1,155	1,157	1,392	2,124	2,075	1.010	1.110	0.990	0.980	1.020	0.910	1.490	1.550	0.930
Gd	3,348	3,433	3,867	3,219	3,140	3,490	5,311	4,868	3.780	3.060	3.110	6.450	5.350	5.890	5.230	4.180	2.560
Tb	0,538	0,535	0,629	0,499	0,478	0,486	0,705	0,651	0.640	0.510	0.480	1.070	0.910	0.980	0.840	0.590	0.390
Dy	3,320	3,056	3,763	2,835	2,820	2,543	3,476	3,299	3.670	3.250	2.760	6.650	5.550	5.960	5.050	3.060	2.320
Ho	0,654	0,593	0,744	0,556	0,543	0,442	0,600	0,588	0.810	0.700	0.580	1.420	1.250	1.310	1.090	0.540	0.460
Er	1,904	1,659	2,127	1,536	1,509	1,146	1,553	1,558	2.000	1.800	1.520	3.460	3.250	3.230	2.600	1.340	1.150
Tm	0,287	0,241	0,322	0,225	0,219	0,159	0,212	0,224	0.300	0.260	0.200	0.560	0.520	0.510	0.440	0.170	0.180
Yb	1,946	1,630	2,224	1,499	1,463	1,018	1,351	1,473	2.160	1.740	1.550	3.790	3.500	3.400	2.830	1.070	1.080
Lu	0,302	0,250	0,340	0,232	0,229	0,144	0,200	0,226	0.310	0.300	0.240	0.560	0.500	0.510	0.440	0.180	0.190

Elementos de Tierras Raras

Muestra	C-2	C-3	C-4	C-5	C-7	C-10	C-11a	C-11b	BV-Quetzal	BV-Quetzal	BV-Quetzal	Taxco	Taxco	Taxco	Huautla	Huautla	Huautla
La <sub>N</sub>	43.6222	55.80	66.0261	43.0498	40.7645	80.2125	113.654	181.152	81.971	45.626	64.595	119.583	103.966	118.438	105.519	104.415	57.686
Yb <sub>N</sub>	11.7703	9.859	13.4518	9.06671	8.84896	6.15738	8.17153	8.90945	13.065	10.524	9.375	22.924	21.170	20.565	17.117	6.472	6.532
La/Yb <sub>N</sub>	3.70609	5.660	4.90832	4.74812	4.60669	13.0270	13.9086	20.3326	6.2741	4.3352	6.89002	5.21653	4.91104	5.75923	6.16448	16.1336	8.83076

Relación La/Yb<sub>N</sub>

Muestra	C-4	C-2	C-11a	C-11b
Sm+Gd/2	35.8536339	29.7457807	56.4266	54.6606
Eu <sub>N</sub>	16.442606	17.7180	36.6081	35.7635
Eu*	0.45860361	0.59564845	0.64877305	0.65428346

Cálculo de Eu hipotético.

# **ANEXO 3**

Resultados de las relaciones isotópicas de las rocas de los Diques Calavera  
y de rocas de varias localidades que sirvieron para comparar  
los resultados del presente trabajo

Localidad	Clave	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
Diques calavera	C2	18.6267	15.6318	38.492	0.83923	1.19156	2.06662	0.704159	0.512573
	C3	18.6314	15.5034	38.338	0.83215	1.2017	2.05763	0.704309	0.512632
	C4	18.9107	15.6491	38.775	0.82756	1.20838	2.05042	0.705712	0.512525
	C5	18.727	15.6372	38.671	0.83506	1.19752	2.06511	0.704167	0.512652
	C7	18.6992	15.6106	38.502	0.83489	1.19776	2.05898	0.704251	0.512675
	C10	18.7757	15.625	38.632	0.83226	1.20155	2.05765	0.705398	0.512706
	C11a	18.746	15.6395	38.676	0.83434	1.19855	2.06314	0.70681	0.512725
	C11b	18.7413	15.6291	38.65	0.83393	1.19914	2.06227	0.705051	0.512707
Granodio	Bv-21							0.703522	
Coxcatlán	Bv-21 r							0.705937	
Flujos lava	Tz-17-98	18.699	15.605	38.516				0.703773	0.512858
	tz-17-98r	18.733	15.604	38.515					
	tz-18-98	18.657	15.593	38.445				0.70389	0.51282
	tz-18-98r	18.798	15.644	38.626					
	tz-20-98	18.668	15.59	38.451				0.703534	0.5129
	tz-20-98r	18.675	15.59	38.44					
Ignimbritas	Sol-2							0.707132	0.512571
Rocas	tz-25-98							0.706688	0.512586
hipabisales basicas	tz-53-99	18.97	15.65	38.811				0.702727	0.512588
	Bv-12							0.704097	0.512778
	Bv-17	18.745	15.615	38.602				0.704044	0.512769
	Bv-17r	18.789	15.599	38.557					

	tz-4-98	18.779	15.644	38.696				0.70756	0.512631
	tz-4-98r	18.933	15.653	38.822					
	tz-48-99							0.70648	0.512598
	tz-136-01							0.705518	0.51258
riolitas taxco	Tx-4							0.706961	
	tx-15							0.706266	
	tx-10b							0.706966	
	tx-16							0.707442	
	tx-21							0.70719	
	tx-25							0.707449	
Rio Quetza	Sol-2b							0.706265	
Etla	Con-205							0.706825	0.512568
Mitla-Tlaco	con-208b							0.705781	0.512577
	con-210							0.705802	0.512532
	con-212b							0.705162	0.512627
	con-213							0.705259	0.512636
	con-320							0.704973	0.512716
	con-335b							0.704934	0.512599
Nejapa	con-225							0.706174	0.512681
	con-325							0.704759	0.512684
	con-326							0.705997	0.512655
	con-328							0.704818	0.512705
	con-329							0.704778	0.512683

Resultados de las relaciones isotópicas de las rocas de los Diques Calavera y de rocas de varias localidades que sirvieron para comparar los resultados del presente trabajo.

# **ANEXO 4**

Muestras de algunas estructuras mineralizadas del Distrito Minero Taxco en donde se obtuvieron valores de  $^{34}\text{S}$  ‰, mostrando también los resultados de sus análisis de microtermometría.



Muestra	Mineral	Huesped	Rango de Th C	Th C	Wt % NaCL	<sup>34</sup> S‰
N3#CAN1	Zn S	quartz	254-240	251	3.4	-0.7
N3#CAN2	Zn S	quartz	200-133	172	3	1.1
N3#CAN3	Zn S	quartz	242-230	233	3.4	0.7
N3#CAN3	Pb S	quartz	242-230	233	3.4	-1.4
N3#ESP3	Zn S	sphalerite	252-249	250	11.5	0.04
N3#ESP4	Zn S	quartz	203-199	200	3.4	+1.1
N3#ESP5	FeS2	quartz	252-250	250	3.4	-2.3
N3#ESP5	Zn S	quartz	252-250	250	3.4	-2.3
N3#ESP7	FeS2	quartz	264-260	261	3.4	+0.9
C5#1	Zn S	sphalerite	220-210	213	12.8	2.2
C5#4	Zn S	sphalerite	235-220	226	9	3.2
C5#5	Zn S	sphalerite	236-220	224	9.6	1.86
N5#G2	Zn S	quartz	152-140	146	2.4	1.5
N5#G6	Zn S	quartz	260-248	253	7	-2.6
N5#G11	Zn S	calcite	250-235	243	6.3	3.19
N5#G7	Zn S	calcite	242-231	239	5.9	2.13
N5#G5	Zn S	quartz	239-224	230	3.2	1.9
N5#G13	FeS2	quartz	236-215	230	3.4	-0.24
N5-VG-5	Zn S	Esfalerita				+ 3.2
N5-VG-7	Zn S	Esfalerita				+ 5.9
N5-VG-6	Zn S	Esfalerita				+ 7.0
N5-VG-11	Zn S	Esfalerita				+ 3.2
N5-VG-13	Zn S	Esfalerita				+ 3.4
N7-MEV-B328-1	FeS2	tremolita	388-361	372	5.6	0.1
N7-MEV-B328-2	Zn S	tremolite	385-368	371	5.7	-2.5
N7-MEV-B328-3	FeS2	calcite	330-310	320	5	-0.79
N7-MEV-B328-4	Zn S	calcite	328-300		3.9	3.2
N7-MEV-B328-5	Zn S	calcite	209-200		6	-3.1
N7-MEV-B345-3						
N7-MEV-B349-2	Zn S	calcite	230-205	214	2	-1.3
N7-MEV-B349-4	Zn S	quartz	380-300	337	4.7	-1.1
N7-MEV-B349-6	FeS2	quartz	259-253	256	2.2	-2.7
N7-MEV-B349-7	FeS2					5.9
N7-MEV-B352-1	Zn S					-0.9
N7-MEV-B352-2	Zn S					1.6
N7-MEV-B352-4	Zn S	tremolite	370-354	362	8.4	-0.4
N7-MEV-B352-6	FeS2	quartz	335-300		2.7	-4.1
N7-MEV-B352-7	Fe S2	quartz	291-270		2.6	-3.9
N7-MEV-B352-7	Zn S	quartz	291-275	281	2.6	-3
N7-MEV-B352-8	Zn S	quartz	297	297	6.7	-4.1
N7-MEV-B353-6	Fe S2					-4.1
N9-C9#1	FeS2	quartz	265-250	259	8.2	-0.3
N9-C9#5	FeS2	quartz	270-255	262	10.9	-2.2
N9-C9# 5	Zn S	sphalerite	285-270	278	12.2	-2.3
N9-C9#14	Zn S	calcite	255-240	244	5.9	-3.7
N9-C9#15	Zn S	sphalerite	296-280	289	8.4	-4.3
N9-C9#15	FeS2	quartz	299-279	289	8.4	-4
N9-C9#15	Pb S	quartz	299-279	289	8.4	-5.47

N9-C9#17	Zn S	sphalerite	245-229	232	11.8	-2.4
Taxco 1	Anhidritas					15.3
Taxco 2	Anhidritas					15
Taxco 3	Anhidritas					15.5
Taxco 4	Anhidritas					15.4
Taxco 5	Anhidritas					15.5
Taxco 6	Anhidritas					15.3
Taxco 7	Anhidritas					15.2
Taxco 8	Anhidritas					15.1
Taxco 9	Anhidritas					15.3
Taxco 10	Anhidritas					15.1
Taxco C	Anhidritas					4.7
Taxco D	Anhidritas					4.8
Taxco E	Anhidritas					5.5

# **ANEXO 5**

Muestras del Distrito Minero Taxco en donde se realizaron  
análisis de microtermometría.

<i>Estructura</i>	<i>Muestra</i>	<i>Mineral</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>Z</i>	<i>Th prom</i>	<i>Salinidad</i>	<i>Nivel</i>
			<i>Coord UTM</i>	<i>Coord UTM</i>	<i>Coord UTM</i>	<i>°C</i>	<i>W % NaCl equiv.</i>	
Cobre	S-01	Qz	437294.11	2050529.41	1570	170	9.8	Superficie
Babilonia	S-02	Qz	437352.94	2050441.76	1580	167	7.9	Superficie
	S-03	Qz	437529.41	2050294.11	1566	180	10.5	Superficie
	S-04	Qz	437117.64	2050676.7	1561	162	7	Superficie
	S-05	Qz	437058.82	2050882.35	1696	191	9	Superficie
	S-06	Qz	436823.52	2051058.82	1560	188	5	Superficie
	S-07	Qz	435735.41	2051411.76	1767	187	3.8	Superficie
Cobre-	N0-01	Qz	436500	2050941.17	1580	184	8.8	Nivel Cero
Babilonia	N0-02	Ca	436352.94	2051029.41	1580	186	3.7	Nivel Cero
	N0-03	Qz	436823.52	2050764.7	1580	192	10.5	Nivel Cero
	N0-03	Ca	436823.52	2050764.7	1580	177	3.9	Nivel Cero
	N0-04	Qz	436764.7	2050823.52	1580	167	3.1	Nivel Cero
	N0-05	Qz	436941.17	2050794.11	1580	185	10.9	Nivel Cero
	N0-05	Ca	436941.17	2050794.11	1580	173	2.6	Nivel Cero
	N0-06	Qz	437000	2050647.05	1580	184	5.1	Nivel Cero
	N0-08	Qz	437235.29	2050529.41	1580	205	11.7	Nivel Cero
	N0-09	Ca	437352.94	2050441.17	1580	185	5.6	Nivel Cero
	N0-10	Qz	437470.58	2050294.11	1580	192	12.9	Nivel Cero
	N0-11	Qz	437529.41	2050176.47	1580	182	12.4	Nivel Cero
	N0-12	Qz	437647.05	2050088.23	1580	197	11.1	Nivel Cero
<b>Cobre-</b>	N1-01	Qz	435823.52	2051294.12	1580	224	5.1	Nivel Uno
Babilonia	N1-03	Qz	436000	2051235.29	1580	212	5	Nivel Uno
	N1-04	Qz	436176.47	2051117.65	1580	189	12.6	Nivel Uno
	N1-05	Qz	436235.29	2051058.82	1580	200	5.7	Nivel Uno
	N1-06	Qz	436323.52	2051000	1580	210	5	Nivel Uno

	N1-07	Ca	436411.76	2050970.59	1580	208	10.5	Nivel Uno
	N1-07	Qz	436411.76	2050970.59	1580	199	12.3	Nivel Uno
	N1-08	Qz	436470.58	2050911.76	1580	182	12.6	Nivel Uno
	N1-09	Qz	436529.41	2050852.94	1580	201	11.8	Nivel Uno
	N1-10	Qz	436617.64	2050823.53	1580	188	11.5	Nivel Uno
	N1-11	Qz	436705.88	2050794.12	1580	199	12.3	Nivel Uno
	N1-11	Ca	436705.88	2050794.12	1580	196	5.1	Nivel Uno
	N1-12	Qz	436823.52	2050705.88	1580	210	4.2	Nivel Uno
	N1-13	Qz	436941.17	2050676.47	1580	193	5.3	Nivel Uno
	N1-14	Qz	437117.64	2050558.82	1580	186	4.5	Nivel Uno
	N1-15	Qz	437470.58	2050323.23	1580	206	7.9	Nivel Uno
Veta	N1-CAN-2	Cuarzo	438941.17	2050382.35	1580	172	3.00	Nivel Uno
Candela	N1-CAN-3	Cuarzo	438882.35	2050500	1580	233	3.40	Nivel Uno
	N1-CAN-4	Cuarzo	438529.41	2050617.65	1580	241	5.26	Nivel Uno
	N1-CAN-5	Cuarzo	438852.94	2050705.88	1580	245	0.18	Nivel Uno
	N1-CAN-6	Cuarzo	438823.52	2050823.53	1580	258	0.35	Nivel Uno
	N1-CAN-7	Cuarzo	438764.7	2051058.82	1580	251	4.90	Nivel Uno
	N1-CAN-8	Cuarzo	438705.88	2051147.06	1580	256	0.88	Nivel Uno
	N1-CAN-1	Esfalerita	439029.41	2050294.12	1580	224	1.91	Nivel Uno
Veta	N1-CAL-1	Esfalerita	438647.05	2051647.06	1580	226	3.40	Nivel Uno
Calavera	N1-CAL-3	Esfalerita	438441.17	2051882.35	1580	239	3.40	Nivel Uno
V San Andres	N1-SA-1	Fluorita			1580	162	1.40	Nivel Uno
V San	N1-SL-2	Calcita	439088.23	2050647.06	1580	239	6.30	Nivel Uno
Lorenzo	N1-SL-3	Esfalerita	439000	2050911.76	1580	231	4.90	Nivel Uno
	N1-SL-3A	Cuarzo	439000	2050911.76	1580	243	6.30	Nivel Uno
Veta	N1-MOIR-2	Esfalerita	438823.52	2051588.24	1580	225	3.40	Nivel Uno
Moir	N1-MOIR-3	Calcita	438735.29	2051823.53	1580	232	0.60	Nivel Uno
Veta	N1-ASC-1	Cuarzo	439382.35	2051676.47	1580	219	3.40	Nivel Uno

Ascencio	N1-ASC-2	Esfalerita	439441.17	2051588.24	1580	205	3.60	Nivel Uno
	N1-ASC-3	Cuarzo	439529.41	2051500	1580	224	0.70	Nivel Uno
Veta	N1-SPSP-1	Fluorita	439735.29	2050794.12	1580	187	1.92	Nivel Uno
San Pedro	N1-SPSP-1A	Calcita	439735.29	2050794.12	1580	210	1.74	Nivel Uno
San Pablo	N1-SPSP-2	Fluorita	439647.05	2050941.18	1580	186	3.20	Nivel Uno
Veta	N1-SPSP-3	Esfalerita	439764.7	2050823.53	1580	223	8.10	Nivel Uno
San Pedro	N1-SPSP-3	Cuarzo	439647.05	2050941.18	1580	226	3.40	Nivel Uno
San Pablo	N1-SPSP-4	Fluorita	439558.82	2051029.41	1580	182	0.53	Nivel Uno
Veta	N1-ESP-1	Cuarzo	439529.41	2051176.47	1580	240	0.18	Nivel Uno
Esperanza	N1-ESP-2	Cuarzo	439441.17	2051294.12	1580	234	3.40	Nivel Uno
	N1-ESP-3	Esfalerita	439352.94	2051382.35	1580	225	3.40	Nivel Uno
	N1-ESP-3	Cuarzo	439264.7	2051423.53	1580	221	3.40	Nivel Uno
	N1-ESP-5	Calcita	439176.47	2051588.24	1580	229	0.18	Nivel Uno
	N1-ESP-6	Cuarzo	439705.88	2051029.41	1580	240	1.40	Nivel Uno
	N1-ESP-7	Calcita	439882.35	2050882.35	1580	235	3.71	Nivel Uno
	N1-ESP-8	Cuarzo	439970.58	2050764.71	1580	155	0.18	Nivel Uno
Cobre	N2-01	Qz	436529.41	2050529.41	1550	217	5.6	Nivel Dos
Babilonia	N2-02	Qz	436323.52	2050647.06	1550	222	10.3	Nivel Dos
	N2-04	Qz	436176.47	2050794.12	1550	219	4.5	Nivel Dos
	N2-06	Qz	436735.29	2050441.18	1550	226	4.2	Nivel Dos
	N2-08	Qz	437323.52	2050235.29	1550	191	10.1	Nivel Dos
	N2-10	Qz	437058.82	2050294.12	1550	194	12.1	Nivel Dos
	N2-12	Qz	437588.23	2050000	1550	234	9	Nivel Dos
	N2-12	Ca	437588.23	2050000	1550	170	9.3	Nivel Dos
	N2-14	Qz	437705.88	2049852.94	1550	210	9	Nivel Dos
Veta	N2-CAL-1	Calcita	438647.05	2050970.59	1550	248	3.90	Nivel Dos
Calavera	N2-CAL-2	Esfalerita	438764.7	2050558.82	1550	268	4.80	Nivel Dos
Veta	N2-SA-1	Cuarzo			1550	241	7.00	Nivel Dos
San	N2-SA-1	Fluorita			1550	181	3.50	Nivel Dos

Antonio	N2-SA-2	Calcita			1550	236	0.20	Nivel Dos
Veta	N2-MOIR-1	Esfalerita			1550	200	2.90	Nivel Dos
Moir	N2-MOIR-1	Cuarzo			1550	215	3.60	Nivel Dos
	N2-MOIR-2	Calcita	438352.94	2051911.76	1550	204	1.75	Nivel Dos
	N2-MOIR-3	Esfalerita	438441.17	2051764.71	1550	222	3.70	Nivel Dos
	N2-MOIR-4	Calcita	438529.41	2051647.06	1550	247	2.90	Nivel Dos
V Ascencio	N2-ASC-1	Calcita	439058.82	2050794.12	1550	234	3.70	Nivel Dos
Veta	N2-SPSP-2	Cuarzo	439323.53	2050794.12	1550	237	1.05	Nivel Dos
San Pedro	N2-SPSP-1	Cuarzo	439382.35	2050705.88	1550	221	2.60	Nivel Dos
San Pablo	N2-SPSP-3	Fluorita	439235.29	2050911.76	1550	216	4.30	Nivel Dos
	N2-SPSP-3	Cuarzo	439235.29	2050911.76	1550	239	3.10	Nivel Dos
	N2-SPSP-4	Cuarzo	439000	2051088.24	1550	238	4.80	Nivel Dos
	N2-SPSP-5	Cuarzo	431947.05	2051205.88	1550	238	4.98	Nivel Dos
	N2-SPSP-6	Cuarzo	439117.64	2051352.94	1550	241	3.10	Nivel Dos
	N2-SPSP-7	Cuarzo	439058.82	2051411.76	1550	237	2.57	Nivel Dos
	N2-SPSP-8	Calcita	439411.76	2050529.41	1550	254	0.30	Nivel Dos
	N2-SPSP-9	Esfalerita	439441.17	2050441.18	1550	253	5.60	Nivel Dos
Veta	N2-ESP-1	Fluorita	439823.52	2051000	1550	168	0.18	Nivel Dos
Esperanza	N2-ESP-2	Calcita	439676.47	2051176.47	1550	188	9.10	Nivel Dos
	N2-ESP-3	Fluorita	439558.82	2051294.12	1550	199	1.20	Nivel Dos
	N2-ESP-5	Cuarzo	439352.94	2051382.35	1550	222	7.70	Nivel Dos
	N2-ESP-6	Calcita	439264.7	2051529.41	1550	236	5.86	Nivel Dos
	N2-ESP-7	Cuarzo	439176.47	2051647.06	1550	233	4.97	Nivel Dos
	N2-ESP-8	Calcita	439911.76	2050823.53	1550	251	6.30	Nivel Dos
	N2-ESP-4	Fluorita	439470.58	2051382.35	1550	184	0.70	Nivel Dos
Cobre	N3-01	Qz	437470.58	2050088.24	1530	221	11.5	Nivel Tres
Babilonia	N3-02	Qz	437588.23	2049970.59	1530	212	6.5	Nivel Tres
	N3-03	Qz	437705.88	2049852.94	1530	206	10.1	Nivel Tres
Veta	N3-CAN-1	Esfalerita	438882.35	2050676.47	1530	253	3.40	Nivel Tres

Candela	N3-CAN-2	Fluorita	438941.17	2050500	1530	328	0.18	Nivel Tres
	N3-CAN-3	Cuarzo	439029.41	2050323.53	1530	295	3.40	Nivel Tres
Veta	N3-CAL-1	Esfalerita	438470.58	2051411.76	1530	253	5.20	Nivel Tres
Calavera	N3-CAL-1	Cuarzo	438470.58	2051411.76	1530	260	5.10	Nivel Tres
	N3.CAL-1		438470.58	2051411.76	1530	255	5.00	Nivel Tres
	N3.CAL-1		438470.58	2051411.76	1530	259	5.00	Nivel Tres
	N3-CAL-2		438352.94	2051588.24	1530	280	5.00	Nivel Tres
	N3-CAL-2		438352.94	2051588.24	1530	253	6.00	Nivel Tres
	N3-CAL-2		438352.94	2051588.24	1530	270	4.00	Nivel Tres
Veta	N3-MOIR-1	Cuarzo	438176.47	2052382.35	1530	218	3.40	Nivel Tres
Moir	N3-MOIR-2	Cuarzo	438205.88	2052176.47	1530	250	0.18	Nivel Tres
	N3-MOIR-3	Cuarzo	438558.82	2051823.53	1530	245	0.35	Nivel Tres
	N3-MOIR-4	Cuarzo	438470.58	2051941.18	1530	243	5.60	Nivel Tres
	N3-MOIR-5	Esfalerita	438352.94	2051970.59	1530	240	8.20	Nivel Tres
	N3-MOIR-6	Cuarzo	438294.11	2052088.24	1530	261	0.18	Nivel Tres
Veta	N3-SL-1	Cuarzo	438058.82	2051941.18	1530	250	0.18	Nivel Tres
San	N3-SL-2	Cuarzo	438147.05	2052088.24	1530	254	7.00	Nivel Tres
Lorenzo	N3-SL-2	Calcita	438147.05	2052088.24	1530	257	8.20	Nivel Tres
	N3-SL-3	Cuarzo	438264.7	2052205.88	1530	249	10.90	Nivel Tres
	N3-SL-1	Esfalerita	438058.82	2051941.18	1530	227	0.18	Nivel Tres
Veta	N3-ASC-1	Cuarzo	438941.17	2051029.41	1530	236	0.19	Nivel Tres
Ascencio	N3-ASC-2	Esfalerita	439176.47	2050852.94	1530	244	1.74	Nivel Tres
	N3-ASC-3	Cuarzo	438970.58	2051323.53	1530	253	7.30	Nivel Tres
Veta	N3-SPSP-1	Cuarzo	439441.17	2051117.65	1530	239	1.74	Nivel Tres
San Pedro	N3-SPSP-2	Cuarzo	439529.41	2051000	1530	253	3.23	Nivel Tres
San Pablo	N3-SPSP-3	Cuarzo	439647.05	2050941.18	1530	246	4.96	Nivel Tres
Veta	N3-ESP-1	Cuarzo	438970.58	2051794.12	1530	246	3.55	Nivel Tres
Esperanza	N3-ESP-2	Fluorita	439088.23	2051647.06	1530	237	3.40	Nivel Tres
	N3-ESP-3	Cuarzo	439205.88	2051500	1530	251	11.50	Nivel Tres



	N3-ESP-4	Fluorita	439352.94	2051411.76	1530	200	3.40	Nivel Tres
	N3-ESP-5	Cuarzo	439470.58	201352.94	1530	251	3.40	Nivel Tres
	N3-ESP-7	Esfalerita	439617.64	2051117.65	1530	261	3.40	Nivel Tres
	N3-ESP-8	Calcita	439764.7	2051029.41	1530	194	2.80	Nivel Tres
Veta Muerto	VM-1		438882.35	2052205.68	1530	252	5	Nivel Tres
	VM-2		439470.58	2051911.76	1530	246	5	Nivel Tres
	VM-3		439588.23	2051852.94	1530	260	5	Nivel Tres
	VM-4		440058.82	2051705.88	1530	239	5	Nivel Tres
	VM-5		440323.52	2051558.82	1530	253	5	Nivel Tres
	VM-6		440705.88	2051400.76	1530	249	5	Nivel Tres
	VM-7		440941.17	2051264.71	1530	207	5	Nivel Tres
Cobre	N5-01	Qz	436823.52	2050235.29	1430	213	12.6	Nivel Cinco
Babilonia	N5-02	Qz	436794.11	2050411.76	1430	241	8.2	Nivel Cinco
	N5-02	Ca	436794.11	2050411.76	1430	222	2.9	Nivel Cinco
	N5-03	Qz	436588.23	2050411.76	1430	248	9	Nivel Cinco
	N5-03	Ca	436588.23	2050411.76	1430	226	3.4	Nivel Cinco
	N5-04	Qz	436529.41	2050558.82	1430	223	6.3	Nivel Cinco
	N5-05	Qz	436411.76	2050882.35	1430	224	9.6	Nivel Cinco
	N5-05	Ca	436411.76	2050882.35	1430	186	6.1	Nivel Cinco
	N5-05	Esf	436411.76	2050882.35	1430	193	12.4	Nivel Cinco
	N5-06	Ca	436235.29	2050705.88	1430	184	5.3	Nivel Cinco
	N5-07	Qz	436323.52	2050676.47	1430	208	9.6	Nivel Cinco
	N5-18	Qz	435088.23	2051294.12	1430	210	10.4	Nivel Cinco
	N5-19	Qz	435205.88	2051264.71	1430	228	11	Nivel Cinco
	N5-19	Esf	435205.88	2051264.71	1430	229	2.2	Nivel Cinco
	N5-20	Qz	435323.52	2051205.88	1430	236	2.2	Nivel Cinco
	N5-21	Qz	435470.58	2051117.65	1430	237	11.7	Nivel Cinco
	N5-21	Esf	435470.58	2051117.65	1430	208	3.6	Nivel Cinco
	N5-22	Qz	435705.88	2051058.82	1430	223	16.6	Nivel Cinco

	N5-22	Esf	435705.88	2051058.82	1430	200	8	Nivel Cinco
	N5-23	Qz	435735.29	2051029.41	1430	227	12.4	Nivel Cinco
	N5-23	Esf	435735.29	2051029.41	1430	212	3.4	Nivel Cinco
	N5-24	Qz	435852.94	2050970.59	1430	221	2.6	Nivel Cinco
	N5-25	Qz	436000	2050882.35	1430	206	7.1	Nivel Cinco
	N5-25	Ca	436000	2050882.35	1430	199	7.9	Nivel Cinco
	N5-26	Qz	436088.23	2050823.53	1430	212	2.2	Nivel Cinco
	N5-27	Qz			1430	225	6.2	Nivel Cinco
	N5-28	Qz	436117.64		1430	220	12	Nivel Cinco
	N5-29	Qz	436147.05		1430	240	11.8	Nivel Cinco
	N5-29	Esf			1430	210	5	Nivel Cinco
	N5-30	Qz	436470.58	2050294.12	1430	247	14.3	Nivel Cinco
	N5-30	Esf	436470.58	2050294.12	1430	245	6.5	Nivel Cinco
	N5-31	Qz	436470.58	2050147.06	1430	223	14.3	Nivel Cinco
	N5-33	Qz	436470.58	2050294.12	1430	217	9	Nivel Cinco
Veta	N5-VG-2	Cuarzo			1430	146	2.40	Nivel Cinco
Guadalupe	N5-VG-3	Cuarzo	437000	2049911.76	1430	209	3.20	Nivel Cinco
	N5-VG-4	Esfalerita	437088.23	2049705.88	1430	228	11.80	Nivel Cinco
	N5-VG-5	Cuarzo	437205.88	2049470.59	1430	230	3.20	Nivel Cinco
	N5-VG-6	Esfalerita	437352.94	2049382.35	1430	253	7.00	Nivel Cinco
	N5-VG-7	Calcita	437500	2049088.24	1430	239	5.90	Nivel Cinco
	N5-VG-8	Cuarzo	437647.05	2049235.29	1430	256	1.40	Nivel Cinco
	N5-VG-9	Cuarzo	437176.47	2048823.53	1430	256	3.60	Nivel Cinco
	N5-VG-10	Cuarzo	437117.64	2048705.88	1430	233	1.20	Nivel Cinco
	N5-VG-11	Esfalerita	437470.58	2048852.94	1430	243	6.30	Nivel Cinco
	N5-VG-12	Calcita	437470.58	2048823.53	1430	241	9.50	Nivel Cinco
	N5-VG-13	Cuarzo	437500	2048852.94	1430	230	3.40	Nivel Cinco
Veta	N5-DMC-1	Calcita	437529.41	2049882.35	1430	253	13.30	Nivel Cinco
Mi Carmen	N5-MC-2	Calcita	437352.94	2050882.35	1430	249	11.60	Nivel Cinco

	N5-MC-3	Calcita	437411.76	2049882.35	1430	249	11.10	Nivel Cinco
	N5-MC-4	Calcita	436470.58	2049705.88	1430	249	11.30	Nivel Cinco
	N5-MC-5	Calcita	437764.7	2049588.24	1430	223	11.50	Nivel Cinco
Veta	N5-Ti-1	Cuarzo	436823.52	2052117.65	1430	207	2.20	Nivel Cinco
Titania	N5-Ti-2	Cuarzo	436852.94	2052029.41	1430	238	0.90	Nivel Cinco
	N5-Ti-3	Cuarzo	436911.76	2051941.18	1430	241	15.30	Nivel Cinco
	N5-Ti-6	Cuarzo	436941.17	2051823.53	1430	211	10.90	Nivel Cinco
	N5-Ti-7	Cuarzo	437000	2051735.29	1430	212	8.40	Nivel Cinco
	N5-Ti-8	Cuarzo	437000	2051705.88	1430	241	11.30	Nivel Cinco
	N5-Ti-9	Cuarzo	437029.41	2051558.82	1430	235	8.50	Nivel Cinco
	N5-Ti-10	Cuarzo	437058.82	2051411.76	1430	216	1.90	Nivel Cinco
	N5-Ti-11	Cuarzo	437088.23	2051264.71	1430	205	8.30	Nivel Cinco
	N5-Ti-12	Cuarzo	437147.05	2051176.47	1430	258	17.50	Nivel Cinco
	N5-Ti-13	Cuarzo	437205.88	2051058.82	1430	208	2.40	Nivel Cinco
	N5-Ti-14	Cuarzo	437235.29	2050941.18	1430	249	14.90	Nivel Cinco
Veta Muerto	VM-100	Esfalerita	439647.05	2052000	1430	249	7.00	Nivel Cinco
	VM-101	Cuarzo	439823.52	2051941.18	1430	212	1.70	Nivel Cinco
	VM-101	Esfalerita	437647.05	2051882.35	1430	256	0.18	Nivel Cinco
	VM-102	Cuarzo	440000	2051823.53	1430	210	0.18	Nivel Cinco
	VM-103	Esfalerita	440411.76	2051647.06	1430	240	7.20	Nivel Cinco
	VM-104	Esfalerita	440558.82	2050941.18	1430	234	5.00	Nivel Cinco
	VM-104	Cuarzo	440558.82	2050941.18	1430	253	4.80	Nivel Cinco
	VMM-1	Cuarzo			1430	207	0.70	Nivel Cinco
	VMM-2	Cuarzo			1430	218	0.40	Nivel Cinco
	VMM-5	Cuarzo			1430	220	0.20	Nivel Cinco
	VMM-6	Cuarzo			1430	232	0.20	Nivel Cinco
	VMM-8	Cuarzo			1430	227	0.20	Nivel Cinco
	VMM-9	Cuarzo			1430	225	1.40	Nivel Cinco
	VMM-10	Cuarzo			1430	230	2.60	Nivel Cinco

	VMM-11	Cuarzo			1430	206	0.20	Nivel Cinco
	VMM-12	Cuarzo			1430	227	1.60	Nivel Cinco
	VMM-13	Cuarzo			1430	222	0.71	Nivel Cinco
	VMM-14	Cuarzo			1430	225	6.20	Nivel Cinco
	VMM-15	Cuarzo			1430	204	3.10	Nivel Cinco
Manto	TA-100	Cuarzo	440882.35	2050764.71	1430	252	0.70	Nivel Cinco
Esperanza	TA-69	Cuarzo	440764.7	2050882.35	1430	231	3.70	Nivel Cinco
	TA-73	Cuarzo	440823.52	2050794.12	1430	260	3.40	Nivel Cinco
	TA-73	Fluorita	440823.52	2050794.12	1430	180	3.20	Nivel Cinco
	TA-76	Calcita	440647.05	2050852.94	1430	239	3.70	Nivel Cinco
	TA-74	Cuarzo	440529.41	2050970.59	1430	253	1.70	Nivel Cinco
	TA-84	Cuarzo	440529.41	2050882.35	1430	229	7.00	Nivel Cinco
	TA-84	Esfalerita	440529.41	2050882.35	1430	249	7.70	Nivel Cinco
	TA-70	Cuarzo	440294.11	2050735.29	1430	248	6.20	Nivel Cinco
	TA-71	Esfalerita	440529.41	2050764.71	1430	230	5.10	Nivel Cinco
	TA-81	Cuarzo	440235.29	2050558.82	1430	246	9.00	Nivel Cinco
	TA-91	Cuarzo			1430	228	5.30	Nivel Cinco
	TA-80	Cuarzo			1430	262	4.30	Nivel Cinco
	TA-78	Calcita			1430	228	2.10	Nivel Cinco
	TA-78	Fluorita			1430	191	2.10	Nivel Cinco
	TA-86	Cuarzo			1430	253	5.00	Nivel Cinco
	TA-88	Cuarzo			1430	266	0.20	Nivel Cinco
	TA-94	Calcita			1430	242	5.00	Nivel Cinco
	TA-98	Calcita			1430	247	5.00	Nivel Cinco
	TA-87	Cuarzo			1430	234	3.70	Nivel Cinco
	TA-93	Calcita			1430	248	3.20	Nivel Cinco
	TA-93	Cuarzo			1430	259	5.00	Nivel Cinco
	TA-83	Cuarzo			1430	262	5.10	Nivel Cinco
Cobre-	N7-01	Qz	435470.58	2051117.65	1340	239	2.5	Nivel Siete

Babilonia	N7-02	Qz	435588.23	2051058.82	1340	225	1.7	Nivel Siete
	N7-03	Qz	435676.47	2050970.59	1340	243	17.8	Nivel Siete
	N7-03	Esf	435676.47	2050970.59	1340	206	18.6	Nivel Siete
	N7-04	Qz	435794.11	2050852.94	1340	241	6.3	Nivel Siete
	N7-04	Esf	435794.11	2050852.94	1340	244	6.5	Nivel Siete
	N7-05	Qz	435911.76	2050764.71	1340	230	12	Nivel Siete
	N7-07	Qz	436147.05	2050617.65	1340	238	15.8	Nivel Siete
	N7-08	Ca	436235.29	2050588.24	1340	199	4	Nivel Siete
	N7-09	Qz	436352.94	2050529.41	1340	208	9.5	Nivel Siete
	N7-10	Qz	436400.76	2050470.59	1340	244	9	Nivel Siete
	N7-11	Qz	436470.58	2050500	1340	280	6.9	Nivel Siete
	N7-11	Esf	436470.58	2050500	1340	212	9.2	Nivel Siete
	N7-12	Qz	436500	2050382.35	1340	218	8.3	Nivel Siete
	N7-13	Qz	436629.41	2050352.94	1340	264	6.3	Nivel Siete
	N7-14	Qz	436823.52	2050647.06	1340	256	9.5	Nivel Siete
	N7-14	Esf	436823.52	2050647.06	1340	244	9.7	Nivel Siete
	N7-15	Qz	436911.76	2050529.41	1340	237	10	Nivel Siete
	N7-15	Ca	436911.76	2050529.41	1340	206	5	Nivel Siete
	N7-16	Qz	437000	2050411.76	1340	239	10.7	Nivel Siete
	N7-16	Ca	437000	2050411.76	1340	224	11.2	Nivel Siete
	N7-17	Ca	437176.47	2050294.12	1340	222	16	Nivel Siete
	N7-18	Qz	437382.35	2050176.47	1340	237	9.6	Nivel Siete
	N7-19	Qz	436764.7	2050000	1340	250	6.4	Nivel Siete
	N7-20	Qz	436823.52	2049823.53	1340	255	9.7	Nivel Siete
Manto	N7-MV-B334-1	Calcita				226	6.90	Nivel Siete
Esperanza	N7-MV-B334-2	Cuarzo				224	8.40	Nivel Siete
Vieja	N7-MV-B310-1	Calcita				207	4.60	Nivel Siete
	N7-MV-B310-2	Calcita				227	6.90	Nivel Siete
	N7-MV-B310-3	Calcita				215	7.40	Nivel Siete

	N7-MV-B345-1	Calcita				216	7.30	Nivel Siete
	N7-MV-B345-2	Cuarzo				222	5.90	Nivel Siete
	N7-MV-B345-3	Calcita				264	6.30	Nivel Siete
	N7-MV-B345-4	Calcita				230	3.90	Nivel Siete
	N7-MV-B349-1	Calcita				202	5.40	Nivel Siete
	N7-MV-B349-3	Calcita				214	2.00	Nivel Siete
	N7-MV-B349-4	Cuarzo				339	4.70	Nivel Siete
	N7-MV-B349-5	Calcita				227	17.30	Nivel Siete
	N7-MV-B349-6	Cuarzo				256	2.20	Nivel Siete
	N7-MV-B352-3	Tremolita				362	8.40	Nivel Siete
	N7-MV-B352-5	Cuarzo				281	2.60	Nivel Siete
	N7-MV-B352-8	Cuarzo				297	6.70	Nivel Siete
	N7-MEV-B336-1	Calcita				266	6.50	Nivel Siete
	N7-MV-B336-2	Cuarzo				276	3.90	Nivel Siete
	N7-MV-B336-4	Tremolita				322	6.60	Nivel Siete
	N7-MV-B336-5	Calcita				308	6.00	Nivel Siete
	N7-MV-B328-2	Tremolita				372	5.70	Nivel Siete
	N7-MV-B328-3	Calcita				320	5.00	Nivel Siete
	N7-MV-B328-4	Calcita				314	3.90	Nivel Siete
	N7-MV-B328-5	Calcita				205	6.00	Nivel Siete
	N7-MV-B330-1	Calcita				229	6.00	Nivel Siete
	N7-MV-B330-3	Cuarzo				227	6.30	Nivel Siete
	N7-MV-B330-6	Cuarzo				273	11.00	Nivel Siete
	N7-MV-B330-7	Cuarzo				289	12.00	Nivel Siete
	N7-MV-B330-8	Calcita				287	12.00	Nivel Siete
Manto	N7-MG-B55-1	Cuarzo				248	4.00	Nivel Siete
Guadalupe	N7-MG-B55-2	Calcita				264	6.60	Nivel Siete
	N7-MG-B55-6	Cuarzo				286	13.40	Nivel Siete

	N7-MG-B55-8	Cuarzo				298	12.00	Nivel Siete
	N7-MG-B55-9	Calcita				245	2.30	Nivel Siete
	N7-MG-B55-10	Calcita				223	11.20	Nivel Siete
Cobre	N9-01	Qz	436882.35	2049235.29	1240	259	8.2	Nivel Nueve
Babilonia	N9-01		436882.35	2049235.29	1240			Nivel Nueve
	N9-02	Qz	436852.94	2049352.94	1240	246	8.2	Nivel Nueve
	N9-03	Ca	436823.52	2049470.59	1240	222	1.7	Nivel Nueve
	N9-04	Ca	436794.11	2049588.24	1240	218	7.5	Nivel Nueve
	N9-05	Qz	436764.7	2049705.88	1240	262	10.9	Nivel Nueve
	N9.05		436764.7	2049705.88	1240			Nivel Nueve
	N9-06	Qz	436735.29	2049764.71	1240	261	5.9	Nivel Nueve
	N9-07	Qz	436647.05	2049882.35	1240	244	6.1	Nivel Nueve
	N9-07	Ca	436647.05	2049882.35	1240	233	6.6	Nivel Nueve
	N9-08	Qz	436588.23	2050088.24	1240	253	13.3	Nivel Nueve
	N9-09	Qz	436500	2050176.47	1240	278	12.2	Nivel Nueve
	N9-10	Qz	436411.76	2050235.29	1240	288	15.2	Nivel Nueve
	N9-11				1240	258	15	Nivel Nueve
	N9-12	Qz	436264.7	2050352.94	1240	258	15	Nivel Nueve
	N9-13	Qz	436058.82	2050382.35	1240	249	3.9	Nivel Nueve
	N9-14	Qz	435970.58	2050470.59	1240	244	5.9	Nivel Nueve
	N9-14	Esf	435970.58	2050470.59	1240	239	10	Nivel Nueve
	N9-14		435970.58	2050470.59	1240			Nivel Nueve
	N9-15	Qz	435705.88	2050588.24	1240	289	8.4	Nivel Nueve
	N9-15		435705.88	2050588.24	1240			Nivel Nueve
	N9-15		435705.88	2050588.24	1240			Nivel Nueve
	N9-16	Qz	435588.23	2050676.47	1240	256	2.5	Nivel Nueve
	N9-16	Ca	435588.23	2050676.47	1240	232	7.2	Nivel Nueve
	N9-17	Ca	435441.17	2050735.29	1240	232	11.8	Nivel Nueve

# **ANEXO 6**

Muestras del Distrito Minero Taxco exhibiendo los resultados de los relaciones de los elementos del grupo de los halógenos.



Estructura	Sample	Host	Th ave	Na	K	Li	Cl	Br	Cl/Br	Na/Br	Na/K	Na/Li	Li/Cl	Na/Cl	K/Cl
				mmole/kg(s)	mmole/kg(s)	mmole/kg(s)	mmole/kg(s)	mmole/kg(s)	Molar	Molar	Molar	Molar	Molar	Molar	Molar
				23	39	7	35	79							
San Pedro	1SSP-1	Cal	210	276.43547	53.365039	13.5565369	299.661087	0.15015152	1995.72468	1841.04348	5.1800856	20.3913043	0.04523956	0.92249372	0.17808465
San Pablo	1SSP-1	Flo	187	307.128948	62.523531	10.6365004	330.795162	0.10602841	3119.87302	2896.66667	4.91221374	28.875	0.03215434	0.92845659	0.18900981
	1SSP-2	Flo	186	418.319524	54.6874709	15.3882494	551.268646	0.20180033	2731.7529	2072.93772	7.64927536	27.1843478	0.02791425	0.75883061	0.09920294
	1SSP-3	Qz	226	385.036376	44.4136754	20.9110665	585.509861	0.30881322	1896	1246.82609	8.66932027	18.4130435	0.03571429	0.6576087	0.0758547
V. Moir	1Moi-1	Cal	235	497.964284	66.9005081	18.3740832	826.658753	0.41089722	2011.83827	1211.895	7.44335579	27.1014493	0.02222693	0.60238192	0.08092881
Ascencio	1Asc-2	Cal	234	424.594801	54.4421521	19.511849	637.150561	0.3457796	1842.64935	1227.93478	7.79900839	21.7608696	0.03062361	0.66639634	0.08544629
Sn Antonio	3San-1	Sph	236	30.9032024	3.09503812	0.34350167	34.4394774	0.01917522	1796.04082	1611.62181	9.98475663	89.9652174	0.00997407	0.89731914	0.0898689
V. Espera	3ESP-2	Flo	237	435.255512	66.7651067	14.4457096	585.773525	0.19199994	3050.90476	2266.95652	6.51920642	30.1304348	0.02466091	0.74304401	0.11397768
V. Candela	3Can-2	Flo	328	28.9020063	4.06125455	0.76583657	31.009419	0.01110419	2792.5873	2602.80193	7.11652174	37.7391304	0.0246969	0.93203959	0.13096842
Calavera	4Cal-2	Flo	177	78.7723785	9.66609455	2.83975659	103.346856	0.04493286	2300.02857	1753.11304	8.14934905	27.7391304	0.02747792	0.76221359	0.09353061
Veta	C5-2	Sph	241	1130.01259	116.259783	16.1933269	1411.13277	1.17862822	1197.26708	958.752363	9.7197205	69.7826087	0.01147541	0.80078403	0.08238756
Cobre	C5-5	Cal	186	628.198681	141.591996	34.4651808	1050.03917	0.74650321	1406.61039	841.521739	4.43668214	18.2270531	0.03282276	0.59826214	0.13484449
Babilonia	C7-1	Sph	239	368.15028	44.2018907	7.54843453	430.449479	0.25917884	1660.82028	1420.44881	8.32883558	48.7717391	0.01753617	0.85526943	0.10268776
	C7-9	Qz	208	1330.75672	164.590119	76.0888718	1635.12362	1.24379234	1314.6275	1069.91873	8.0852771	17.4895052	0.04653402	0.81385695	0.10065913
Manto	B334-1	Cal	226	724.566084	125.764573	39.6786189	1188.37464	0.56732663	2094.69215	1277.1586	5.76128924	18.2608696	0.03338898	0.60971184	0.10582906
Esperanza	B328-3	Sph	320	728.451742	101.480255	11.3077998	860.900493	0.51767776	1663.00461	1407.15288	7.17826087	64.4202899	0.01313485	0.84615092	0.11787687
Vieja	B352-7	Sph	297	910.559981	128.05311	11.5070767	1153.46937	0.75451465	1528.75676	1206.81551	7.11079944	79.1304348	0.00997606	0.78940976	0.11101561
	B352-1	Cal	281	136.705194	64.4968097	12.2502057	447.54085	0.32563838	1374.34921	419.806763	2.11956522	11.1594203	0.02737226	0.30545858	0.14411379
	B345-3	Cal	264	543.607815	95.1520528	30.3992273	1005.69541	0.53215072	1889.86949	1021.52979	5.71304348	17.8822906	0.03022707	0.54052928	0.09461319
	B310-1	Sph	207	642.681432	60.6427607	16.3005917	824.661753	0.5317857	1550.74074	1208.53462	10.5978261	39.4268775	0.0197664	0.77932732	0.07353653
	B310-1	Cal	227	1209.99425	154.288941	58.6097601	1230.80496	0.86554498	1422	1397.95652	7.8423913	20.6449275	0.04761905	0.98309179	0.12535613
	B330-4	Sph	227	837.066175	61.7068014	37.0835095	1084.69265	0.67086729	1616.85131	1247.73736	13.5652174	22.5724638	0.03418803	0.77170816	0.05688874
	B330-8	Cal	287	921.809347	190.623911	49.1688659	2019.85701	1.13275109	1783.14286	813.779264	4.83574879	18.7478261	0.02434275	0.45637357	0.09437495

	B349-3	Cal	214	308.592426	30.6250779	17.6509069	507.953878	0.29542306	1719.41176	1044.57801	10.0764618	17.4830918	0.03474903	0.60752056	0.06029106
	B349-4	Sph	339	581.809185	59.9857059	8.02094581	755.840461	0.46788851	1615.42857	1243.47826	9.69913043	72.5362319	0.01061196	0.76975131	0.07936292
Veta	C9-2	Qz	246	1238.83998	87.3273627	54.8212015	1411.64594	0.95127507	1483.95137	1302.29417	14.1861604	22.5978261	0.03883495	0.87758548	0.06186209
Cobre	C9-3	Qz	222	301.271183	7.33893569	10.8023823	292.682066	0.18668831	1567.75787	1613.76566	41.0510727	27.8893281	0.03690825	1.02934623	0.02507477
Babilonia	C9-11	Cal	258	1448.7097	267.067646	57.8518007	2581.11594	2.25548792	1144.37143	642.304348	5.4245047	25.0417391	0.02241348	0.56127262	0.10346984
	C9-15	Qz	289	1164.24422	103.096035	26.0495326	1445.74906	1.11947042	1291.45803	1039.99552	11.2928128	44.6934783	0.01801802	0.8052879	0.07130977