



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“Alteración hidrotermal y análisis
microtermométrico de inclusiones fluidas
asociado a la depositación mineral de los
sistemas geotérmicos El Salitre,
Guanajuato y Cuitzeo, Michoacán, México”**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Cinthya Bárbara Carrillo Sánchez

DIRECTOR DE TESIS

M.C. Augusto Antonio Rodríguez Díaz



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Ingresa 2016

*Dedicado con todo mi
amor a Dios, a mis padres
y a mis hermanas, quienes
se han convertido en la
plegaria más bella de mi
vida♥*

AGRADECIMIENTOS

Muchas gracias a mi Universidad y a la Facultad de Ingeniería por ser los pilares de mi formación académica. Es un orgullo y una satisfacción haber podido cursar mi carrera en tan prestigiosa institución.

Quiero expresar mi agradecimiento a mis padres que son quienes me han brindado siempre la fuerza necesaria para seguir adelante. Gracias por ser mis confidentes, mis consejeros y mis guías; por apoyarme incondicionalmente y brindarme todo lo que ha estado en sus manos. Los admiro, los respeto, son mi devoción y los amo demasiado.

Gracias a mis preciosas hermanas Carolina y Fernanda por su optimismo, sus consejos, sus travesuras y por cada lección que he aprendido junto con ellas en cada etapa de mi vida.

A mi abuelita Micaela que inculcó en mí la admiración y el amor por el campo.

Un agradecimiento muy especial a mis distinguidos sinodales: M.C. Augusto Antonio Rodríguez Díaz, Dr. Carles Canet Miquel, Dra. Teresa Pi Puig, Ing. Fernando Rosique Naranjo, Ing. Marco Antonio Rubio Ramos, quienes compartieron conmigo sus admirables conocimientos, así como agradezco su paciencia y disponibilidad para hacer posible esta tesis.

A mi director de tesis, el M.C. Augusto Antonio Rodríguez Díaz por su asesoramiento, su generosidad, sus consejos y el valioso apoyo que me brindó para realizar este trabajo.

A la Dra. Teresa Pi Puig, gracias por haberme aceptado en el laboratorio de DRX para hacer mi Servicio Social y por ser un ejemplo para mí de bondad y dedicación.

Un agradecimiento a la Dra. Ruth Esther Villanueva y a todo su equipo por permitirme acompañarlos a campo y participar en sus actividades. Agradezco también los comentarios y las sugerencias que me manifestaron para elaborar mi tesis.

A mi profesor el Ing. Santillán Piña por el apoyo que me ha brindado.

A la Ing. Rosario Aguilar por brindarme su amistad y sus consejos los cuales aprecio mucho.

A todo el equipo de ingenieros y trabajadores con quienes compartí mi estancia profesional, gracias por su hospitalidad, sus consejos, su paciencia y el aprendizaje compartido.

A Axel Zurita quien conozco desde la preparatoria, gracias por todo lo que hemos compartido y aprendido juntos, por creer en mí y ayudarme a superarme aun estando lejos. Siempre estás presente en mi mente y en mi corazón.

A Isaac Buendía y Juan Trejo, gracias por todos los años de amistad que hemos compartido y por estar siempre conmigo a pesar de los distintos caminos que tomamos. Significan mucho para mí.

Muchas gracias a París Manzo y Manuel Toscano por brindarme esa bella amistad que cada vez me sorprende más. Ambos han sido para mí un ejemplo admirable de lo que es tener fortaleza y valor.

A Rancher por su valiosa amistad, por su apoyo, sus consejos, su honestidad y sinceridad.

A Carlos Mercadillo por alentarme a cursar Ingeniería, por sus acertados consejos y su gran carácter.

Y un agradecimiento especial a mis profesores y cada uno de aquellos compañeros que me apoyaron a lo largo de la carrera y compartieron conmigo momentos realmente maravillosos, no los olvido.

ÍNDICE

Resumen	7
Abstract	8
Capítulo 1: 1.1 Introducción	10
1.2 Manifestaciones Geotérmicas Y Aspectos Generales	10
1.3 Yacimientos Geotérmicos	14
1.4 Play Geotérmico	16
1.4.1. Play De Convección Dominante	16
1.4.1.1 <i>Play Tipo Magmático</i>	17
1.4.1.2 <i>Play De Tipo De Dominio Extensional</i>	18
1.4.2. Play De Conducción Dominante	19
1.4.2.1 <i>Cuenca Intracratónica</i>	19
1.4.2.2 <i>Cinturón Orogénico</i>	19
1.4.2.3 <i>Basamento</i>	20
1.5 Fluidos Geotérmicos	20
1.6 Caso De Estudio: Alteraciones Hidrotermales De Los Sistemas Geotérmicos El Salitre, Guanajuato Y Cuitzeo, Michoacán, México	22
1.7 Justificación	23
1.8 Objetivos Generales Y Particulares	23
1.9 Metas	24
Capítulo 2: 2.1 Metodología	26
2.1.1 Campaña De Muestreo	27
2.1.2 Análisis Petrográfico Macroscópico Y Microscópico	28
2.1.3 Difracción Por Rayos X (En Roca Total Y Fracción Arcilla)	30
2.1.3.1 <i>Roca Total (Fracción Desorientada)</i>	32

2.1.3.2 <i>Fracción Arcilla (Fracción Orientada)</i>	32
2.1.4 Microtermometría De Inclusiones Fluidas	33
2.1.5 Microscopio Electrónico De Barrido	37
Capítulo 3: 3.1 Marco Geológico	41
3.1.1 Faja Volcánica Trans-Mexicana	41
3.1.2 Sistema De Fallas Taxco- San Miguel De Allende	42
3.1.3 Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato Y Graben Cuitzeo	44
3.1.4 Sistema Hidrotermal De San Bartolomé De Los Baños, Guanajuato	45
3.1.4.1 <i>Área de manantiales termales</i>	47
3.1.5 Sistema Hidrotermal De San Agustín Del Maíz, Michoacán	50
3.1.5.1 <i>Áreas de manantiales termales</i>	52
Capítulo 4: 4.1 Resultados	55
4.1.1. San Bartolomé De Los Baños, El Salitre, Guanajuato	55
4.1.1.1. <i>Análisis petrográfico macroscópico y microscópico</i>	55
4.1.1.2. <i>Difracción por Rayos X (en roca total y fracción arcilla)</i>	60
4.1.1.3. <i>Microtermometría de inclusiones fluidas</i>	66
4.1.2. San Agustín del Maíz, Michoacán	69
4.1.2.1. <i>Análisis petrográfico macroscópico y microscópico</i>	69
4.1.2.2. <i>Difracción por Rayos X (en roca total y fracción arcilla)</i>	72
4.1.2.3. <i>Microtermometría de inclusiones fluidas</i>	75
4.1.2.4. <i>Microsonda Electrónica de Barrido- EMPA (SEM Analítico)</i>	77
Capítulo 5: 5.1 Discusión	79
5.1.1. San Bartolomé de los Baños, El Salitre, Guanajuato	79
5.1.2. San Agustín del Maíz, Cuitzeo, Michoacán	80

Capítulo 6: 6.1 Conclusiones y Recomendaciones	82
Bibliografía	84
Anexos	89

RESUMEN

Las zonas geotérmicas de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato, y San Agustín del Maíz, Michoacán, localizadas dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, presentan alteraciones hidrotermales relacionadas con manifestaciones termales presentes en ambas áreas.

La zona geotérmica de San Bartolomé de los Baños se encuentra asociada al sistema de fallas N-S Taxco-San Miguel de Allende, restringida al sistema de fallas normales San Bartolomé de los Baños. La segunda zona de estudio, San Agustín del Maíz, se encuentra ubicado en la parte centro-oeste de la Faja Volcánica Transmexicana, en el graben Cuitzeo, relacionado a las fallas normales E-W del límite sur del graben.

El fluido hidrotermal en los manantiales termales de ambas zonas geotérmicas presentan una composición sodico-clorurado. En San Bartolomé de los Baños las temperaturas de homogeneización varían entre 63° a 131°C y se reconocen tres tipos de alteración hidrotermal: silicificación, argílica y argílica avanzada. En la zona de San Agustín del Maíz las temperaturas de homogeneización son predominantes en las muestras de barita con valores que oscilan entre los 60° y 70°C, y en las muestras de calcita con temperaturas de 80° a 90°C y se observaron muestras que presentaban silicificación, alteración argílica, argílica avanzada y zeolitización.

En conjunto, los datos obtenidos por las técnicas analíticas de petrografía, difracción por rayos X, microtermometría de inclusiones fluidas y microscopia electrónica de barrido, permiten diagnosticar la actividad de los sistemas geotérmicos y delimitar las regiones con mayor temperatura en un prospecto geotérmico.

ABSTRACT

The geothermal zones of San Bartolomé de los Baños, Guanajuato, and San Agustín del Maíz, Michoacán, located within the Transmexican Volcanic Belt, present hydrothermal alterations related to thermal manifestations present in both areas.

The geothermal zone of San Bartolomé de los Baños is associated with the N-S Taxco-San Miguel de Allende fault system, restricted to the normal San Bartolomé de los Baños fault system. The second study area, San Agustín del Maíz, is located in the central-west part of the Transmexicana Volcanic Belt, in the Cuitzeo graben, related to the normal E-W faults of the southern limit of the graben.

The hydrothermal fluid in the thermal springs of both geothermal zones has a sodium-chloride composition. In San Bartolomé de los Baños, homogenization temperatures range from 63 ° to 131 ° C and three types of hydrothermal alteration are recognized: silicification, argillic and advanced argillic. In the area of San Agustín del Maíz, homogenization temperatures are predominant in the barite samples with values ranging from 60 ° to 70 ° C and in calcite samples with temperatures of 80 ° to 90 ° C and were observed Samples that had silicification, argillic alteration, advanced argillic and zeolitization.

Together, the data obtained by analytical techniques of petrography, X-ray diffraction, fluid inclusions and scanning electron microscopy make it possible to diagnose the activity of geothermal systems and to delineate the regions with higher temperature from a geothermal perspective.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN.

Desde tiempos antiguos las regiones volcánicas han llamado la atención por los usos que la sociedad ha encontrado en ellos siendo éstas actividades principalmente de carácter medicinal, personal y agropecuario. Sin embargo, se puede considerar que el inicio del interés en la geotermia fue dado por el auge de las actividades relacionadas a las manifestaciones termales durante el Imperio Romano como los baños termales y la climatización de viviendas.

Hoy en día el estudio de la geotermia se ha convertido en un tema relevante en la industria dado que se presenta como una alternativa más para adquirir energía mediante el aprovechamiento del calor interno de la Tierra.

El elemento clave de un sistema o yacimiento geotérmico es la fuente de calor, cuya existencia sólo puede deducirse a partir de evidencias indirectas que se aprecian en la superficie terrestre. Los manantiales termales, suelos que vaporizan, volcanes de lodo, fumarolas, géiseres, terrazas de sílice y zonas de alteración hidrotermal son las formas más comunes de manifestaciones geotérmicas en la superficie.

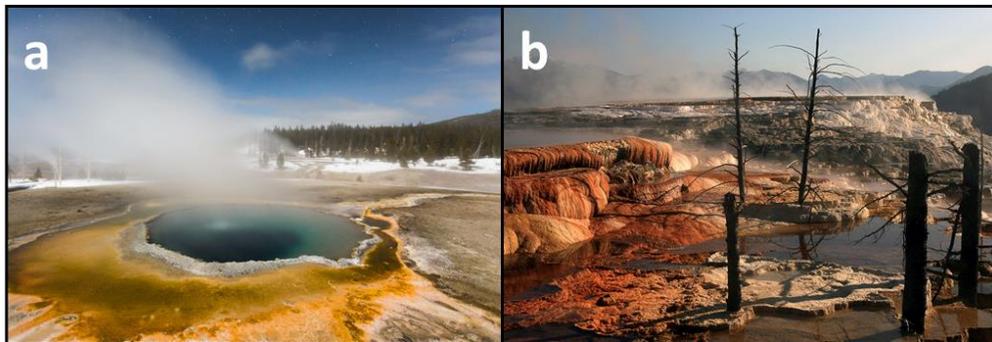


Figura 1.1. a) “Crested Pool” Ejemplo de manantiales geotérmica. Parque Nacional de Yellowstone, Estados Unidos. b) “Mammoth Hot Springs” (Terrazas de carbonato de calcio). Parque Nacional de Yellowstone, Estados Unidos. [1]

Uno de los ejemplos geotérmicos más notables a nivel mundial es el Parque Nacional de Yellowstone (EE.UU) en el que se encuentran aproximadamente 300 géiseres, es decir, más del 60 por ciento de los géiseres conocidos en todo el mundo, aparte de miles de fuentes termales [2]. En Yellowstone es posible identificar diferentes tipos de manifestaciones termales superficiales como los ya mencionados (Figura 1.1) y asociados a un sistema caldérico de grandes dimensiones.

1.2 MANIFESTACIONES GEOTÉRMICAS Y ASPECTOS GENERALES.

Se denomina energía geotérmica a la energía calorífica contenida bajo la superficie sólida de la Tierra, que se evidencia por las surgencias de agua caliente en manantiales termales, fumarolas, erupciones volcánicas, etcétera. Se conoce con el nombre de Geotermia a la ciencia que estudia el calor terrestre, su transformación de masa y energía, su origen, distribución y aprovechamiento. Así mismo, abarca procesos y técnicas utilizadas para su exploración y explotación (Figura 1.2) de los recursos geotérmicos (Orche, 2011).



Figura 1.2. Central Geotérmica. Los Azufres, Michoacán (Tomado del Curso de Exploración Geotérmica, 2014).

Todas las manifestaciones del calor que el interior de la Tierra transmite a la superficie son indicadores de anomalías térmicas de la corteza terrestre. El interior de la Tierra tiene una estructura en capas concéntricas que se puede dividir atendiendo a dos tipos distintos de criterios, geoquímicos y dinámicos, permitiendo que estas capas se puedan identificar (Figura 1.3).

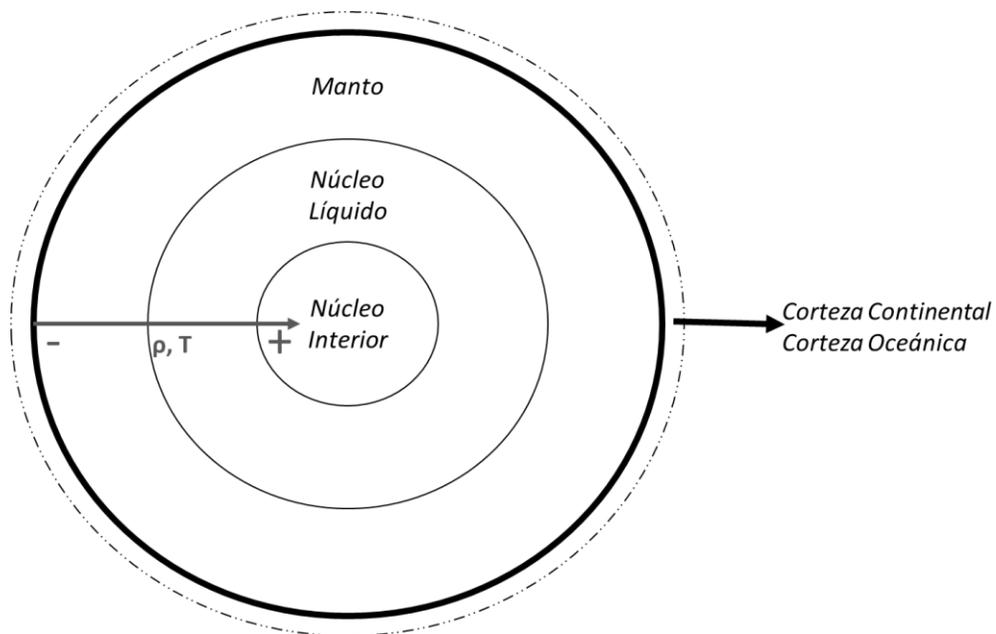


Figura 1.3. Capas concéntricas de la Tierra. Tanto las temperaturas como las densidades se elevan al acercarse al centro de la Tierra (Orche,2011).

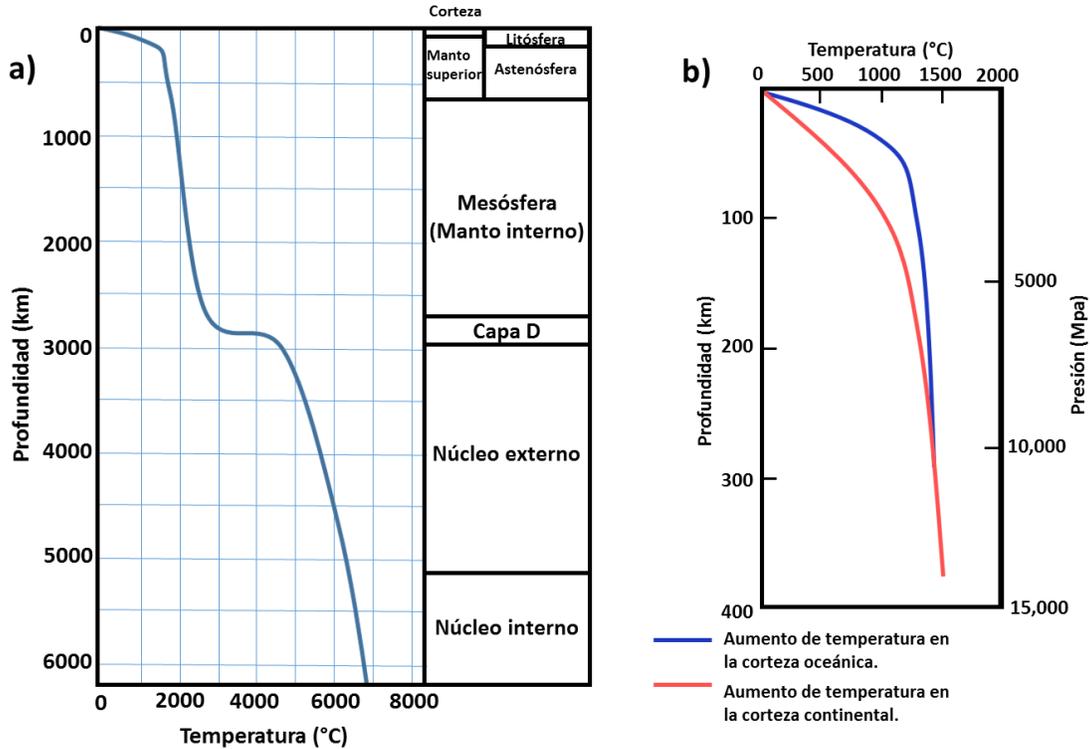


Figura 1.4. a) Gradiente geotérmico calculado para la Tierra. En el manto y el núcleo las temperaturas pueden variar hasta 500° C. b) Gradiente es diferente en corteza oceánica que en continental [3].

En la corteza de la Tierra se aprecia el incremento de temperatura que se experimenta al penetrar hacia las partes inferiores de la misma debido al calor interno de la Tierra desprende hacia su exterior. Este incremento de la temperatura con la profundidad es lo que se conoce como gradiente geotérmico.

El gradiente geotérmico (Figura 1.4) observado en la mayor parte del globo terráqueo, oscila entre 25 y 30 °C/km (3°C/100 m). Es decir, que a medida que se profundiza en el interior de la corteza, la temperatura se va incrementando a un ritmo de unos 25 a 30°C cada mil metros, siendo éste considerado como un gradiente geotérmico normal. Los gradientes de temperatura varían ampliamente en la Tierra, a veces aumentando de manera considerable alrededor de las áreas geológicamente activas de la corteza terrestre [4].

Estructuralmente, la Tierra está dividida en una serie de placas móviles que son arrastradas por movimientos convectivos provenientes del manto, cuyos traslados e interacciones entre sí permiten la generación de magma la cual puede llegar a la superficie generando por actividad volcánica (Figura 1.5). Sin embargo, existe la posibilidad de que el magma no se manifieste de esta forma acumulándose a profundidades entre 5 y 10 km, lo que conlleva a que se convierta en un transmisor de calor en zonas subterráneas donde se encuentra implicada la roca y/o el reservorio de fluidos confinados, los cuales dan origen a la formación de los sistemas geotérmicos (Armstead, 1983; Dickson & Fanelli, 2005). Por lo tanto, la geotermia es referida como la energía que se deriva del

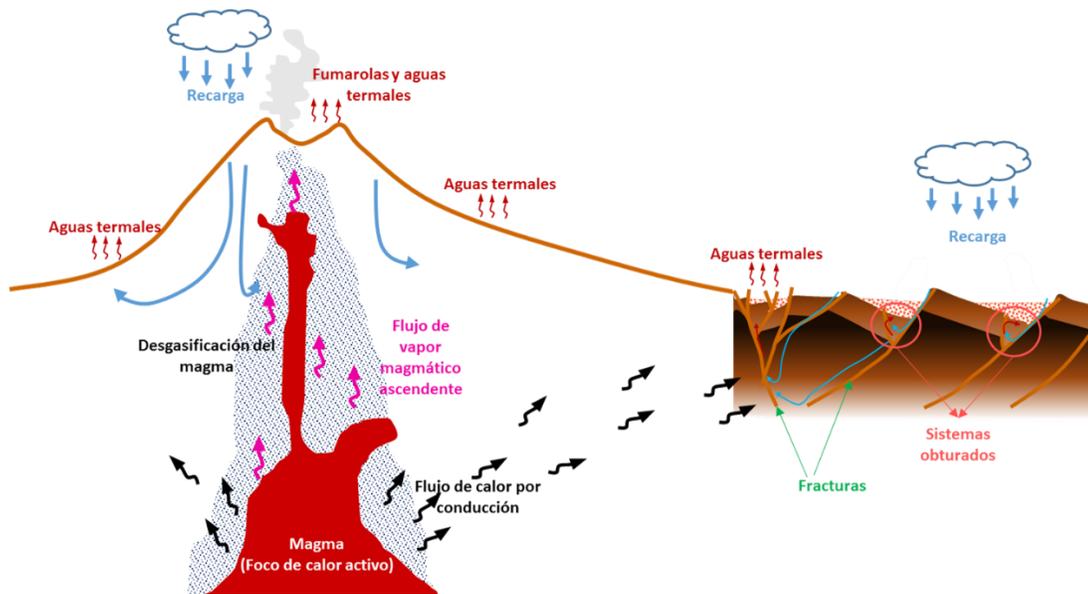


Figura 1.6. Modelo conceptual de un sistema dinámico con intercambio de masa y energía. Como se aprecia, se tiene un foco (magma) el cual se encarga de transmitir calor por conducción hacia la roca. Cuando se presenta una recarga de agua, en este caso, penetra por las fallas que hay en el subsuelo quedando atrapada entre dos unidades geológicas impermeables; ésta queda circulando, aumentando su temperatura por el calor que se está transmitiendo, aumenta de volumen y, a medida que acumula presión, escapa por las rocas a través de las grietas alcanzando la superficie en estado líquido o gaseoso. (Modificado de la Guía de Exploración Geotérmica, IGA, 2014).

1.3 YACIMIENTOS GEOTÉRMICOS

Se define el recurso geotérmico como aquella parte de energía que está contenida en las rocas del subsuelo y puede ser extraída por el hombre con la tecnología actual para obtener un cierto beneficio. La definición de yacimiento, por lo tanto, implica conceptos técnicos y económicos de forma semejante a como sucede con los depósitos minerales y los recursos petroleros. No obstante, al igual que en éstos, los condicionantes difieren de unos tipos de yacimientos a otros (Orche, 2011).

La clasificación de los yacimientos geotérmicos son:

- ∞ Yacimientos en rocas permeables en los que el fluido geotérmico dominante es agua o vapor de agua (hidrotermales).
- ∞ Yacimientos en rocas impermeables o secas (sin fluido geotérmico natural).
- ∞ Yacimientos especiales.

La clasificación por su potencial energético de los yacimientos geotérmicos es:

- a) Alta temperatura ($T > 150^{\circ}\text{C}$).
 - Campos de vapor dominante -> Campos de vapor seco.
 - Campos de líquido dominante -> Campos de vapor húmedo.
- b) Media temperatura ($100^{\circ}\text{C} < T < 150^{\circ}\text{C}$).
- c) Baja temperatura ($30^{\circ}\text{C} < T < 100^{\circ}\text{C}$).

Los yacimientos de interés contienen de forma general agua en ebullición que se encuentra confinado a una profundidad promedio de 3 km, a presiones de hasta 700 bar y temperaturas superiores a los 150°C (Santoyo *et al.*, 2010).

a) Alta temperatura.

Cabe considerar para este tipo de yacimientos la evolución del punto de ebullición del agua en función de la presión y profundidad (Figura 1.8), considerando que la temperatura aumenta a unos 3.000 m de profundidad con una presión cercana a los $200 \cdot 10^5 \text{N/m}^2$ (200 Pa), el agua permanece líquida a una temperatura de unos 373.3°C. Evidentemente, si a esos mismos 3.000 m el fluido se encuentra por encima de $\sim 375^\circ\text{C}$, estará en forma de vapor (Orche, 2011). Cuando un pozo extrae el fluido desde esa profundidad, pierde presión a medida que asciende por el interior de la tubería, vaporizándose el agua total o parcialmente que pueda existir en él, de manera que el fluido que está en estado líquido en el yacimiento, emerge por la boca del pozo en forma mixta de líquido y vapor o, más raramente, como vapor seco. Por lo tanto, con carácter general, los fluidos geotérmicos de los campos de alta temperatura se presentarán en estas dos fases y, dependiendo de las proporciones de una y otra, así se establecerá su aprovechamiento, que siempre será para la obtención de energía eléctrica aunque en distintos tipos de centrales.

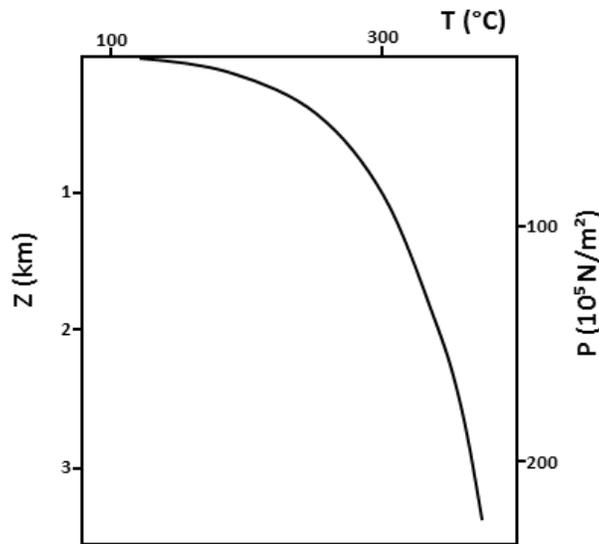


Figura 1.8 Gráfica que muestra la evolución del punto de ebullición del agua con la profundidad (Rocha, *et al.*, 2011).

b) Media temperatura.

Este tipo de yacimientos son más frecuentes en la corteza terrestre. Su temperatura varía entre 100°C y 150°C, con profundidades de entre 2.000 m a 3.000 m.

c) Baja temperatura.

Son aquellos cuya agua está a una temperatura cercano y menor a los 100°C. Se encuentran en las zonas donde el gradiente geotérmico es normal de $3^\circ\text{C}/100 \text{m}$. La fase dominante es siempre líquida y existen manifestaciones externas de termalismo, como fumarolas.

En estos yacimientos no existe un foco de calor subterráneo próximo ni es necesario que el acuífero esté aislado por un nivel superior impermeable. La única condición geológica requerida es la existencia, a la profundidad adecuada, hasta aproximadamente 2.500 m, de formaciones geológicas permeables, total o parcialmente saturadas de agua, que sean capaces de contenerla y dejarla circular el agua a fin de que extraiga el calor de la roca.

1.4 PLAY GEOTÉRMICO

Las características de los sistemas geotérmicos individuales son una función de variables específicas tales como la naturaleza y la profundidad de la fuente de calor; el mecanismo de transferencia de calor dominante; permeabilidad y distribución de porosidad; tipo de roca y propiedades petrofísicas; química de fluido y tasa de recarga del fluido de la fuente.

Comúnmente, en el área petrolera, el término *play* representa los distintos entornos geológicos estratigráficos y estructurales que incluyen todos los componentes necesarios para una acumulación potencialmente económica del petróleo (Sistema petrolero): una roca madre, roca reservorio y trampa (Allen y Allen, 2005). Trasladado a los recursos geotérmicos, un tipo de *play* geotérmico (Sistema geotérmico) podría definirse como un entorno geológico específico que incluye una fuente de calor, mecanismos de migración del calor, la capacidad / almacenamiento de un fluido térmico, y el potencial para la recuperación económica del calor (*Best Practices Guide For Geothermal Exploration*, IGA, 2014).

El objetivo del concepto *play* geotérmico es agrupar entornos geológicos similares que podrían albergar los recursos geotérmicos explotables para desarrollar estrategias de exploración específicas del sitio que pueden conducir al descubrimiento y estimaciones de tales recursos.

En esta sección se describirán seis tipos de *play* basados por la manera en la que se transporta el calor: por convección o conducción dominantes.

1.4.1. Play de Convección Dominante

En los *play* de tipo convección dominante, el calor es transportado de manera eficiente desde reservorios profundos hasta los someros o superficiales por movimientos ascendentes del fluido a lo largo de conductores permeables.

Se incluyen todos los yacimientos geotérmicos de "alta temperatura" (superiores a 150 ° C) con profundidades de aproximadamente 3.000 metros. Estos se encuentran invariablemente adyacentes a márgenes tectónicos o regiones de alta actividad tectónica, alta actividad volcánica, plutonismo joven (menos de tres millones de años), o de regiones con elevado flujo de calor debido al adelgazamiento cortical durante la extensión de la corteza (Figura 1.9).

1.4.1.1 Play tipo Magmático.

a) Play activo o de intrusión magmática reciente:

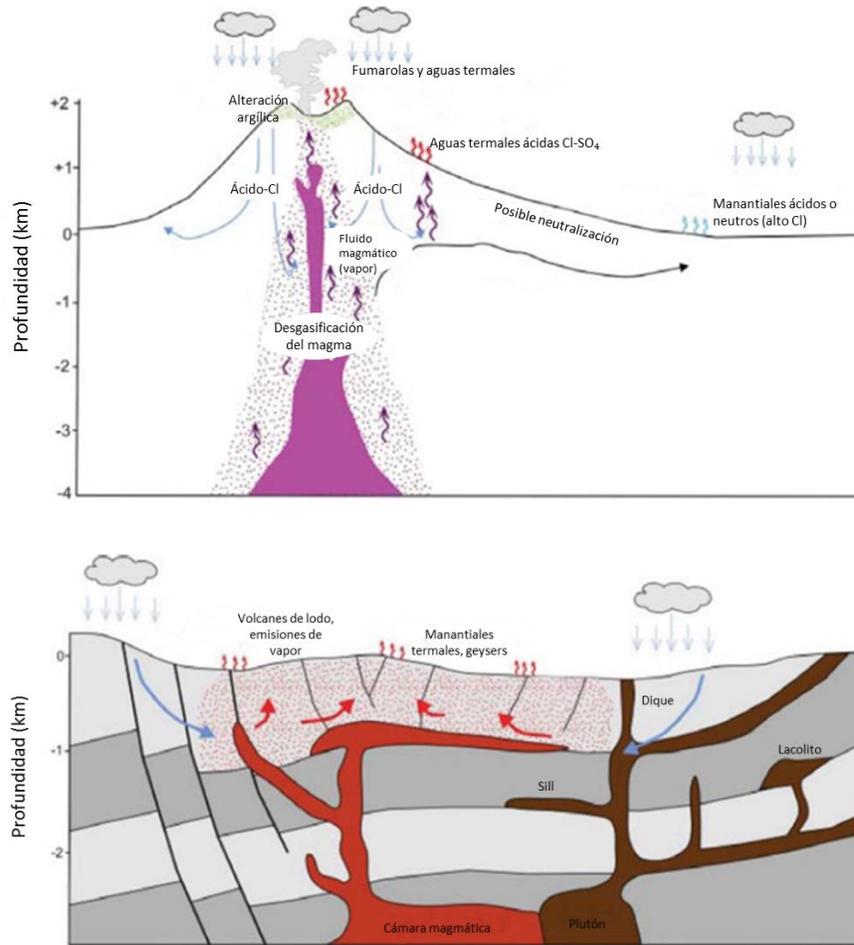


Figura 1.9 Ejemplos de un *play* activo o de intrusión magmática reciente (Best Practices Guide For Geothermal Exploration, IGA, 2014).

Una cámara de magma relativamente poco profunda es la característica dominante en este tipo de *play*. El magma parental, la recarga de fundido, y la cristalización del magma controlan la química del fluido, el flujo del fluido, y el sistema geotérmico global (Figura 1.9). Un *play* magmático con una intrusión magmática activa o reciente se distingue por una fuente de calor poco profunda e intensa en forma de una cámara magmática joven. El *play* pueden ser identificado en regiones con actividad volcánica basáltica en los márgenes de placas divergentes, volcanismo dominante de composición basáltica a andesítico a lo largo de los arcos de islas, o de andesítico a dacítico volcanismo reciente en arcos continentales.

b) Play de intrusión magmática extinta:

Un *play* geotérmico con intrusión magmática no activo o extintas incorpora una fuente de calor en forma de un plutón que consiste en una roca cristalina enriquecida en elementos generadores de calor o un joven, pero todavía cristalizado en procesos de enfriamiento, el cuerpo ígneo intrusivo

asociado a sistemas de fallas normales (Figura 1.10). Tales tipos de *play* se localizan diferentes tipos de cuerpos montañosos circundantes que proporcionan altas tasas de recarga de circulación de agua meteórica, la cual se conduce por un sistema hidrotermal teniendo una posible partición de vapor sobre la roca caliente.

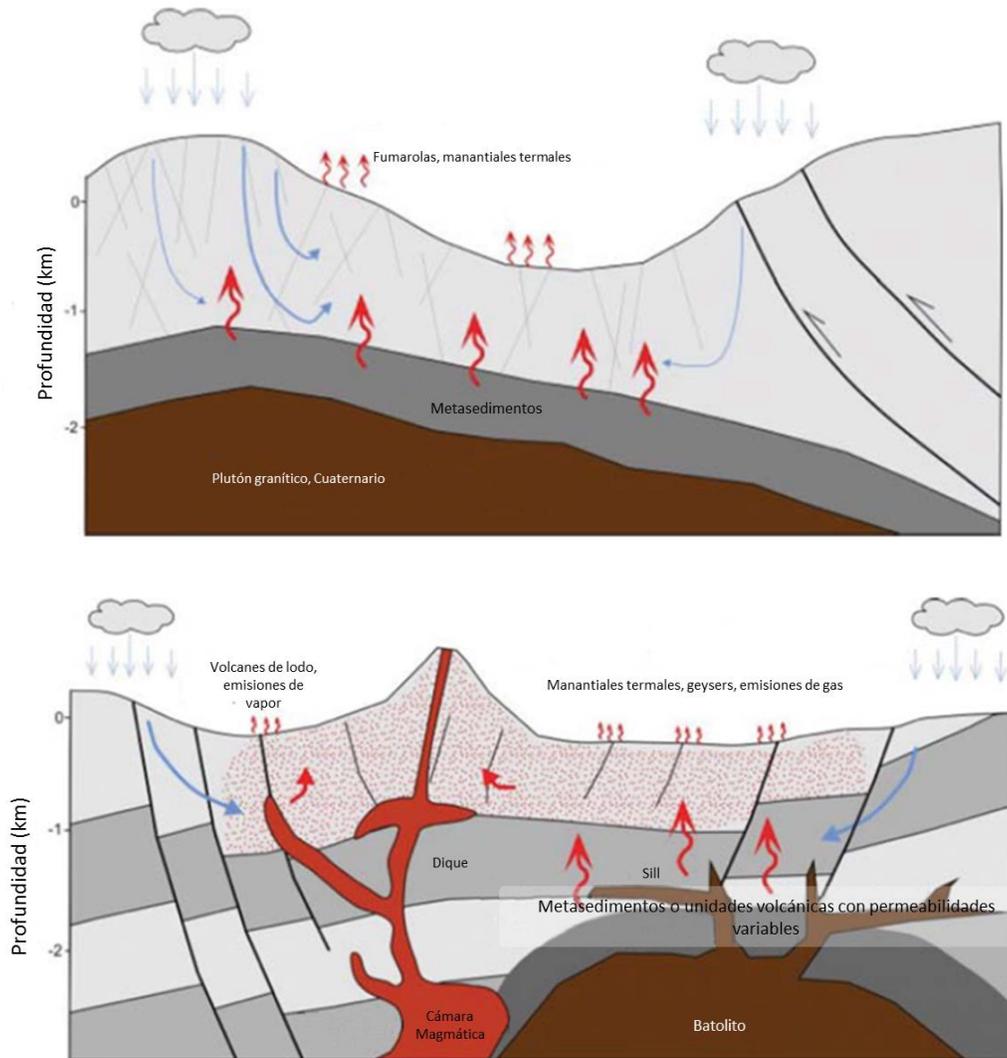


Figura 1.10 Ejemplos de un *play* de intrusión magmática extinta (Best Practices Guide For Geothermal Exploration, IGA, 2014).

1.4.1.2. *Play* de tipo de Dominio Extensional.

En un *play* geotérmico de dominio extensional (Figura 1.11), regiones del manto se elevan debido a la extensión y adelgazamiento de la corteza. El manto es la principal fuente de calor para los sistemas geotérmicos asociados a este tipo de *play*. Los sistemas de gradientes térmicos elevados resultantes facilitan el calentamiento de agua meteórica que circula por fallas profundas o formaciones permeables.

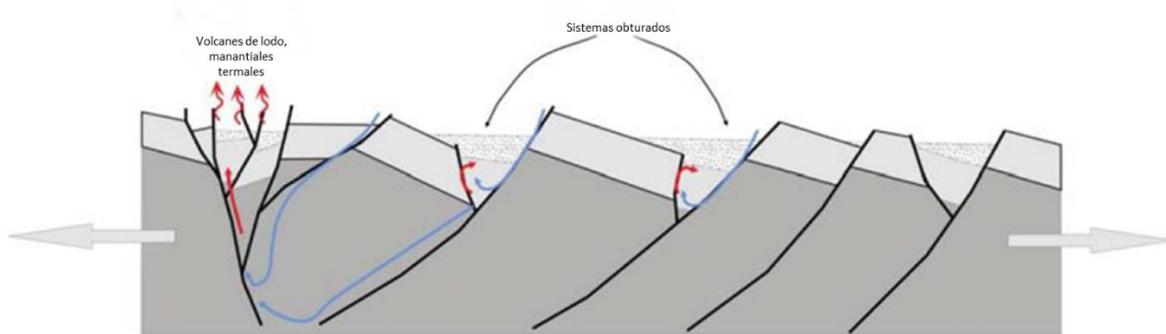


Figura 1.11 Play de tipo de dominio extensional (Best Practices Guide For Geothermal Exploration, IGA, 2014).

1.4.2. Play De Conducción Dominante

Este tipo de *play* se puede subdividir de acuerdo con el porcentaje de porosidad-permeabilidad natural dentro de la roca del potencial yacimiento, y la ausencia o presencia de fluidos de yacimientos naturales.

Los *play* de conducción geotérmica dominadas con reservorios de baja permeabilidad, tales como areniscas, carbonatos, o roca cristalina, sólo pueden ser desarrolladas utilizando tecnología de ingeniería de sistemas geotérmicos.

1.4.2.1 Cuenca intracratónica.

Un *play* de cuenca geotérmica intracratónica (Figura 1.12) incorpora un depósito dentro de una secuencia sedimentaria establecido en un graben de extensión o de subsidencia térmica. Las cuencas intracratónicas que se originan por el adelgazamiento de la litosfera y la subsidencia se suelen fragmentar en varias depresiones o subcuencas. El comportamiento geológico de una cuenca intracratónica por lo general produce un relleno de sedimentos de varios kilómetros de espesor los cuales pueden incluir siliciclásticos fluviales, carbonatos marinos, lodos y evaporitas.

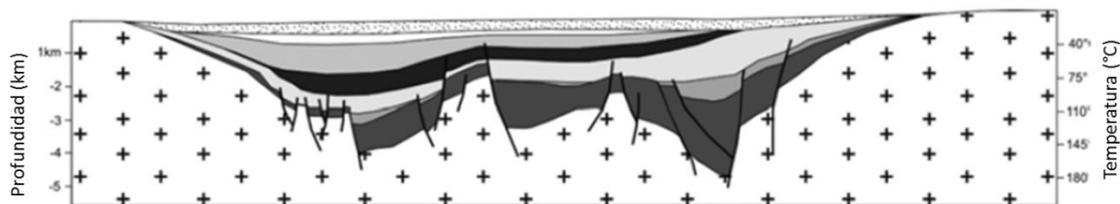


Figura 1.12 Configuración típica de una cuenca sedimentaria intracratónica con varias depresiones o subcuencas (Best Practices Guide For Geothermal Exploration, IGA, 2014).

1.4.2.2 Cinturón Orogénico.

En este *play* se incorpora un depósito sedimentario dentro de cuenca de antepaís (foreland) o una cadena montañosa. Las secuencias sedimentarias en las cuencas de antepaís son influenciados por una subsidencia significativa de la corteza hacia el orógeno. El resultado de este proceso es la

flexión hacia abajo de la litosfera, formando áreas de extensión local y fallamiento normal (Figura 1.13).

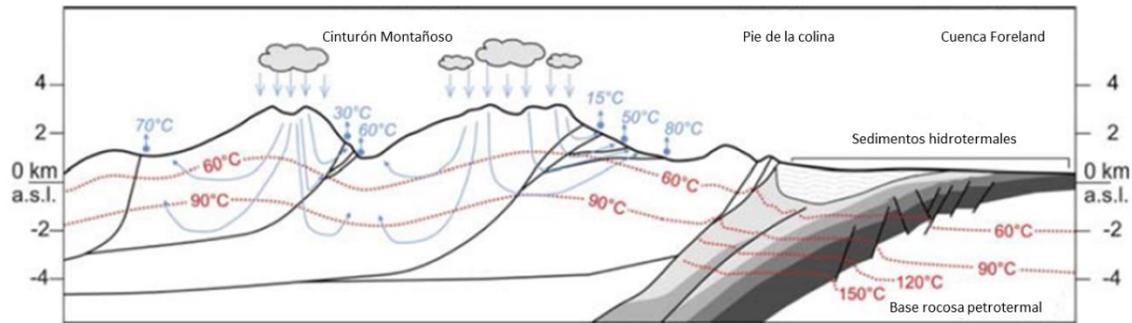


Figura 1.13 Estructura típica de conducción térmica (isotermas rojas), rutas de flujo del agua subterránea, y temperaturas de descarga (flechas azules) en zonas orogénicas. (Best Practices Guide For Geothermal Exploration, IGA, 2014).

1.4.2.3 Basamento.

Las características principales de un *play* de basamento son una roca cristalina con fallas o fracturas de muy baja porosidad y permeabilidad, con la capacidad de almacenar grandes cantidades de energía térmica. Estos también pueden ser referidos a sistemas de rocas secas como petro-térmicos o calientes (Figura 1.14).

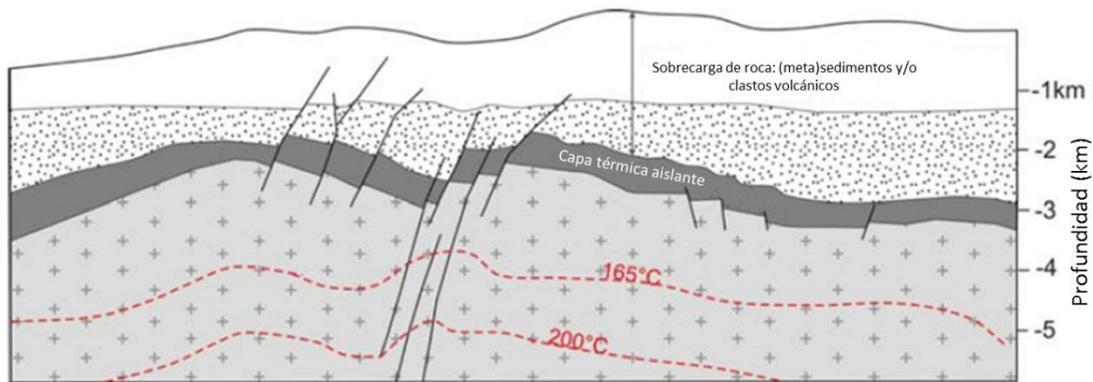


Figura 1.14 Los controles geológicos sobre la temperatura en un tipo de *play* de basamento de roca cristalina consiste en la producción de calor roca cubierta por capas aislantes térmicamente como la pizarra y otros sedimentos de sobrecarga. (Best Practices Guide For Geothermal Exploration, IGA, 2014).

1.5 FLUIDOS GEOTÉRMICOS

Un fluido hidrotermal se define como una solución salina acuosa caliente (ca. 50 -> 500 ° C) que contiene Na, K, Ca, Cl como componentes principales, así como otros elementos (por ejemplo, Mg, B, S, Sr, CO₂, H₂S, NH₄, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ag, Au, etc) (Pirajno, 1992) (Figura 1.15).

Los solutos presentes en los fluidos geotermales (cationes y aniones) pueden provenir de reacciones entre aguas subterráneas y las rocas con las que está interactuando, por ejemplo, uno de los elementos más comunes que se presentan en las aguas subterráneas es el sílice el cual proviene de la disolución de los silicatos (Orche, 2011) y minerales típicos formadores de roca.

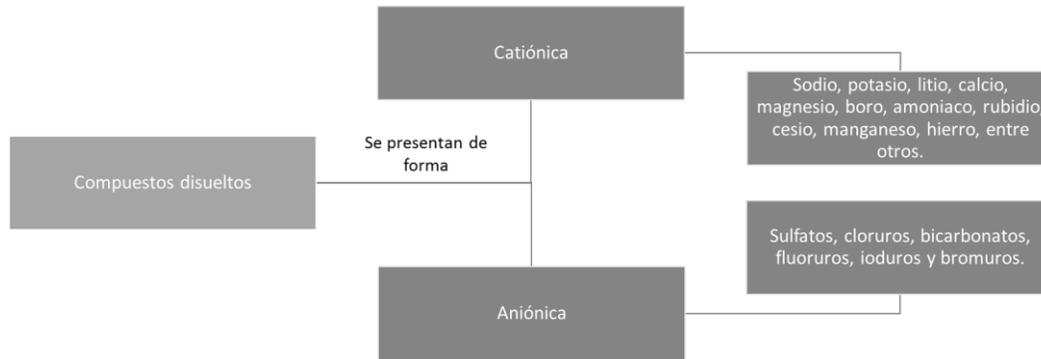


Figura 1.15. Esquema de los tipos de compuestos disueltos que pueden presentarse en el agua termal.

Una manera alterna de clasificar los sistemas hidrotermales es en términos de las fuentes del agua: (a) metamórfico, (b) marino, (c) magmáticas, (d) de cuenca (e) meteóricas y las combinaciones de las mismas, dependiendo de las condiciones geológicas y tectónicas locales (Pirjano 1992).

El agua meteórica incluye agua de lluvia, aguas de lagos y ríos, y las aguas subterráneas. Estas aguas pueden penetrar profundamente en la corteza y puede llegar a ser calentada y mineralizada, adquiriendo así las propiedades de las soluciones hidrotermales. La sistemática de isótopos estables indican que en las aguas termales de las regiones volcánicas son dominante, aunque no exclusivamente, de origen meteórico (Pirjano 1992).

La corteza oceánica, dentro y alrededor de las dorsales oceánicas, permite la penetración del agua de mar a varios kilómetros bajo el lecho marino. Como resultado, el agua de mar se calienta, se transforma en un fluido altamente enriquecido con solutos y metales, y es conducido por convección para que posteriormente sea descargado en el fondo del mar en forma de un depósito mineral de aguas termales (Pirjano 1992).

En el agua connata es aquella que queda atrapada durante la deposición de sedimentos y también mediante las reacciones diagenéticas. Esta agua es esencialmente agua no ligada, es decir, no unido a la estructura cristalina de los minerales formadores de rocas. La expulsión de fluidos durante el entierro y diagénesis dan como resultado una reducción de porosidad, y el volumen de agua liberada puede ser considerable. Durante la evolución de la cuenca sedimentaria, la expulsión de los fluidos tiene lugar y migran hacia arriba de los márgenes de la cuenca, y, cuando el azufre es añadido a partir de cualquier fuente, la precipitación de los sulfuros se puede producir en los sitios de descarga (Pirjano 1992).

El agua metamórfica se deriva de la deshidratación de minerales a través de aumento de la presión y la temperatura. La presencia de fluidos volátiles liberados durante el metamorfismo contienen generalmente H₂O, CO₂ y CH₄, sin embargo, gases como He, H₂, N₂, CH₄, CO₂ y diversos hidrocarburos, también pueden ser liberados por procesos metamórficos profundos.

Las aguas magmáticas son los que se separan del magma tras el enfriamiento, generando un sistema magmático-hidrotermal. Además de agua, pueden estar incluidos algunos componentes volátiles como el H₂S, CO₂, SO₂, HCl, B, F y el H₂. La presencia y abundancia de estos volátiles en un magma está generalmente relacionado con su composición y la región de origen desde el que se originó (Pirjano 1992).

1.6 CASO DE ESTUDIO: ALTERACIONES HIDROTERMALES DE LOS SISTEMAS GEOTÉRMICOS EL SALITRE, GUANAJUATO Y CUITZEO, MICHOACÁN, MÉXICO.

Localización

Las áreas de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato, y San Agustín del Maíz, Michoacán, forman parte del Cinturón Neovolcánico Transversal caracterizándose ambas por la presencia alteración hidrotermal, así como gran cantidad de manantiales termales y escasas fumarolas. Esta actividad termal ha incrementado el interés energético para su exploración.



Figura 1.16. Localización del área de estudio.

Las coordenadas geográficas por las que están limitadas dichas zonas son las siguientes:

San Bartolomé de los Baños, al este de Guanajuato	San Agustín del Maíz, al norte de Michoacán.
20°26'04"- 20°36'43" Latitud Norte. 100°26'28"- 100°37'48" Longitud Oeste.	19°54'00"- 19°55'00" Latitud Norte. 101°09'00"- 101°08'00" Longitud Oeste.

1.7 JUSTIFICACIÓN

La geotermia es una fuente renovable que se ha utilizado en el mundo para generar energía eléctrica desde 1911, y en México desde 1959 cuando empezó a operar la primera unidad geotermoeléctrica en el país en el campo geotérmico de Pathé, Hidalgo. Puesto que el país cuenta con amplia experiencia en la generación geotermoeléctrica, es evidente que un mayor desarrollo de la geotermia puede incidir sustancialmente en la consecución de diversificar las fuentes de energía, incrementando la participación de energías limpias (Hiriart *et al.*, 2011).

La alteración hidrotermal proporciona un medio por el cual se evalúan los cambios en la naturaleza física (densidad, porosidad, permeabilidad) y química de un reservorio y sus rocas circundantes, y es una herramienta muy importante para la exploración de recursos geotérmicos (p.e. Canet *et al.*, 2014).

Es importante señalar que para poder designar qué tipo de alteración que se presenta en el sistema geotérmico es necesario tener presente no sólo el concepto de un fluido geotérmico, sino también el tipo y composición de la roca encajonante.

La alteración hidrotermal es una herramienta valiosa para la exploración dado que provee información relacionada con la permeabilidad de la roca, con los cambios químicos y termodinámicos que se han presentado en el fluido hidrotermal, así como la interacción entre el fluido y la roca huésped. La mineralogía de las alteraciones hidrotermales se presenta como un recurso de exploración de gran alcance que puede ayudar en la evaluación de posibles recursos geotérmicos, incluso limitando profundidades de producción y/o revelar si la actividad hidrotermal está disminuyendo (Canet *et al.*, 2010).

A partir de las alteraciones y la microtermometría de inclusiones fluidas se pueden estimar las temperaturas de descarga en el sistema geotérmico y delimitar las regiones con mayor temperatura en un prospecto geotérmico.

1.8 OBJETIVOS GENERALES Y PARTICULARES

Este trabajo de tesis se realizó con el fin de hacer uso de los conocimientos otorgados a lo largo de la carrera con la oportunidad de poder ampliarlos, obtener una mejor integración académica en el área de la exploración geotérmica y así mismo complementar el proyecto de exploración de CFE y la UNAM: Estudio geocientífico para el desarrollo geotérmico de las zonas de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato y San Agustín del Maíz, Michoacán.

Objetivos Generales.

Caracterizar las asociaciones mineralógicas de las alteraciones hidrotermales superficiales de las zonas geotérmicas San Agustín de los Baños, Guanajuato y San Agustín del Maíz, Michoacán, así como reconocer los rangos de temperatura para la estabilidad mineral de fases de alteración apoyados por estudios microtermométricos de inclusiones fluidas.

Objetivos Particulares.

Para alcanzar el objetivo general se valdrá de los siguientes objetivos particulares:

- ∞ Identificar los minerales y texturas que conforman las alteraciones hidrotermales superficiales, así como caracterizar su distribución y temporalidad en los sistemas en ambas zonas de estudio.
- ∞ Aplicar metodologías descriptivas y determinativas para la identificación y caracterización de fases minerales de alteración, poniendo atención en los minerales de grano fino, especialmente en las fases arcillosas.
- ∞ Determinar los rangos de temperaturas de estabilidad de fases minerales, mediante su correlación con otras fases minerales contemporáneas y utilizando microtermometría de inclusiones fluidas.
- ∞ Verificar similitudes y contrastes en las asociaciones minerales de alteración entre sistemas hidrotermales activos asociados a contextos extensivos.

1.9 METAS

- ∞ Hacer uso de los conocimientos otorgados a lo largo de la carrera de Ingeniería Geológica con la oportunidad de poder ampliarlos para obtener una mejor integración académica en el área de la geotermia y así mismo apoyar el proyecto en curso.
- ∞ Identificación de fases minerales de alteración y depósito hidrotermal con la técnica de Difracción por Rayos X.
- ∞ Hacer uso de la microtermometría de inclusiones fluidas para identificar isothermas superficiales asociadas a las alteraciones hidrotermales.

CAPÍTULO II

METODOLOGÍA

2.1 METODOLOGÍA

De acuerdo a Armstead (1989), los objetivos en una exploración geotérmica (Figura 2.1) sea cualquiera de las disciplinas que intervienen en esta actividad son las que se presentan a continuación:

- ∞ Localizar un campo geotérmico.
- ∞ Si se encuentra, decidir de acuerdo a su potencial energético.
- ∞ Definir con la mayor precisión posible la localización, el área, la profundidad y el intervalo probable de temperaturas de cualquier campo o acuífero de bajo potencial que se localice.
- ∞ A partir de todo esto, estimar el orden de magnitud del potencial de calor de todo recurso geotérmico que se localice y el grado de calor obtenible (eficiencia) del mismo.

Para la localización de un campo geotérmico se debe concentrar la exploración en áreas de actividad volcánica y/o zonas con tectonismo distensivo. La ocurrencia de manifestaciones termales superficiales puede considerarse como una señal razonablemente promisorio, aunque de ninguna manera un *sine qua non*, de la presencia probable de un campo hipertérmico no lejos del sitio. A pesar de esto, tales manifestaciones no implican necesariamente la existencia de un campo en la vecindad inmediata, en vista de que los fluidos calientes pueden escapar a la superficie desde lugares profundos por fallas o fisuras inclinadas procediendo de una fuente relativamente distante de los fenómenos superficiales visibles. Puede ocurrir, sin embargo, campos útiles en áreas totalmente desprovistas de toda evidencia superficial, y éstos deben buscarse con la ayuda del medio geológico circundante (Armstead, 1989) y estudios geofísicos.



Figura 2.1. Manifestación Geotérmica, Michoacán.

Los campos semitermales pueden buscarse mejor en áreas con gradientes de temperatura anormalmente elevados.

De acuerdo a la estrategias generales de investigación geotérmica, este trabajo de tesis se desarrolla, según IGME (Instituto Geológico y Minero de España), 1985, en la fase de reconocimiento-exploración(Figura 2.2), el cual permite identificar una serie de zonas pequeñas potencialmente interesantes que son cuantificadas y priorizadas para llevar a cabo en ellas una segunda fase de investigación más detallada. Durante este proceso se emplearon para la presente tesis, técnicas de investigación de mineral específicos.

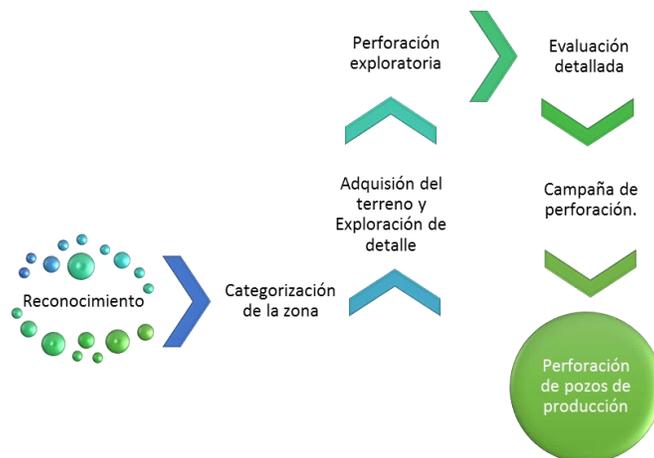


Figura 2.2. Secuencia de investigación y evaluación.

Haciendo alusión a las técnicas de investigación mineral, se emplearon cuatro técnicas analíticas enfocadas hacia las muestras de alteraciones hidrotermales obtenidas en campo, estas mismas nos ayudaron a conocer la mineralogía y los rangos de temperatura del sistema hidrotermal en el que se formó el mineral. Entre estas técnicas tenemos:

- ∞ Campaña de muestreo
- ∞ Análisis petrográfico macroscópico y microscópico: 13 muestras
- ∞ Difracción por Rayos X (en roca total y fracción arcilla): 7 muestras
- ∞ Microtermometría de inclusiones fluidas: 7 muestras
- ∞ Microscopia Electrónica de Barrido: 1 muestra.

2.1.1 Campaña De Muestreo

Se realizaron dos campañas de campo a las zonas de estudio, con la finalidad de identificar unidades litológicas, estructuras, alteraciones y depósitos hidrotermales, y ubicar manantiales termales.

Se recolectaron muestras exclusivamente de alteración y depósito hidrotermal, en la región de San Agustín del Maíz un total de 7 muestras y la región de San Bartolomé de los Baños 15.

2.1.2 Análisis Petrográfico Macroscópico Y Microscópico.

En primer lugar, un estudio petrográfico requiere de una evaluación física de la roca de manera macroscópica para obtener información respecto al aspecto, textura, color, dureza, tamaño de grano de la roca.

Después de las observaciones macroscópicas se realiza una descripción microscópica. En esta última es posible determinar con mayor precisión la composición mineralógica y los rasgos texturales de la muestra de roca, así como el obtener información de su origen por medio de la descripción de los minerales que la conforman, sus formas, color, textura, matriz o cementante, tipo u origen de cada mineral en caso de ser primarios o secundarios. Esta descripción detallada también nos permite observar las relaciones entre los minerales y las asociaciones minerales (SGM, 2013). Se debe de tener presente que para este análisis se requiere de la preparación de láminas delgadas para ser observadas por medio de un microscopio petrográfico.

La petrografía es un campo de la petrología que se ocupa de la descripción y clasificación de las

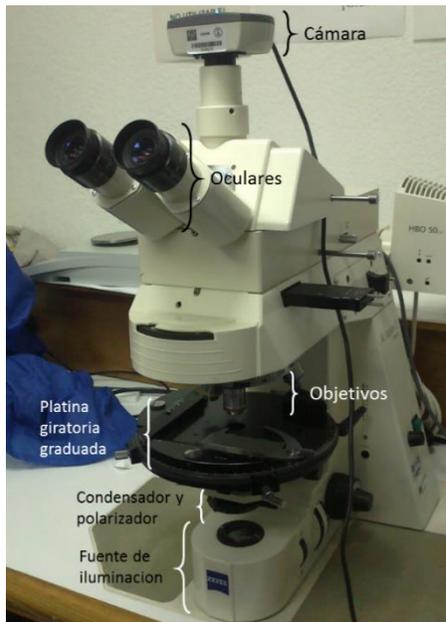


Figura 2.3. Esquema del microscopio petrográfico. Laboratorio de petrografía y minerografía, Instituto de Geofísica, UNAM.

rocas mediante la observación macroscópica de muestras y microscópica de luz transmitida de secciones o láminas delgadas derivadas de las rocas en estudio, en un microscopio petrográfico, clasificándolas según su textura y composición mineralógica. Este tipo de análisis revela una serie de características y propiedades evaluables en los cristales y la relación que existen entre ellos, lo que ayuda a determinar la composición de la roca centrándose principalmente en la naturaleza y origen de la misma.

La observación de las preparaciones de las rocas se realiza con un microscopio petrográfico o de polarización (Figura 2.3). Su estructura general es similar a la del microscopio óptico, sólo que se diferencia, fundamentalmente, en la presencia de una platina giratoria y de dos elementos distintos: el polarizador, elemento fijo que se coloca debajo de la platina, y el analizador, que se sitúa en el tubo, entre el objetivo y el ocular. La luz se transmite según un movimiento ondulatorio, y el rayo de luz vibra en todas las direcciones del plano perpendicular a su propagación. Así pues, el polarizador y el analizador (integran el sistema de polarización de la luz) son capaces de polarizar la luz; es decir, que provocan su vibración y su transmisión en un solo plano llamado plano de polarización. Este tipo de luz plana se denomina luz polarizada (Figura 2.4) y con ella se obtiene gran cantidad de información acerca de las características cristalinas, de la textura y de los distintos minerales que componen la roca.

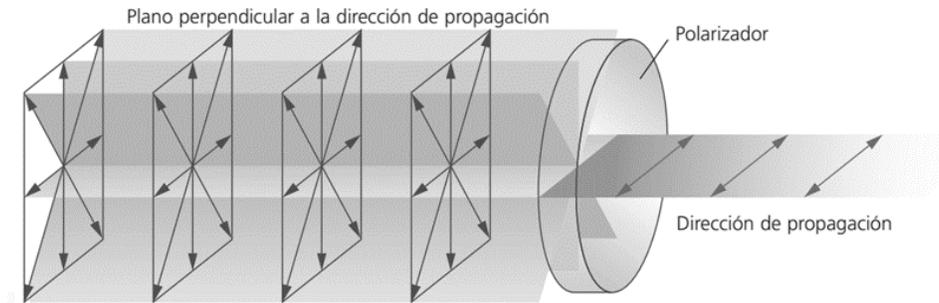


Figura 2.4. Comportamiento de la luz a través de un polarizador. Como se puede observar la luz en un principio se propaga en varias direcciones, al entrar en contacto con el polarizador la dirección de propagación va en una sola dirección [6].

Se llevó a cabo un análisis petrográfico macroscópico de las muestras obtenidas de las áreas de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato, y San Agustín del Maíz, Michoacán siendo en su totalidad 57 muestras. Estas muestras presentan evidencias de alteración y depósito hidrotermal (Figura 2.5).

El microscopio empleado para la caracterización petrográfica fue un Zeiss modelo Axiolab ubicado en el Laboratorio de Petrografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM. Se tomaron fotomicrografías de las asociaciones minerales presentes mediante un analizador de imágenes Carl Zeiss Axiocam Emulation, con software AxioVision 3.1 en la UNAM.

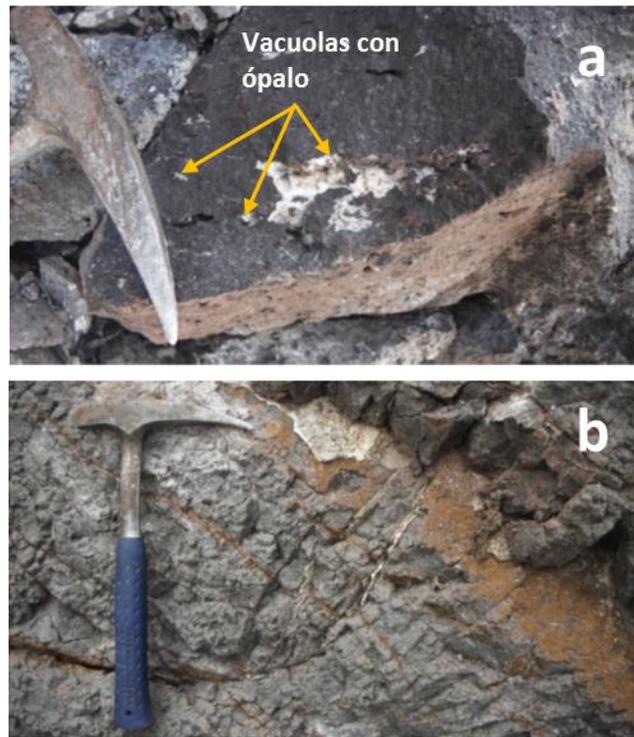


Figura 2.5. a) Se observan en la muestra vacuolas rellenas por ópalo. b) Andesita verdosa con reemplazamiento de hornblenda por óxidos.

2.1.3 Difracción Por Rayos X (En Roca Total Y Fracción Arcilla).

La difracción de rayos X (DRX) fue utilizada para la caracterización de minerales de arcilla de las alteraciones, principalmente. La DRX es una técnica altamente confiable, no destructiva, para el análisis de una amplia gama de fases materiales cristalinos: metales, minerales, polímeros, catalizadores, plásticos, productos farmacéuticos, recubrimientos de capa fina, cerámicas y semiconductores, entre otros.

Esta técnica utiliza, como su nombre lo indica, la difracción, un fenómeno físico característico de las ondas, que consiste en dispersarlas al interactuar con un objeto ordenado. Ocurre en todo tipo de ondas electromagnéticas, como la luz y los rayos X. Estos últimos presentan longitudes de $\sim 0.1 \text{ \AA}$ a $\sim 100 \text{ \AA}$ (Figura 2.6) [7].

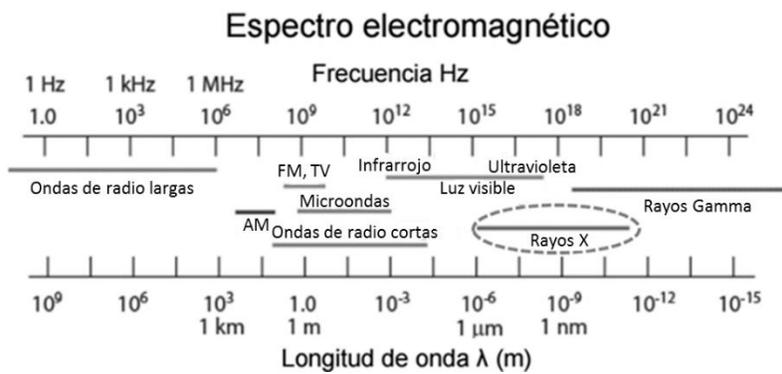


Figura 2. 6. Se enfatiza en el espectro electromagnético el área correspondiente a los rayos X.

Para generar los rayos X en un difractor se utilizan tubos de rayos X y a un generador que proporciona la energía necesaria para alimentar al tubo. Se crea una diferencia de tensión entre 2 puntos, Ánodo (+) y Cátodo (-) y se hace circular una cantidad de corriente por un filamento que se calienta creando una nube de electrones a su alrededor (Sabaté, 2012)[8]. Esta cantidad de electrones se mide en miliamperios (mA). El filamento se encuentra en el cátodo del tubo y es similar al de una bombilla convencional. Pueden llegar a fundirse al igual que los de éstas y también deben estar en vacío para funcionar. Por ello los tubos se construyen dentro de una ampolla de cristal o cerámica (Figura 2.7). Los electrones de la nube que se sienten fuertemente atraídos hacia el lado

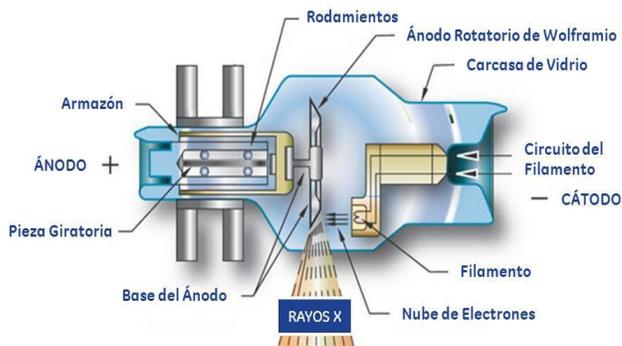


Figura 2.7. Tubo de Rayos X. (Sabaté, 2012).

positivo, salen disparados a gran velocidad e impactan contra un blanco metálico en el ánodo de wolframio. En este choque, se producen los rayos X.

Sin embargo, a pesar del rango en el que los rayos X se ubican en el espectro electromagnético, solo una pequeña parte es utilizada para la difracción, esa pequeña área disponen de una longitud de onda alrededor de 1 Angstrom [9], pues esa

longitud de onda es muy próxima a las distancias entre los átomos y por lo tanto es capaz de interactuar con éstos y dar así información sobre los mismos. Esto último está relacionado con la simetría y la estructura cristalina de los cristales.

Si bien, la interacción entre la radiación electromagnética y la materia da lugar a multitud de fenómenos entre los que se encuentra la difracción a través del cual se manifiesta la interacción fundamental de los rayos X con los cristales. Los rayos X interactúan con la materia a través de los electrones que la forman y que se están moviendo a velocidades mucho menores que la de la luz. Cuando la radiación electromagnética X alcanza un electrón cargado éste se convierte en fuente de radiación electromagnética secundaria dispersada (Figura 2.8).

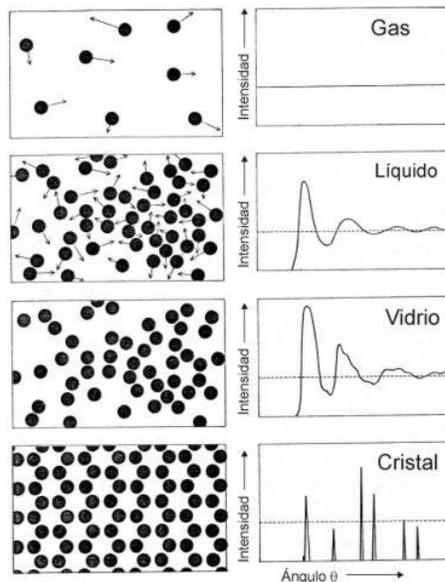


Figura 2.8. Diagramas de dispersión de diferentes estados de un material. Es de notar como el fenómeno de la dispersión refleja el "orden interno de la muestra" (Valdovinos *et al.*, 2010)[10].

Al proceso de la interferencia entre las ondas que son reflejadas por los planos del cristal corresponde a la difracción de rayos X (DRX) (Fontal *et al.*, 2005). Este proceso se describe por la ley de Bragg (Figura 2.9).

$$\lambda = 2 d_{hkl} \text{sen } \theta_{hkl}$$

donde:

- λ : longitud de onda de la radiación X incidente.
- d : distancia entre planos atómicos en el cristal.
- θ : ángulo de incidencia del haz de rayos X.

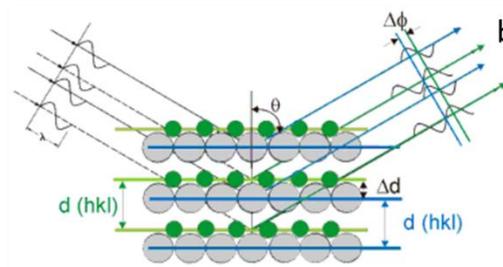


Figura 2.9. a) Ecuación de Bragg. b) Descripción del modelo de Bragg cuando se trata de secuencias de planos del mismo espaciado, pero formados a su vez por átomos de distinto tipo, separados por Δd . Esta separación geométrica origina diferencias de fase dentro de un mismo haz difractado que provoca interferencias y que dan lugar a variaciones de intensidad (según la dirección), lo que permite obtener información de la estructura de los átomos que forman el cristal (Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 2015).

Para realizar los análisis de muestras en el laboratorio de DRX del Instituto de Geología de la U.N.A.M se recurrieron a dos técnicas:

2.1.3.1 Roca Total (*Fracción desorientada*).

Para este análisis se emplearon dos gramos de la muestra la cual fue colocada en un mortero de ágata para ser pulverizada hasta tener un tamaño inferior a 10 micras, esto con el fin de ser colocado en un portamuestras de aluminio estándar para su escaneo continuo en el difractómetro Shimadzu XRD-6000 (Figura 2.10) con un intervalo angular de 2θ y rango de medición de 4° a 70° con velocidades de $4^\circ/\text{minuto}$ a $1^\circ/\text{minuto}$.

Respecto a la granulometría que se maneja en esta técnica, cabe considerar que los limos y las arcillas son materiales que pasan por el tamiz #200 el cual posee una abertura de 0.074 mm (Espinace R., 1979)[11].

Esta técnica es utilizada para reconocer fases cristalinas de la roca, menos los filosilicatos que se identificaran en la fracción arcilla.

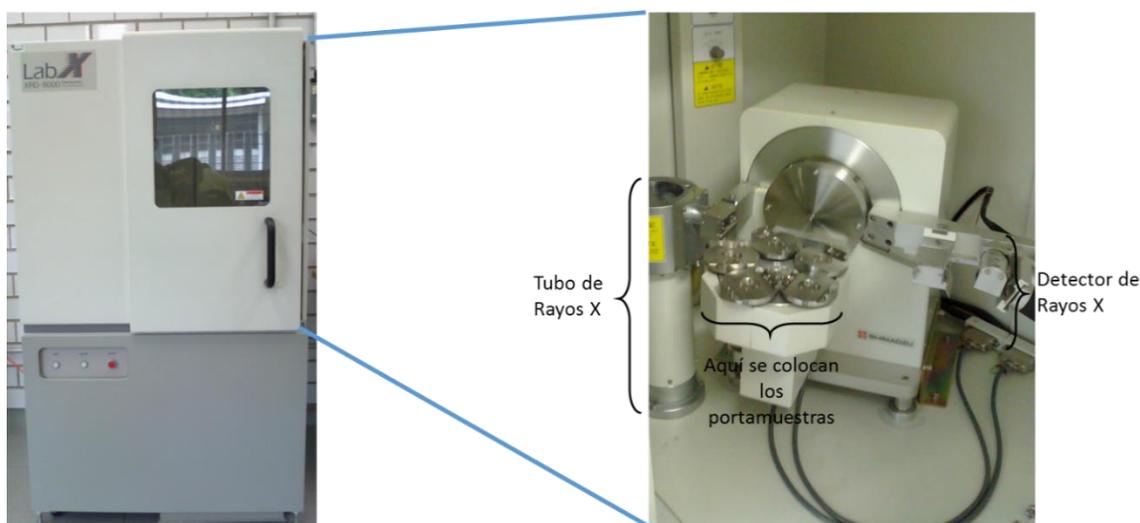


Figura 2.10. Difractómetro Shimadzu XRD-6000. Se presenta un pequeño esquema de las partes primordiales que componen al difractómetro.

2.1.3.2 Fracción arcilla (*Fracción orientada*).

Se recurre a esta preparación cuando es necesario conocer con precisión la fase de arcilla que tenemos en nuestra muestra, lo que significa que a lo largo de su preparación estará enfocado hacia las partículas inferiores a 2 micras de la muestra.

Como primer paso se debe de pulverizar la muestra a tamaño arena (2 mm, tamiz #4) (Espinace R., 1979) en un mortero de porcelana (Figura 2.11).



Figura 2.11. Muestra Cuz-15 en mortero de porcelana. Laboratorio de DRX, Instituto de Geología, UNAM.

Ya pulverizada la muestra, se vierte en un vaso de precipitado con agua destilada a 50 mm, se mezcla y la parte que haya quedado en suspensión será puesta en tubos de plástico para ser agitados durante 24 hrs aproximadamente, de esta manera se podrá recurrir posteriormente a la centrifuga con nuestra muestra debidamente homogeneizada para la separación de la fracción 4 μm (600 rpm) a la de 2 μm (6000 rpm) recordando que es en esta fracción en donde se ubican las arcillas (Figura 2.12).

Obtenida la fracción arcilla, se hace pipeteo en un portamuestras de vidrio, éste se deja secar aproximadamente por un día dando como resultado una película de arcilla para ser analizada en el difractor.

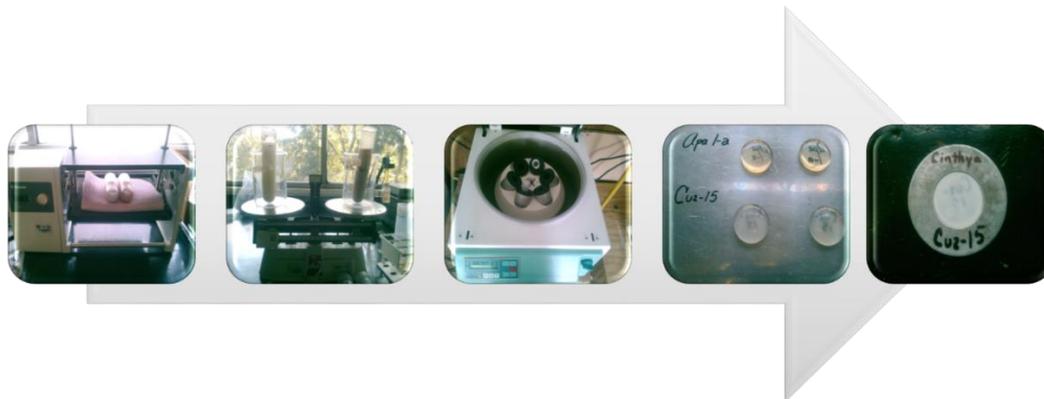


Figura 2.12. Proceso para la preparación fracción arcilla, en este caso de las muestras Apa 1-a y Cuz-15.

El control del equipo de DRX y el tratamiento de los difractogramas posterior se efectúa con un software tanto para su análisis cualitativo y cuantitativo de las muestras.

2.1.4 Microtermometría De Inclusiones Fluidas.

Una de las tareas del geólogo en geotermia consiste en deducir una evidencia aproximada de las temperaturas de fluido geotérmico, ello se puede obtener a partir de la descarga de un manantial caliente, esa temperatura revela la temperatura de las aguas que llegan hasta la superficie. Sin

embargo la suma de la mineralogía y la microtermometría sugieren datos más precisos de las temperaturas en espacio y tiempo que se presentan en el sistema.

La microtermometría de inclusiones fluidas (IF) es una técnica analítica con multitud de aplicaciones, tanto en estudios académicos como en exploración de recursos naturales p.e. minera, geotermia y petróleo (Camprubí, 2010). Esta técnica, requiere una sólida base de estudios petrográficos y permite determinar o estimar el rango de temperatura y presión de formación, la capacidad de transporte de ciertos metales por los fluidos, los mecanismos de precipitación mineral, para acotar las posibles fuentes de los fluidos hidrotermales.

Las IF son huecos producto de interrupciones o defectos en la estructura cristalina de un mineral que han atrapado algún tipo de fluido durante el crecimiento del mismo (Figura 2.13). Conforme va creciendo el cristal se pueden crear oquedades o cavidades, las cuales son posteriormente selladas. Las cavidades pueden llegar a ser del tamaño de 3 y 20 μm , aunque a veces puede variar entre 1 a 100 μm , y mostrando diversidad de formas (cristal negativo equivalentes a la cristalografía del mineral hospedante), subredondeadas o irregulares [12].

Cuando se hace referencia a una inclusión primaria, se refiere a que por observaciones petrográficas se evidencia que la inclusión no ha sufrido algún proceso post atrapamiento que pudiese afectar su contenido, y por tanto su composición es la original del fluido hidrotermal. Las inclusiones fluidas secundarias son aquellas que por observaciones petrográficas evidencian procesos posteriores a la cristalización primaria del mineral (p.e. fracturamiento), con la consecuente posibilidad que la química del fluido atrapado haya sufrido modificaciones.

En los minerales traslúcidos y en minerales opacos se producen las inclusiones fluidas, pero la diferencia entre uno y otro está en la manera en la que se pueden estudiar, ópticamente o utilizando rayos infrarrojos, respectivamente. Los minerales más comúnmente utilizados para el estudio de sistemas geotérmicos es el cuarzo, calcita, barita, fluorita, dolomita y apatito. La problemática que ofrece el estudio de IF en algunos minerales es su tamaño, como el cuarzo microcristalino en sistemas geotérmicos, y la turbidez del mineral, por ejemplo las calcitas con materia orgánica.

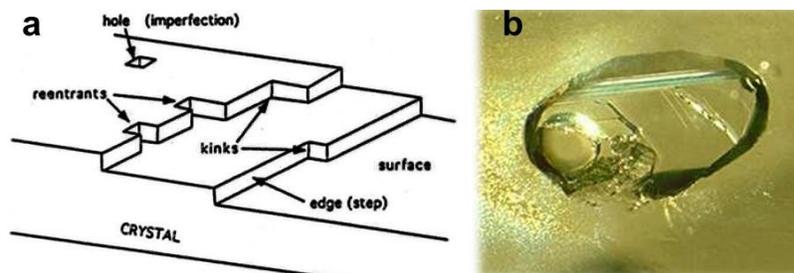


Fig 2.13. a) Esquema general de las imperfecciones que se pueden producir en el crecimiento de un cristal. b) IF bifásica L+V semi ovalada.

Las inclusiones fluidas se pueden clasificar de la siguiente manera (Roedder, 1984):

- a) IF monofásicas de líquido (L).
- b) IF bifásicas ricas en líquido (L+V, L).
- c) IF monofásicas de vapor (V).
- d) IF multifásicas con sólidos e inclusiones multisólidas (S+L±V)
- e) IF con líquidos inmiscibles (L₁+L₂±V)
- f) IF de fundido (G±L±V)

El grado de relleno de una inclusión fluida es otro criterio de clasificación de las mismas, y se define como la proporción volumétrica de líquido sobre el volumen total de una inclusión, o $F = V_{liq}/(V_{liq}+V_{vap})$. El grado de relleno no es más que una estimación visual del volumen que ocupan las fases de una inclusión fluida, teniendo en cuenta que éstas son cuerpos tridimensionales (Roedder, 1984).

Aunque en muchos casos las inclusiones son atrapadas de forma homogénea, son también numerosos los casos de atrapamiento heterogéneo, que resultan en grupos de inclusiones con grados de relleno bastante dispares. Igualmente, en el caso que las inclusiones hayan sido estranguladas después de su atrapamiento, también podemos encontrar grupos de inclusiones con grados de relleno bastante dispares. Este tipo de IF no son útiles para el estudio de sistemas geotérmicos.

Es importante realizar una sistemática de observaciones de este tipo en los grupos de inclusiones que estudiemos, puesto que es una clave importante para deducir la existencia de procesos de post-atrapamiento, distintos tipos de atrapamiento, etc.

En el estudio de IF es importante reconocer mediante observaciones petrográficas si existen procesos pos atrapamiento en las inclusiones (Mangas y Sierra, 1991; Goldstein y Reynolds, 1994):

Reequilibrio de las paredes de las IF: Las IF con formas irregulares tienen una marcada tendencia a cambiar su forma con el tiempo hacia formas regulares de cristal negativo o morfologías esferoidales.

Coalescencia: Las IF tienden a coalescer para minimizar la energía existente entre las fases que las componen. Si, mediante el estudio petrográfico, hallamos IF de gran tamaño en zonas en que la mayoría de IF son de tamaño mucho menor, podemos deducir que haya podido producirse coalescencia. Si el comportamiento microtermométrico de las IF es análogo, podemos utilizar los datos.

Estrangulamiento o encuellamiento o recristalización (necking down): Fenómeno similar al proceso de reequilibrio, se produce por la recristalización del mineral huésped después del atrapamiento de las IF, con la salvedad que generalmente se produce en IF originalmente de relativo gran tamaño. Puede producirse después de la deshomogeneización de líquido y burbuja de gas, o bien cuando estas dos fases aún son una sola, o paulatinamente.

Fuga o decrepitación natural (leakage): Incluye el relleno de las IF por fluidos posteriores, generado por el aumento de la presión interna de la inclusión. Bajo un régimen hidrostático a igual T, la IF, que se encuentra bajo un régimen litostático, tendrá una P interna mayor que la del régimen confinante, con lo cual puede hacerlas estallar y perder el fluido que contiene.

Dilatación (stretching): se produce cuando el medio confinante de las IF ha experimentado un calentamiento respecto a la T en que se formó. Como consecuencia, las inclusiones que tienden a dilatarse más son aquellas de mayor tamaño, las más irregulares y las de salinidades más bajas.

El análisis microtermométrico de las IF proporciona tres tipos fundamentales de información:

- ∞ Te = temperatura eutéctica del sistema: permite identificar el sistema químico predominante.
- ∞ Tf = temperatura de fusión del último cristal de hielo: permite calcular la salinidad.
- ∞ Th = temperatura de homogeneización: Dicha temperatura, en general, es diferente a la temperatura de atrapamiento (T_T) de la inclusión, pero representa una temperatura mínima de atrapamiento.

Para proceder con la técnica de la microtermometría se requirieron secciones delgadas doblemente pulidas para observaciones con luz transmitida. Las muestras seleccionadas para el estudio fueron preparadas en la compañía Petroanálisis S.A. de C.V. y en el Centro de Geociencias de la UNAM, Se analizaron un total de 7 muestras. La selección de muestras se realizó con base en la cristalinidad y turbidez de los minerales en las alteraciones y depósitos hidrotermales.

El equipo empleado para las mediciones fue una platina térmica Linkam THMSG 600 montado en un microscopio petrográfico Olympus (Figura 2.14). La capacidad del equipo para congelar es de -196°C y calentar de hasta aproximadamente 600°C .

Para determinar la temperatura de fusión del hielo se congeló la inclusión con nitrógeno líquido de tal manera que la temperatura rebasara la fase de solidificación. Después se dejó que la temperatura volviera a subir gradualmente hasta llegar al punto en donde coexisten las fases S+L+V (punto en equilibrio), en este punto se obtuvo la temperatura eutéctica la cual permite obtener información sobre el sistema químico en el que estamos (p.e. $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$, $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{KCl}$, etc). El sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ se caracteriza por un punto eutéctico a -21.2°C y un punto peritético a $+0.1^{\circ}\text{C}$. Para salinidades <23.2 por ciento en peso de NaCl eq., el fluido está subsaturado en NaCl, para concentraciones >26.3 por ciento en peso de NaCl eq., está sobresaturado en NaCl y se observa un cristal de halita en el interior de la inclusión (Roedder, 1984).

El cálculo de la salinidad se realiza mediante la ecuación propuesta por Bodnar (1992), en la que relaciona el abatimiento del punto de congelación (*freezing point depression*) a la salinidad de acuerdo a:

Salinidad (peso %) = $0.00 + 1.78\theta - 0.0442\theta^2 + 0.000557\theta^3$ donde θ es el abatimiento del punto de congelación (FPD) en grados Celsius. La ecuación anterior es útil para el rango de composiciones desde el agua pura hasta la composición eutéctica (23.2 por ciento en peso de NaCl eq.) y un rango de temperatura desde 0.0°C hasta la Te (-21.2°C) (Shepherd, *et al.*, 1985; Bodnar, 1993).

Después de esta actividad y con el aumento de temperatura gradual, las fases dentro de la inclusión regresan a su forma original, con la fusión del último fragmento de hielo, en este punto se obtiene la temperatura de la fusión del hielo que se empleará para obtener la salinidad.

Cuando la inclusión es calentada y sufre un proceso de homogenización de sus fases, donde se obtiene la temperatura de homogeneización, esta temperatura equivale a la temperatura mínima de atrapamiento en el cristal analizado.

2.1.5 Microscopio Electrónico De Barrido.

El microscopio electrónico de barrido (SEM por sus siglas en inglés *Scanning Electron Microscopy*) se basa en la obtención de una imagen de la muestra permitiendo la observación y caracterización superficial de sólidos y orgánicos a partir del barrido de la misma con un haz de electrones, como resultado de las interacciones entre los electrones incidentes y la muestra (Melgarejo *et al.*, 2010). Es una técnica generalmente no destructiva, sin embargo, cuando se aplicó un ensayo a

una muestra se pudo observar como el haz de electrones “quemó” una diminuta parte de la muestra (orden de decenas de micras), esto se debió a la corta longitud que había entre la muestra y el cañón electrónico al cual se le aplica un voltaje para que se produzca la nube de electrones las cuales pasan por el ánodo el cual produce un haz de electrones.

Al alcanzar el haz la superficie de la muestra se generan principalmente las siguientes partículas: electrones retrodispersados y electrones secundarios, además de radiación electromagnética como los rayos X lo que permite observar la muestra en tonos de grises, con base en los elementos o moléculas de la composición de la muestra, morfología y obtener la química mineral.



Figura 2.14. Microscopio petrográfico Olympus con platina térmica Linkam THMSG 600 para el análisis microtermométricos de inclusiones fluidas. Laboratorio de Yacimientos del Centro de

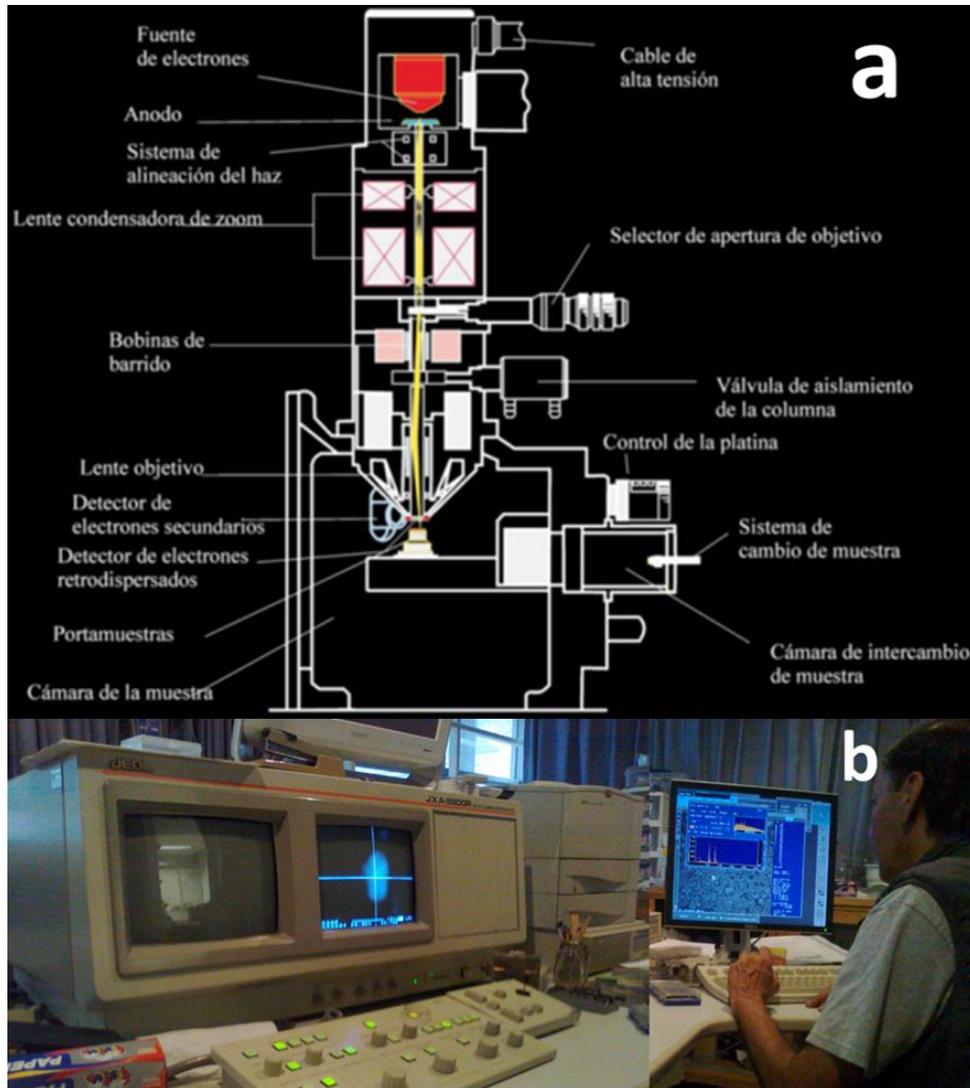


Figura 2.15. a) Estructura interna del SEM-EDS. (Megarejo *et al.*, 2010). b) Análisis de la muestra en la microsonda electrónica del Laboratorio Universitario de Petrología, Instituto de Geofísica, UNAM.

El microscopio se encuentra internamente equipado con unos detectores que registran la energía, transformándola en imágenes y datos. Con el detector de electrones secundarios se obtienen imágenes de alta resolución y con el detector de electrones retrodispersados se obtiene una imagen con baja resolución pero con mayor contraste para obtener la topografía de la superficie (Figura 2.15). El número de electrones secundarios que se produce durante el bombardeo de la muestra varía con el ángulo de incidencia del haz sobre la muestra, pero, en cambio, el número atómico promedio de los elementos presentes en la muestra tiene poca influencia. El número de electrones retrodispersados aumenta casi linealmente con el número atómico (Megarejo *et al.*, 2010). El número de electrones del haz incidente que son retrodispersados depende de la composición química promedio del mineral excitado. Cuanto más alto sea el promedio de los números atómicos de los elementos que componen el mineral, tanto mayor será el número de electrones retrodispersados. Por consiguiente, los minerales pesados emiten más electrones retrodispersados

que los ligeros, de modo que los detectores captan mucha más intensidad y, por tanto, transmiten a la pantalla una imagen brillante.

Para analizar una muestra en el SEM se requieren generalmente condiciones estrictas de alto vacío en el interior del microscopio, ya que de lo contrario los electrones pueden ser dispersados por las moléculas de aire (Figura 2.16). Además, los mejores resultados se obtienen con muestras conductoras o convertidas en conductoras mediante un recubrimiento pelicular con un material conductor (generalmente, grafito; aunque puede emplearse también oro).

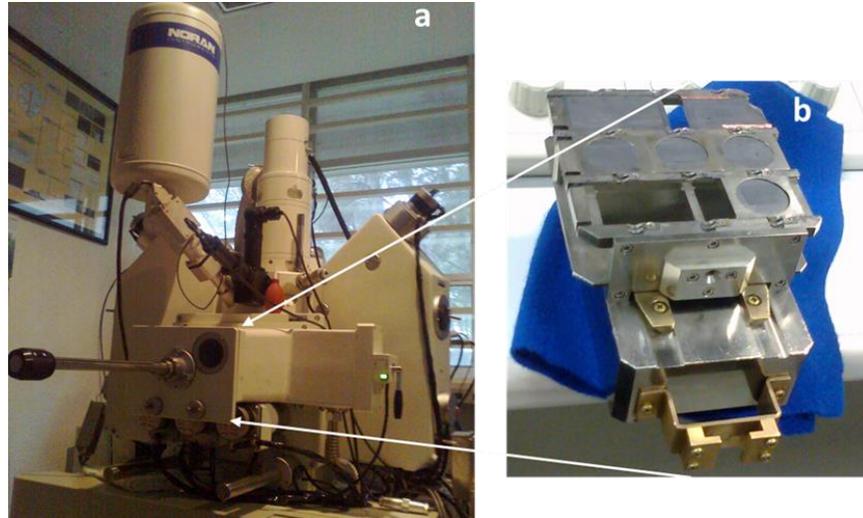


Figura 2.16. a) Microscopio electrónico de barrido JEOL JXA8900-R. b) Portamuestras.

La aplicación de la técnica en este trabajo fue para para complementar los estudios mineralógicos, identificando fases en proporciones y tamaños diminutos en la muestra.

CAPÍTULO III

MARCO GEOLÓGICO

3.1 MARCO GEOLÓGICO

3.1.1 Faja Volcánica Trans-Mexicana.

En la parte central de México se unen varias provincias fisiográficas donde destacan la Sierra Madre Occidental, la Mesa Central, la Sierra Madre Oriental, la Sierra Madre del Sur y la Faja Volcánica Trans-mexicana (FVTM) o Eje Neovolcánico.

La FVTM colinda al norte con la Sierra Madre Occidental la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, al sur con la Sierra Madre del Sur. Es una provincia volcánica cuya longitud es superior a los 1200 km desde el occidente hasta la costa oriente de México. La actividad volcánica es resultado de varios episodios magmáticos y tectónicos durante el Cretácico y el Cenozoico asociados a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica y a la apertura del Golfo de California (Ferrari *et al.*, 2005).

La Sierra Madre Occidental es una cordillera volcánica que se extiende desde el occidente hasta la frontera con E.U. Esta cordillera se compone principalmente por ignimbritas silíceas emplazadas durante el Oligoceno-Mioceno.

La Mesa Central es una provincia que se ubica en el centro del país y se compone de rocas sedimentarias marinas y volcánicas de edades que varían desde el Triásico al Mioceno (Martínez-Reyes *et al.*, 1992). Esta provincia se comporta tectónicamente como un plateau (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Su límite sureste, con la FVTM es de tipo estructural con una falla regional denominada Falla Taxco-San Miguel de Allende (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

La Faja Volcánica Trans-mexicana (FVTM) o Cinturón Volcánico Trans-mexicano (CVTM) ha sido objeto de estudio en numerosos trabajos (Ferrari, 2011), en especial acerca del origen de los magmas y características de volcanismo (Figura 3.1). En esta provincia geológica se concentra una parte importante de la población y de la actividad económica del país (Ferrari, 2011).

El arco volcánico de la FVTM está relacionado con la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de América del Norte a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. Más de 8,000 estructuras conforman la cadena volcánica como estratovolcanes, campos de conos monogenéticos y cuerpos intrusivos que están distribuidos a lo largo de ~1,000 km, con una amplitud variable entre 80 y 230 km (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La FVTM se divide en tres sectores con diferentes características geológicas y estructurales (Figura 3.2):

1. Un sector occidental delimitado entre la costa del Pacífico y el sistema de *rifts* de Tepic-Zacoalco, Chapala y Colima (Demant, 1981; Allan, 1986).
2. Un sector central definido entre dichas estructuras y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

- Un sector oriental ubicado entre este sistema de fallas y la costa del Atlántico.

La zona de estudio, San Bartolomé de los Baños, Guanajuato, está ubicada en la parte central del FTMV en el límite con la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central. Por otro lado, la zona de San Agustín del Maíz, Michoacán, se localiza en la región central del FTMV en el Campo Volcánico Guanajuato-Michoacán (Corona-Chávez *et al.*, 2006).

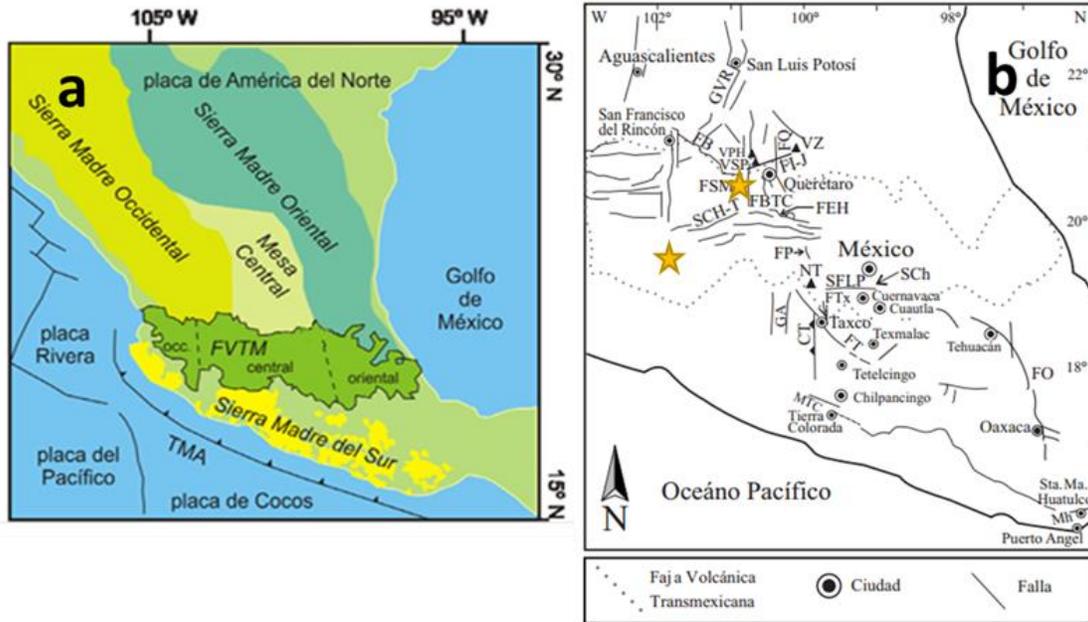


Figura 3.2. a) Ubicación geográfica de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, de las principales provincias geológicas de México, de las placas tectónicas actuales y la Trincheras Mesoamericana (TMA) (Mori, *et al.*, 2007). También se muestra la división de la FVTM en tres sectores (occidental, central y oriental) (Pasquarè *et al.*, 1988). b) Ubicación de las fallas mayores, volcanes y ciudades. FSMA: falla San Miguel de Allende.

3.1.2 Sistema De Fallas Taxco- San Miguel De Allende.

La Falla Taxco-San Miguel de Allende es una estructura geológica de carácter regional que limita a la Mesa Central y atraviesa el arco volcánico de la FVTM (Figura 3.3).

La Falla Taxco-San Miguel de Allende (FTSMA) es un sistema de fallas que se extiende desde Taxco, Guerrero hasta San Miguel de Allende, Guanajuato (SFTSMA). El SFTSMA es un conjunto de estructuras que cruzan la FVTM con una orientación NNW-SSE (Demant, 1978); algunos autores piensan que se extiende hasta la Sierra de Catorce en el estado de San Luis Potosí (Nierto-Samaniego *et al.*, 1999), presentando una longitud de ~450 km y un ancho máximo de ~30 km que alcanza al estado de Querétaro. Este lineamiento tuvo un movimiento lateral derecho durante el Mioceno, basado en el desplazamiento aparente de la FVTM al ser cruzada por esta estructura.

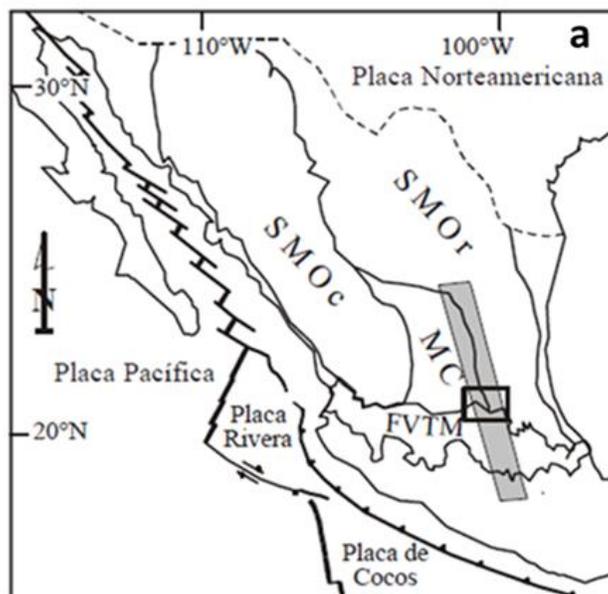


Figura 3.3. a) El poliedro gris muestra la zona del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende con respecto a las provincias geológicas (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2005).

El SFTSMA incluye fallas con longitudes que van de 15 a 50 km siendo las siguientes las más destacadas: el graben de Villa de Reyes, la falla San Miguel de Allende; las fallas San Bartolomé (Figura 3.4), Tlacote y Querétaro; las fallas La Cuesta y Lagunillas-Huimilpan, Epitacio Huerta y Perales; las fallas norte-sur en El Oro-Tlalpujahuá, el sistema de pilares y fosas tectónicas al sur del Nevado de Toluca; y las fallas Taxco, San Gregorio, Coapango y Acamixtla y la cabalgadura Teloloapan (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2005).

La cinemática y edad de las fallas de este sistema han obedecido a la deformación de la provincia a la que pertenecen, así en la Mesa Central y en la FVTM la componente principal de movimiento ha sido normal y ha ocurrido en dos tiempos distintos, en el Oligoceno y en el Mioceno reciente, mientras que en la región de Taxco la componente principal fue lateral sujeta a dos fases de deformación en el Eoceno tardío y Oligoceno temprano (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2005). El ancho del SFTSMA es variable, dependiendo del número de fallas que acomodan la deformación, sin embargo, ha permitido el movimiento sincrónico de fallas normales con distinta orientación, produciendo de esta manera la deformación en tres dimensiones. En la región de Querétaro la zona de falla tiene su máximo ancho con cerca de 30 km, abarca desde la falla San Miguel de Allende hasta la falla Querétaro, mientras que en las otras localidades es más angosto.

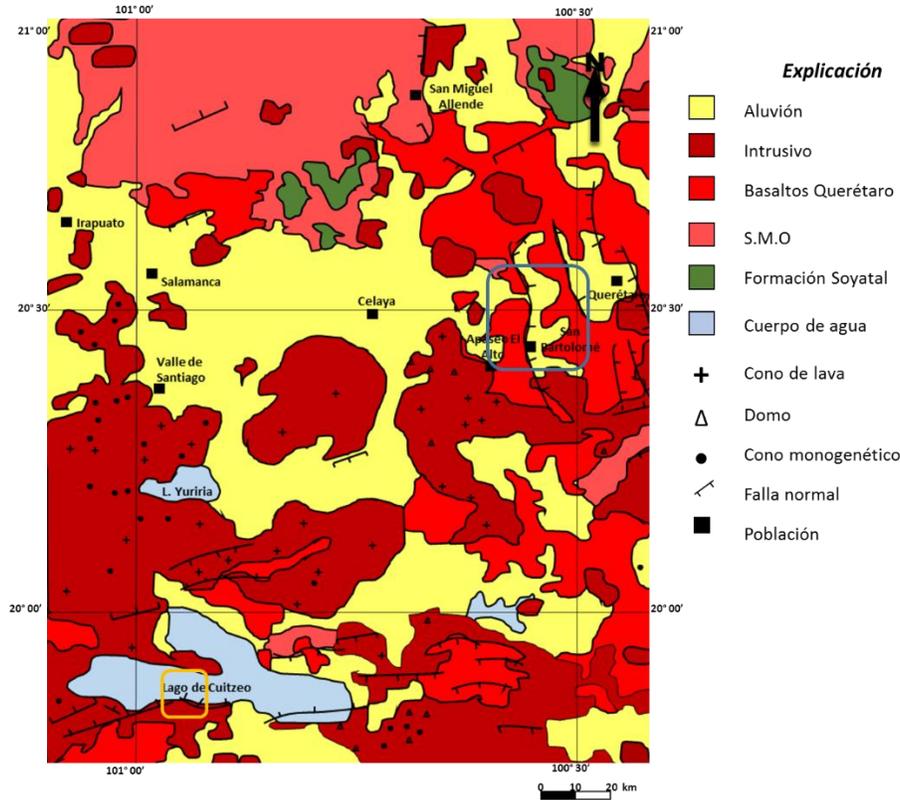


Figura 3.4 . Mapa geológico de la región centro occidental de la FVTM adaptada de López, 1996. Se marca en un recuadro azul la ubicación de la zona de estudio relacionado San Bartolomé de los Baños y la falla San Bartolomé que pertenece al sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y en otro recuadro amarillo la región de estudio de Cuitzeo.

3.1.3 Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato Y Graben Cuitzeo.

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) se encuentra ubicado en el sector central de la FVTM, a una distancia de entre 200 km y 130 km de la línea de costa o trinchera. Este campo es una de las regiones de vulcanismo monogenético más extensas del mundo y contiene más de 1,000 edificios volcánicos, incluyendo maars, domos y conos cineríticos (Hasenaka *et al*; 1994). El vulcanismo monogenético del CVMG comenzó hace 3 Ma y muestra una tendencia clara de migración del frente de vulcanismo activo hacia el suroeste (Ban *et al.*, 1992). A una distancia aproximada de 300 km de la trinchera existe una mayor concentración de volcanes con edades entre 3 y 1 Ma, mientras que a distancias menores se nota una mayor concentración de conos cineríticos con edades menores a 1 Ma, donde se localizan los volcanes históricos Parícutin y Jorullo (Corona-Chávez, *et al*, 2006). Recientemente se ha demostrado que el vulcanismo de tipo monogenético de la porción central del CVMG también se caracteriza por coexistir con una serie de secuencias lacustres (Garduño-Monroy, *et al.*, 1997; Israde-Alcántara *et al.*, 2005).

Al noroeste del estado de Michoacán se ubica la intersección entre dos provincias geológicas, hacia el sur se tiene la Sierra de Mil Cumbres (SMC), caracterizada por vulcanismo miocénico; y hacia el norte se observa la provincia del vulcanismo cuaternario del Cinturón Volcánico Transmexicana

(CVTM), representado por los volcanes monogenéticos que dan lugar al campo volcánico Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1985) [13].

La ciudad de Morelia se localiza en una sub-cuenca fluvio-lacustre comprendida dentro de la cuenca del Lago de Cuitzeo; tectónicamente esta estructura en la que se encuentra la ciudad es un semi-graben [14]. En la cuenca se observan lomas alargadas que forman parte de un sistema regional de fallas E-W potencialmente sísmicas. Las lomas presentan un hundimiento hacia el norte y un basculamiento de 5° a 30° hacia el sur, con saltos de falla de más de 200 m en la zona sur de la ciudad de Morelia (Falla La Paloma, Morelia-Acambay)(Israde-Alcántara, *et al*; 2009). La estructura mayor, conocida como la falla La Paloma, mide 13 km de longitud y muestra una forma escarpada con un desnivel máximo de 180 m [13].

En el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, las fallas con orientación NE-SW se asocian a las alineaciones de los conos de cineríticos. Esta tendencia estructural NE-SW separa el semi-graben de Chapala del semi-graben de Cuitzeo (Garduño, *et al*; 2009).

En la Cuenca del lago Cuitzeo, sector central del FVTM se identifican tres principales sistemas de fallas tectónicas de dirección E-W, NE-SW y de NNW-SSE hasta NNE-SSW. Las estructuras NE-SW son las responsables del vulcanismo reciente, mientras que el sistema E-W es lo más activo, definido por la general extensión hacia el N del área y que tiene una edad de alrededor de 15Ma. Las fallas NNW a NNE son causadas por la tectónica extensiva *basin and range* del Mioceno temprano las cuales intersectan rocas del basamento [14].

3.1.4 Sistema Hidrotermal De San Bartolomé De Los Baños, Guanajuato

El área de San Bartolomé de Los Baños, Guanajuato, comprende la zona de estudio que se extiende de la laguna El Salitre, hacia el norte y las inmediaciones del poblado de San Bartolomé de los Baños hacia el sur. La zona se caracteriza por la presencia de actividad termal superficial, manifestado por manantiales termales, balnearios y zonas con alteración hidrotermal. Principalmente afloran en esta área rocas volcánicas así como depósitos piroclásticos, con edades que van desde el Mioceno al Reciente, depósitos lacustres y aluviales pero en menor proporción (Figura 3.5).

Desde el punto estructural, el área fue afectada en el Plioceno por el sistema de fallas Querétaro. Existen dos segmentos de este sistema con inclinación hacia el E, lo que origina un escalonamiento en esa dirección. Localmente se las ha denominado Falla San Bartolomé y Falla Balbanera. El desplazamiento máximo observado en superficie es de 150 m (López, 1996) y siendo la primera considerada de mayor penetración cuya característica principal es la presencia de zonas de alteración.

En la zona existe otro sistema de fracturamiento menos conspicuo llamada Falla Ameche, la cual al intersecar a la Falla San Bartolomé creó una zona de mayor permeabilidad, donde se acentuó la

alteración hidrotermal, actualmente fósil. Otra estructura importante de este sistema es la Falla El Salto que dio lugar a una zona de alteración de dimensiones reducidas (López, 1996).

La estratigrafía en la región de San Bartolomé de los Baños se compone de: riolitas Obrajuelo, depósitos lacustres, basaltos Querétaro, tobas de caída aérea, andesitas El Salto, riolitas Apaseo, volcanismo monogenético y aluvión (López, 1996).

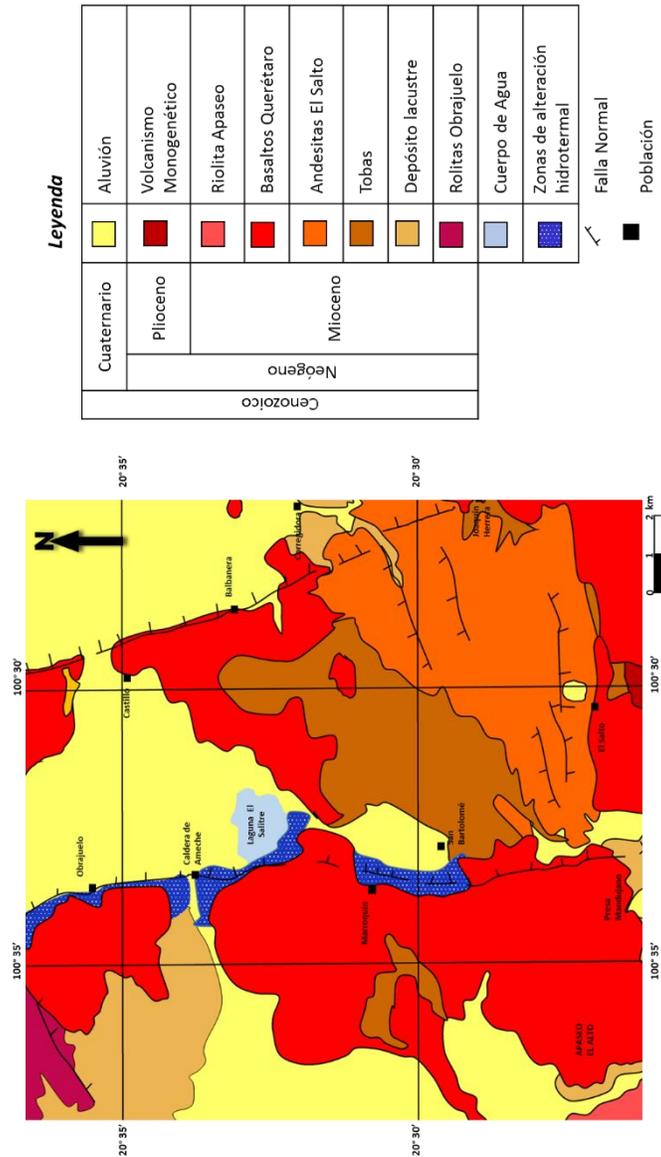


Figura 3-5. Mapa geológico de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato adaptada de López, 1996.

Las estructuras que se presentan en el área dan lugar a una depresión limitada por dos fallas principales y bloques secundarios, que forman un sistema escalonado descendente hacia la zona de Querétaro, las cuales, hidrológicamente funcionan como cuencas paralelas interconectadas.

La edad del vulcanismo más intenso originado hace 8.1-5.4 Ma, elimina la posibilidad de que el termalismo superficial se asocie con el enfriamiento de un cuerpo subvolcánico, como ocurre en campos geotérmicos de alta temperatura, por lo tanto, es posible que el sistema hidrotermal se

haya originado por la circulación profunda de los fluidos debido al gradiente termal anómalo propio de esta región (López, 1996).

Cabe mencionar que la zona de estudio se encuentra ubicada entre las fronteras de las Fallas de San Bartolomé y la Falla de Querétaro formando una cuenca tectónica cuya recarga se da por los fluidos infiltrados a través de rocas volcánicas y los depósitos que rellenan la cuenca penetrando niveles profundos en donde adquieren una temperatura progresivamente elevada. Los fluidos provenientes del norte del valle de San Miguel Allende encuentran una barrera de dirección NE-SW, cubierta por sedimentos aluviales, a la altura de la Laguna del Salitre, que en conjunto con la Falla San Bartolomé, forma una constricción que controla la circulación de los fluidos, forzándolos a ascender y estimulando la convección forzada. Por otro lado, el agua subterránea del valle de Querétaro ubicado al este de la falla de San Bartolomé, se mueve hacia el W, pasando por debajo de la Falla Balbanera de poca penetración, continúa hasta mezclarse con el acuífero profundo del N y descarga en la zona de la Laguna del Salitre (López, 1996) (Figura 3.6).

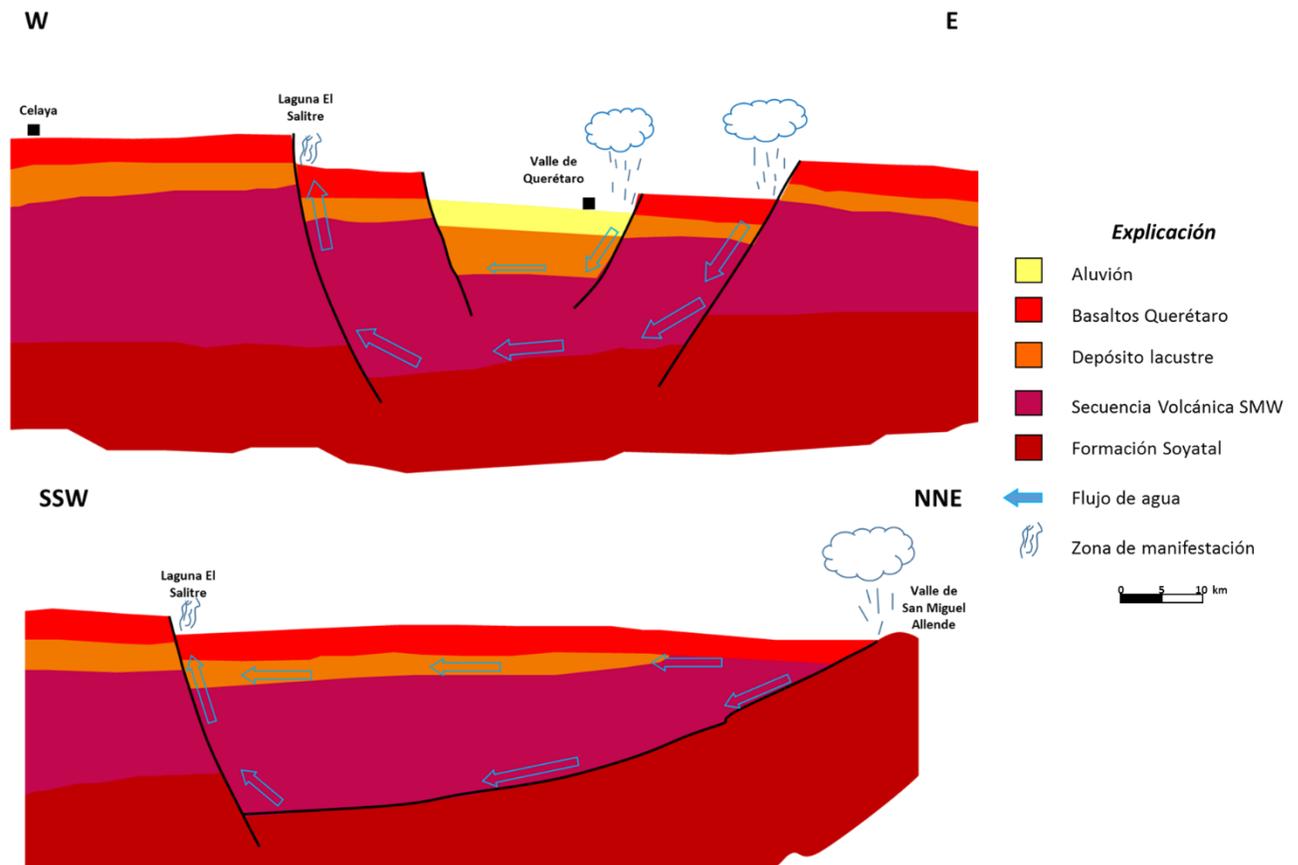


Figura 3.6. Secci3n geol3gica donde se puede observar el movimiento de agua mete3rica (Modificado de Alc3ntara *et al*; 2009).

3.1.4.1 3rea de manantiales termales

Las manifestaciones termales de la regi3n comprenden manantiales termales activos e inactivos, y zonas de alteraci3n hidrotermal (Figura 3.7 y 3.8). Las zona de alteraci3n hidrotermal est3n

dispuesta en los alrededores de la traza de la Falla San Bartolomé en las regiones de la Laguna El Salitre, el Marroquín y San Bartolomé de los Baños (Figura 3.9).

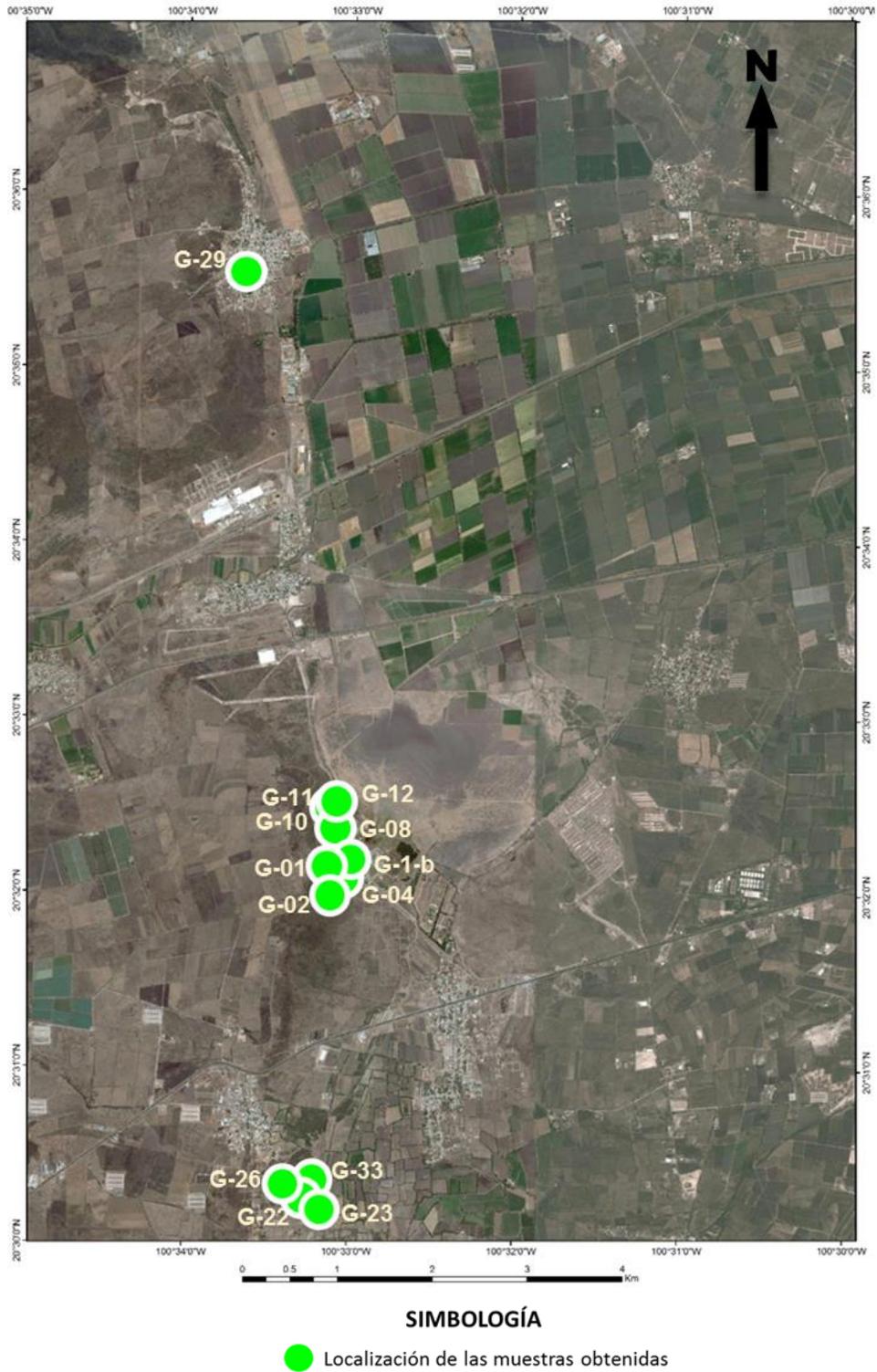


Figura 3.7. Mapa de distribución de las muestras estudiadas en San Bartolomé de los Baños, Guanajuato.

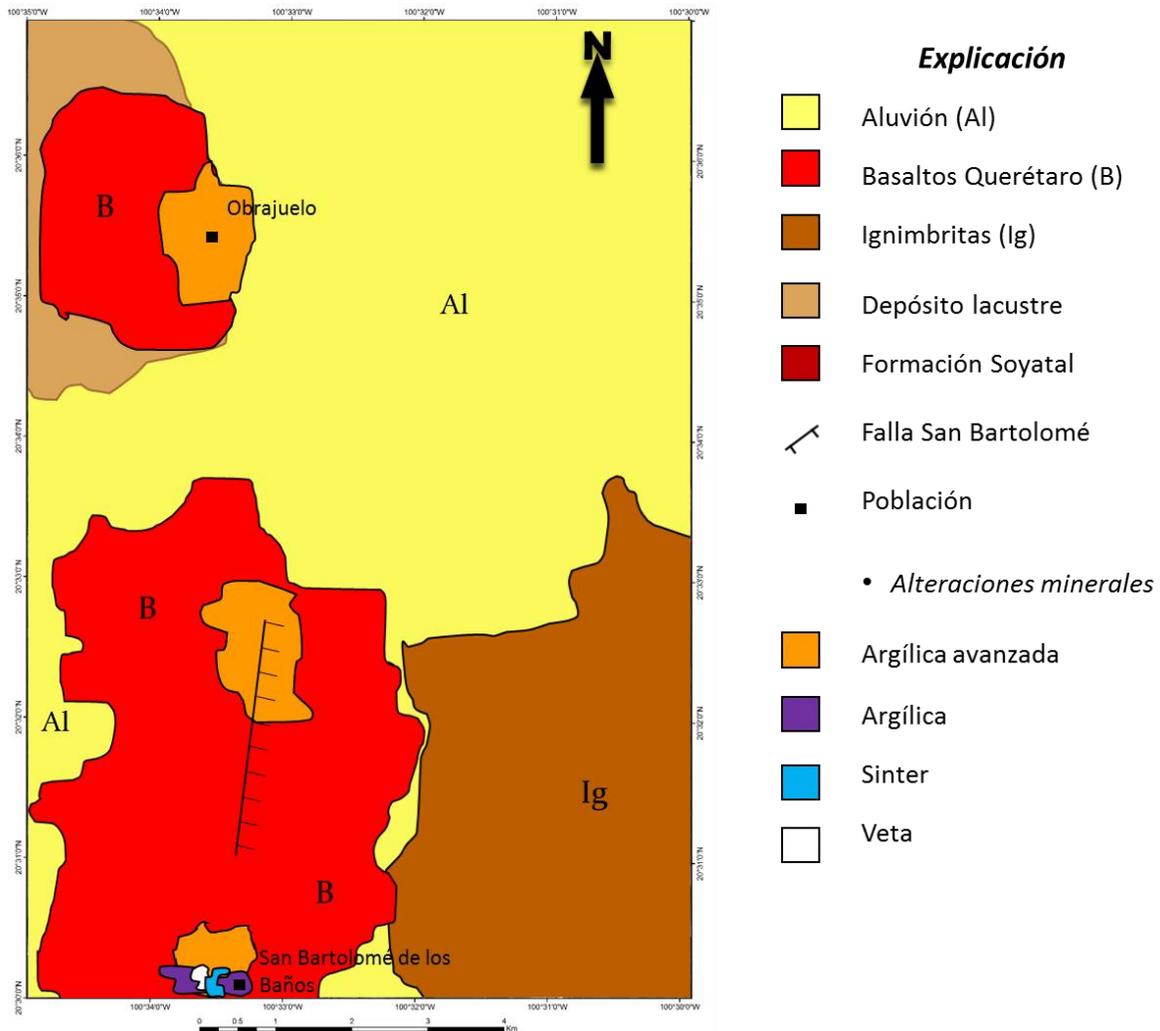


Figura 3.8. Mapa de distribución de las alteraciones en la zona de San Bartolomé de Los Baños, Guanajuato.

La zona más importante por su extensión (1.2 km²) es la Laguna del Salitre en la cual se encuentran más de 100 manantiales de agua caliente cuyas temperaturas varían entre 32° y 92°C (Figura 3.7). Así mismo varios manantiales inactivos.

Por otro lado en la región del Marroquín existen manifestaciones termales en forma de suelos calientes con escaso desprendimiento de gases (López, 1996), manantiales termales inactivos y alteración argílica en los Basaltos Querétaro que se encuentran en esta zona.



Figura 3.9. Alteración hidrotermal en la zona de El Salitre.

En San Bartolomé de Los Baños los manantiales termales ya no son activos, sin embargo en la década pasada las descargas alcanzaron temperaturas de 53° y 87°C (López, 1996).

3.1.5 Sistema Hidrotermal De San Agustín Del Maíz, Michoacán

La cuenca del Lago de Cuitzeo es producto de la actividad volcáno-tectónica propia de la misma evolución del Cinturón Volcánico Transmexicano (Garduño, 1999). La cuenca se caracteriza por haber presentado una alta actividad volcánica que dio como resultado una gran asociación litológica neo-andesítica y basáltica (López-Ramos, 1979). El lago de Cuitzeo forma parte de una serie de sistemas lacustres localizados en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano que son producto de la evolución tectónica y magmática intra-arco relacionada a la subducción de la Placa del Pacífico en la de Norteamérica [15].

El Lago de Cuitzeo (Figura 3.8) está limitado por una serie de semigrabens con dirección NE-SW y E-W basculados hacia el sur, éstos han desarrollado dos sistemas lacustres que han migrado en el tiempo y en el espacio. En el primer periodo Mioceno superior- Plioceno inferior se origina el Lago en la paleocuenca de Charo (Israde, 1995) y el segundo en el Cuaternario. La actividad volcánica que se presentó permitió que el lago se desarrollara más hacia el norte hasta su posición actual posiblemente en el Pleistoceno inferior (Pasquaré *et al.*, 1991).

La cuenca está limitada al oriente, por productos basálticos calco-alcálicos de la región de Queréndaro (Pradal y Robin, 1995) y el sistema geotérmico que conforma la caldera de Los Azufres; que ha generado diferentes periodos de reactivación en los últimos 20 mil años generando grandes depósitos de flujos piroclásticos (Garduño, 1987; Pradal y Robin 1995) que seguramente se depositaron dentro del Lago de Cuitzeo dada la similitud geoquímica entre ambos depósitos (Alcántara *et al.*, 2002). La limitación que se presenta hacia el oeste está dado por el volcán Quinceo, mientras que al sur lo limita la secuencia volcánica Oligoceno-Mioceno de Mil Cumbres (Alcántara *et al.*, 2001).

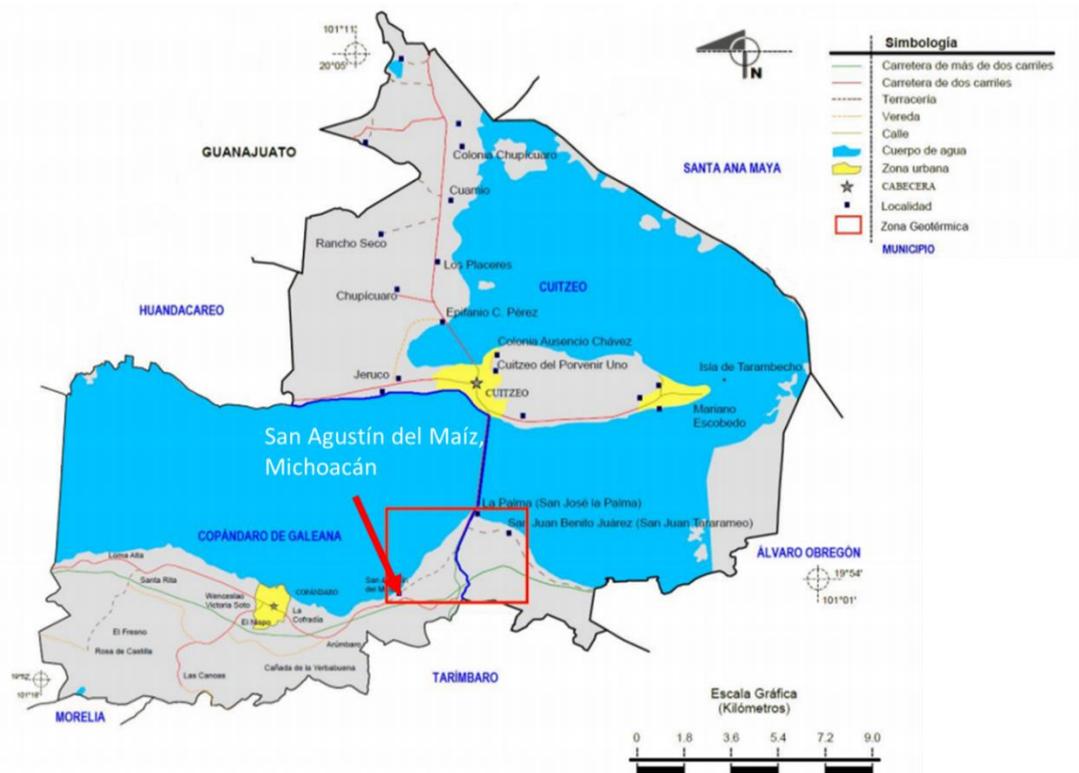


Figura 3.8. Localización de la zona de estudio San Agustín del Maíz, Michoacán. También se ubica la zona geotérmica San Juan Tarámameo (INEGI, 2005).

Se conoce que en la zona de San Agustín del Maíz existe un fracturamiento el cual es conductor de temperatura y fluidos hidrotermales. Tanto en la cuenca de Cuitzeo como la de Chapala, están directamente ligadas a la reorganización de placas tectónicas que han interactuado en el suroeste de México a partir del Mioceno medio (Bourgeois *et al.*, 1988; De Mets y Stein, 1990; Alcántara *et al.*, 2001). Esta tectónica ha dado lugar a un fallamiento transtensivo y normal el cual ha sido acompañado de abundante vulcanismo favoreciendo el sucesivo entrapamiento de los lagos de ese sector (Alcántara *et al.*, 2001).

El tipo de materiales sobre los que se desarrolló dicho cuerpo de agua y que han sido y continúan siendo acarreados desde las partes altas de la cuenca las cuales aportan sustancias que le dan características particulares al lago, entre las que destaca la salinidad debido a la presencia de cloruro de sodio, tequesquite la cual es una mezcla de sulfato y cloruro de sodio, potasa y calizas.

Es importante destacar que en el lago existen problemas de alta tasa de evaporación y temporadas de baja precipitación así como la descarga de agua residuales y arrastre de materiales, lo que pone en riesgo la composición del cuerpo de agua.

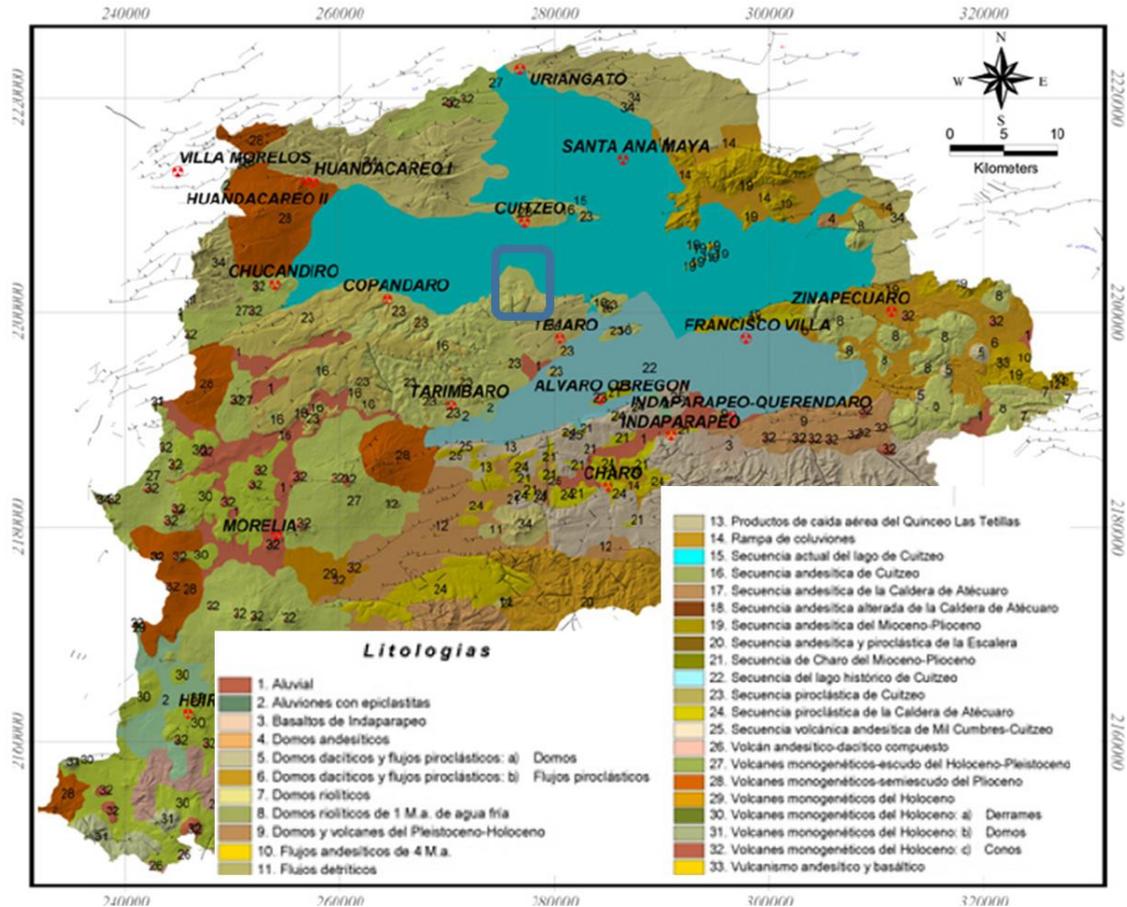


Figura 3.9. Mapa litológico del Lago de Cuitzeo (Alcántara *et al*; 2009).

3.1.5.1 Áreas de manantiales termales

En la zona de Cuitzeo se encuentran manantiales termales y zonas de alteración (Figura 3.10 y 3.11), agrupados en varias áreas, de las cuales la más importante es la conocida como Caldera San Nicolás Zimira (Hiriart *et al.*, 2011). Las aguas de los manantiales en esta área son de tipo clorurado sódico con temperaturas promedio de fondo de 205°C y máximas de 228°C. De acuerdo al informe de Hiriart, 2011; podría esperarse un yacimiento geotérmico entre 220 y 250°C a profundidades superiores a los 2000 metros.

En varias zonas alrededor del lago de Cuitzeo se encuentran manifestaciones termales con temperaturas de hasta 48°C y depósitos de sinter silíceo así como rocas con alteración argílica avanzada en la parte oriente de la zona de estudio lo que indica que en el pasado hubo una intensa circulación de fluidos.



SIMBOLOGÍA

● Localización de las muestras obtenidas

Figura 3.10. Mapa de distribución de las muestras estudiadas en San Agustín Del Maíz, Michoacán.

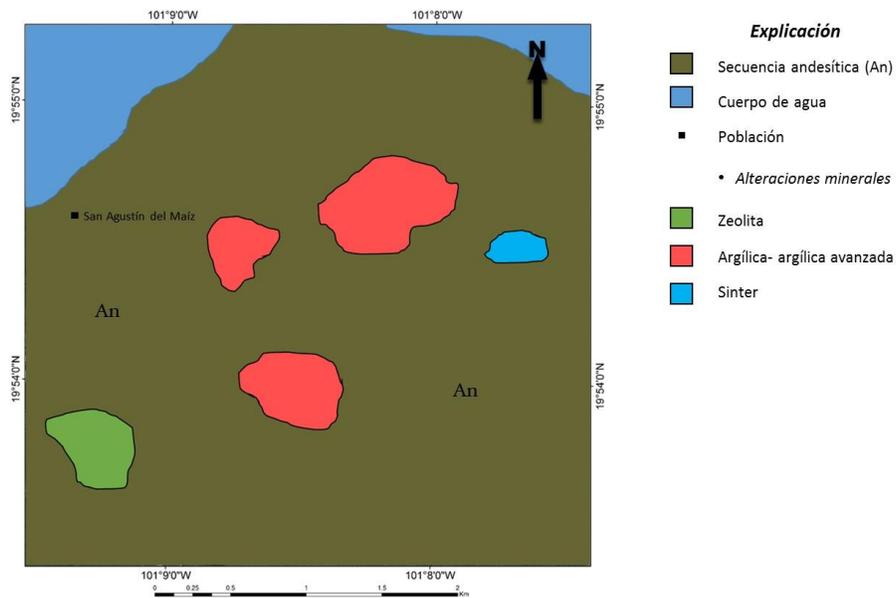


Figura 3.11. Mapa de distribución de las alteraciones en la zona de San Agustín Del Maíz, Michoacán.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS

4.1 RESULTADOS.

4.1.1. San Bartolomé De Los Baños, El Salitre, Guanajuato.

4.1.1.1. Análisis petrográfico macroscópico y microscópico.

Con base a estudios previos existentes y el reconocimiento del área de estudio por medio de visitas a campo se realizó un muestreo en la zona de San Bartolomé de los Baños, principalmente en la Falla de San Bartolomé, la cual posee una dirección N-S y 100 [m] aproximadamente de desplazamiento. La colección de las muestras se realizó seleccionando las rocas con aspecto fresco y con evidencias apreciables de alteración hidrotermal, presencia de minerales de reemplazamiento, vacuolas rellenas y/o vetillas mineralizadas (Figura 4.1).



Figura 4.1. a) Lava alterada. Presenta intercalaciones de material blanco (caolín?) y rojo (óxidos de hierro). Muestra G-01. b) Toba alterada. Presenta fracturas milimétricas rellenas parcialmente de óxidos y sulfatos. Muestra G-22. c) Toba alterada de lapilli y ceniza de tonalidad gris clara a gris medio. Muestra G-08.

Las muestras analizadas por petrografía fueron:

Petrografía	G-01
	G-08
	G-11
	G-12
	G-22
	G-04
	G-26
	G-29

Para el análisis petrográfico macroscópico (Tabla 1) las muestras presentaron alteración argílica, argílica avanzada y silicificación conteniendo minerales destacados como el caolín $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, carbonatos $CaCO_3$ y sílice amorfo u ópalo $SiO_2 \cdot xH_2O$ cuyo reconocimiento se precisó con el análisis microscópico y la difracción por rayos X. También se tomaron muestras de material volcánico como lavas y tobas, así como de restos vegetales que presentaron silicificación.

Tabla 1. Apaseo, El Salitre. San Bartolomé de los Baños, Guanajuato. Análisis Macroscópico.	
Muestra	Descripción
<i>G-01</i>	Presenta intercalaciones de material blanco y rojo, probablemente caolín y óxido de hierro. No se observan cristales. La porosidad es inferior al 1%.
<i>G-8</i>	Toba alterada de lapilli y ceniza de tonalidad gris clara a gris medio. Tiene zonas de coloración rojiza. Presenta fragmentos de hasta 1 cm. La porosidad es inferior al 1%. La silicificación es pervasiva.
<i>G-11</i>	Toba alterada de tonalidad gris clara a rosa. Tiene zonas de coloración rojiza. Presenta fragmentos líticos de hasta 1.5 cm. La porosidad es inferior al 1%. La silicificación es pervasiva y tiene pirita microcristalina diseminada.
<i>G-12</i>	Toba alterada de lapilli de coloración gradada: rojiza-marrón-gris-beige.

	Presenta fragmentos de hasta 5 mm, algunos alterados a óxidos (rojo). La porosidad es inferior al 1%. La silicificación es pervasiva.
G-22	Toba alterada. Presenta fracturas milimétricas rellenas parcialmente de óxidos y sulfatos. Se observan cristales de tamaño menor a un milímetro.
G-24	Sínter silíceo de coloración gris claro. Presenta restos de plantas silicificados con tallos que siguen una misma dirección.
G-26	Veta de cuarzo, fluorita y escasa barita con dirección N-S. Presenta cristales tabulares de hasta 5 mm de longitud y fracturas milimétricas rellenas parcialmente de óxidos.
G-29	Toba alterada de coloración rojiza a marrón. Presenta fragmentos de hasta 1.5 cm con tonalidades rosa claro a rojiza. Tienen porosidad inferior al 10%. Se aprecian fracturas rellenas totalmente por ópalo.

En el análisis microscópico (Tabla 2) se observó alteración argílica intermedia por el contenido arcilla presente en las muestras de lámina delgada. Esta alteración se exhibe en el borde de algunas cavidades y reemplazando parcialmente cristales de plagioclasas (Figura 4.2 y 4.3).

Los minerales identificados fueron: cuarzo con textura criptocristalina, plumoso y hojosa; sílice amorfo representado por ópalo, arcillas, alunita, caolinita, hematita, pirita hexagonal y cúbica, fluorita y barita.

Tabla 2. Apaseo, El Salitre. San Bartolomé de los Baños, Guanajuato. Análisis Microscópico.	
Muestra	Descripción
<i>G-01</i>	La muestra se presenta muy oxidada por un proceso de oxidación supergénica. Hay cuarzo relleno de cavidades y sílice amorfo (ópalo) lo cual nos indica que la muestra presenta silicificación. Las plagioclasas se encuentran alteradas y reemplazadas por arcillas.
<i>G-08</i>	La muestra se trata de una toba vítrea que presenta silicificación dando como resultado el deterioro de algunas plagioclasas. Presenta cuarzo plumoso como efecto de relleno.

	<p>Hay poca cantidad de arcilla. Presenta una leve alteración argilizada.</p>
G-11	<p>Se tiene cuarzo relleno de espacios abiertos y reemplazando minerales de la roca. Es una muestra alterada compuesta de alunita masiva, blanda y tacto jabonoso, caolín y cuarzo microcristalino. Hay hematita y pirita hexagonal diseminada. Presenta una alteración argílica avanzada.</p>
G-12	<p>Toba la lapilli silicificada con matriz de cuarzo microcristalino. Algunos cristales de cuarzo se encuentran reabsorbidos por la matriz de la toba resultado del desplome de una nube volcánica. Los cuarzoes que presentan fracturas y relleno de cuarzo microcristalino es resultado de los esfuerzos aplicados por la nube piroclástica. Existen cantidades accesorio de feldespato potásico. Hay fragmentos líticos y arcillas, así como pirita hexagonal y cúbico diseminados en la matriz. Presenta argilización moderada.</p>
G-22	<p>Presenta feldespatos, cuarzo, arcillas (probablemente sericita o montmorillonita, esto se verifica con DRX).</p>
G-24	<p>Hay presencia de ópalo A en agregado granular o botroidal, relleno de oquedades. También se presenta como ópalo lechoso que tiende a ser mayormente de tipo C/T, presumible por la morfología del ópalo. Otros tipos de ópalo que se observaron fueron de tipo diáfano y terroso. Otros minerales: carbonatos (aragonito) de textura fibrosa, restos orgánicos de plantas, diatomeas, hematita, pirita diseminada en granos pequeños, titanomagnetita y pirita framboidal.</p>
G-26	<p>Hay presencia de cuarzo microcristalino en vetas así como presenta una textura hojosa. La fluorita y las arcillas rellenan espacios y oquedades. La cantidad presente de barita es mínima.</p>
G-29	<p>Se observa silicificación y en algunas partes se presentan parches más argílicas que en otras, así como fenocristales de feldespato potásico, óxidos y arcillas en la matriz. Los cristales de feldespatos se encuentran reemplazados por alunita la cual también rellena algunos poros. La pirita se muestra diseminada y presenta oxidación.</p>

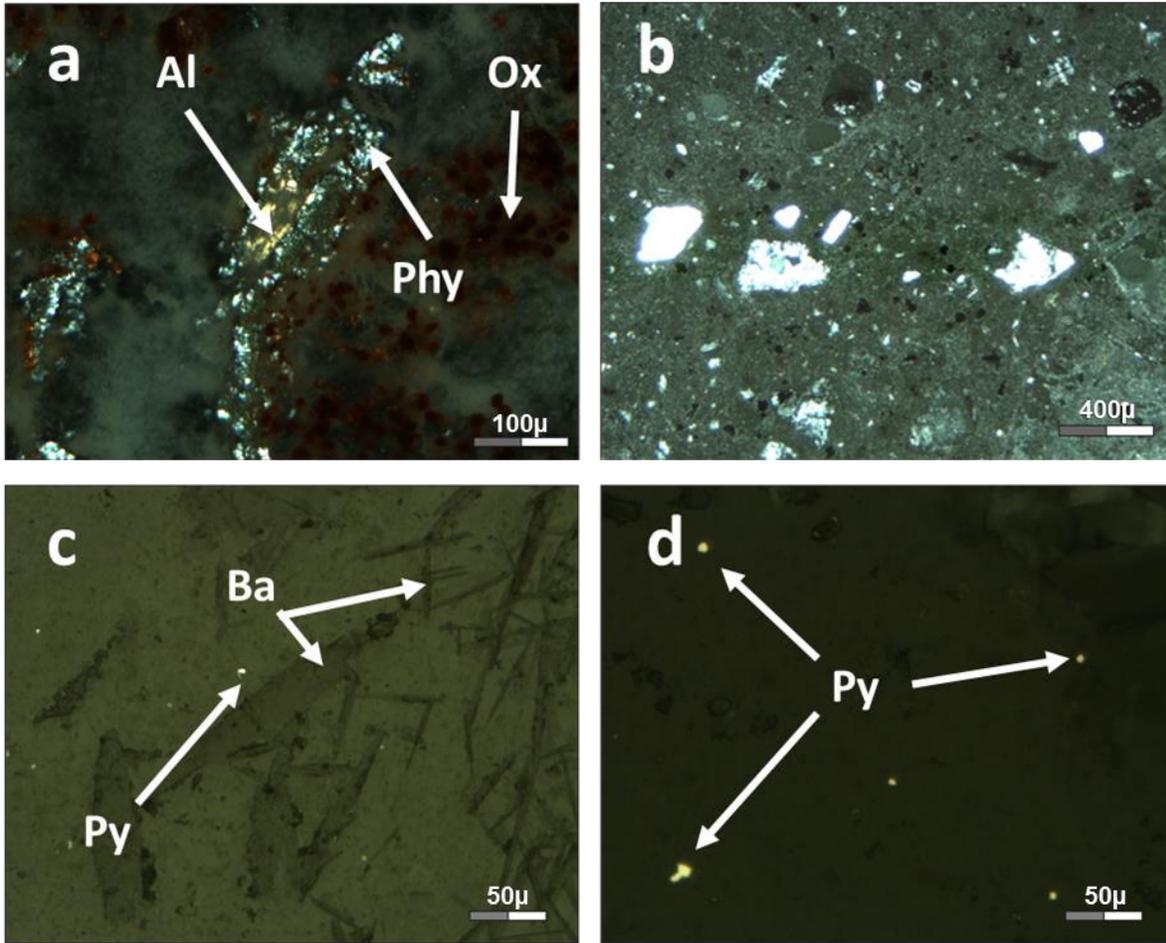


Figura 4.2. a) Plagioclasa reemplazada por arcillas con presencia de una leve cantidad de alunita. Muestra: G-01, 10x. b) toba vítrea con monominerales y agregados cristalinos, y líticos. Muestra: G-08, 2.5x. c) y d) Cristales de piritas diseminadas y presencia de cristales de barita . Muestra: G-26, 20x.

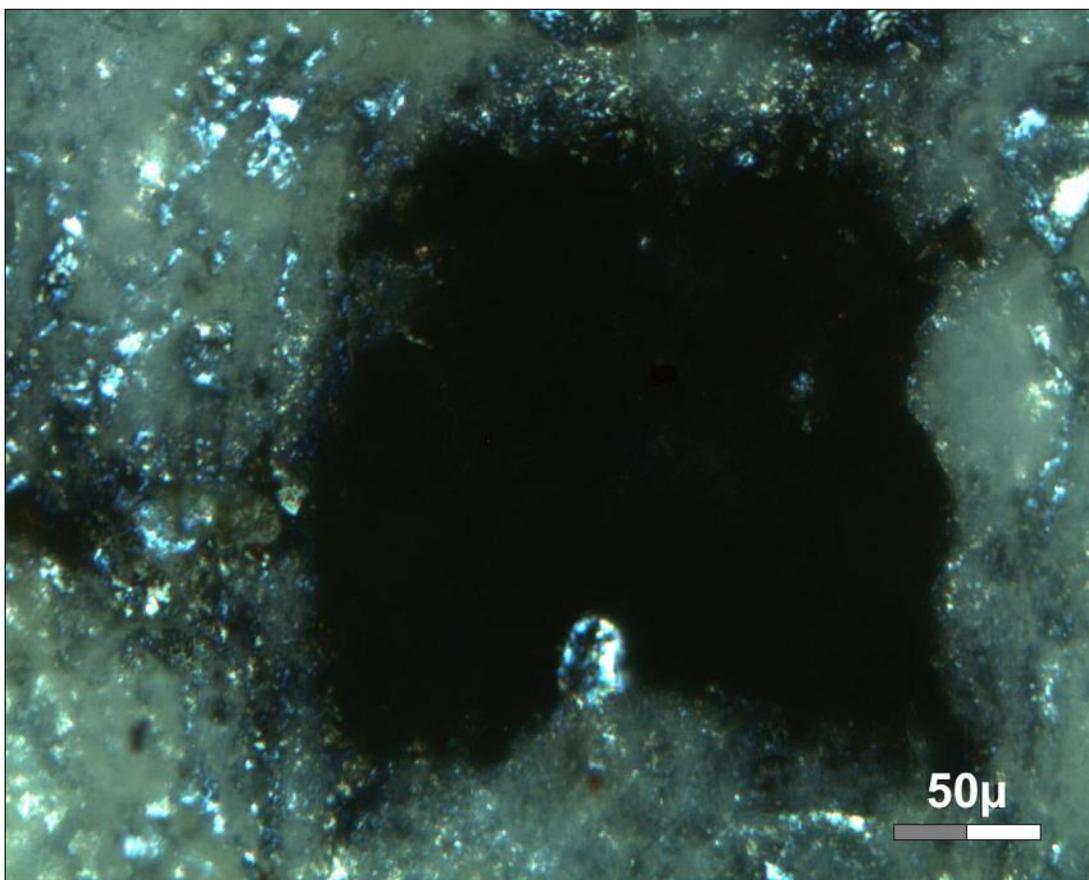


Figura 4.3. Oquedad formada por un cristal de pirita. Muestra: G-01, 20x.

4.1.1.2. Difracción por Rayos X (en roca total y fracción arcilla).

Las muestras que fueron tratadas con ésta técnica fueron:

DRX	G-01
	G-02
	G-10
	G-23
	G-33

En los análisis de DRX (Difracción por rayos X) por roca total se pudo confirmar la existencia de minerales como el cuarzo, caolinita , sílice amorfo y feldespatos, así como la identificación de los minerales montmorillonita y trazas de hematita. Respecto al sílice amorfo fue posible identificar las fases de tridimita y ópalo-A en las muestras G-01 y G-33; del mineral feldespato se identificó a la anortita de la muestra G-02 con respecto a la ficha 98-020-1648.

En el análisis por agregados orientados de la muestra G-01 fue posible identificar dos minerales en fracción de 2 a 4 micras, cuyo comportamiento basado en los análisis sin temperatura, con uso del etilenglicol y a temperatura de 550°C se pudo deducir que, comparando los tres difractogramas, se tiene la presencia de esmectita pura así como de caolinita lo cual nos descarta un interestratificado entre éstas.

Tabla 3. Mineralogía de Roca Total G-01

Número	Clave DRX	Fases Identificadas	Ficha PDF	Observaciones
DRX1	G-01	Caolinita: $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	29-1488	Se presenta una cristalinidad de 27%. Se observan pocos picos para la hematita. Predomina lo que es la sílice y la caolinita. Se hizo un estudio aparte para los agregados orientados con etilenglicol y expuestos a 550°C (Figura 4.3).
		Cuarzo: SiO_2	46-1045	
		Tridimita: SiO_2	18-1170	
		Hematita: Fe_2O_3	33-0664	
<i>Arcillas a 14.52 [Å] (En la siguiente tabla se muestran los resultados por separación de la fracción arcilla).</i>				

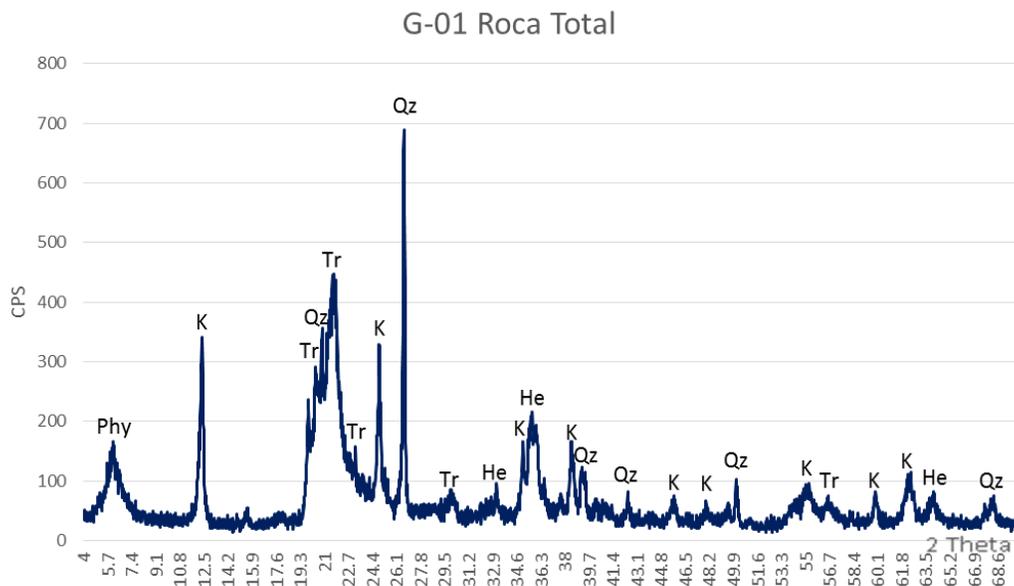
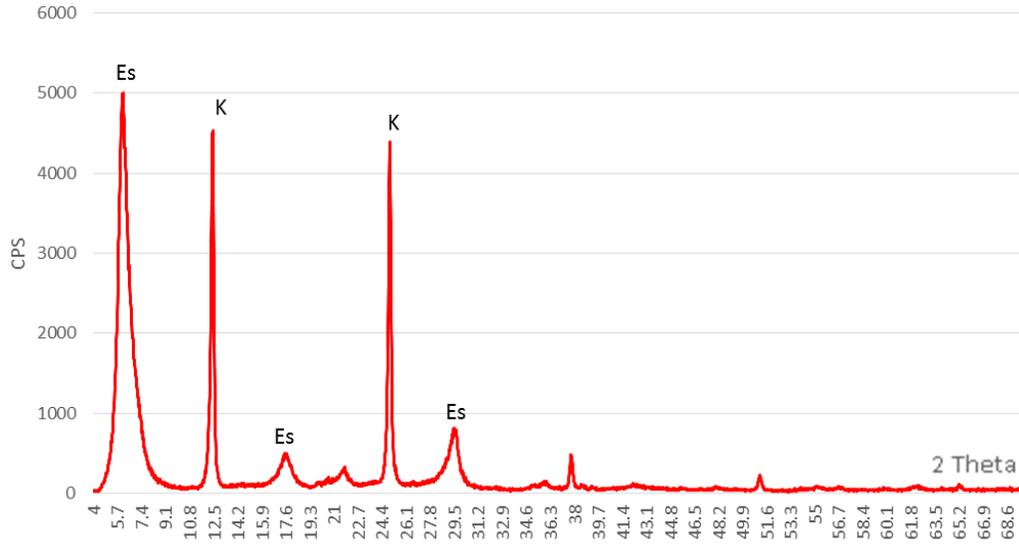


Figura 4.3. Filosilicatos (Phy), caolinita (K), tridimita (Tr), cuarzo (Qz) y hematita (He) identificados en el difractograma por análisis de roca total de la muestra G-01.

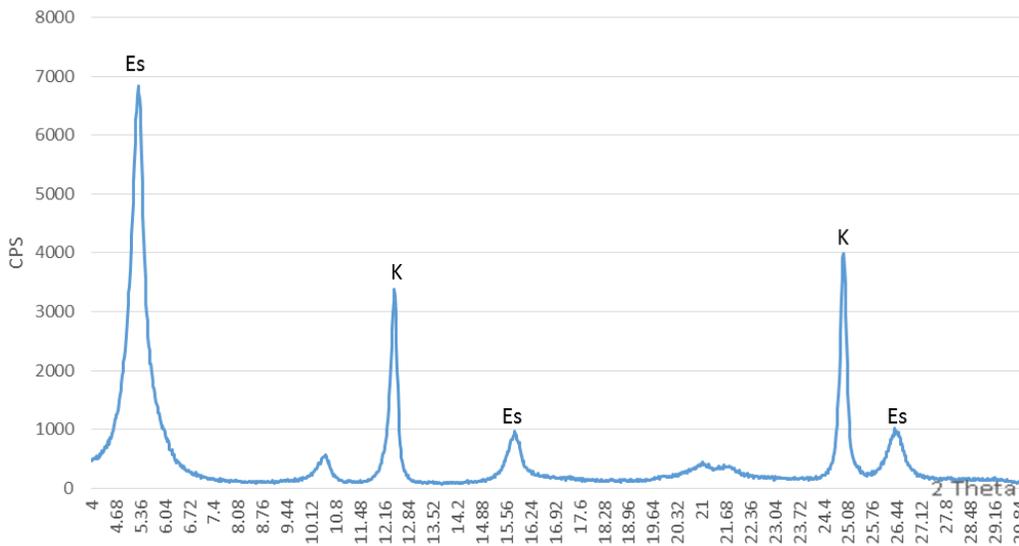
**Tabla 4. Agregados Orientados
G-01**

Fracción	Clave DRX	Picos sin T	Picos con Etilenglicol	Picos a 550°C	Fases
2 a 4 micras	G-01	7 [Å]	7 [Å]	----	Caolinita
		14 [Å]	17 [Å]	10 [Å]	Esmectita (Figura 4.4)

G-01 Orientada



G-01 Etilenglicol



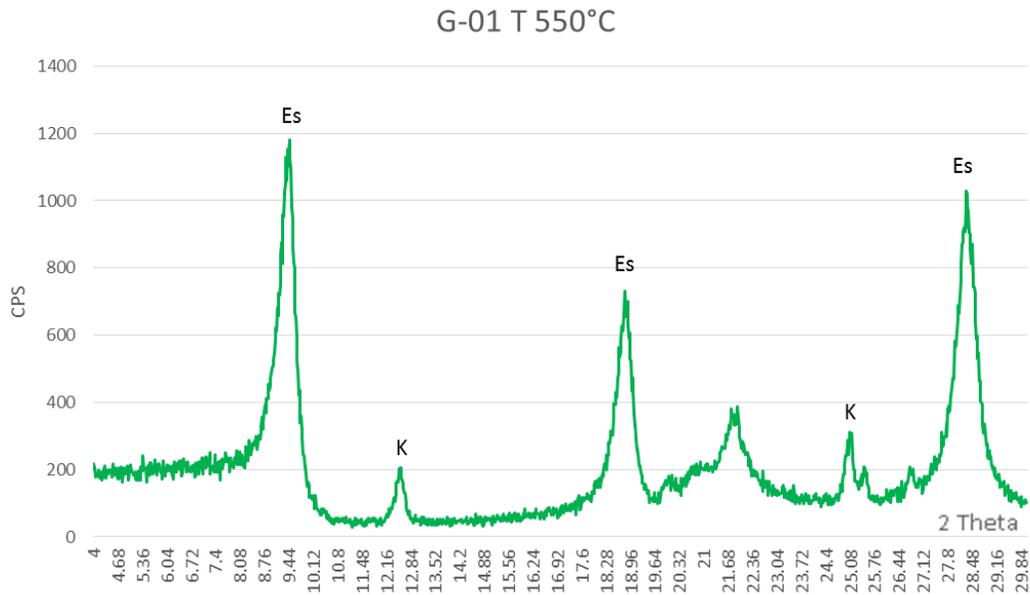


Figura 4.4. Análisis de agregados orientados por difracción de rayos X de la muestra G-01. Se confirma la presencia de caolinita (K) y esmectita (Es) como fases puras en la muestra. No presenta interestratificado.

Tabla 5. Mineralogía de Roca Total G-02

Número	Clave DRX	Fases Identificadas	Ficha PDF	Observaciones
DRX2	G-02	Anortita: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	98-020-1648	Se observa una importante proporción de anortita con picos característicos en 27.858 y 29.421 [$^{\circ}2\theta$]. Se presenta un pico de máxima intensidad en 5.891 [$^{\circ}2\theta$] que corresponde a la montmorillonita (Figura 4.5).
		Montmorillonita: $(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	98-016-1171	

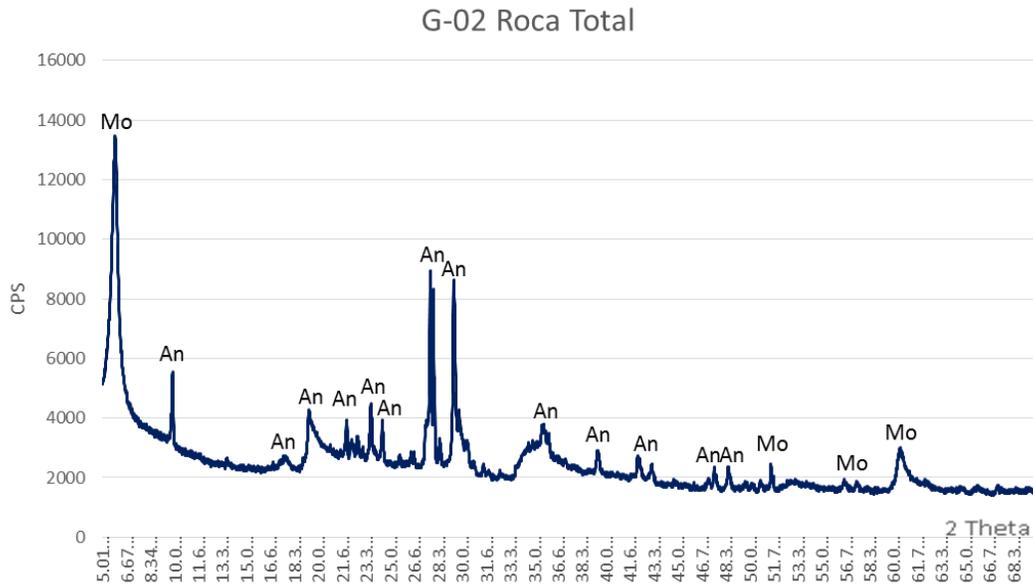


Figura 4.5. Montmorillonita (Mo) con un pico intenso en 5.891 [°2θ] → 15 [Å] y anortita (An) en la muestra G-02.

**Tabla 6. Mineralogía de Roca Total
G-10**

Número	Clave DRX	Fases Identificadas	Ficha PDF	Observaciones
DRX1	G-10	Yeso: CaSO ₄ ·2H ₂ O	33-0311	Pico predominante en 7.63 [Å] (Figura 4.6).

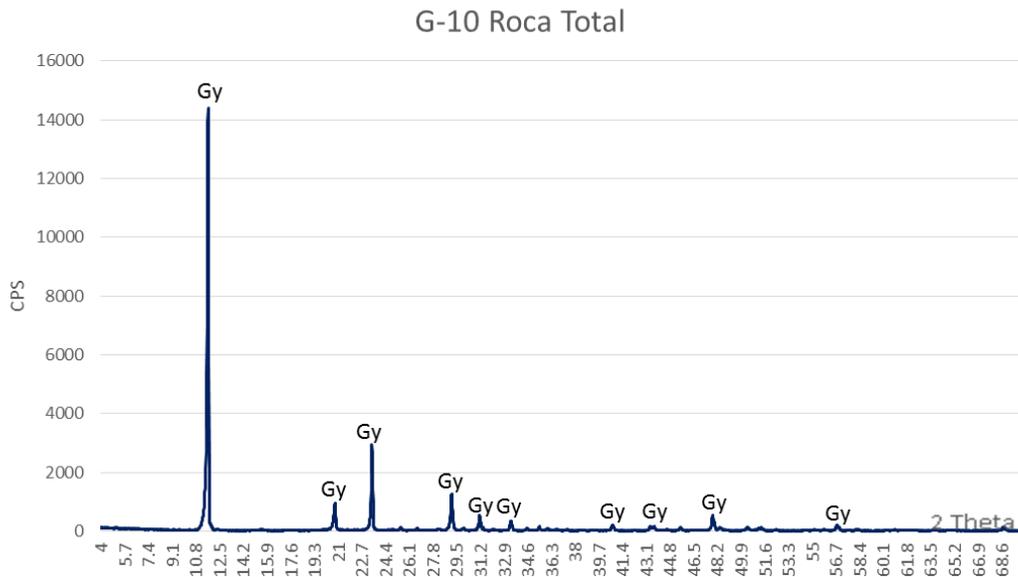


Figura 4.6. Muestra G-10. Se observa una alta presencia de yeso (Gy) con un pico característico en 11.6 [°2θ] → 7.63 [Å].

Tabla 7. Mineralogía de Roca Total G-23

Número	Clave DRX	Fases Identificadas	Ficha PDF	Observaciones
DRX1	G-23	Yeso: CaSO ₄ ·2H ₂ O	33-0311	Pico predominante en 7.63 [Å] (Figura 4.7).

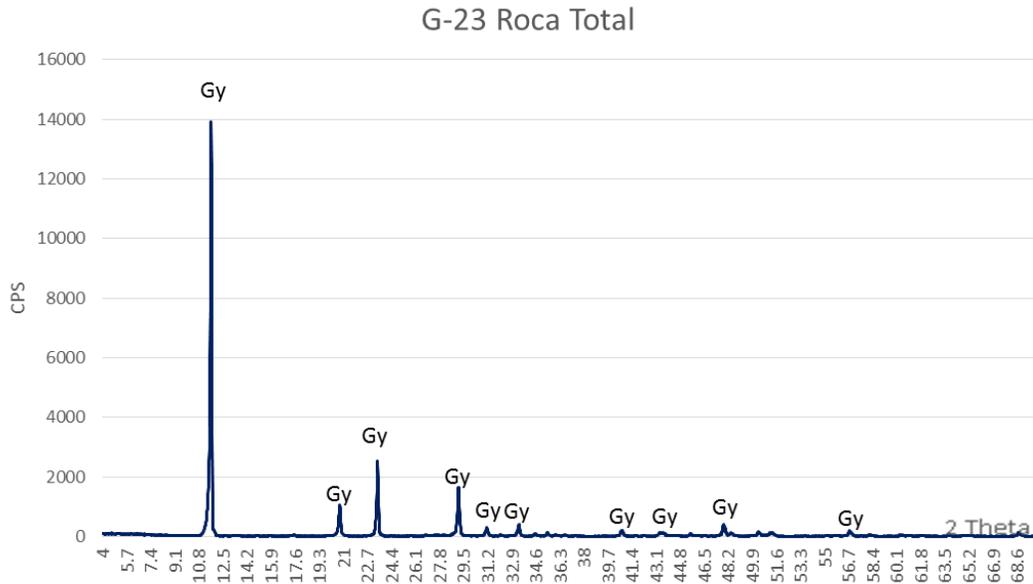


Figura 4.7. Difractograma de la muestra G-23. Se observa claramente la presencia de yeso (Gy).

Tabla 8. Mineralogía de Roca Total G-33

Número	Clave DRX	Fases Identificadas	Ficha PDF	Observaciones
DRX1	G-33	Sílice amorfo: SiO ₂ xH ₂ O (ópalo) SiO ₂ (tridimita)		Ópalo-A con pequeños picos de tridimita (Figura 4.8).

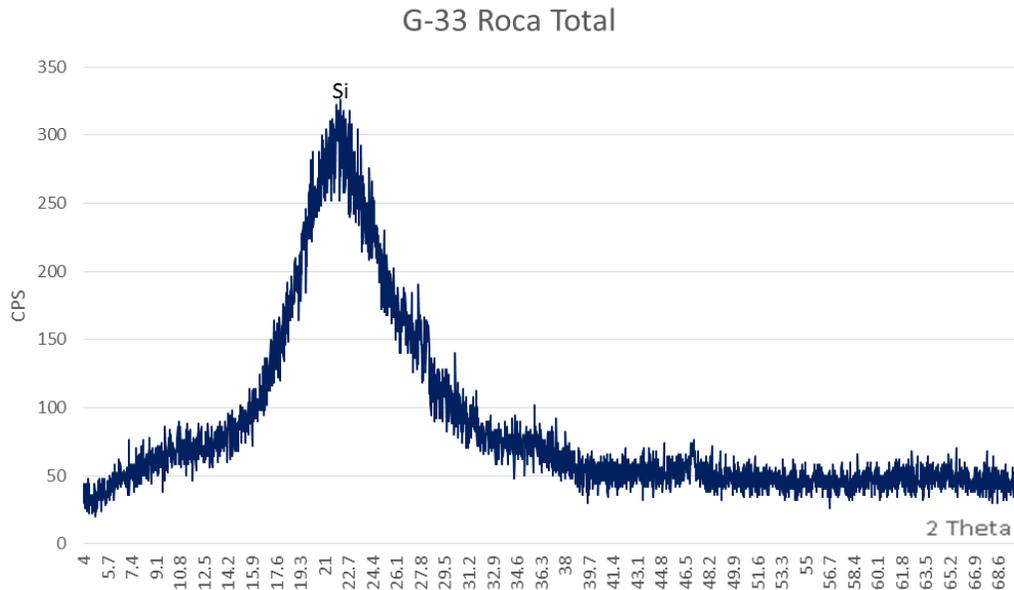


Figura 4.8. En la muestra G-33 se observa una curva característica de la presencia de sílice amorfo como ópalo-A.

4.1.1.3. Microtermometría de inclusiones fluidas.

Las inclusiones fluidas presentes en las muestras fueron en su mayoría del tipo monofásicas líquidas, sin embargo, también se presentaron, pero en menor medida, inclusiones de tipo bifásicas de líquido y vapor (L+V). Éstas últimas fueron utilizadas en el presente estudio las cuales presentaron tamaños aproximados de 10 μm (Figura 4.9), un grado de relleno aproximado del 80% vol. siendo estas inclusiones primarias. Las inclusiones secundarias se restringen a planos de fracturas y fueron descartadas para el análisis microtermométrico.

Las muestras que se analizaron por microtermometría fueron:

Inclusiones fluidas	G-10
	G-26-2
	G-04
	G-1-b

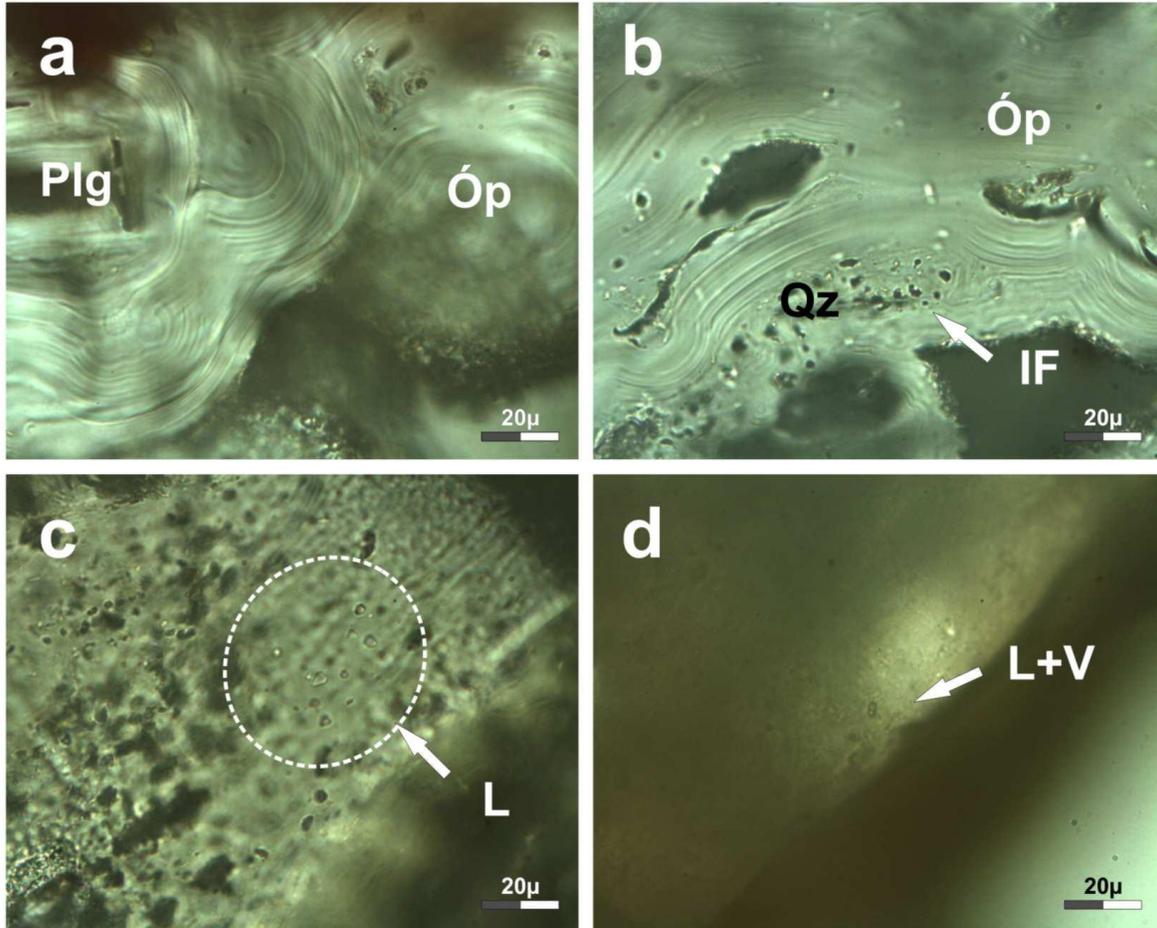


Figura 4.9. a) Cristal de ópalo + plagioclasa. El ópalo presenta formas sucesivas concéntricas y alargadas. b) Se presenta en la parte inferior de la imagen un grupo de IF en el cristal de cuarzo. c) Se observa una distribución dentro del área señalada de IF de tipo L. d) Inclusión fluida de tipo L+V poco dominante. Muestra: Alteración por manifestación geotérmica. Muestra: G-10, 50X.

El diagrama de dispersión muestra una covarianza positiva entre los parámetros de temperatura de homogenización T_h (°C) y salinidad NaCl (wt%). Las inclusiones estudiadas presentan valores de 63° a 131°C de T_h (°C) y 2.6 a 9.7 % eq. NaCl, sin embargo, el comportamiento lineal que se muestra en la Figura 4.10, indica una disolución y una relación directa entre el descenso de la temperatura de homogenización y la salinidad.

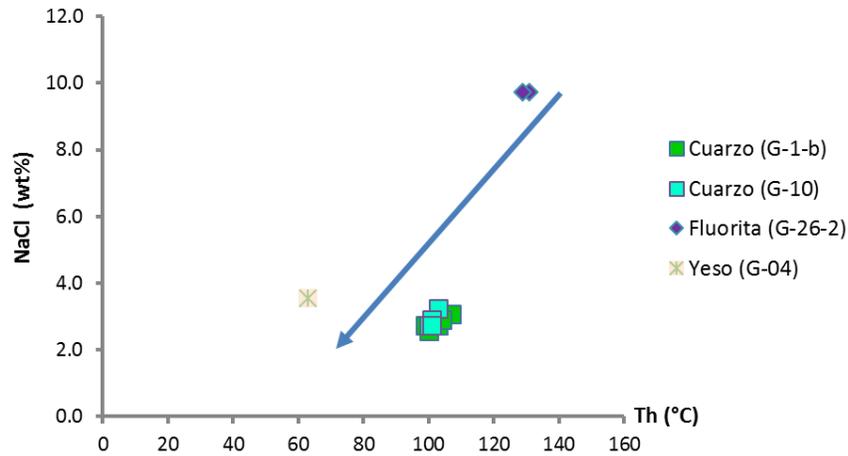


Figura 4.10. Diagrama de dispersión de temperatura de homogenización Th(°C) vs salinidad NaCl (wt%). La pendiente positiva de la flecha azul sugiere un proceso de dilución en donde la disminución de la T y la salinidad son directamente proporcionales.

Los histogramas de frecuencias absolutas de las temperaturas de homogenización y de fusión del hielo en las muestras de cuarzo, fluorita y yeso, señalan una distribución multimodal y bimodal respectivamente (Figura 4.11).

En las temperaturas de homogenización predominaron las temperaturas de 90 a 110 °C en las inclusiones de los cuarzos G-1-b y G-10. Además se diferenciaron 3 tipos de poblaciones, a) aquellas inclusiones cuya moda forma más del 50% de las mediciones, b) las inclusiones cuyas temperaturas son mayores a los 120°C y c) las que poseen temperaturas menores a los 70°C.

De acuerdo a los resultados de las temperaturas de fusión del hielo (Figura 4.11), relacionándolos con la salinidad, las inclusiones en los cristales de fluorita presentaron valores altos de salinidad en comparación con los cristales de cuarzo y yeso. Cabe mencionar que la escasa cantidad de fluorita, obtenidos de la veta N-S que aflora cerca del pueblo de San Bartolomé de los Baños, y el tamaño diminuto de sus cristales impidieron alcanzar un número de mediciones estadísticamente necesarias para este análisis, sin embargo, los resultados de los cuarzos son predominantes. [Anexo 7]

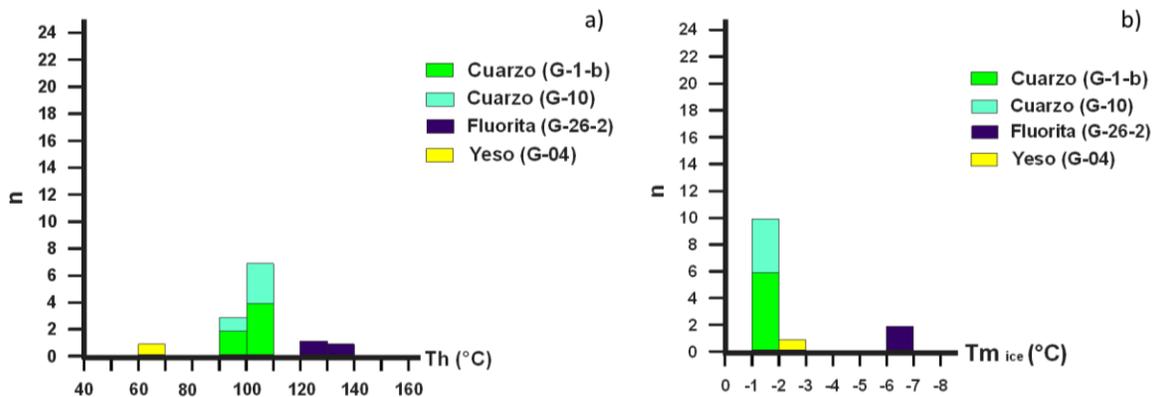


Figura 4.11. a) Histograma de temperatura de homogenización Th (°C) y b) temperatura de fusión del hielo Tm ice (°C) vs frecuencia absoluta "n".

4.1.2. San Agustín del Maíz, Michoacán.

4.1.2.1. Análisis petrográfico macroscópico y microscópico.

Para los análisis petrográficos se tomaron muestras en su mayoría de rocas ígneas, como andesitas y tobas, con alteraciones argílica y argílica avanzada (Tablas 1 y 2).

Petrografía	M-4
	M-8
	M-9b
	M-13a
	M-15

En la zona de San Agustín del Maíz se observaron muestras que presentaban silicificación, alteración argílica, argílica avanzada y zeolitización conteniendo minerales característicos de las alteraciones como el ópalo $\text{SiO}_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$, caolinita $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ el cual es el mineral característico de la alteración argílica avanzada, calcita CaCO_3 y esmectitas $(\text{Ca},\text{Na})(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe},\text{Zn})_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$, illita $(\text{K},\text{H}_3\text{O})(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}((\text{OH})_2,(\text{H}_2\text{O}))$ y zeolitas (Figuras 4.12 y 4.13).

Tabla 9. Cuitzeo. San Agustín del Maíz, Michoacán. Análisis Macroscópico.	
M-4	Toba alterada de lapilli y ceniza de color verde claro y beige. Presenta fragmentos líticos de hasta 6 mm. Localmente tiene pátina rojiza originada posiblemente por óxidos de hierro.
M-8	Lava de coloración gris oscuro con alteración de color verde(matriz) y roja (fenocristales). Tiene porosidad menor al 1%. Presenta fracturas irregulares rellenas de material siliceo. Se observan fenocristales de color negro con brillo semimetálico rodeados por un halo de oxidación rojiza, parcialmente pseudomorfizados.
M-9 b	Lava alterada de coloración gris verdosa con textura porfírica. Presenta fenocristales de hornblenda de coloración rojiza y posibles pseudomorfos verde claro. Sin porosidad.

<p><i>M-13 a</i></p>	<p>Veta bandeada irregularmente de cuarzo anhedral y ópalo lechoso. Presenta mayor cantidad de cuarzo al centro y bandas de hasta 1 mm de ópalo claro.</p>
<p><i>M-15</i></p>	<p>Toba alterada de lapilli y ceniza con aspecto parcheado (patchy) verde claro y blanco. Presenta fragmentos de hasta 5 mm [líticos, cuarzo y pseudomorfos (blancos, verdes y rojos)]. Alrededor de algunos fragmentos se observa un halo de color verde intenso. Presenta fracturas irregulares parcialmente rellenas por arcilla blanca. La porosidad es inferior a 1%.</p>

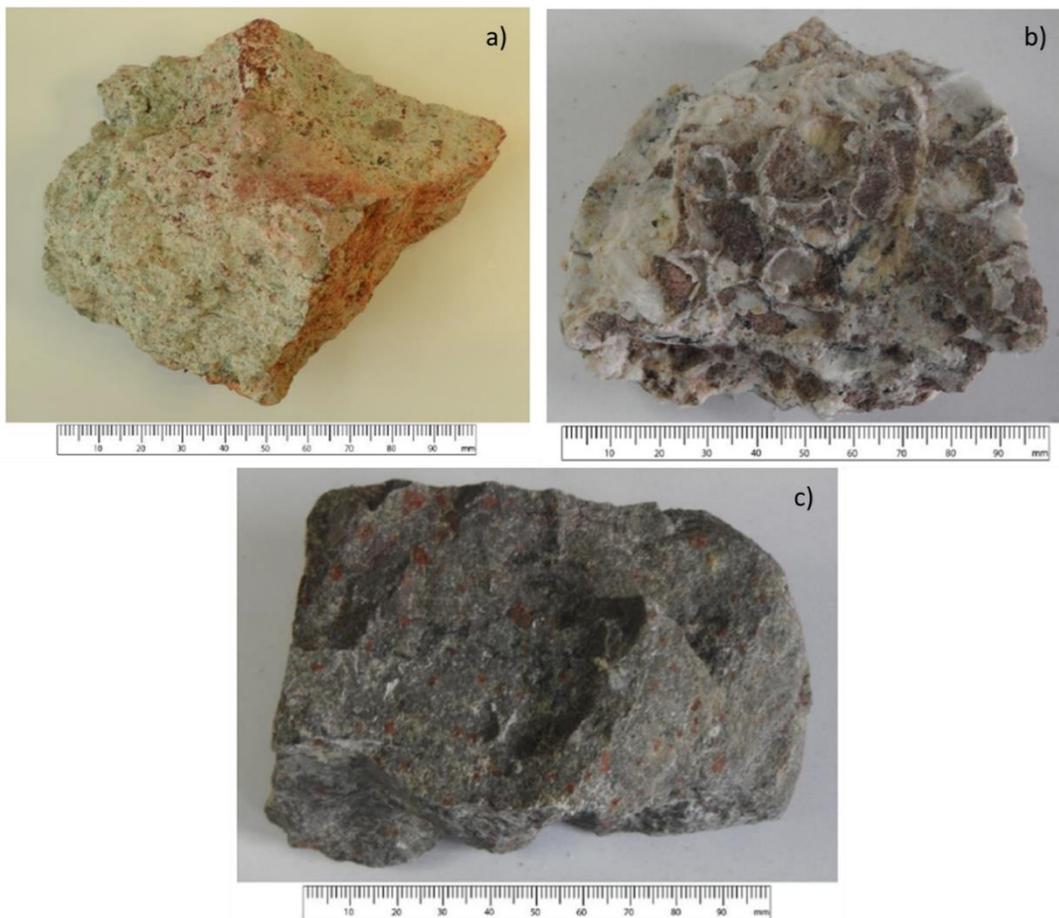


Figura 4.12. a) Toba alterada de lapilli y ceniza de color verde claro y beige. Muestra M-4. b) Veta de cuarzo anhedral y ópalo lechoso. Muestra M13-a. c) Lava de coloración gris oscuro con alteración de color verde(matriz) y roja (fenocristales). M-8.

**Tabla 10. Cuitzeo.
San Agustín del Maíz, Michoacán.
Análisis Microscópico.**

<i>M-4</i>	<p>Toba vítrea alterada por arcillas. Presenta sílice rellenando cavidades y calcita reemplazando a los cristales de plagioclasa, así como a la matriz. Se observa hematita, circones (?) en poca cantidad y vidrio con corona de reacción.</p>
<i>M-8</i>	<p>En esta muestra, que es una andesita, se observan plagioclasas medio orientadas, líticos alteradas, fenocristales de plagioclasa, hornblenda así como algunas partes oxidadas. La alteración que presenta la muestra es de tipo argílica moderada.</p>
<i>M-9 b</i>	<p>Muestra de andesita. Se presenta plagioclasa poco alterada y arcillas en los bordes de ésta reemplazándola así como rellenando oquedades al igual que el cuarzo.</p>
<i>M-13 a</i>	<p>Esta muestra presenta calcita de dos tipos: calcita magnésica y calcita sin magnesio. En las bandas que presenta la muestra encontramos una mezcla entre los minerales de arcilla y calcita. Hay aragonita, goethita y ópalo, así como fragmentos de andesita. Esta muestra fue analizada por el microscopio electrónico de barrido.</p>
<i>M-15</i>	<p>Toba vítrea con arcilla la cual rellena espacios y fracturas expuestas en la lámina. Además de la arcilla, los carbonatos se presentan también en las fracturas rellenándolas. Los feldespatos son reemplazados por las arcillas y las piritas diseminadas muestran oxidación. En las cavidades de algunos cristales de pirita se encuentran rellenos por carbonatos. La cantidad de cuarzo reabsorbido es escaso.</p>

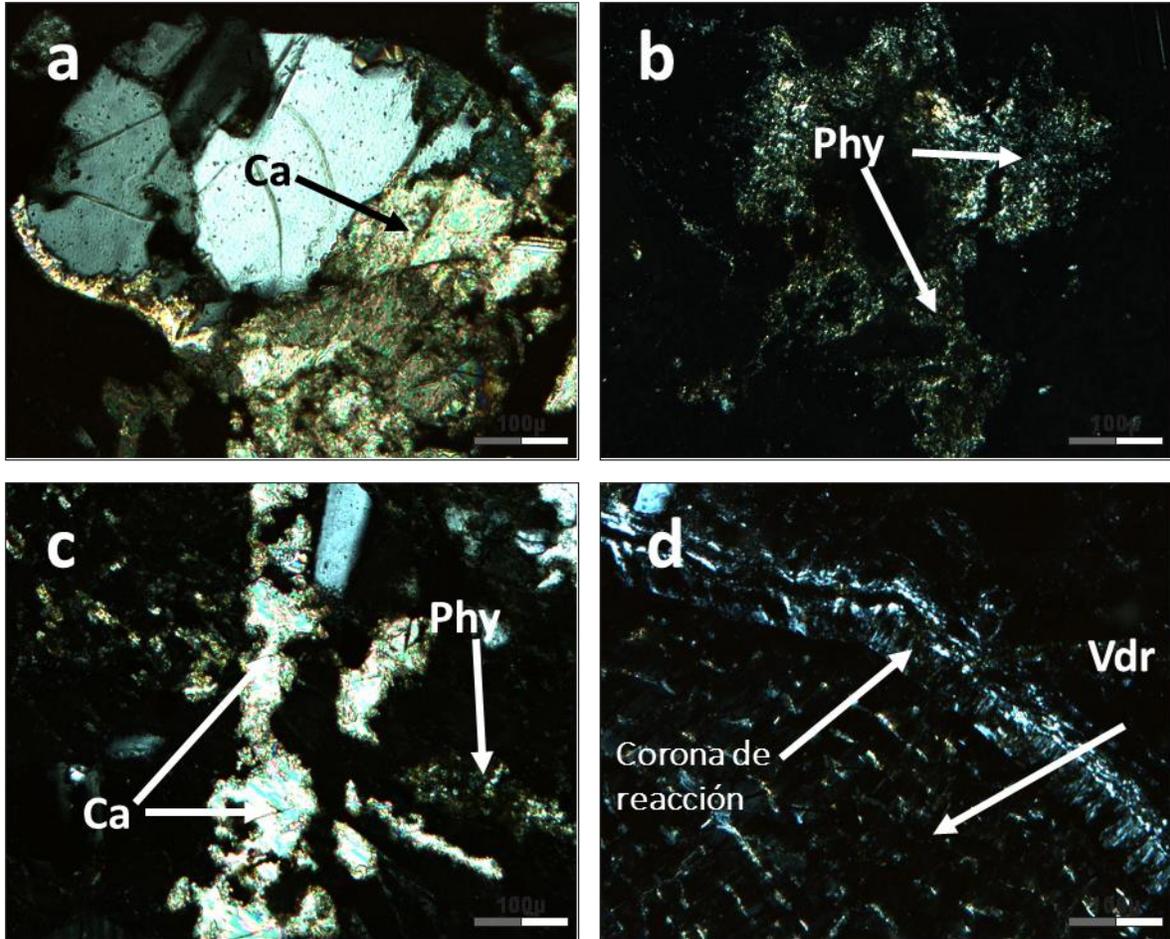


Figura 4.13. a) Calcita reemplazando plagioclasa. b) Arcillas alterando clasto y matriz. d) Reemplazo de calcita en la matriz. e) Vidrio con corona de reacción. Muestra: CUZ-4, 10x.

4.1.2.2. Difracción por Rayos X (en roca total y fracción arcilla).

Las muestras que fueron tratadas con ésta técnica fueron:

DRX *M-9b*

M-15

La técnica de DRX permitió detectar minerales como plagioclasa $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$, tridimita SiO_2 , cuarzo SiO_2 y halloysita $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. El cuarzo, la plagioclasa y el feldespato potásico (este último reconocido en microscopio) son minerales primarios heredados de la roca volcánica original.

Tabla 11. Mineralogía de Roca Total M-9b

Número	Clave DRX	Fases Identificadas	Ficha PDF	Observaciones
DRX1	M-9b	Plagioclasa: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$	19-1227	Picos de plagioclasa prominentes en 3.17, 3.20, 3.76 y 4.04 [Å]. Ensanchamiento de pico en 14.72 [Å], perteneciente a los filosilicatos.
		Tridimita: SiO_2	18-1170	
		Fracción arcilla a 14.72 [Å]		

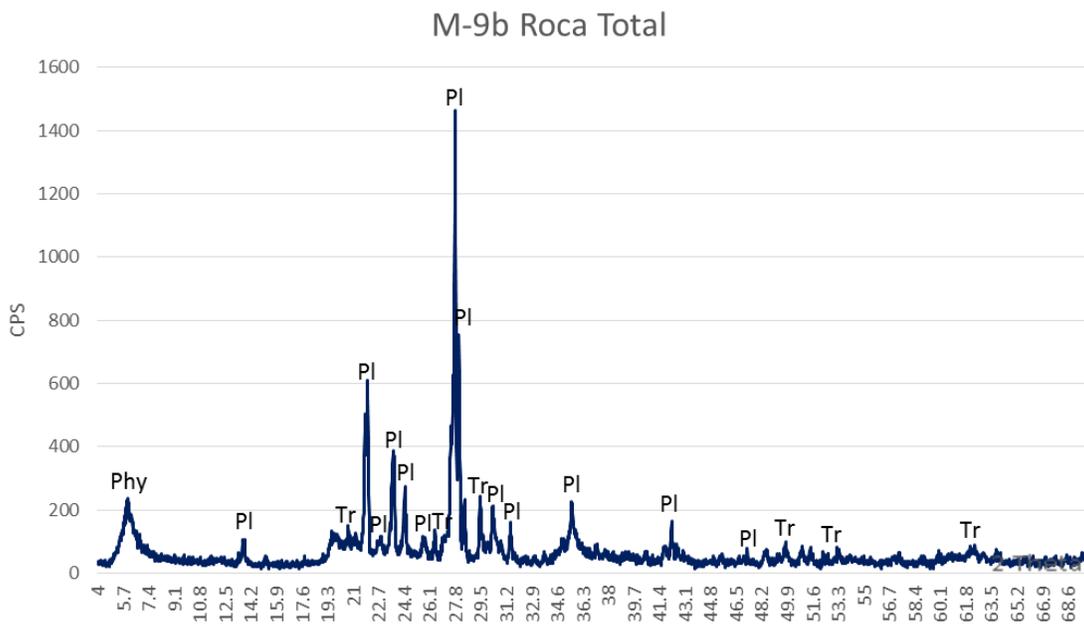


Figura 4.14. Plagioclasa (Pl), tridimita (Tr) y filosilicatos (Phy) identificados en el difractograma por análisis de roca total de la muestra M-9b.

Tabla 12. Mineralogía de Roca Total M-15

Número	Clave DRX	Fases Identificadas	Ficha PDF	Observaciones
DRX1	M-15	Cuarzo: SiO ₂ Halloysita: Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	46-1045	En 3.34 [Å] se encuentra un pico sobresaliente correspondiente al cuarzo. La halloysita se forma generalmente por la alteración hidrotermal de minerales aluminosilicatos

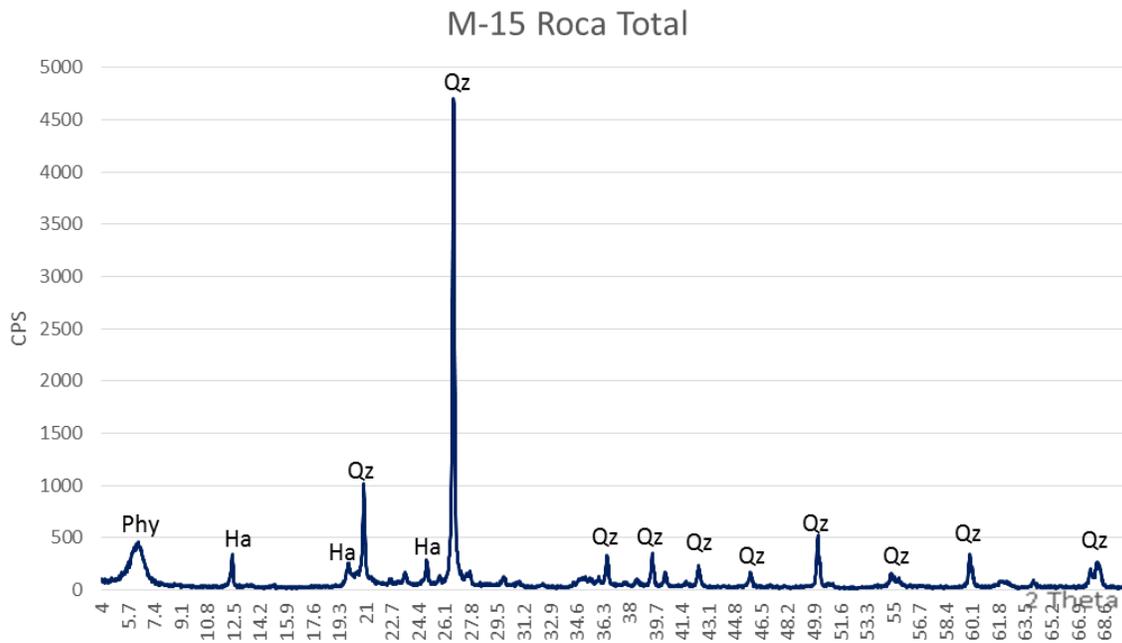


Figura 4.15. Cuarzo (Qz), halloysita (Ha) y filosilicatos (Phy) identificados en la muestra M-15.

Tabla 13. Agregados Orientados M-15

Fracción	Clave DRX	Picos sin T	Fases
2 a 4 micras	M-15	7 [Å]	Caolinita

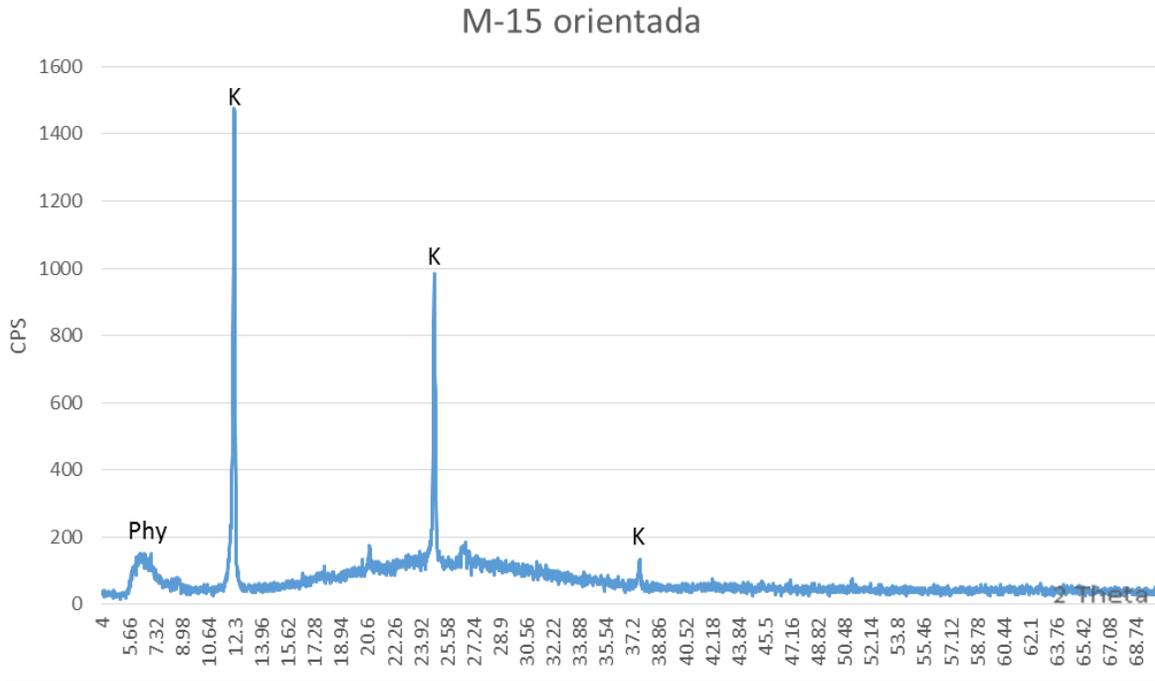


Figura 4.16. Identificación del mineral caolinita (K) en la muestra M-15.

4.1.2.3. Microtermometría de inclusiones fluidas.

Las muestras que se analizaron por microtermometría fueron las siguientes:

Inclusiones fluidas	<i>M-9-a</i>
	<i>M-9-b</i>
	<i>M-13-b</i>

Las inclusiones fluidas estudiadas, al igual que en la otra zona de estudio, son su mayoría bifásicas (líquido + vapor) con tamaños aproximados de 10 µm (Figura 16).

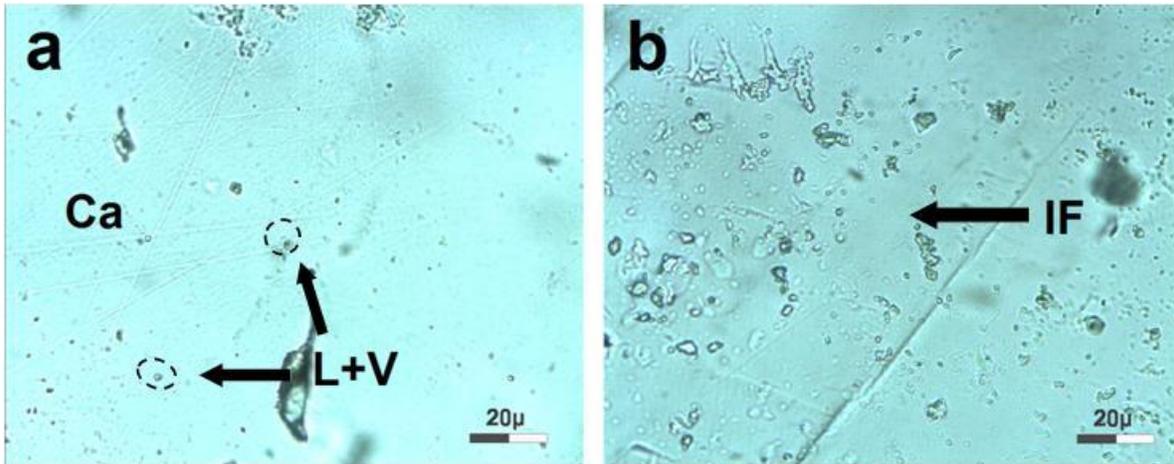


Figura 17. a) Cristal de calcita donde se muestran IF con una relación L+V. b) Distribución de inclusiones de tipo L de formas irregulares. Muestra: Alteración por manifestación geotérmica. M-9A, 50X.

En el diagrama de dispersión (Figura 4.17) se presentan dos familias de inclusiones: las inclusiones en barita que muestran una salinidad entre 3.1 y 3.2 % eq. NaCl y las inclusiones en calcita con temperaturas de homogeneización más altas entre 80° y 100°C, pero con salinidades inferiores del 2.4% eq. NaCl [Anexo 8].

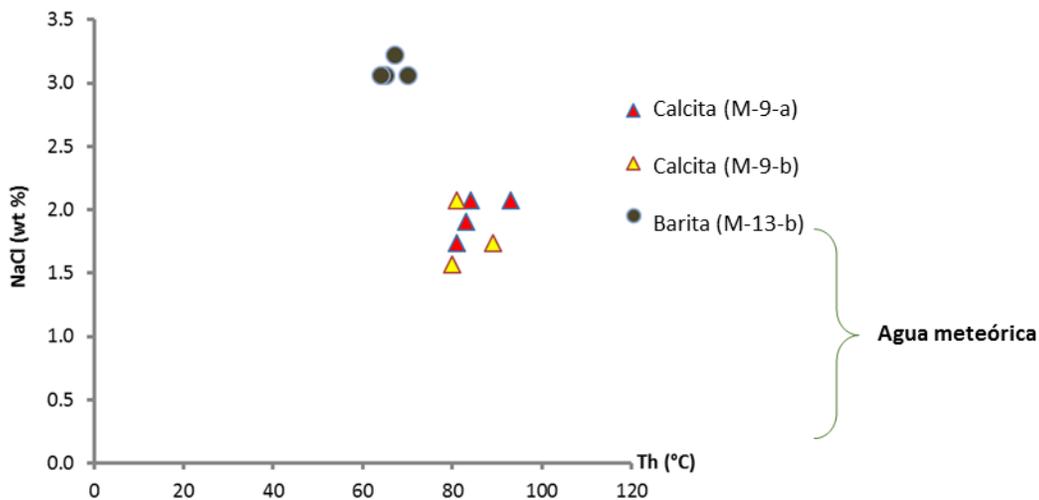


Figura 4.18. Diagrama de dispersión de temperatura de homogeneización Th(°C) vs salinidad NaCl (wt%) en la zona de San Agustín del Maíz. De acuerdo a diagrama se presenta un proceso de dilución durante la precipitación de carbonatos en la alteración, siendo un pulso hidrotermal diferente para el caso de la barita. Esta disolución se corrobora con las observaciones texturales de los precipitados hidrotermales, donde la barita no se encuentra en el mismo evento paragenético con la calcita.

En los histogramas de frecuencias absolutas de las temperaturas de homogeneización y de fusión del hielo, se muestra una distribución bimodal y normal respectivamente, siendo las muestras analizadas de calcita y barita (Figura 4.18).

Las temperaturas de homogeneización son predominantes en las muestras de barita con valores que oscilan entre los 60° y 70°C, y en las muestras de calcita con temperaturas de 80° a 90°C. El valor

promedio de las T_h ($^{\circ}\text{C}$) es de 78°C lo que indica que las muestras analizadas por microtermometría de inclusiones fluidas pertenecen a una zona alejada de las manifestaciones activas.

De acuerdo con los altos valores de $T_{m\text{ ice}}$ ($^{\circ}\text{C}$) obtenidos en el histograma de temperatura de fusión de hielo (Figura 4.18 b) y las mediciones microtermométricas, las salinidades que presentan las inclusiones son bajas como se ha mencionado anteriormente.

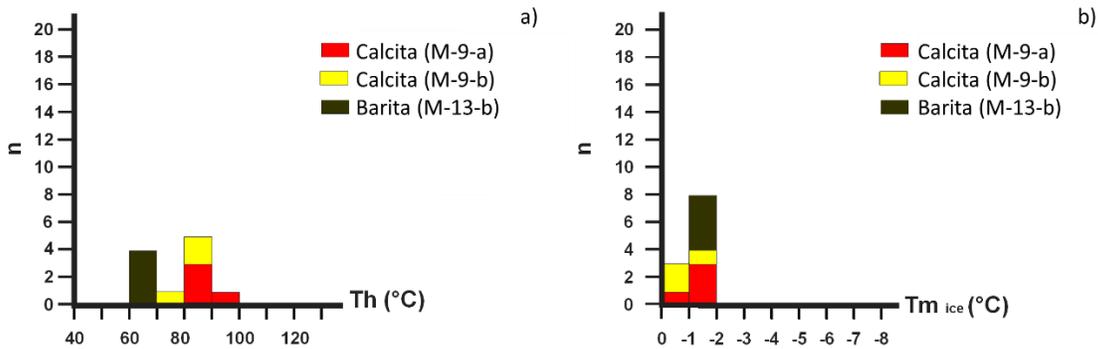


Figura 4.19. a) Histograma de temperatura de homogenización T_h ($^{\circ}\text{C}$) y b) temperatura de fusión del hielo $T_{m\text{ ice}}$ ($^{\circ}\text{C}$), vs frecuencia absoluta "n".

4.1.2.4. Microsonda Electrónica de Barrido- EMPA (SEM Analítico)

La muestra M-13a fue analizada con la técnica analítica de microsonda electrónica de barrido. En la lámina se identificaron 4 minerales: cuarzo SiO_2 , calcita CaCO_3 , ilmenita FeTiO_3 y dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. El contenido de Ti y Fe presentes en la ilmenita producen tonalidades un poco más claras con respecto a las bandas que contienen Ca y Si, este último presenta tonos grisáceos claros en la imagen de SEM.

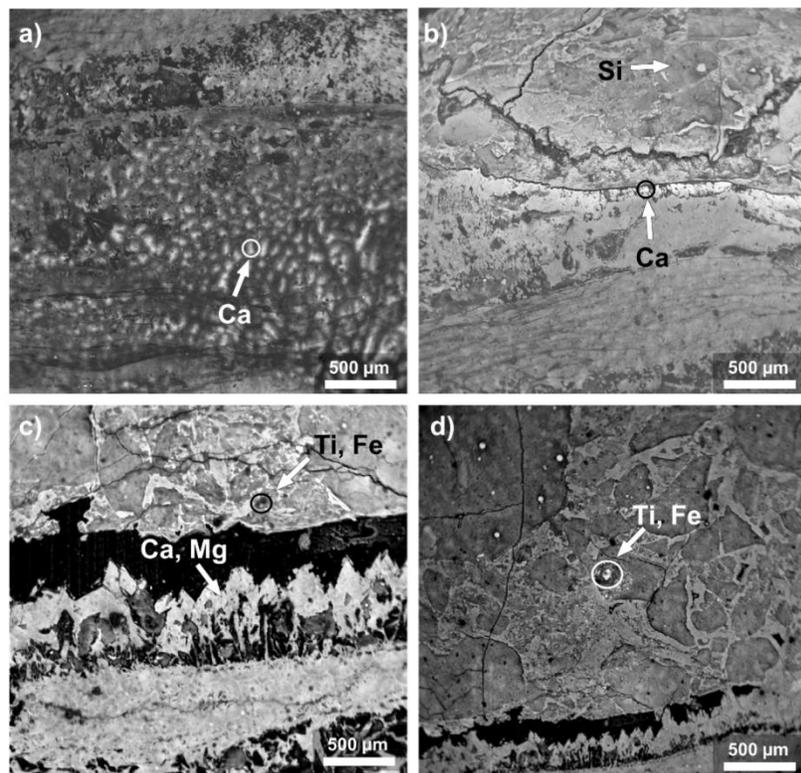


Figura 4.20. Identificación de concentraciones de elementos en puntos específicos de la lámina de la muestra M-13a. a) El contenido de Ca en esta sección hace referencia a la presencia de calcita, mientras que en la imagen b) y c) el contenido de Ca es evidencia de la existencia del mineral romboédrico de dolomita. Los cristales de ilmenita c) y d) presentan concentraciones en Ti y Fe en fragmentos de 100 v 200 μm .

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN

5.1 DISCUSIÓN

El análisis microtermométrico de inclusiones fluidas y la caracterización de alteraciones hidrotermales permitieron verificar las características del sistema geotérmico en particular y posteriormente contrastar ambos sistemas, relacionar los resultados de las muestras estudiadas tanto en la zona de San Bartolomé Baños como en San Agustín del Maíz, estableciendo cierta coherencia entre los datos obtenidos.

En esta sección se examinará y discutirá la correspondencia entre las propiedades de los fluidos y las condiciones geológicas particulares de los sitios estudiados con la finalidad de comprender los procesos que impartieron las características de la alteración hidrotermal presente en las dos zonas de estudio.

5.1.1. San Bartolomé de los Baños, El Salitre, Guanajuato.

La constante interacción del fluido hidrotermal con las rocas que afloran en la zona han provocado la generación de minerales asociados a la alteración hidrotermal formando distintas fases minerales con temperaturas de alrededor de los 100° C (Figura 5.1).

Por las observaciones petrográficas realizadas en este estudio, se han identificado 7 etapas de mineralización que incluyen alteración y depósito hidrotermal. Las primeras etapas comprenden a la alteración argílica y argílica avanzada en la zona de falla, las etapas subsecuentes son aquellas denotadas alrededor de la traza de la falla y en los depósitos asociados a los manantiales termales.

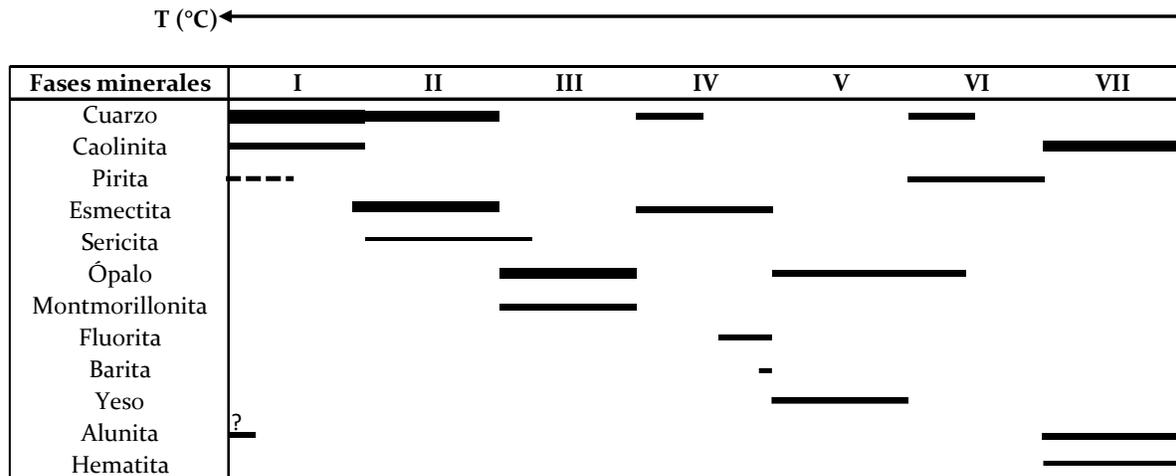


Figura 5.1. Secuencia paragenética de las muestras de roca de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato (SBB). Las etapas que se presentan son: I) Argílica avanzada, II) Argílica, III) Argílica- sericitización, IV) Veta, V) Mineralización, VI) Sinter, VII) Supergénica. Las temperaturas en la secuencia oscilan entre los 100°C.

Se presentan asociaciones mineralógicas en la secuencia paragenética que van de 1) cuarzo + caolinita ± pirita ± esmectita a 2) cuarzo ± esmectita ± sericita a 3) sericita ± ópalo ± montmorillonita ± yeso a 4) cuarzo ± caolinita ± sericita. La veta que se presenta en la paragénesis con la asociación

mineral de cuarzo ± esmectita ± fluorita ± barita, corresponde a una temperatura de 129°C además de presentar una salinidad promedio de 7% eq. NaCl (Muestra G-26-2), estos valores son los más altos en temperatura y salinidad. Las técnicas de petrografía microscópica y DRX permitieron establecer las fases mineralógicas presentadas.

Las condiciones moderadamente ácidas en las que se presentan las asociaciones minerales de caolinita y alunita sugieren temperaturas de 100°C y condiciones de pH moderadamente ácidas (Corbett & Leach, 1998).

En la Falla de San Bartolomé la alteración argílica avanzada es desarrollada por la disolución y oxidación de H₂S que condensa como resultado de la interacción entre el vapor y el acuífero manifestando condiciones de pH ácido en comparación con la alteración argílica que va ligeramente de un pH ácido a neutro, y temperaturas cercanas a los 100°C (Thompson & Thompson, 1996).

Las temperaturas de homogenización en SBB exponen un valor promedio cercano de 108°C el cual es compatible con las condiciones indicadas por las asociaciones de alteraciones mencionadas.

5.1.2. San Agustín del Maíz, Cuitzeo, Michoacán.

En esta zona de interés existen extensos depósitos de sínter, y zonas en donde la presencia de alteración argílica es predominante (Muestra M-15). La presencia de esta alteración indica que hubo una intensa circulación de fluidos en el pasado, con temperaturas cercanas a los 100°C y que, como resultado de un fenómeno de condensación en un paleo-acuífero superficial, habría sobrepuesto localmente una zona de alteración argílica avanzada, en condiciones de acidez extrema.

La asociación mineral de alteración y depósito hidrotermal encontrada en Cuitzeo es:

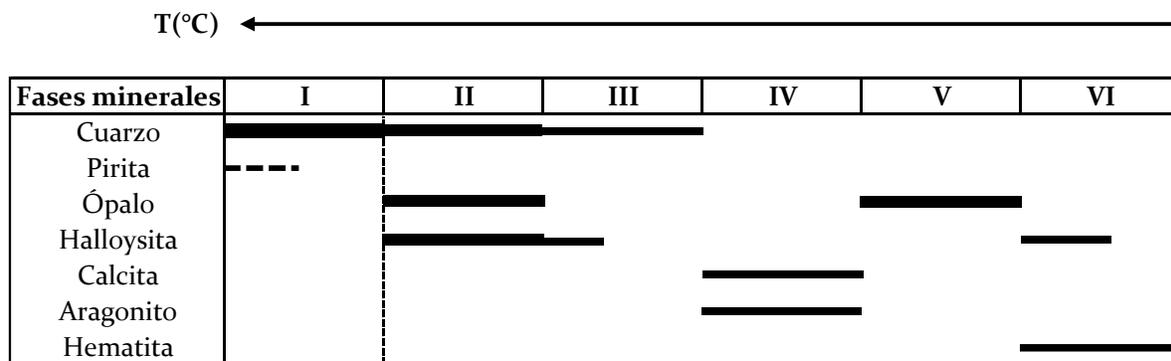


Figura 5.2. Secuencia paragenética de las muestras de roca de San Agustín del Maíz, Michoacán. Las etapas que se presentan son: I) Paragénesis hipogénica, cuarzo + plagioclasa + hornblenda ± pirita; II) Argílica avanzada, cuarzo + ópalo ± halloysita; III) Argílica, cuarzo ± halloysita; IV) Veta, calcita ± aragonito; V) Sinter, ópalo; VI) Supergénica, halloysita ± hematita.

En la secuencia paragenética en Cuitzeo se manifiestan a temperaturas cercanas de los 100°C (Corbett & Leach, 1998) (Figura 5.2). Este dato concuerda con los resultados microtermométricos de inclusiones fluidas que se analizaron, los cuales oscilan entre un valor promedio de ~80°C, que en comparación con las temperaturas de SBB, son más bajas.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIÓN

6.1 CONCLUSIÓN

- Ambas zonas con fluidos de interés geotérmico son del tipo clorurado sódico, con salinidades bajas, temperaturas de homogeneización aproximados a los 100°C y probablemente con temperaturas de reservorio de 175 °C (Fournier y Rowe, 1966).
- Ambos sistemas hidrotermales están controlados por la tectónica de la región. La zona geotérmica de San Bartolomé de los Baños se encuentra en la Faja Volcánica Transmexicana, formando parte de la cuenca Querétaro y asociado al sistema N-S de fallas San Miguel de Allende-Taxco, restringida al sistema de fallas normales San Bartolomé de los Baños. La zona geotérmica de San Agustín del Maíz se ubica al centro-oeste de la Faja Volcánica Transmexicana, en el graben Cuitzeo relacionado a las fallas normales E-W del límite sur del graben. En ambos sistemas se encuentran similares suites de alteraciones, difiriendo por los minerales tales de yeso, fluorita.
- Los depósitos en ambos sistemas son de tipo sinter, revelando temperaturas de reservorio alrededor de los 180 °C. La presencia de sinter fósiles y diferentes suites de alteración sugieren sistemas longevos con actividad termal.
- De acuerdo al comportamiento de los diagramas de dispersión, en San Bartolomé de los Baños (SBB) se muestra una disolución en el yacimiento, mientras que en San Agustín del Maíz (SAM), la correlación no es muy específica, probablemente se trate de una mezcla de fluidos.
- En San Bartolomé de los Baños, Guanajuato, destaca la alteración argílica avanzada restringida al trazado de la Falla de San Bartolomé, la cual forma parte de la gran falla Taxco-San Miguel de Allende. Ésta a su vez se comporta como una barrera por donde se conducen los fluidos siendo el lugar de descarga principal la Laguna El Salitre.
- La presencia de alunita en la zona de SBB se desarrolla en ambientes superficiales por la oxidación de fluidos con gas H₂S, el cual deriva de un sistema hidrotermal con probable ebullición a profundidad. La presencia de alunita-caolín en las alteraciones de los sistemas evidencia el carácter ácido del fluido termal.
- La presencia de yeso en SBB indica un cierto contenido de sulfato en el fluido, indicando una mayor actividad de azufre en el agua termal y dominio de cationes de calcio en la solución.

- En la segunda zona de estudio, San Agustín del Maíz, Michoacán, se observa una distribución de alteración argílica y argílica avanzada cerca del Lago de Cuitzeo el cual es la principal zona de recarga de este sector.
- Comparando los resultados de temperaturas de homogeneización con los de SBB, indican Th más bajas.
- La técnica de microtermometría de inclusiones fluidas ayudó a precisar mejor las condiciones en las que se encuentran ambas zonas de interés geotérmico. Se pudo obtener las temperaturas de los fluidos hidrotermales, el contenido de sales y conocer la evolución del sistema. De esta manera se pudo corroborar que las condiciones de alteración hidrotermal son compatibles con los datos obtenidos por las mediciones de inclusiones fluidas.

BIBLIOGRAFÍA

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Trans-Mexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, LVII (1), 65-82.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., Vassallo, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18 (2), 129-148.
- Allan, J., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.
- Allen, P.A. and Allen, J.R. (2005), The petroleum play. In: Allen, P.A. & Allen, J.R. (Eds.), *Basin Analysis – Principles and Applications*: Oxford, Inglaterra, Wiley-Blackwell Science, 309-396.
- Armstead, H.C.H., 1983, *Geothermal Energy: Its Past, Present and Future Contributions to the Energy Needs of Man*: London, E&FN Spon, 2nd edition, 448 pp.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N., 1992, K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico: *Geofísica Internacional*, 31, 467-473.
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57, pp. 683-684.
- Bourgeois, J.V., Rrnaro, J. Auboin, E. Barrier, W. Banoy, T. Calmus J. C. Carfantan, J. Guerrero, J.Mammerickx, B. Mercier Oe Lepinay, F. Michauo Y M. Sosson, 19bb. Fragmentation en cours du bord Oest du Continent Nord-Americain: Les frontieres sous-marines du Block Jalisco (Mexique): *Comptes Rendus Academie des Sciences*, Paris, II, v.307, p.617-626
- Camprubí, A., 2010, Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas: México, D.F., *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1), 25-42.
- Canet, C., Hernández-Cruz, B., Jiménez-Franco, A., Pi Puig, T., Peláez, B., Villanueva-Estrada, R. E., Alfonso, P., González-Partida, E., Salinas, S., 2015, Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Acozulco geothermal zone, Eastern Mexico: México, Elsevier, 53, 154–165.
- Corbett, G.J., Leach, T.M., 1998. Southwest Pacific rim goldcopper systems: Structure, alteration and mineralization. *Economic Geology*, Special Publication 6, 238 p.
- Corona-Chávez, P., Reyes-Salas, M., Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcántara, I., Lozano-Santa, R., Morton-Bermea, O., Hernández-Álvarez, E., 2006, Asimilación de xenolitos graníticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato: el caso de Arócutin Michoacán, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23 (2), 233-245 .

- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 2, 172-187.
- Demant, A., 1981. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano, *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, 5, 217-222.
- Dickson, M.H., Fanelli, M., 2005, *Geothermal Energy: Utilization and Technology*: Francia, Unesco Publishing, 205 pp.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V., Manea, M., 2011. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, Invited review paper, doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018, in press.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M.T., Petrone, C.M., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism 110 along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, 284-306.
- Fontal, B., Suárez, T., Reyes, M., Bellandi, F., Contreras, R., Romero, I., 2005, *El Espectro Electromagnético y sus Aplicaciones: Venezuela*, Escuela Venezolana para la Enseñanza de la Química, 151 pp.
- Fournier, R. O. and J. J. Rowe (1966) Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet steam wells. *Am. J. Sci.*, 264, 685-697 .
- Garduño, V.H., Israde, I., Francalanci, L., Carranza, O., Chiesa, S., Corona, P., y Arreygue, E., 1997, *Sedimentology, volcanism and tectonics of the southern margin of the lacustrine basins of Maravatío and Cuitzeo*, Mich., Mexico, in IAVCEI General Assembly, Fieldtrip guidebook, Puerto Vallarta, Jal., Guadalajara, Jalisco, Gobierno del Estado de Jalisco, Unidad Editorial, 15 p.
- Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcántara, I., en prensa. Origen y evolución geológica del lago de Cuitzeo, en: Cram, S., Israde, I., Mendoza, M. (eds.) *Atlas de la cuenca del lago de Cuitzeo*: Universidad Nacional Autónoma de México – Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Goldstein, R. H., and Reynolds, T. J. (1994): *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. SEPM Short course 31, Tulsa, 199 pp.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (3), 227-283.
- Hasenaka, T., 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán– Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 13–31.

- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985, The cinder cones of MichoacánGuanajuato, Central México; their age, volume and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Vulcanology and Geothermal Research*, 25, 105-124
- Hiriart, G., Gutiérrez, L. C. A., Quijano-León, J. L., Ornelas, A., Espíndola, S., Hernández, I., 2011, Evaluación de la Energía Geotérmica en México Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía: México, Comisión Reguladora de Energía (CGE), Inter-American Development Bank, 164 pp.
- International Geothermal Association (IGA), 2014, Best Practices Guide For Geothermal Exploration: Alemania, Bochum University of Applied Sciences, 194 pp.
- Israde I., 1995. Bacini Lacustri dal Settore Centrale dall'arco vulcanico messicano. Stratigrafia ed evoluzione vulcanotettonica basata sulle diatomme. PhD Thesis. Universita degli Studi di Milano. 254.
- Israde-Alcántara I., Garduño-Monroy, V.H., Fisher, C.T., Pollard, H.P., Rodríguez-Pascua, M.A., 2005, Lake level change, climate, and the impact of natural events: the role of seismic and volcanic events in the formation of the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, México: *Quaternary International*, 135, 35–46.
- Israde-Alcántara, I., Buenrostro, O., Carrillo-Chávez, A., 2005. Geological characterization and environmental implications of the Placement of the Morelia Landfill, Michoacán, Central Mexico: *Journal of the Air and Waste Management Association*, 55(6), 755-764.
- Israde-Alcántara, I., Buenrostro-Delgado, O., Garduño-Monroy, V.H., Hernández-Madrigal., V.M., López-Granados, E., 2009, Problemática geológico-ambiental de los tiraderos de la Cuenca de Cuitzeo, norte del estado de Michoacán: México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(1), 203-211.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., Ortega, R., 2002, Paleoambiente lacustre del cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo: México, *Hidrobiológica*, 12(1), 61-78.
- Jesús-Morales, V. R., 2008, Estudio de inclusiones fluidas de los yacimientos de mercurio en el área de Guadalcázar, S. L. P: San Luís Potosí, Universidad Autónoma De San Luis Potosí, 122 pp.
- López-Hernández, A., 1996, Modelo geológico de un sistema hidrotermal no volcánico; San Bartolomé de los Baños, Gto., México: *Geotermia*, 12, 19-32.
- Mangas J. & Sierra J., 1991, Las inclusiones fluidas: Método de análisis e interpretación, García Guinea and Martínez Frías (Eds): *Recursos Minerales en España*. CSIC. Textos Univer 12, 947-967
- Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie Cartas Geológicas y Mineras, 8, 1 mapa con texto.
- Melgarejo., J.C., Proenza, J. A., Galí, S., Llovet, X., 2010, Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera: México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1), 1-23.

- Mori, L., 2007, Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla Posgrado en Ciencias de la Tierra, 136 pp.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(3), 285-318.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363.
- Orche-García, E; 2011, Energía geotérmica: Madrid, Universidad Politécnica de Madrid, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, U.D. Proyectos, 286 pp.
- Pasquare G., L. Ferrarri, V. H. Garduno, A. Tibaldi Y L. Vezzoli, 1991. Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico: *Geologic Society of America. Map and Chart Series MCHO72*, scale 1:300,000.
- Pasquarè, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Ferrari, L., 1988. Stress pattern in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146, 353-364.
- Pirajno, F., 1992, *Hydrothermal Mineral Deposits Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*: Berlín, Springer-Verlag, 709 pp.
- Praoal, E. Y E. Robin, 1995. Long Lived magmatic phases at Los Azufres Volcanic center, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63: 201- 215.
- Roedder, E., 1958. Technique for extraction and partial chemical analysis of fluid-filled inclusions from minerals. *Economic Geology* v. 53, pp. 235-369.
- Roedder, E., 1976. Fluid inclusion evidence of the Genesis of Ores in sedimentary volcanic rocks. In K. H. Wolf (ed.) *Handbook of Strata-bound and Stratiform ore deposits*, v. 2, pp. 69-110.
- Roedder, E., 1981. Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. In Hollister & Crawford (eds.) *Miner. Assoc. Canada. Short Course in fluid inclusions*, v. 6 pp. 101-137.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, Vol. 12, 644 p.
- Santoyo-Gutiérrez, E., Torres-Alvarado, I. S., 2010, Escenario futuro de explotación de la energía geotérmica: hacia un desarrollo sustentable: México, *Revista Digital Universitaria*, 11(10), 1-25.
- Shepherd, T.; Rankin, A.; Alderton, D. 1985. A Practical guide to fluid inclusion studies. Glasgow (BACKIE). XI, pp. 1-230.
- Thompson, A.J.B., Thompson, F.J.H., 1996. *Atlas of Alteration: A Field and Petro-graphic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 120 pp.

- [1] NPS, National Park Service, 2015, Crested Pool by moonlight, <<https://www.nps.gov/media/photo/gallery.htm?id=0765FC89-1DD8-B71B-0BA855CAAB599AA0>>
- [2] Old Civilations, 2016, El efecto cataclísmico de supervolcanes, <<https://oldcivilizations.wordpress.com/2016/06/26/el-efecto-cataclismico-de-los-supervolcanes/>> Originado: 26 de Junio de 2016.
- [3] Caballero, C., 2012, Estructura de la Tierra Estructura de la Tierra, <<http://usuarios.geofisica.unam.mx/cecilia/cursos/22a-EstrTierra.pdf>>
- [4] Schlumberger, 2016, The Oilfield Glossary: Where the Oil Field, <www.glossary.oilfield.slb.com>
- [5] Ominet, 2015, La actividad volcánica y depósito de oro <<http://www.ominet.cn/articles/13784/>>
- [6] 2013, <<https://www.yumpu.com/es/document/view/14907455/utilizar-el-microscopio-petrografico-para-observar-rocas-en-laminas->>
- [7] Martínez-Ripoll, M., 2016, Crystallography-Cristalografía, Rayos X, <http://www.xtal.iqfr.csic.es/Cristalografia/parte_02.html> Actualizado: 13 de Octubre de 2016
- [8] Sabaté, J., 2012, ¿Cómo se generan los Rayos X? <<http://queaprendemoshoy.com/como-se-generan-los-rayos-x/>>
- [9] Martínez-Ripoll, M., 2016, Crystallography-Cristalografía <<http://www.xtal.iqfr.csic.es/Cristalografia/>>, Actualizado: 13 de Octubre de 2016
- [10] Martínez-Ripoll, M., 2016, Crystallography-Cristalografía, Dispersión y difracción<http://www.xtal.iqfr.csic.es/Cristalografia/parte_05.html> Actualizado: 13 de Octubre de 2016.
- [11] 2015, Granulometría Método Mecánico, Universidad Privada Antenor Orrego, <<http://documents.mx/documents/granulometria-metodo-mecanico.html>> Originado: 03 de Agosto de 2015.
- [12] Universidad de Chile <www.uchile.cl/>
- [13] Garduño-Monroy, V.H., Giordano, N., Ávila-Olivera, J.A., Hernández, V.M., Sámano, A., Díaz-Salmerón, J.E., Estudio hidrogeológico del sistema acuífero de Morelia, Michoacán, para una correcta planificación del territorio, <<http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones/libros/701/estudio.pdf>>
- [14] 2015, Energía geotérmica: exploración, explotación y aplicaciones, <<http://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos-15-1/sesiones-especiales/SE03-35-1.pdf> , Geos, 35 (1). Originado: Noviembre, 2015
- [15] Geohidrogeología, <<http://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos01-3/GEOH01-3.pdf>>

ANEXOS

ANEXO 1. IMÁGENES DE LAS MUESTRAS DE MANO DE LA ZONA DE SAN BARTOLOMÉ DE LOS BAÑOS, GUANAJUATO

Apaseo, El Salitre. San Bartolomé de los Baños, Guanajuato. Análisis Macroscópico.	
Muestra	Descripción
<p><i>G-01</i></p> 	<p>Presenta intercalaciones de material blanco y rojo, probablemente caolín y óxido de hierro. No se observan cristales. La porosidad es inferior al 1%.</p>
<p><i>G-8</i></p> 	<p>Toba alterada de lapilli y ceniza de tonalidad gris clara a gris medio. Tiene zonas de coloración rojiza. Presenta fragmentos de hasta 1 cm. La porosidad es inferior al 1%. La silicificación es pervasiva.</p>

G-11



Toba alterada de tonalidad gris clara a rosa. Tiene zonas de coloración rojiza. Presenta fragmentos líticos de hasta 1.5 cm. La porosidad es inferior al 1%. La silicificación es pervasiva y tiene pirita microcristalina diseminada.

G-12



Toba alterada de lapilli de coloración gradada: rojiza-marrón-gris-beige. Presenta fragmentos de hasta 5 mm, algunos alterados a óxidos (rojo). La porosidad es inferior al 1%. La silicificación es pervasiva.

G-22



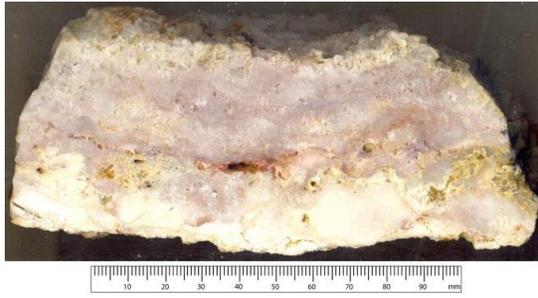
Toba alterada. Presenta fracturas milimétricas rellenas parcialmente de óxidos y sulfatos. Se observan cristales de tamaño menor a un milímetro.

G-24



Sínter silícico de coloración gris claro. Presenta restos de plantas silicificados con tallos que siguen una misma dirección.

G-26



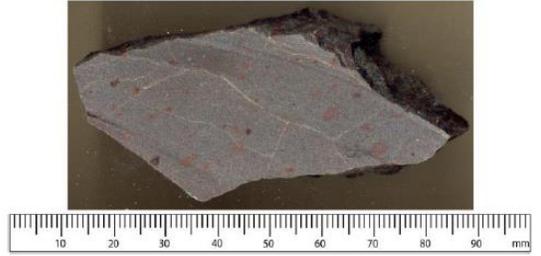
Veta de cuarzo, fluorita y escasa barita con dirección N-S. Presenta cristales tabulares de hasta 5 mm de longitud y fracturas milimétricas rellenas parcialmente de óxidos.

G-29



Toba alterada de coloración rojiza a marrón. Presenta fragmentos de hasta 1.5 cm con tonalidades rosa claro a rojiza. Tienen porosidad inferior al 10%. Se aprecian fracturas rellenas totalmente por ópalo.

ANEXO 2. IMÁGENES DE LAS MUESTRAS DE MANO DE LA ZONA DE SAN AGUSTÍN DEL MAÍZ, MICHOCACÁN.

Cuitzeo. San Agustín del Maíz, Michoacán. Análisis Macroscópico.	
<p><i>M-4</i></p> 	<p>Toba alterada de lapilli y ceniza de color verde claro y beige. Presenta fragmentos líticos de hasta 6 mm. Localmente tiene pátina rojiza originada posiblemente por óxidos de hierro.</p>
<p><i>M-8</i></p> 	<p>Lava de coloración gris oscuro con alteración de color verde(matriz) y roja (fenocristales). Tiene porosidad menor al 1%. Presenta fracturas irregulares rellenas de material siliceo. Se observan fenocristales de color negro con brillo semimetálico rodeados por un halo de oxidación rojiza, parcialmente pseudomorfizados.</p>

M-9 b



Lava alterada de coloración gris verdosa con textura porfirica. Presenta fenocristales de hornblenda de coloración rojiza y posibles pseudomorfos verde claro. Sin porosidad.

M-13 a



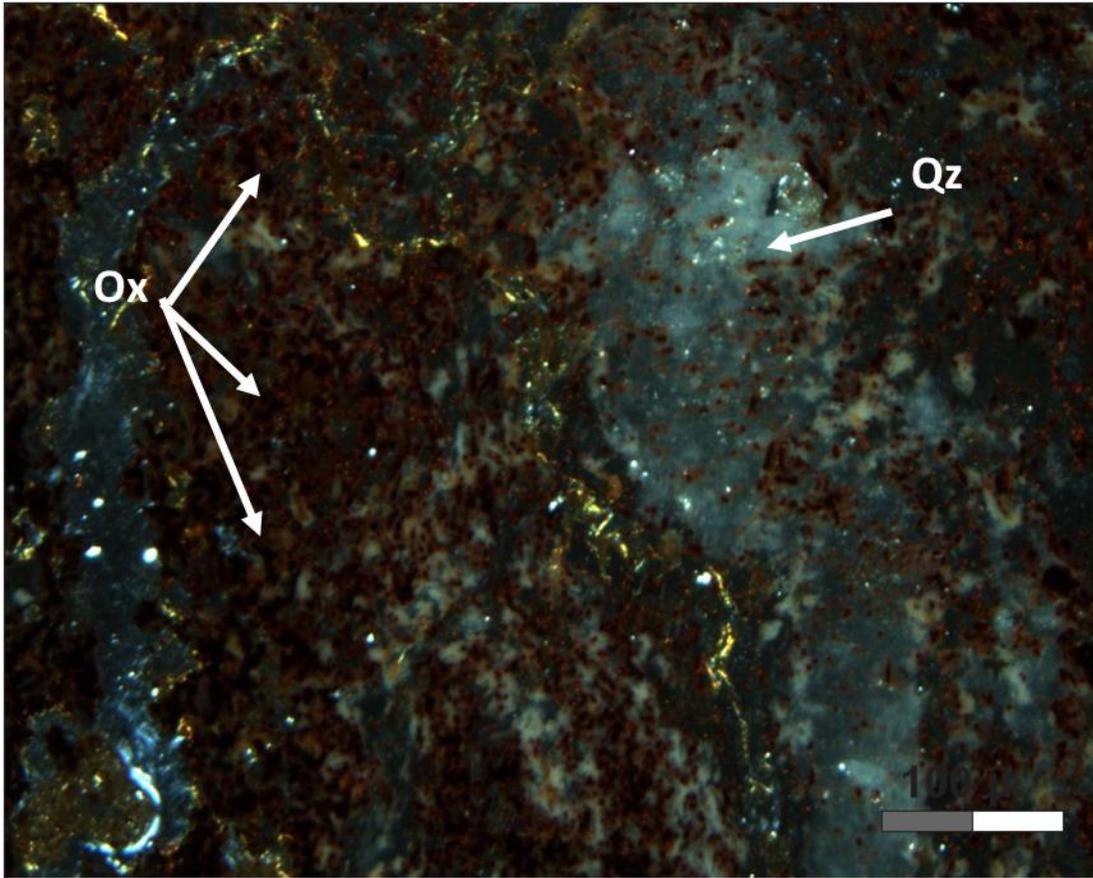
Veta bandeada irregularmente de cuarzo anhedral y ópalo lechoso. Presenta mayor cantidad de cuarzo al centro y bandas de hasta 1 mm de ópalo claro.

M-15

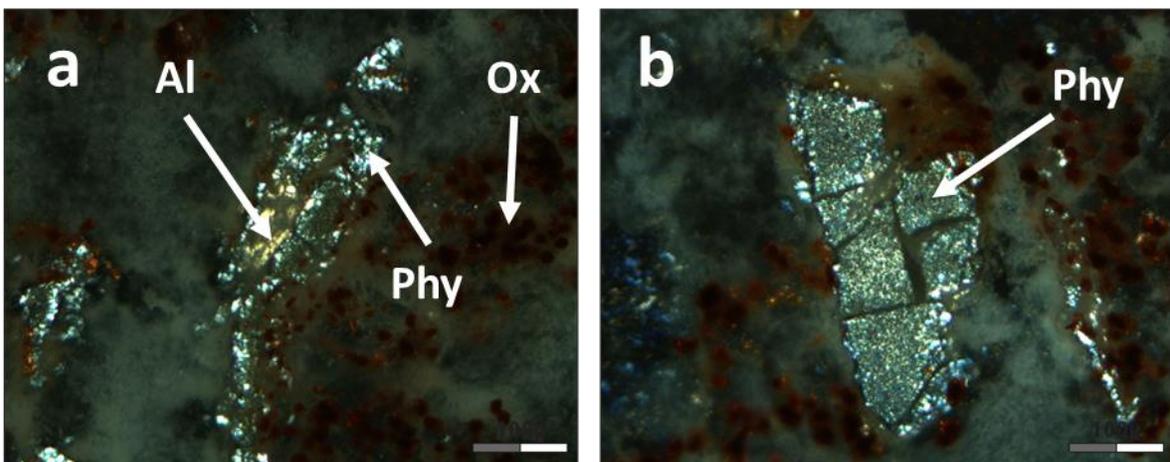


Toba alterada de lapilli y ceniza con aspecto parcheado (patchy) verde claro y blanco. Presenta fragmentos de hasta 5 mm [líticos, cuarzo y pseudomorfos (blancos, verdes y rojos)]. Alrededor de algunos fragmentos se observa un halo de color verde intenso. Presenta fracturas irregulares parcialmente rellenas por arcilla blanca. La porosidad es inferior a 1%.

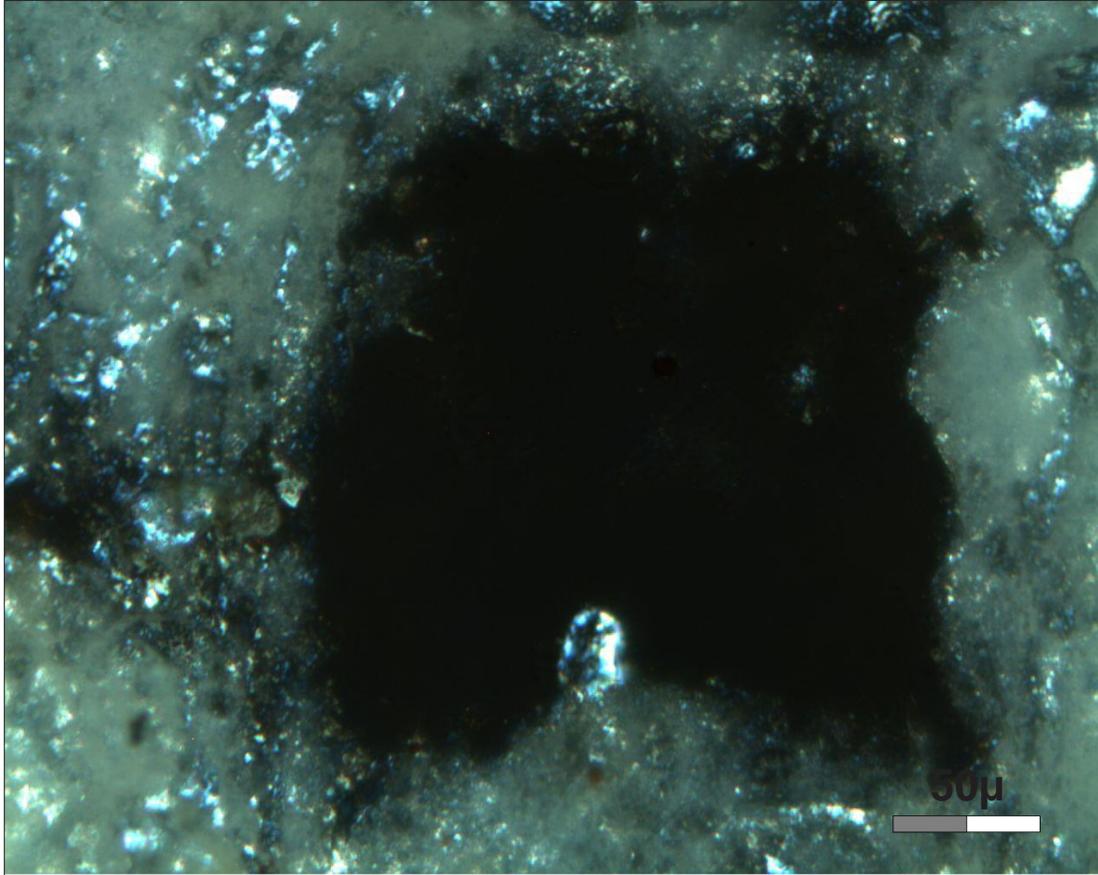
ANEXO 3. MICROSCOPIA PETROGRÁFICA DE SAN BARTOLOMÉ DE LOS BAÑOS, GUANAJUATO.



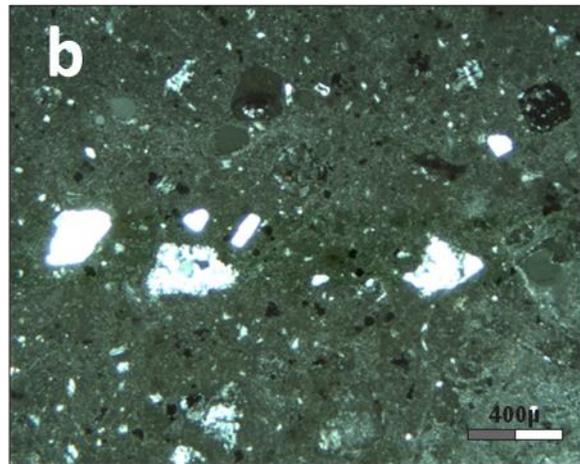
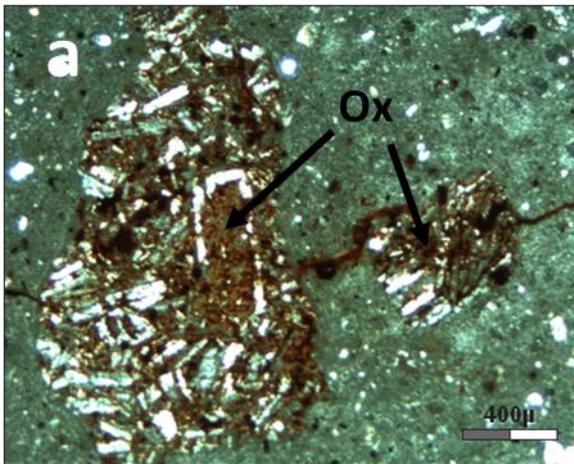
Oxidación la cual se presentó por la precipitación de óxidos posterior a la roca. Muestra: G-01, 2.5x.



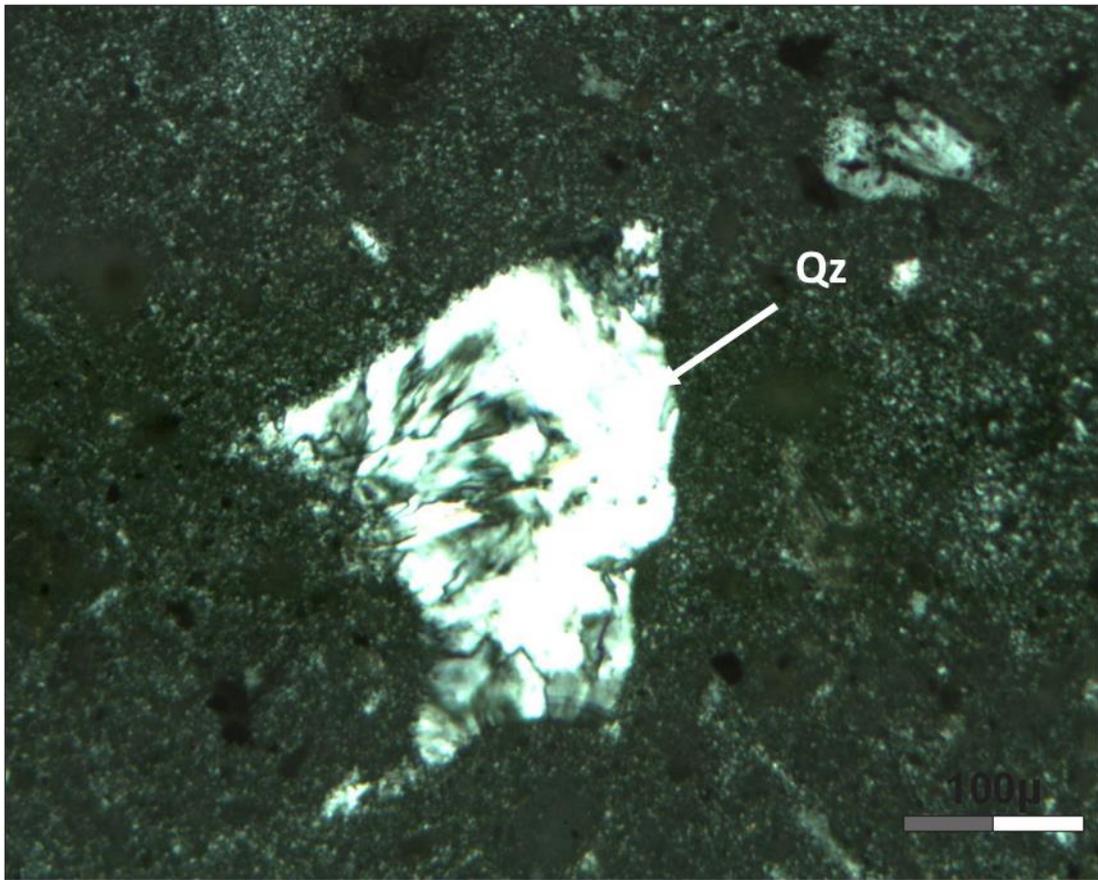
a) Alunita reemplazada por arcillas. b) Plagioclasa alterada. Muestra: G-01, 10x.



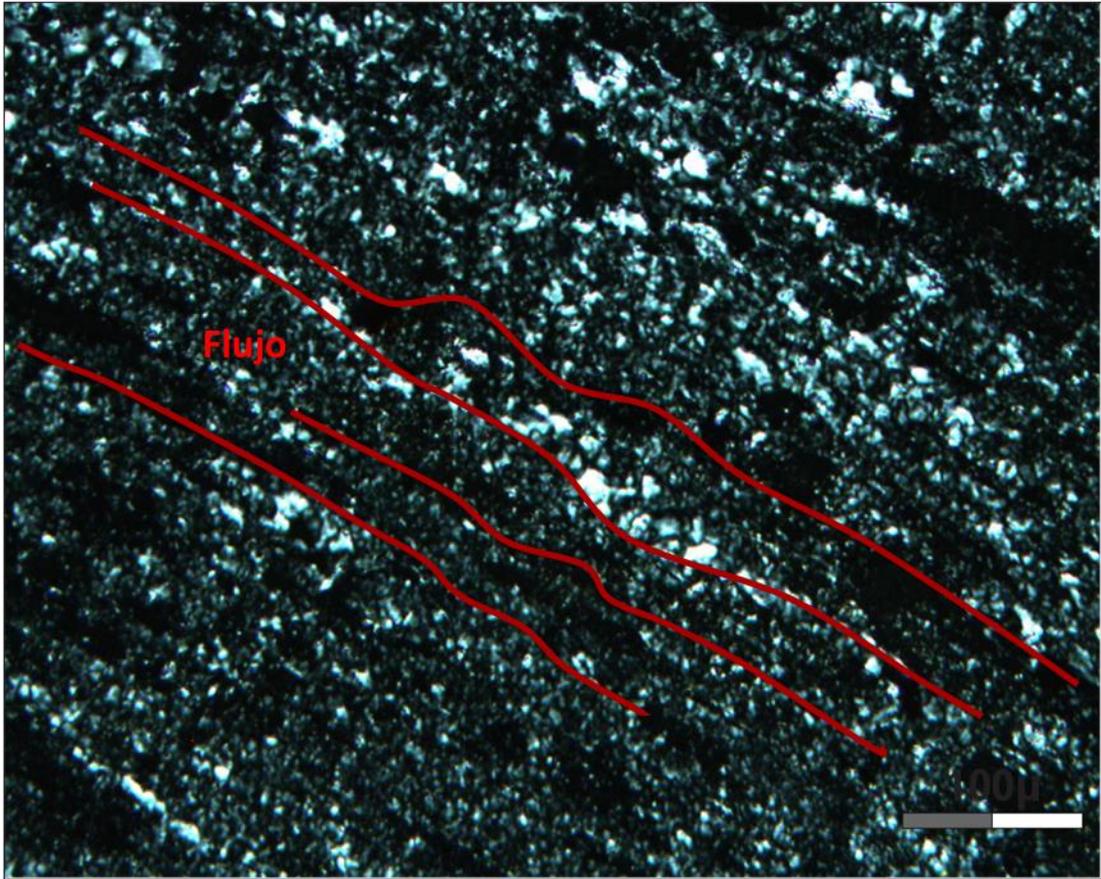
Cavidad formada por un cristal de pirita. Muestra: G-01, 20x.



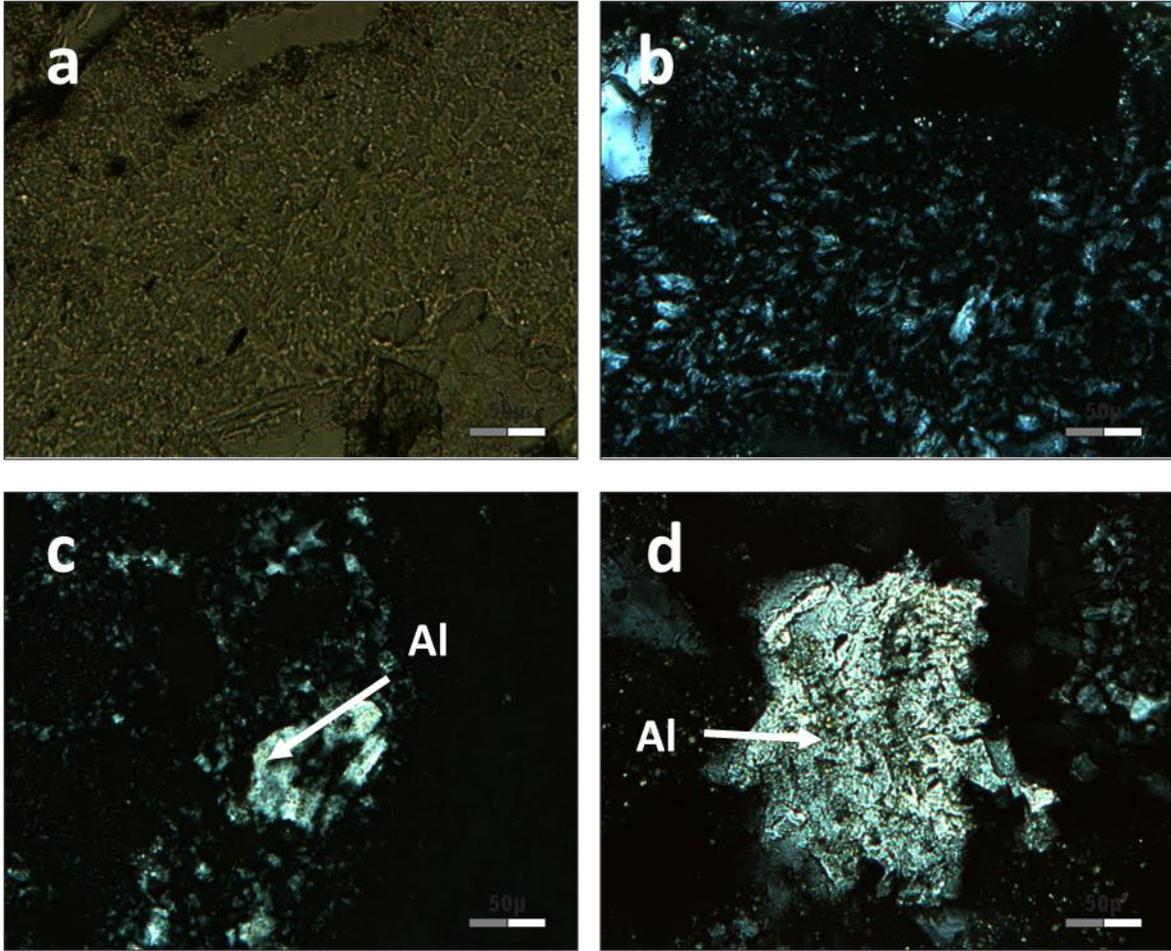
a) Oxidación y alteración de plagioclasas. b) Silicificación en una ignimbrita. Muestra: G-08, 2.5x.



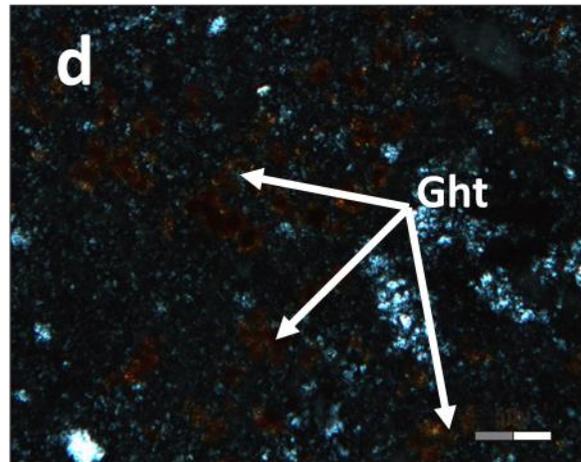
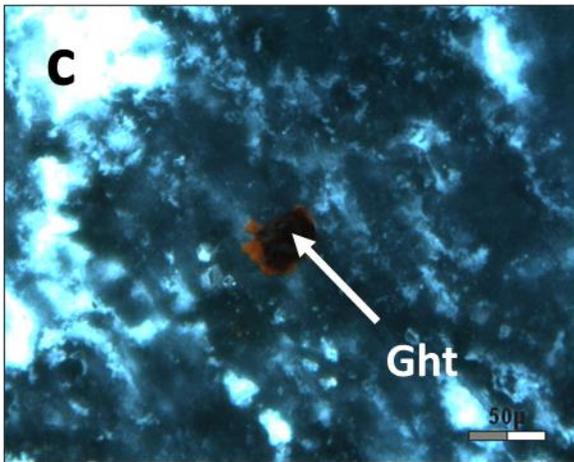
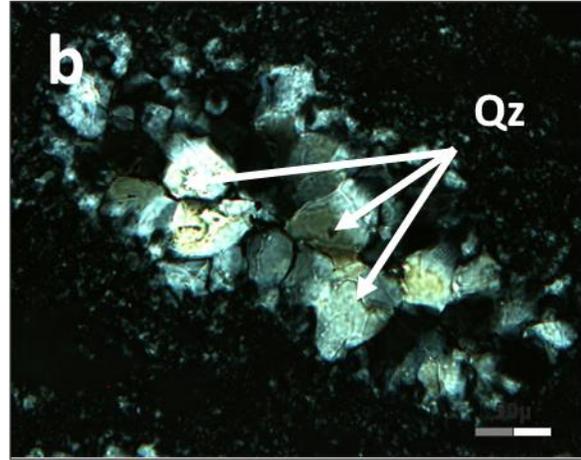
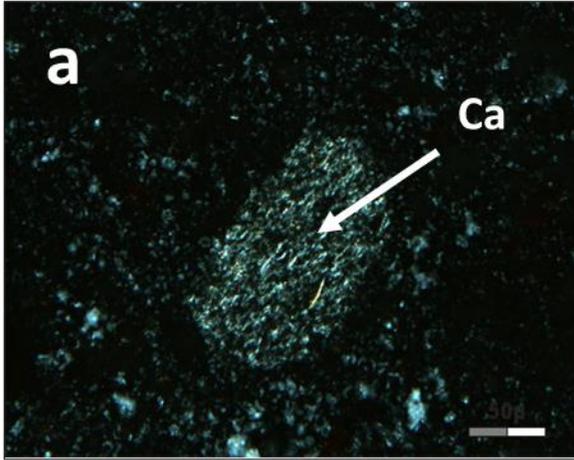
Cuarzo plumoso en la parte central de la imagen. Muestra: G-08, 10X.



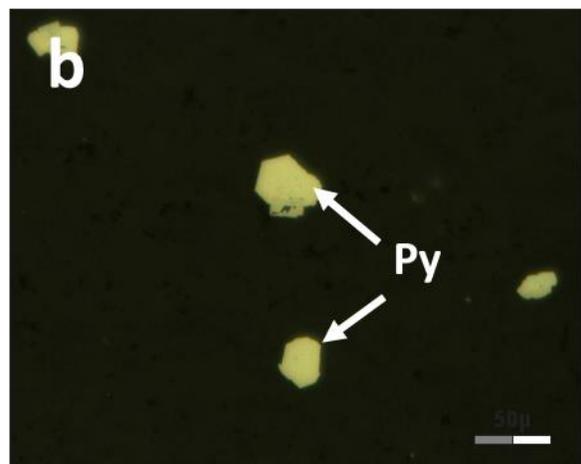
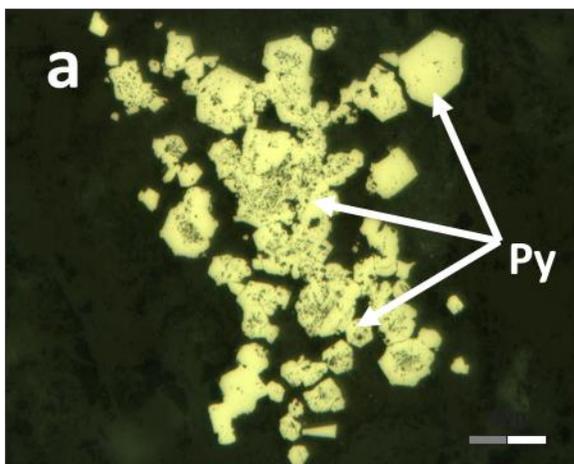
Comportamiento en una sola dirección del flujo. Muestra: G-11, 10x.



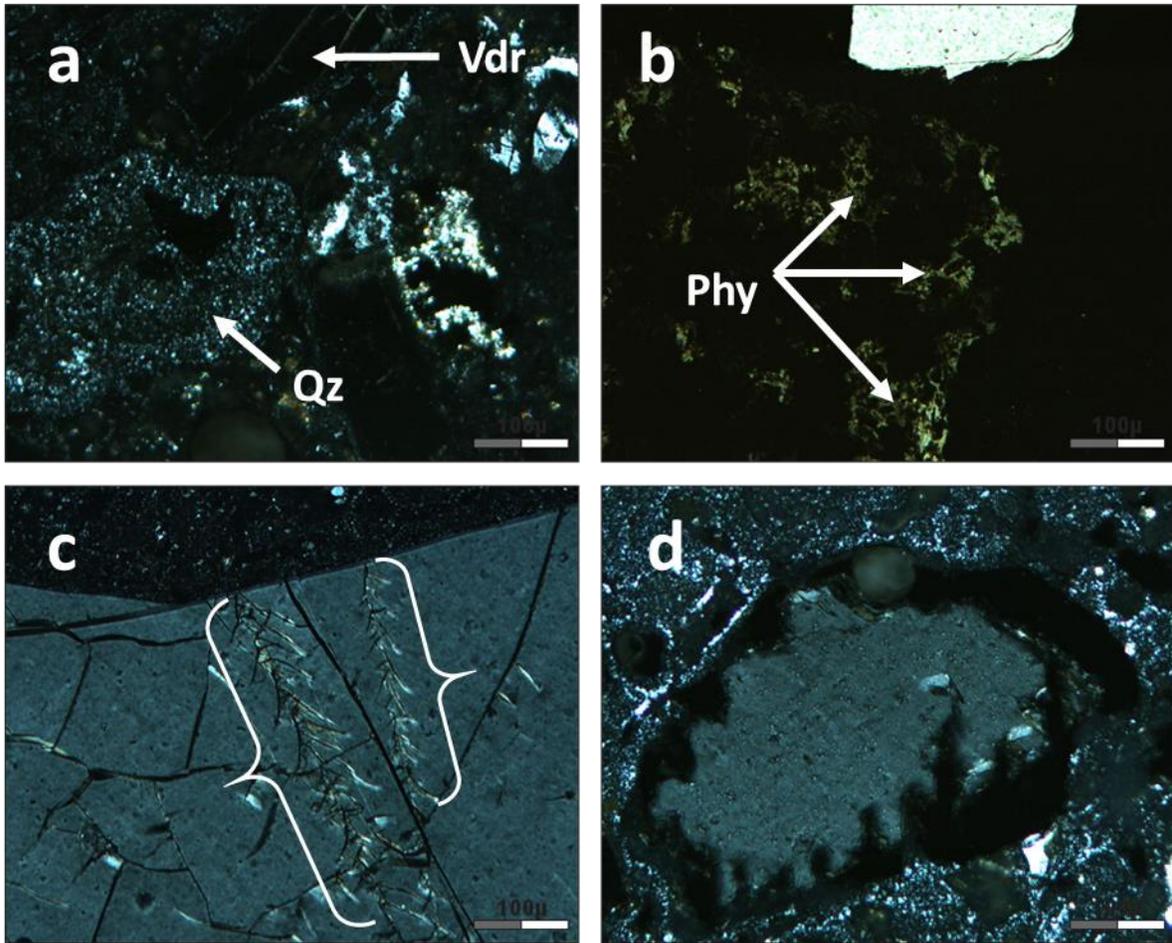
a) y b) Mineral alunita sin nicoles cruzados (izquierda) y con nicoles cruzados (derecha). c) y d) Presencia de mineral alunita. Muestra: G-11, 20x.



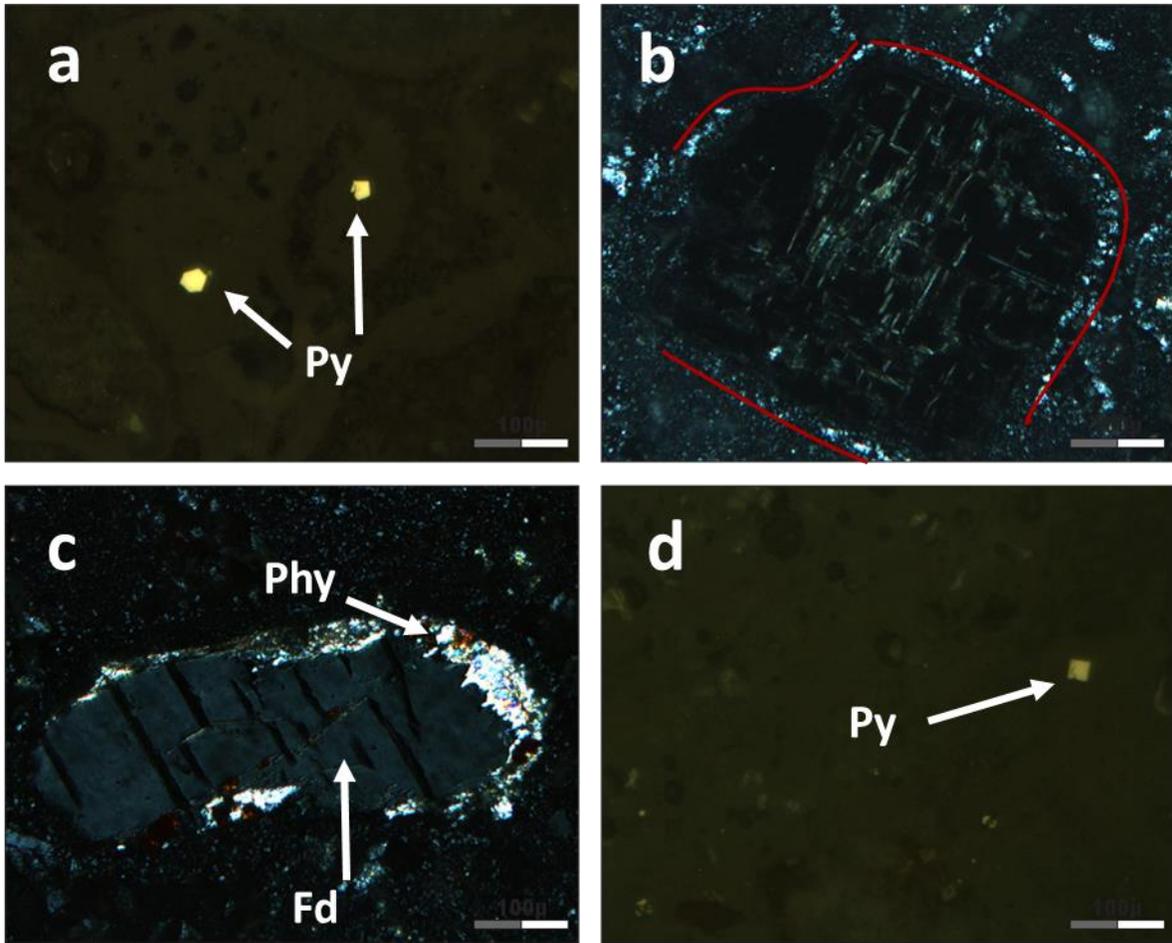
a) Caolín relleno de cavidad. b) Cuarzo reemplazando plagioclasa. c) Goethita con nicóles cruzados. d) Goethita diseminada. Muestra: G-11, 20x.



a) y b) Cristales de pirita hexagonales. En la primera imagen están levemente alterados. Muestra: G-11, 20x.

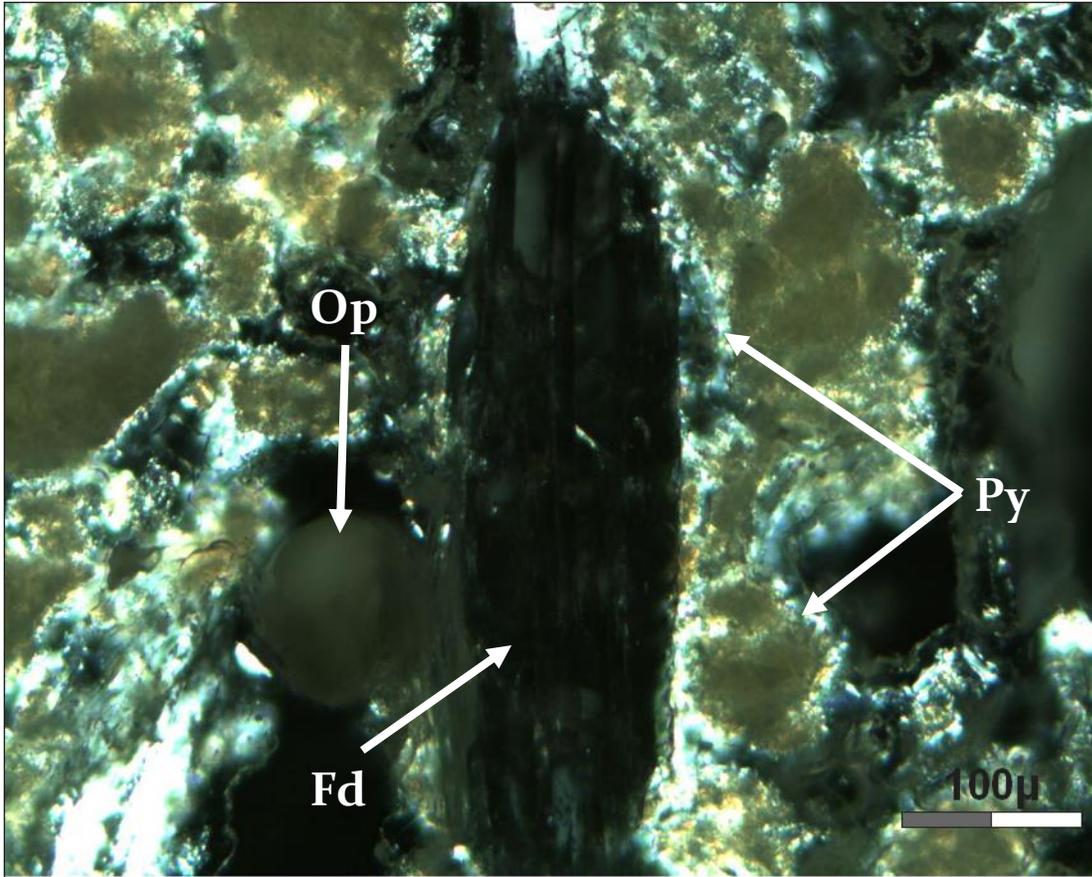


a) Cuarzo microcristalino. En la parte media superior hay presencia de vidrio. b) Arcilla, probablemente illita. c) Micropliegues en el cuarzo. d) Cuarzo reabsorbido. Muestra: G-12, 10x.

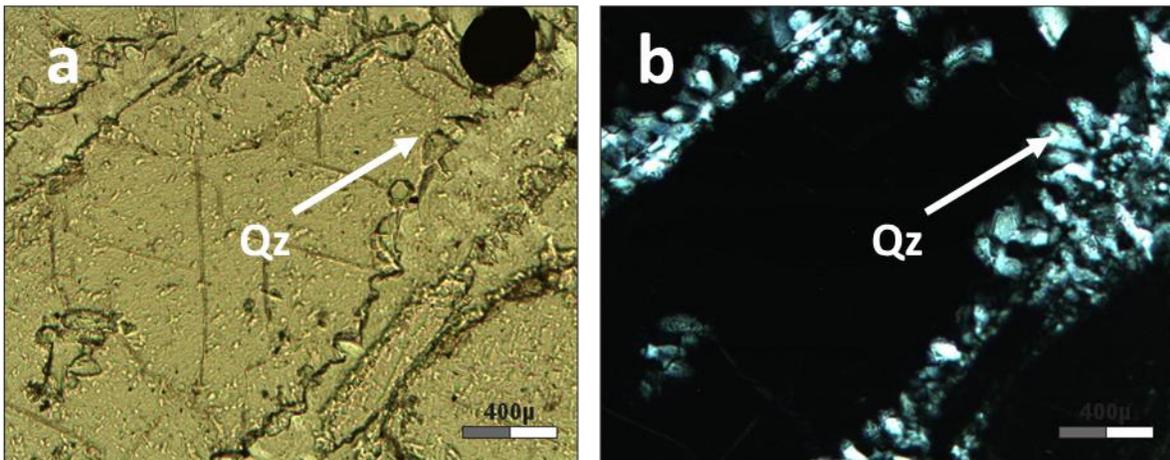


a) y d) Pirita hexagonal con matriz cuarzo microcristalino. b) Feldespato alterado con una corona de silice y en la foliación hay presencia de arcillas. c) Feldespato siendo reemplazado por arcilla.

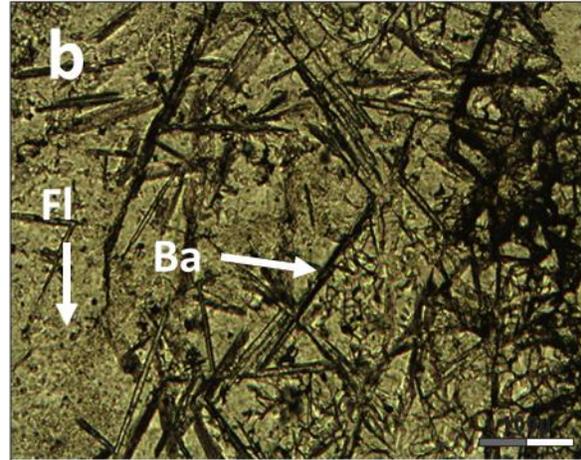
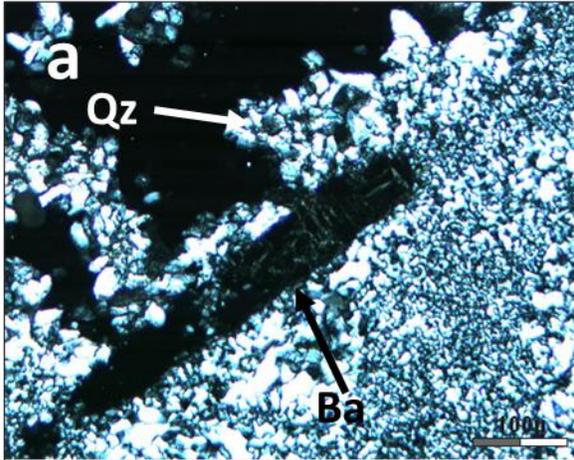
Muestra: G-12, 20x.



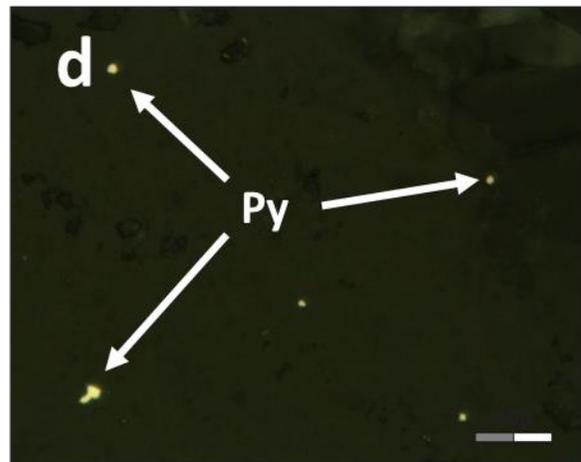
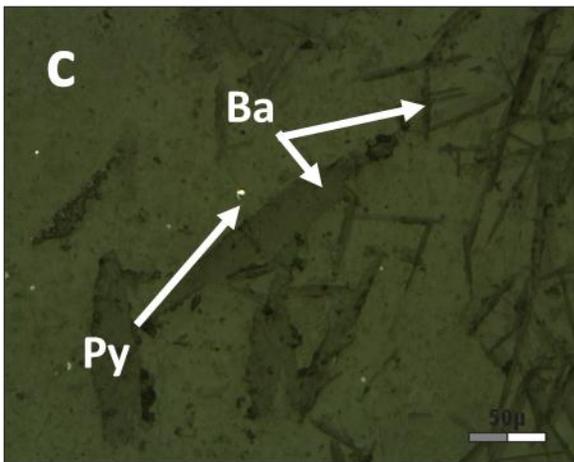
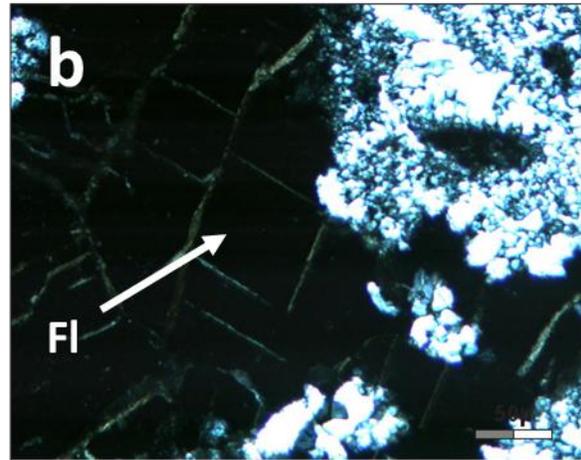
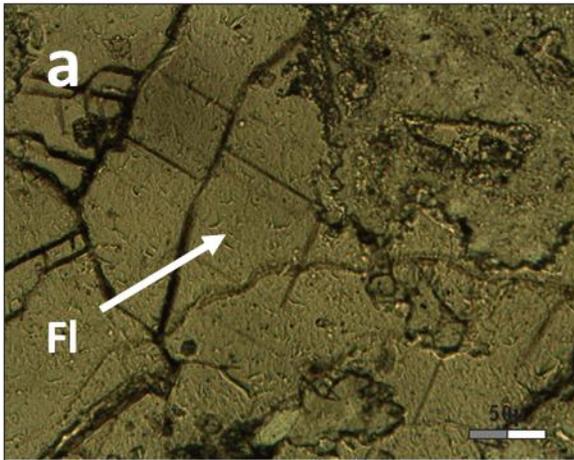
Feldspato rodeado por arcillas. Muestra: G-22, 10x.



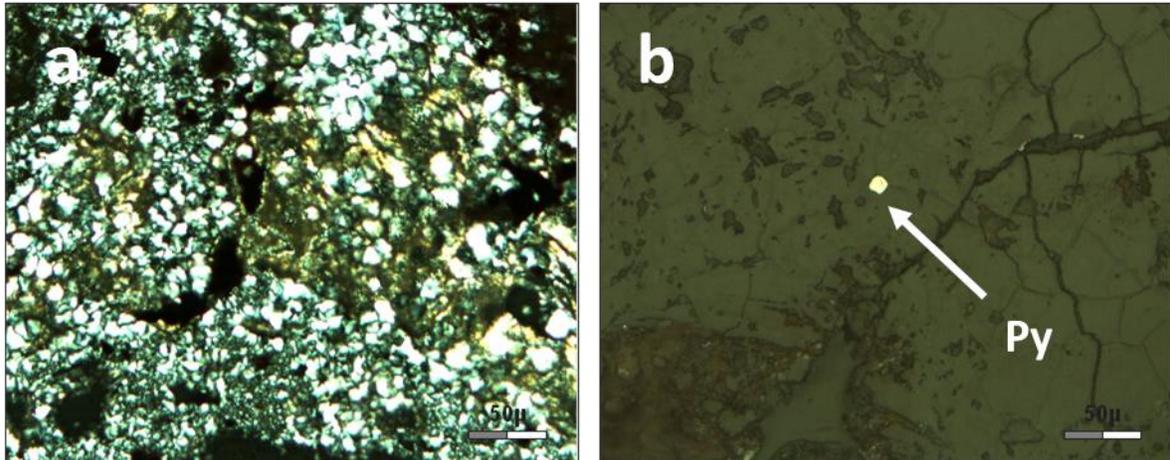
a) Textura hojosa del cuarzo sin nicoles cruzados. b) Textura hojosa del cuarzo con nicoles cruzados. Muestra: G-26, 10x.



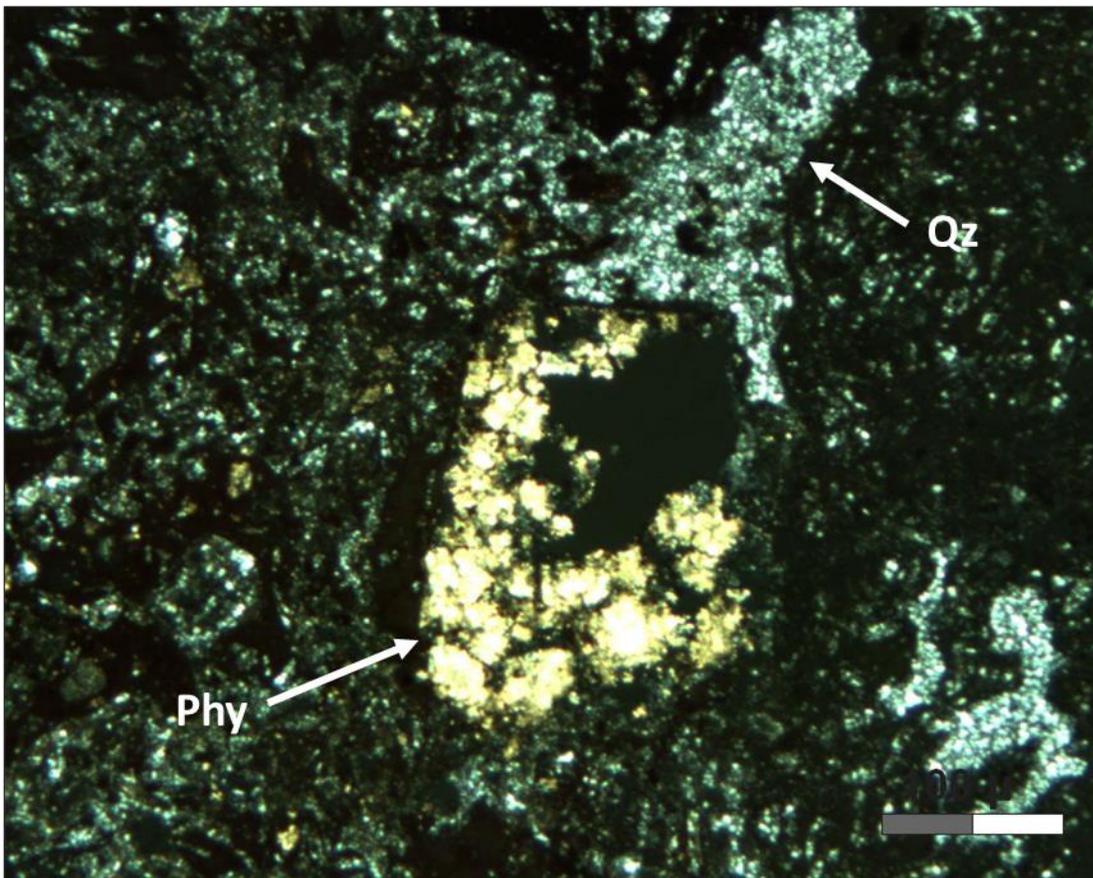
b) Cristal de barita rodeado por cuarzo criptocristalino. b) Pseudomorfo de fluorita y cristales de barita. Muestra: G-26, 10x.



a) y b) Crucero recto de la fluorita presentada sin nicoles cruzados (izquierda) y con nicoles cruzados (derecha). c) y d) Cristales de piritas. Muestra: G-26, 20x.

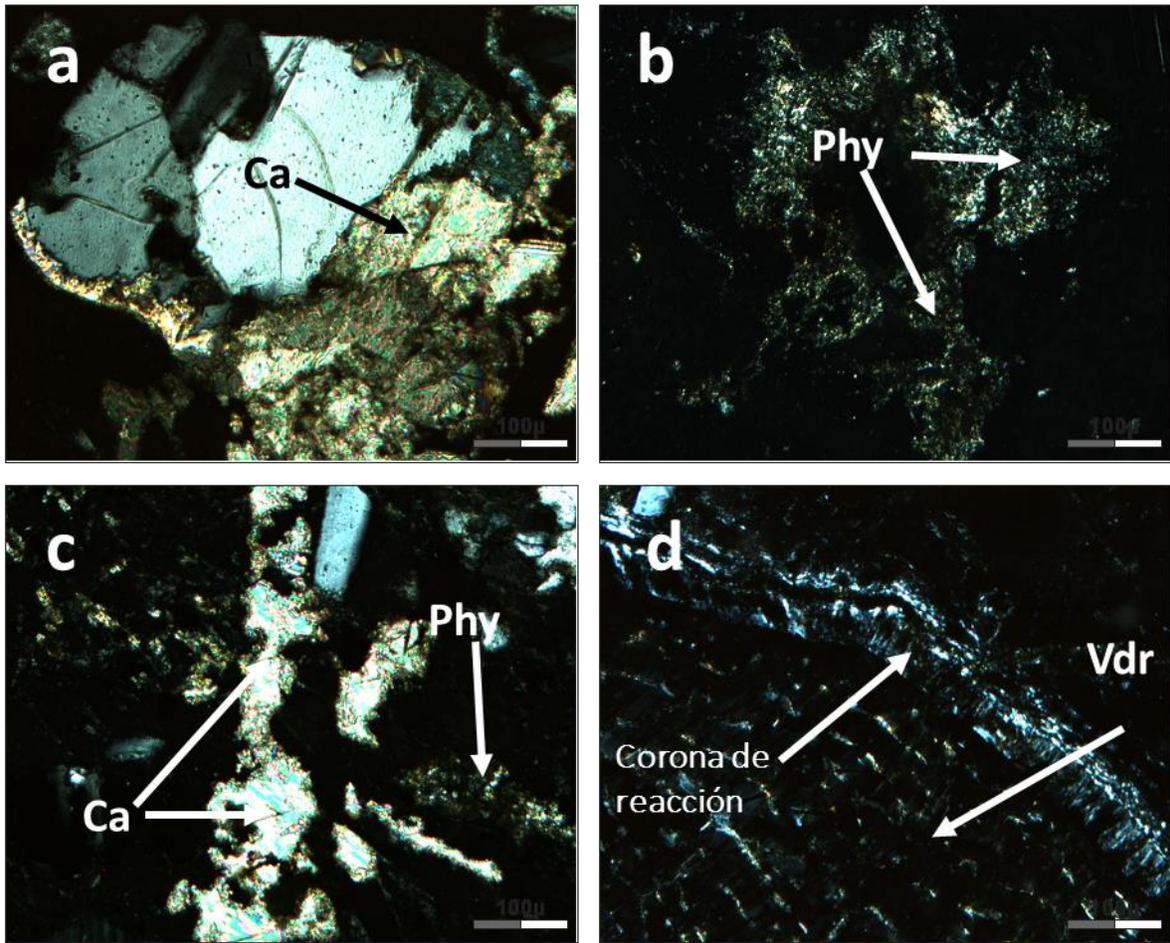


a) Diseminación de óxido y arcillas. Presencia de silicificación y argilización. b) Cristal de pirita.
Muestra: G-29, 20x.

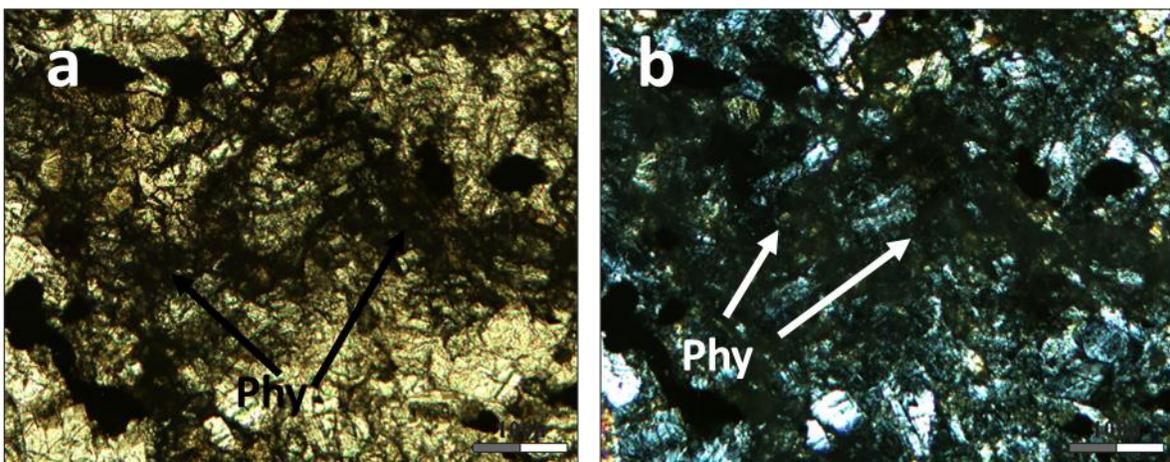


Feldespatos alterados reemplazados por arcilla y alunita. G-29, 2.5x.

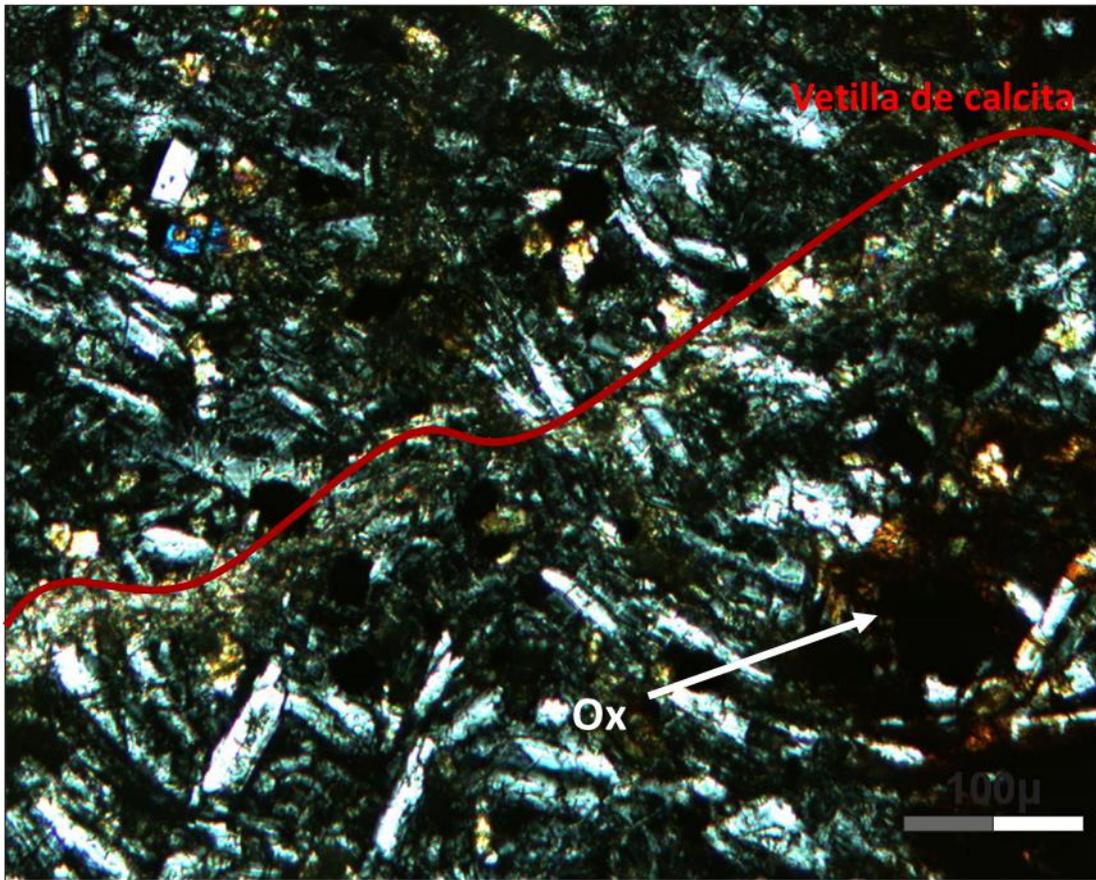
ANEXO 4. MICROSCOPIA PETROGRÁFICA DE SAN AGUSTÍN DEL MAÍZ, MICHOACÁN.



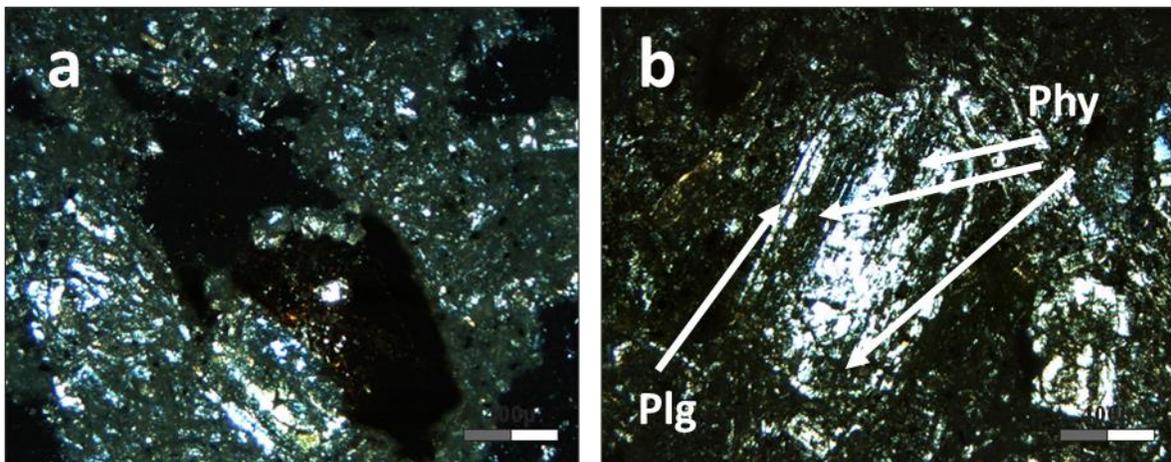
a) Calcita reemplazando plagioclasa. b) Arcillas alterando clasto y matriz. d) Reemplazo de calcita en la matriz. e) Vidrio con corona de reacción. Muestra: M-4, 10x.



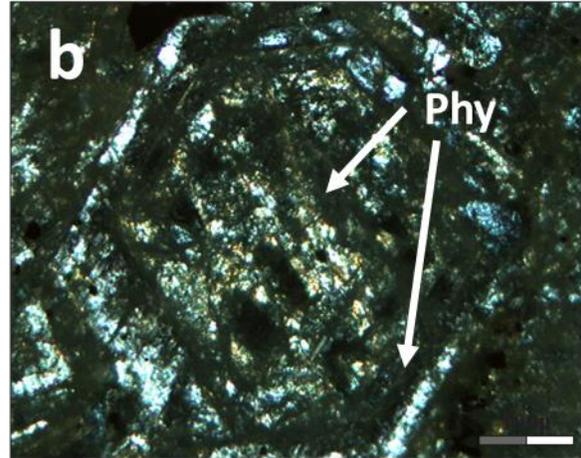
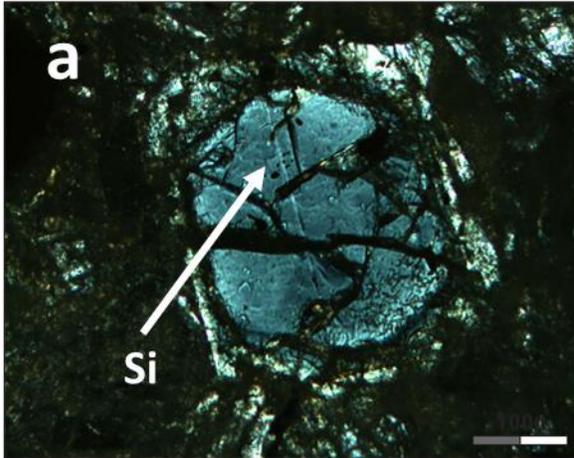
a) Arcillas sin analizador. b) Arcillas con analizador. Muestra: M-8, 10x



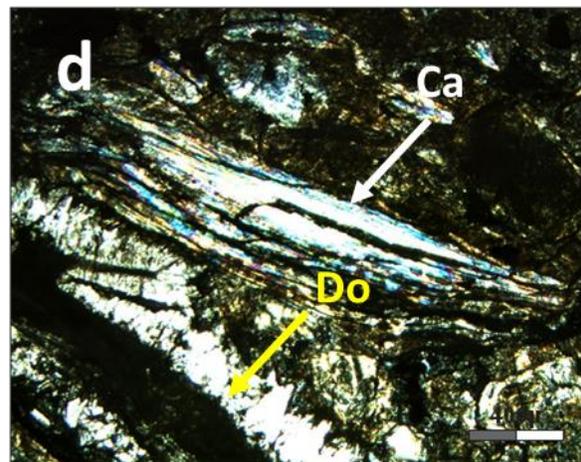
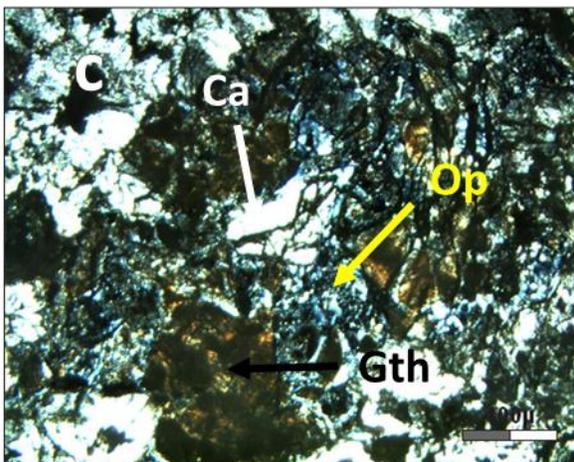
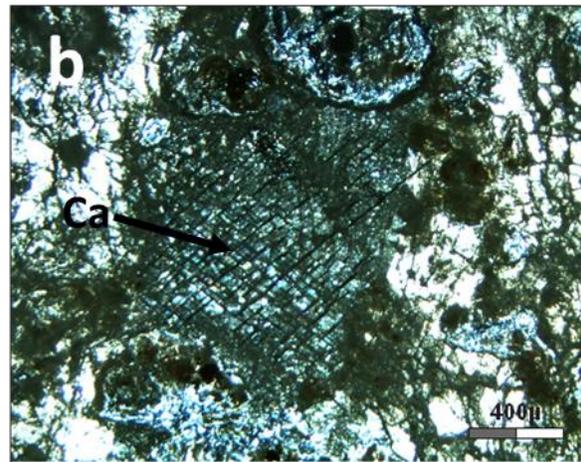
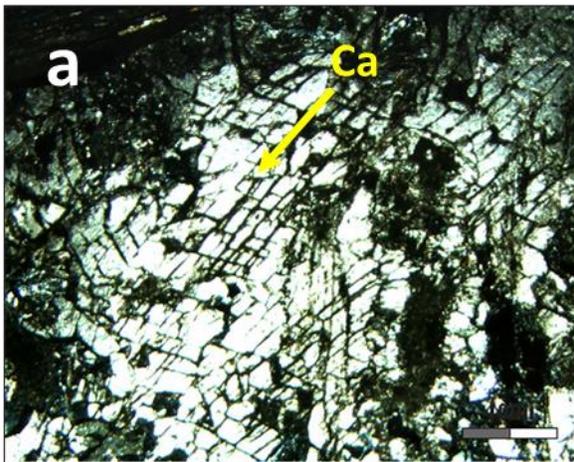
Vetilla de calcita que cruza de izquierda a derecha y en la parte inferior derecha hay presencia de oxidación. Muestra: M-8, 10x.



a) En el centro de la imagen se aprecia una cavidad que corresponde probablemente a un cristal de anfíbol. b) Plagioclasa alterada. Muestra: M-9b, 2.5x.

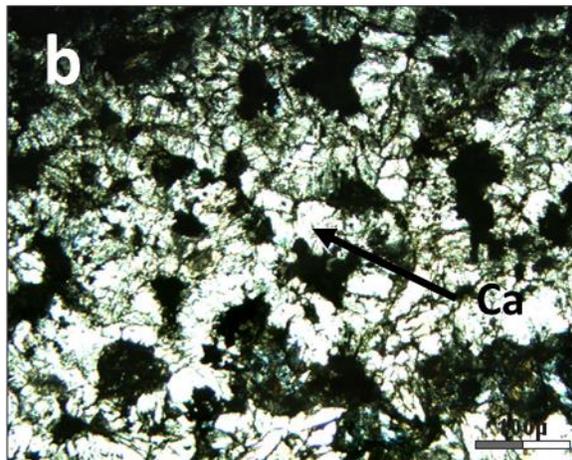
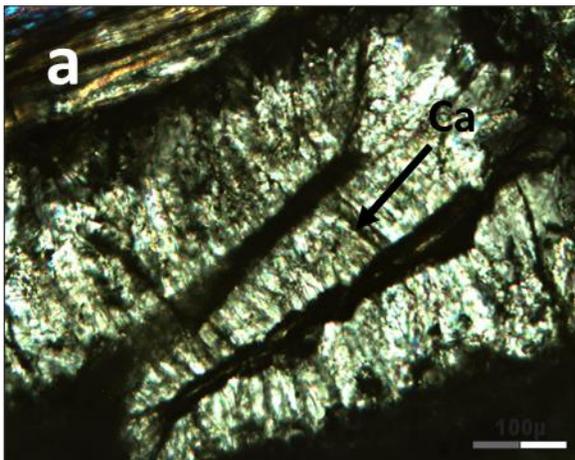


a) Cavidad rellena por silice. b) Cristal de cuarzo reemplazado por arcilla. Muestra: M-9b, 10x.

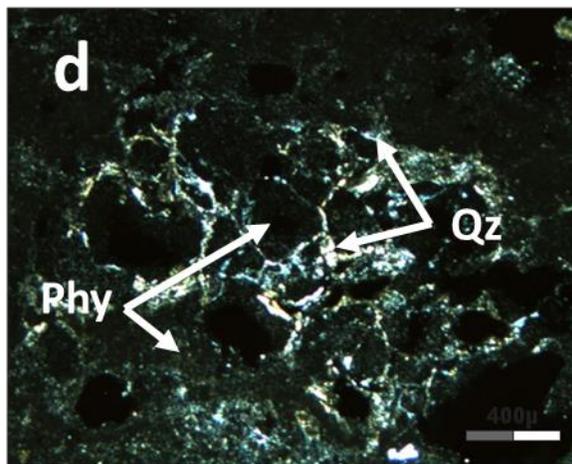
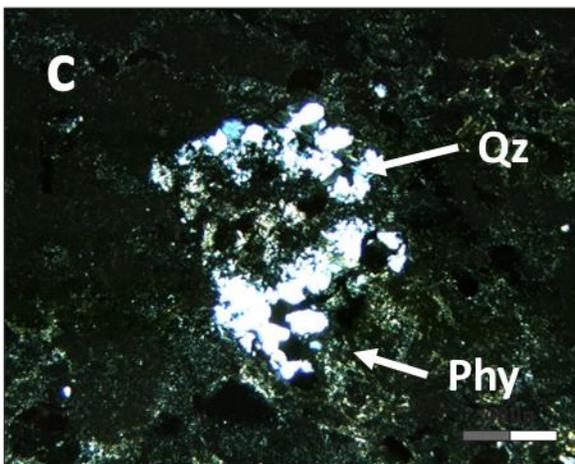
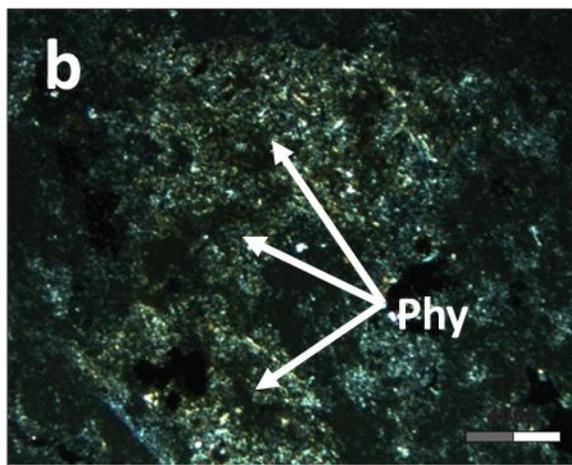
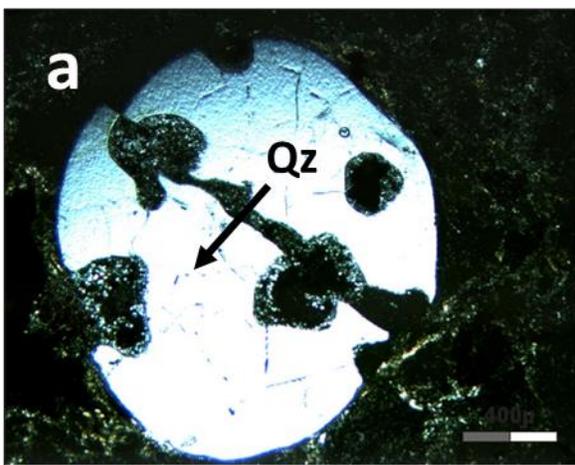


a) Calcita (blanca) hace referencia al bajo contenido de magnesio el cual contrasta con la calcita magnésica cuyo hábito se presenta de forma acicular. b) Calcita en la parte central con doble

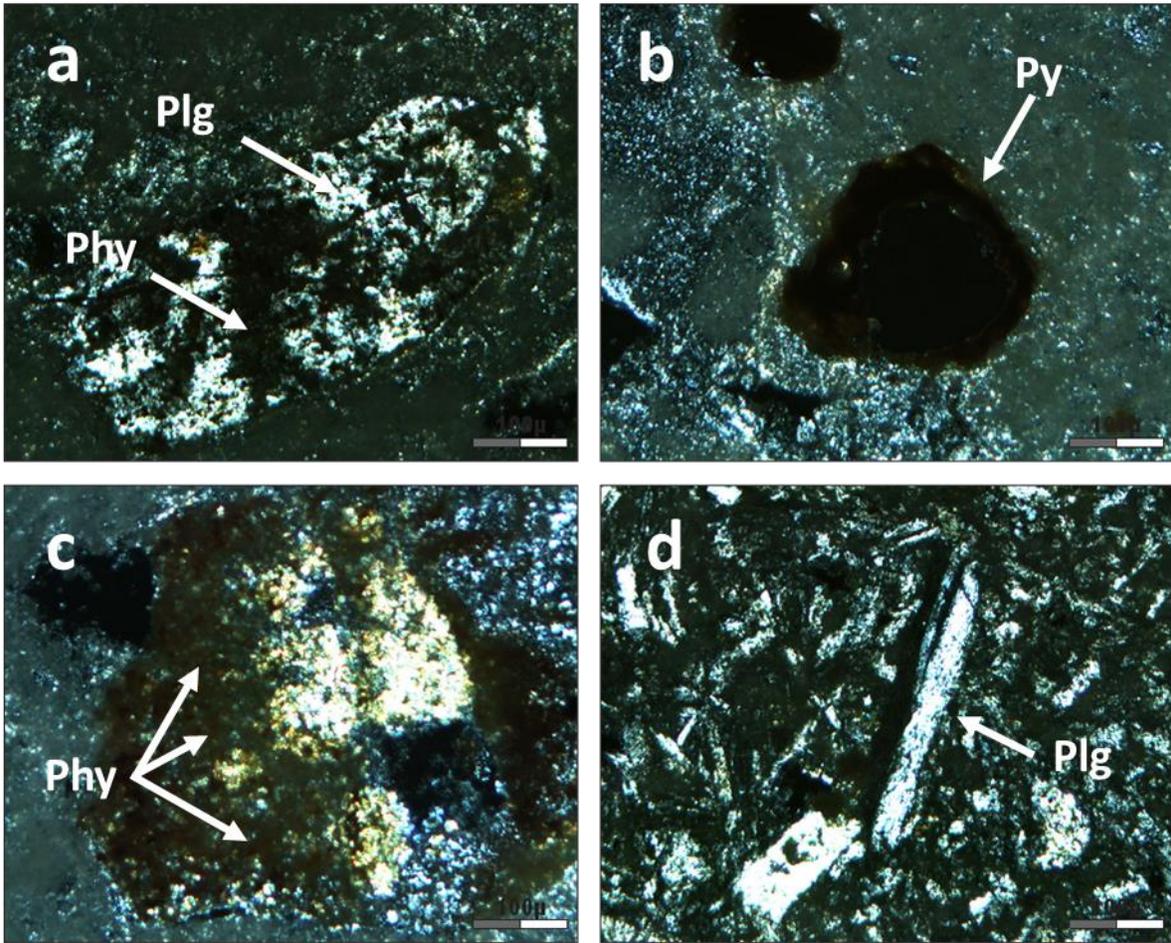
crucero. c) Presencia de calcita, ópalo y goethita. d) Calcita con comportamiento plástico. Muestra: M-13a, 2.5x



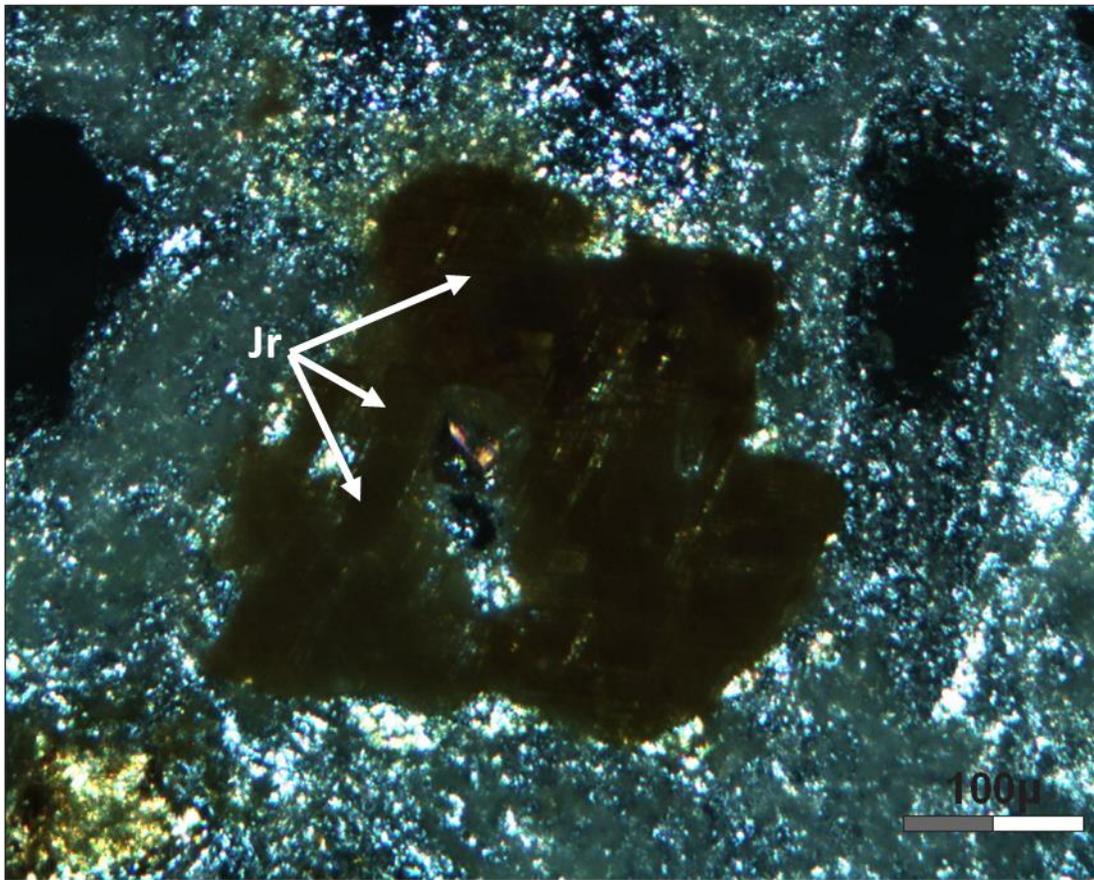
a) y b) Calcita normal con magnesio. Muestra: M- 13a, 10x.



a) Cuarzo reabsorbido. b) Arcillas. c) Cuarzo alterado con arcillas en sus bordes. d) Cuarzo reabsorbido reemplazado por arcillas. Muestras: M-15, 2.5x.

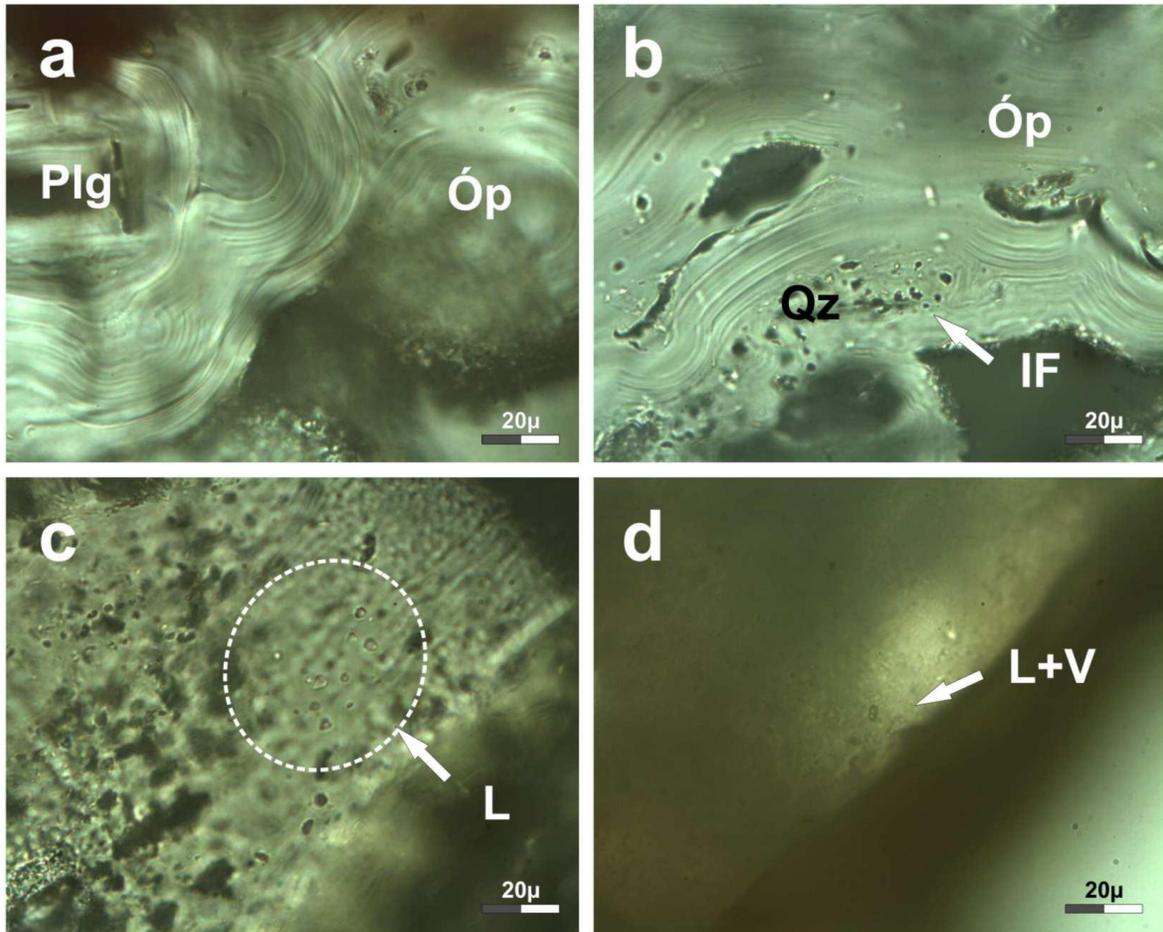


a) Reemplazo de plagioclasa por arcilla. b) Pirita oxidada y carcomida. c) Arcilla. d) Plagioclasas levemente alteradas. Muestra: M- 15, 10x.

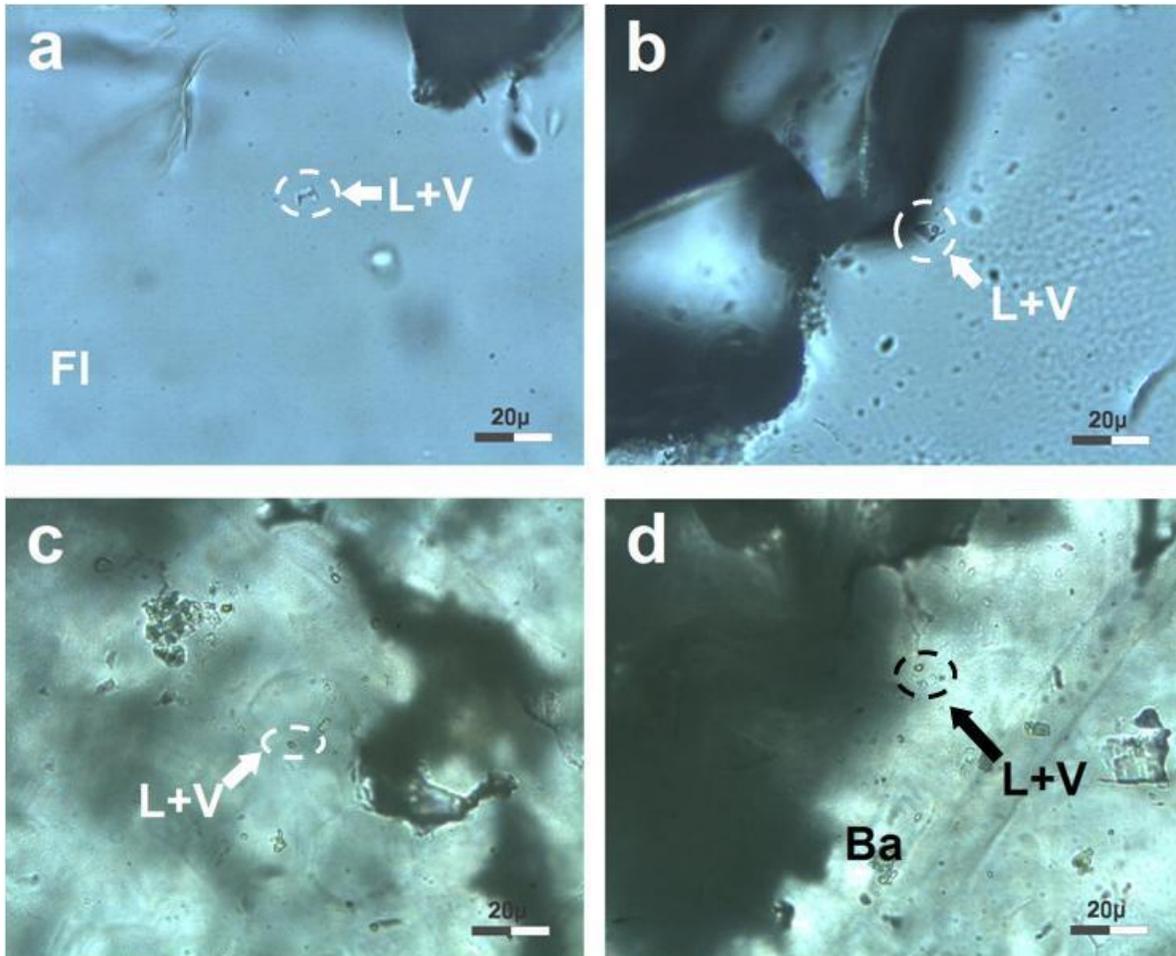


a) De acuerdo a las propiedades que presenta en el microscopio es probable que sea jarosita.
Muestra: M-15x, 10x.

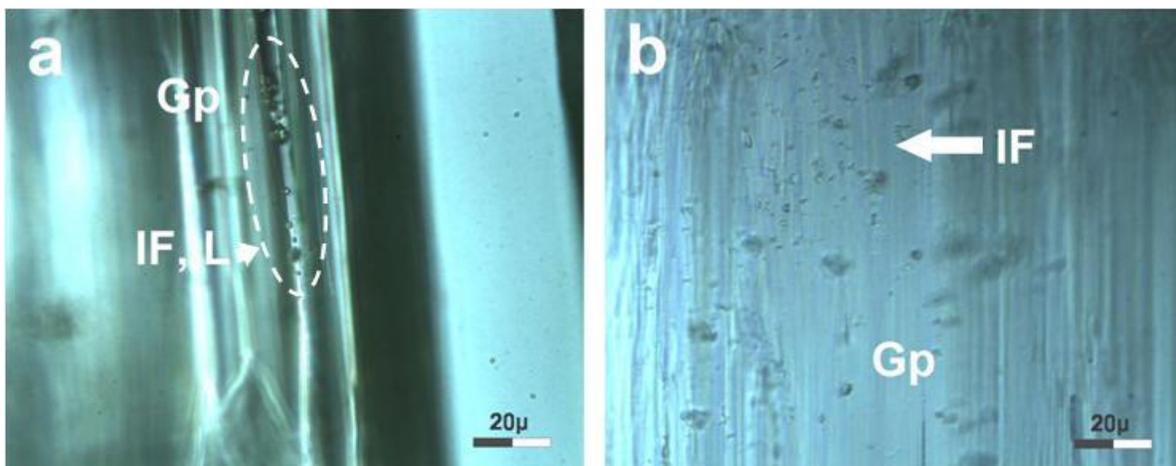
ANEXO 5. INCLUSIONES FLUIDAS, SAN BARTOLOMÉ DE LOS BAÑOS, GUANAJUATO.



a) Cristal de ópalo + plagioclasa. El ópalo presenta formas sucesivas concéntricas y alargadas. b) Se presenta en la parte inferior de la imagen un grupo de IF en el cristal de cuarzo. c) Se observa una distribución dentro del área señalada de IF de tipo L. d) Inclusión fluida de tipo L+V poco dominante. Muestra: Alteración por manifestación geotérmica. G-10, 50X.

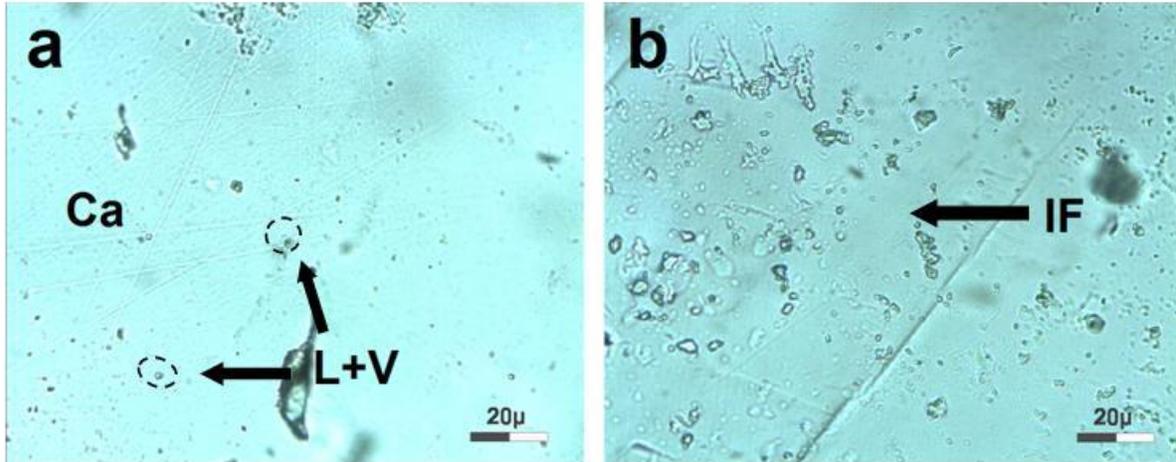


a) y b) Se muestran inclusiones bifásicas de tipo L+V con forma regular donde predomina la fase líquida en la fluorita. c) y d) IF de tipo L+V de un menor tamaño a las anteriores. No hay una sobresaliente presencia de inclusiones. Muestra: Alteración por manifestación geotérmica. G-26-2 50X.

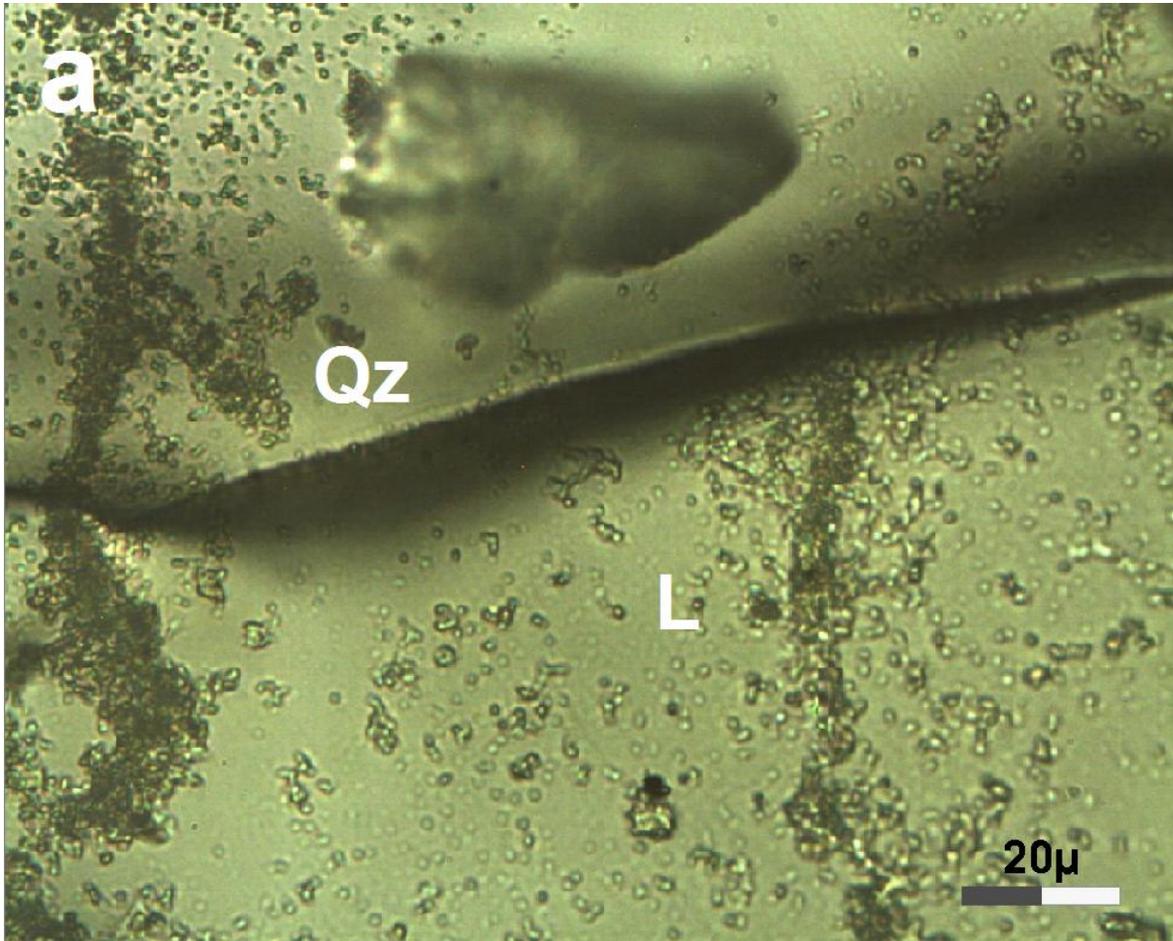


a) Secuencia de IF de tipo L debido a la exfoliación laminar del cristal de yeso. B) Se muestra una ligera distribución de IF monofásicas. Muestra: Alteración por manifestación geotérmica. G-04, 50X.

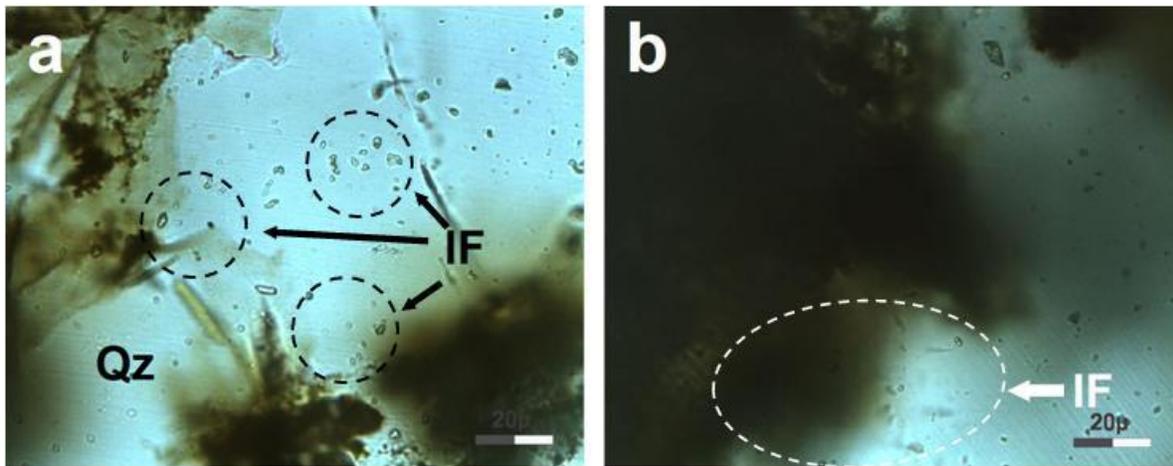
ANEXO 6. INCLUSIONES FLUIDAS, SAN AGUSTÍN DEL MAÍZ, MICHOACÁN.



a) Cristal de calcita donde se muestran IF con una relación L+V. b) Distribución de inclusiones de tipo L de formas irregulares. Muestra: Alteración por manifestación geotérmica. M-9a, 50X.



a) Cristal de cuarzo en donde predominan IF de tipo L. En la parte izquierda se observa una secuencia de IF asociadas a una fractura en el cristal, así como en el lado derecho de la imagen. Muestra: Alteración por manifestación geotérmica. M-13b, 50X.



a) Cristal de cuarzo donde se muestra IF de tipo L. b) Se presenta una insuficiencia de IF en el cristal. Muestra: Alteración por manifestación geotérmica. M-9b, 50X.

ANEXO 7 .Resultados micotermométricos de la zona de estudio de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato. Th = temperaturas de homogeneización, Tf= temperaturas de fusión del hielo.

Muestra	Mineral	Th (°C)	Tf (°C)	Salinidad
G-1-b	Cuarzo	99	-1.6	2.7
		100	-1.5	2.6
		102	-1.7	2.9
		107	-1.8	3.1
		103	-1.6	2.7
		104	-1.7	2.9
G-10	Cuarzo	103	-1.9	3.2
		101	-1.7	2.9
		100	-1.6	2.7
		101	-1.6	2.7
G-26-20	Fluorita	128	-0.8	1.4
		131	-6.4	9.7
		129	-6.4	9.7
G-04	Yeso	63	-2.1	3.5

ANEXO 8. Resultados micotermométricos de la zona de estudio de San Agustín del Maíz, Michoacán. Th = temperaturas de homogeneización, Tf= temperaturas de fusión del hielo.

Muestra	Mineral	Th (°C)	Tf (°C)	Salinidad
M-9-a	Calcita	93	-1.2	2.1
		81	-1	1.7
		83	-1.1	1.9
		84	-1.2	2.1
M-9-b	Calcita	81	-1.2	2.1
		89	-1	1.7
		80	-0.9	1.6
M-13-b	Barita	70	-1.8	3.1
		67	-1.9	3.2
		65	-1.8	3.1
		64	-1.8	3.1