



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Ingeniería

**"Estudio de inclusiones de vidrio en cristales de la
Toba Tala, Sierra de La Primavera, Jalisco México"**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A:

DIEGO ANDRES MIGUEL CRUZ

DIRECTOR DE TESIS
GIOVANNI SOSA CEBALLOS



MEXICO D.F., CIUDAD UNIVERSITARIA

2016

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el proyecto P15 del CEMIE-Geo: Exploración geotérmica de los complejos volcánicos de Cerritos Colorados, Acoculco y El Aguajito-La Reforma. Estudios de vulcanología, estratigrafía, geoquímica y petrología experimental.

.

Contenido

Resumen.....	6
Abstract	7
Capítulo 1. Introducción.....	8
1.1. Objetivo general.....	9
1.1.1. Objetivo particulares.....	9
1.2. Localización	9
Capítulo 2. Marco Geológico	11
2.1. <i>Faja Volcánica Transmexicana</i>	11
2.2. <i>Evolución geológica de la FVTM</i>	12
2.2.1. <i>Arco del Mioceno temprano y tardío</i>	13
2.2.2. <i>Episodio máfico del Mioceno tardío</i>	13
2.2.3. <i>Vulcanismo Silíceo del final de Mioceno y vulcanismo bimodal del Plioceno temprano</i>	14
2.2.4. <i>Arco Del Plioceno tardío-Cuaternario</i>	14
2.3. <i>Tectónica Regional</i>	18
2.4. <i>Geología de la Sierra de la Primavera</i>	19
2.4.1. <i>Unidad Precaldérica</i>	22
2.4.2. <i>Unidad Sincaldérica</i>	22
2.4.3. <i>Unidad Postcaldérica</i>	23
2.4.4. <i>Domos Anulares Antiguos (Domas Centrales)</i>	25
2.4.5. <i>Domas Anulares más Jóvenes.</i>	26
2.4.6. <i>Levantamiento</i>	26
2.4.7. <i>Lavas de Arco Sur.</i>	26
2.4.8. <i>Etapa Hidrotermal.</i>	27
2.4.9. <i>Mineralogía de la Sierra de la Primavera</i>	27

Capítulo 3. Marco Teórico	28
3.1. <i>Inclusiones de vidrio</i>	28
3.1.1. <i>Características generales de las inclusiones de vidrio</i>	29
3.1.2. <i>Técnicas de estudio de las Inclusiones de vidrio</i>	31
3.2. <i>Geotermobarometría</i>	32
3.2.1. <i>Geotermobarimetría basada en equilibrio de fases</i>	33
3.2.2. <i>Geotermobarometría basada en equilibrio de intercambio de elementos</i>	33
3.3. <i>Rhyolite – MELTS geobarómetro basado en equilibrio de fases.</i>	34
Capítulo 4. Metodología.....	36
4.1. <i>Trabajo de Campo</i>	36
4.2. <i>Trabajo de laboratorio</i>	36
4.2.1. <i>Separación de minerales</i>	36
4.2.2. <i>Pulido de minerales</i>	37
4.2.3. <i>Montaje de minerales</i>	39
4.2.4. <i>Preparación de láminas delgadas</i>	39
4.3. <i>Obtención de Resultados Analíticos</i>	39
4.3.1. <i>Análisis de Geoquímica</i>	39
4.3.2. <i>Petrografía</i>	40
4.3.3. <i>Espectroscopia de infrarrojo (FTIR)</i>	40
4.3.4. <i>Experimentos Petrológicos</i>	42
Capítulo 5. Resultados y Discusiones	44
5.1. <i>Resultados</i>	44
5.1.1. <i>Estratigrafía</i>	44
5.1.2. <i>Petrografía</i>	44
5.1.3. <i>Química Mineral</i>	45
5.1.4. <i>Química de roca total y de inclusiones de vidrio (MI)</i>	46

5.1.2. Rhyolite-MELTS	57
5.1.3. Experimentos Hidrotermales	59
5.2. Discusión	59
Capítulo 6. Conclusiones y recomendaciones.....	63
6.1. Conclusiones.....	63
6.2. Recomendaciones	64
Bibliografía	65

Resumen

La caldera de La Primavera es una estructura volcánica ubicada al oeste de la ciudad de Guadalajara, producto de la actividad riolítica del Pleistoceno tardío, formada por una serie de depósitos de caída, domos y depósitos calderico-lacustres. Este centro volcánico se encuentra en la frontera entre dos provincias volcánicas, la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Transmexicana. Tectónicamente se localiza en una junta triple formada por los rifts de Tepic- Zacoalco, Chapala y Colima.

La Toba Tala es el producto del colapso de la cámara magmática que formó la caldera de la Primavera hace 95 ka. La Toba Tala está dividida en tres unidades, la primera constituida por pómez blanca afírica, la segunda unidad presenta dos tipos de pómez, una de color blanca y la segunda de color gris con presencia de 5 diferentes fenocristales, la tercera unidad se caracteriza por una matriz de color ocre.

Los fenocristales presentes en la segunda unidad de la Toba Tala son cuarzo, sanidino, ferrohedenbergita, fayalita y titanomagnetita, los cristales de cuarzo y sanidino contienen inclusiones de vidrio (MI). Las MI fueron analizadas con ayuda de la microsonda electrónica (EMPA) y espectroscopia de infrarrojo (FTIR). Con la composición de las MI y el uso de la herramienta Rhyolite-Melts, se establecieron las condiciones pre-eruptivas de la cámara magmática en ~200 MPa (6-8 km) y 760 °C. El magma que formó la Toba Tala presenta evidencias de cristalización fraccionada, manifestando en tendencias geoquímicas observadas en las MI y las anomalías observadas en patrones de elementos traza de muestras de roca total.

Palabras Clave: Caldera de la Primavera, Guadalajara, Toba Tala, inclusiones de vidrio, EMPA, FTIR, cristalización fraccionada.

Abstract

The Primavera caldera is a volcanic structure located to the west of Guadalajara city. It is a late Pleistocene rhyolite activity center consisting of air fall, ash flow, domes and calderic lake sediments. This volcanic center is located at the boundary between two volcanic provinces, the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonically it is the caldera is located in the triple junction formed by the Tepic-Zacoalco rift, Chapala Rift and Colima rift.

The Toba Tala has been inferred to be the product of the collapse of the magmatic chamber that formed the Primavera caldera 95 ka ago. The Toba Tala is divided in three units ,the first unit consisting in white aphyric pumice, the second unit has two types of pumice, the first one is a white pumice and the second is a gray pumice with the presence of 5 different phenocrysts, the third unit is characterized by an ochre ashy matrix.

The phenocrysts are quartz, sanidine, ferrohedenbergite, fayalite and titanomagnetite; quartz and sanidine crystals contain melts inclusions (MI). The MI were analyzed using the electron microprobe (EMPA) and infrared spectroscopy (FTIR). With the MI compositions and application of the Rhyolite-Melts tool. Pre-eruptive magma chamber were set at 200 MPa (6-8 km) and 760°C. The magma that formed the Toba Tala presents evidence of fractional crystallization, as shown by geochemical trends in MI and anomalies in patterns of trace elements of whole rock samples.

Key Words: Primavera caldera, Guadalajara, Toba Tala, melt inclusions, EMPA, FTIR, fractional crystallization.

Capítulo 1. Introducción

El estudio de calderas volcánicas ha tomado gran importancia en los años recientes debido a su cercanía con algunos asentamientos humanos, como una fuente de recursos naturales y energéticos. En años recientes también como una medida para mitigar el calentamiento global, los campos geotermoeléctricos asociados a estructuras volcánicas adquieren importancia ya que generan energía eléctrica a partir del aprovechamiento de la energía interna de la Tierra, para satisfacer las demandas de energía de los grandes asentamientos humanos.

La Sierra de la Primavera es un complejo caldérico colindante con la ciudad de Guadalajara (Figura 1), una de las ciudades más grandes de México. Originada a partir de la erupción de la Toba Tala hace 95 ka (Mahood 1980), ésta cuenta con remanentes de la actividad volcánica, con varias manifestaciones termales como fumarolas y aguas termales que han sido estudiadas por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) desde 1970. Estudios de geología, geoquímica y geofísica en 1980 se delimitó un área de gran potencial geotérmico conocida como Cerritos Colorados (Figura 1). La CFE perforó 12 pozos exploratorios, antes de que la Sierra de la Primavera se declarara zona de protección forestal y refugio de la fauna silvestre (ZPFRFSLP). En 1989 CFE suspendió los trabajos de exploración en la caldera de La Primavera, procediendo a realizar trabajos de restauración en el área de Cerritos Colorados. En el año 2000 la SEMARNAT declara Sierra de la Primavera como área de protección de flora y fauna La Primavera (APFFLP) (CONANP 2000).

En sistemas caldéricos jóvenes como la caldera de La Primavera las anomalías térmicas pueden dar origen al desarrollo de campos geotermoeléctricos y las manifestaciones superficiales como aguas termales son un atractivo ecoturístico. Por lo tanto es de necesario interpretar la evolución de la caldera de La Primavera para delimitar las zonas de mayor potencial geotermoeléctrico, mitigando así el daño al área protegida (APFFLP).

La relación entre la ubicación de los reservorios sin-caldera representado por la erupción de la Toba Tala y el reservorio post-caldera representado por el emplazamiento de los domos Tajo y Collí delimitara la mejor área del campo geotérmico.

En el presente trabajo se determinaron las condiciones pre-eruptivas de la Toba Tala con el estudio de inclusiones de vidrio atrapadas en cristales de cuarzo y feldespato, así como con la aplicación de experimentos hidrotermales.

Las inclusiones de vidrio fueron analizadas con espectroscopia de infrarrojo (FTIR, por sus siglas en inglés) y microsonda electrónica (EPMA por sus siglas en inglés). Los experimentos hidrotermales fueron hechos en hornos horizontales y bombas de presión de tipo *Renne cold seal*.

1.1. Objetivo general

El objetivo de este estudio es determinar las condiciones pre-eruptivas de presión y temperatura, así como los procesos evolutivos del magma que generó la Toba Tala, ubicada en la Sierra de La Primavera, en el Estado de Jalisco.

1.1.1. Objetivo particulares

- Definir la mineralogía de la Toba Tala
- Caracterizar las inclusiones de vidrio
- Definir las condiciones pre-eruptivas de la Toba Tala
- Determinar la historia evolutiva de Toba Tala

1.2. Localización

La zona de estudio se ubica en el estado de Jalisco al oeste de la Ciudad de Guadalajara (Figura 1), dentro del sector oeste de la Faja Volcánica Transmexicana, el área de la caldera de la Primavera queda comprendida en las cartas Guadalajara Oeste con la clave F13D65 y Tala F13D64 de INEGI a escala 1:50,000.

Las principales vías de acceso a la caldera de la Primavera son las siguientes: por el sureste la Avenida Mariano Otero correspondiente a la zona suroeste de Guadalajara, por la zona noreste el acceso es a través de terracerías conectadas a la Carretera Federal número 15 Guadalajara- Tepic, en la parte este de la Caldera el acceso es por la carretera estatal Tala-Santa Cruz de Las Flores.

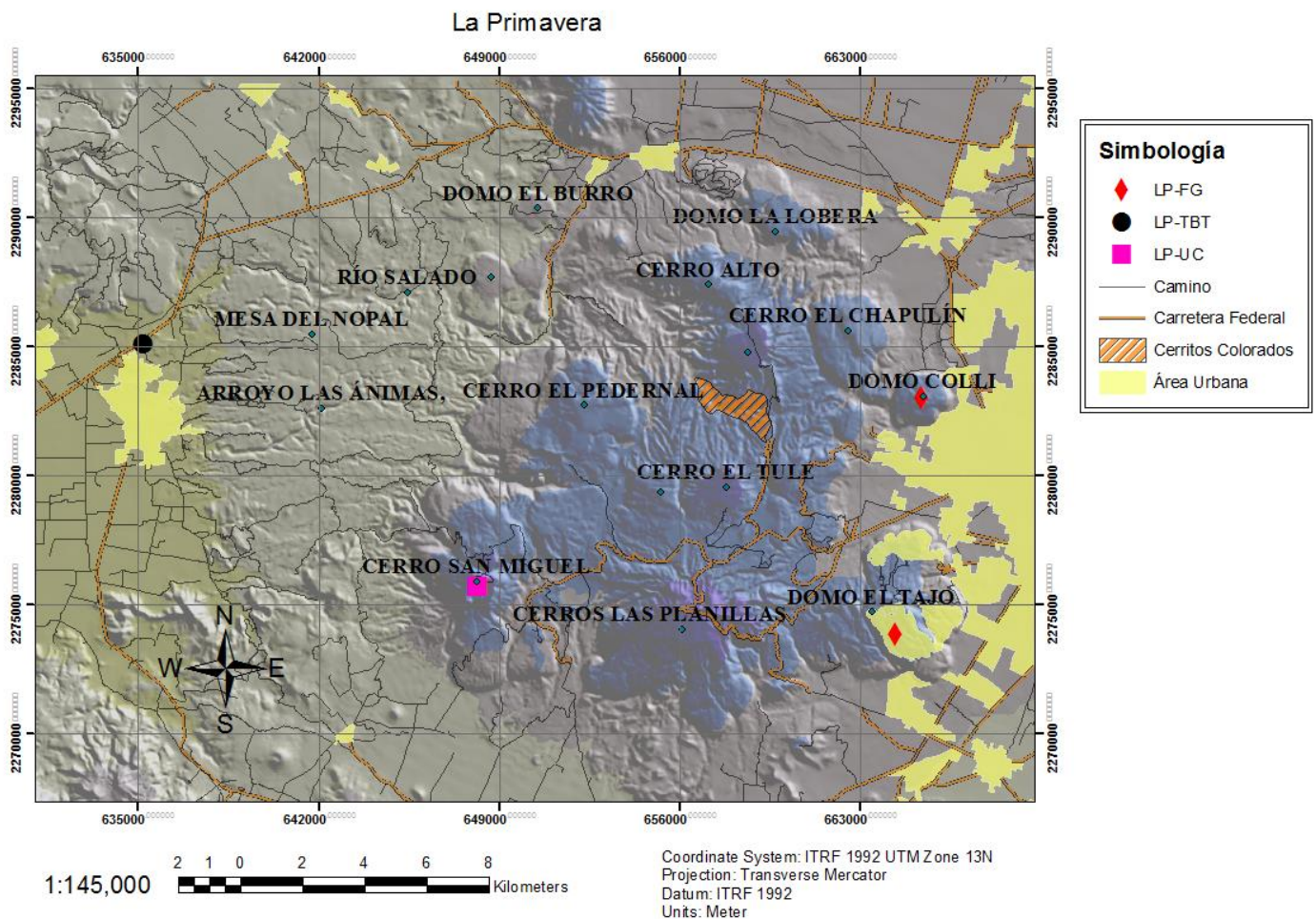


Figura 1. Imagen satelital de localización de la Sierra de la Primavera al oeste de la ciudad de Guadalajara. El área achurada en naranja corresponde al campo geotermoeléctrico Cerritos Colorados. (LP-FG) Muestras de los domos Tajo y Colli. (LP-TBT) Muestras de Toba Tala. (LP-UC) Muestras del domo San Miguel.

Capítulo 2. Marco Geológico

2.1. *Faja Volcánica Transmexicana*

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es una provincia geológica con volcanismo activo y la más estudiada ya que concentra la mayoría de la población e infraestructura del País, se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blás, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978). La provincia tiene aproximadamente 1000 km de longitud y una amplitud irregular entre los 80 y 230 km, contiene cerca de 8000 estructuras volcánicas y múltiples cuerpos intrusivos. En esta provincia se alojan el 79% de las anomalías termales conocidas de México (Venegas, 1985)

De acuerdo a las edades, composición y tectónica regional de las estructuras presentes en la FVTM, esta se divide en tres zonas principales (Demant, 1978; Pasquaré et

al., 1988). Una porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); una porción central comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002); y una porción oriental entre este sistema y la costa del Golfo de México (Figura 2).

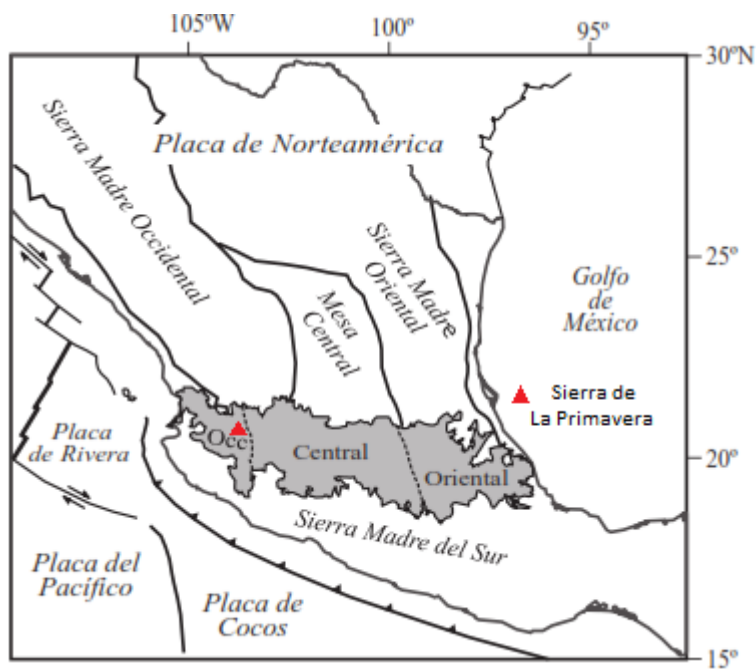


Figura 2. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (en gris), de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM, la ubicación de la Sierra de La Primavera (Tomado/Modificado Gómez-Tuena et al., 2005).

2.2. Evolución geológica de la FVTM

En la actualidad es posible distinguir varias etapas de formación en la FVTM como resultado de la rotación antihoraria del arco volcánico que formó la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 1999). La subducción de las placas de Cocos y Rivera a lo largo de la trinchera Mesoamericana produce la FVTM, estas placas son subducidas a diferentes ángulos y velocidades generando diversos tipos de magmas que pueden ser fechados desde el Mioceno medio al presente (Gómez-Tuena et al., 2005, Ferrari et al., 2011).

2.2.1. Arco del Mioceno temprano y tardío

El magmatismo de este periodo es regido por la formación de un arco con una orientación E-W, emplazado en el centro de México entre los estados de Morelia-Querétaro y el cual se extiende hasta las costas del Golfo de México (Figura 3A). En la porción occidental se emplazan entre 19.5 y 16 Ma secuencias basálticas y andesíticas en el área de Tenancingo y Malinalco (Ferrari, et al., 2003). Posteriormente la actividad volcánica migra hacia el occidente formando estratovolcanes como Palo Huérfano, La Joya, Zamorano y conos de lava con edades entre 10 y 13 Ma. La Sierra de Guadalupe y varios centros volcánicos al noroeste de la ciudad de México pertenecen a esta etapa. En la parte oriental la actividad queda limitada a cuerpos plutónicos y subvolcánicos de composición gabrónica a diorítica con edades que varían entre 11 y 15 Ma (Gómez-Tuena et al., 2003; Ferrari et al., 2005b) (Figura 3A).

2.2.2. Episodio máfico del Mioceno tardío

Durante este periodo el vulcanismo se extiende desde Nayarit a Veracruz (Figura 3C), con edades que se vuelven progresivamente más jóvenes de oeste a este (Ferrari et al., 2000). Este episodio está esencialmente conformado por mesetas basálticas. En el sector occidental las rocas máficas presentan características geoquímicas típicas de subducción (Ferrari et al., 2000), mientras en la parte oriental de Hidalgo y la parte Norte de Veracruz la tendencia cambia a magmatismo intraplaca (Orozco-Esquivel et al., 2003).

El vulcanismo máfico del Mioceno tardío que se emplazó desde el Golfo de California hasta el este del estado de Hidalgo (Pathé) tiene las características geoquímicas típicas de la subducción, aunque su composición es ligeramente variable. En cambio, el vulcanismo de la parte oriental de Hidalgo y norte de Veracruz (Tlanchinol, Tantima, Álamo,

y buena parte de las mesetas de Palma Sola) presentan características intraplaca (Orozco-Esquivel et al., 2003).

2.2.3. *Vulcanismo Silícico del final de Mioceno y vulcanismo bimodal del Plioceno temprano*

Después del episodio máfico la actividad de la FVTM disminuye y los magmas se vuelven más diferenciado, se emplazan domos dacíticos y riolíticos, así como grandes volúmenes de ignimbritas emitidas por calderas regionales. Estas forman una franja que se distribuye justo al sur de las rocas producidas en el episodio máfico (Figura 3E). La parte occidental de la FVTM se caracteriza por el emplazamiento de lavas riolíticas e ignimbritas entre Santa María del Oro y Plan de San Luis (Ferrari et al., 2000), así como domos de lava y flujo piroclásticos al norte de Guadalajara con edades entre 7.5 y 3 Ma (Rossotti et al., 2002).

En la región central de la FVTM se generaron estructuras caldéricas, con formación de tobas pumicíticas e ignimbritas con volúmenes de decenas de Km^3 . Dentro de las calderas más importantes se encuentran la caldera de Amazcala (7.3-6.6 Ma; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001), Amealco (4.7 Ma; Aguirre-Díaz, McDowell, 2000), Huichapan (4.-4.3 Ma; Aguirre-Díaz, et al., 1997).

En la porción oriental de la FVTM, entre Pachuca y Tlanchinol, en el borde de la Sierra Madre Oriental, se encuentran rocas piroclásticos del Plioceno temprano intercaladas y cubiertas por lavas basálticas, definiendo un arreglo petrológico bimodal (Figura 3F)(Ochoa-Camarillo, 1997).

2.2.4. *Arco Del Plioceno tardío-Cuaternario*

En la mayoría de la FVTM el volcanismo del límite del Plioceno Temprano y el Plioceno tardío (Figura 3G) cambia de ser bimodal a ser predominantemente Andesítico-basáltico. En la porción occidental se emplazan lavas con características intraplaca y lavas de características de subducción en la parte noroccidental del arco (Ferrari et al., 2000). A partir del Plioceno tardío, el frente volcánico está dominado por campos de volcanes monogenéticos (Mascota, San Sebastián, Anteguillo), cuyos productos tienden a formar asociaciones petrológicas lamprofídicas con altos contenidos de potasio (Carmichael et al., 1996). También se crean los principales estratovolcanes de la porción occidental (Tequila, Ceboruco, Tepetitlic, Sangaygüey, Las Navajas y San Juan) alineados a lo largo de la frontera norte del bloque Jalisco, y el complejo volcánico de Colima en el rift homónimo.

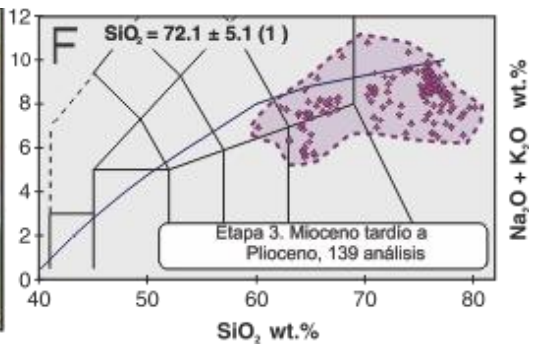
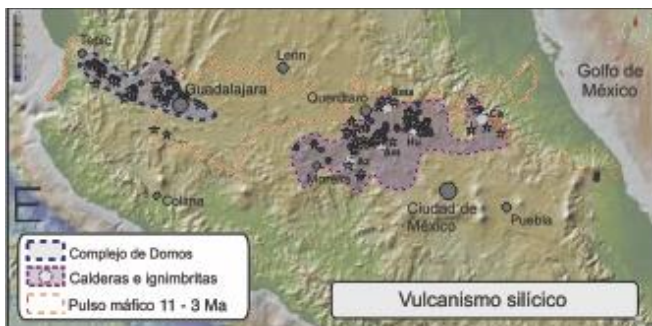
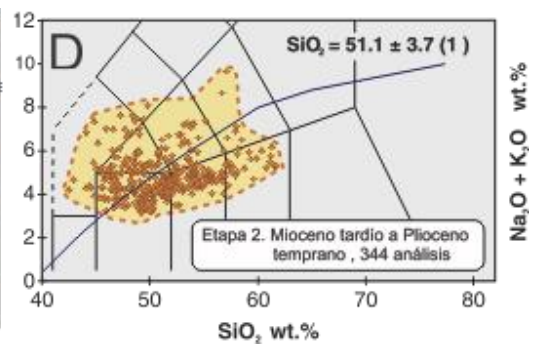
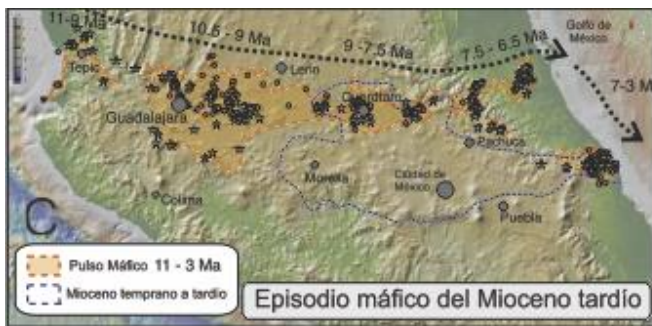
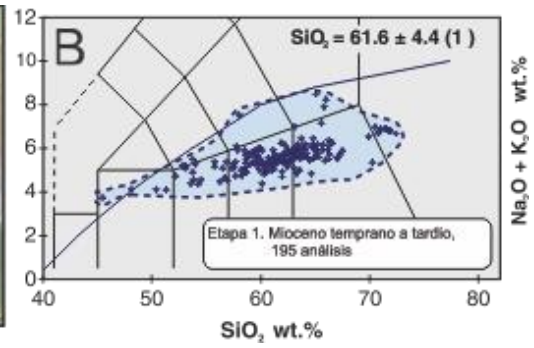
Hacia la porción central de la FVTM, se emplaza el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), el cual cubre una extensa área entre la Laguna de Chapala y el estado de Querétaro. El volcanismo comienza en 2.8 Ma y continúa activo hasta nuestros días. Este campo incluye más de 1000 conos monogenéticos y aproximadamente 400 centros poligenéticos (Hasenaka 1994). El único estratovolcán del campo es el Cerro Tancítaro, que ha sido fechado en 0.5 Ma (Ban et al., 1992).

En la porción Oriental el volcanismo se reestablece a los 3.7 Ma con el emplazamiento de diferentes centros poligenéticos alineados NNW-SSE, formando la sierra de las Cruces, al occidente de la ciudad de México (Osete et al., 2000), y algunos centros poligenéticos medianos del campo volcánico Apan. Sin embargo la mayor parte del volcanismo se desarrolla durante el Cuaternario. El volcanismo máfico se concentra en los conos monogenéticos de los campos de la Sierra de Chichinautzin (Siebe et al., 2004), Apan y en la región del Pico de Orizaba y Cofre de Perote (Siebert y Carrasco-Nuñez, 2002). Los productos más evolucionados se encuentran en las calderas de Aocolco (Verma, 2001), Los Humeros, el centro silíceo de Las Cumbres, todos ubicados en el estado de Puebla. Al oriente de la Ciudad de México se desarrolla la Sierra Nevada conformada por el Cerro Tláloc, el complejo volcánico Iztaccíhuatl y el volcán Popocatepetl orientados de N-S. Más al oriente se encuentra el volcán La Malinche y el alineamiento N-S del Pico de Orizaba-

Cofre de Perote, todos los estravolcanes de esta parte de la FVTM tienen edades menores a 1 Ma.

El volcanismo riolítico del Plioceno tardío-Cuaternario de la FVTM se distingue de los episodios anteriores por la emisión de volúmenes significativos de magmas peralcalinos. Las rocas peralcalinas generalmente se asocian a ambientes anorogénicos y su presencia en los extremos occidental y oriental de la FVTM, donde ha ocurrido volcanismo alcalino sódico de intraplaca (graben Tepic-Zacoalco, noreste del estado de Hidalgo), parece indicar una relación genética entre ambos tipos de magma. Cabe señalar que durante este periodo son dominantes las rocas riolíticas metaluminosas y peraluminosas en todo el arco, mientras que las rocas peralcalinas se presentan en volúmenes más pequeños y con una distribución restringida.

En el sector occidental han sido descritas rocas peralcalinas en el volcán Las Navajas, en Nayarit, en el complejo de domos Magdalena y en la sierra de La Primavera, Jalisco. El volcán Las Navajas (con un edad menor que 4 Ma y mayor que 200 ka; Nelson y Carmichael, 1984), localizado en el extremo occidental del graben Tepic-Zacoalco, es la única localidad de la FVTM donde han sido reportadas rocas riolíticas fuertemente peralcalinas (panteleritas), aunque también se presentan rocas moderadamente peralcalinas (comenditas). Las lavas y depósitos piroclásticos peralcalinos presentan la mineralogía característica de este tipo de rocas con fenocristales de cuarzo y feldespatos alcalinos así como cantidades menores de olivino fayalítico, riebeckita y enigmatita en las comenditas o ferrohedembergita, arfvedsonita, enigmatita y riebeckita en las panteleritas (Nelson y Hegre, 1990). Las panteleritas tienen contenidos bajos de Al_2O_3 (8.2–9.4% en peso) y alto de Zr (839–2049 ppm), indicando que estas rocas evolucionaron por cristalización fraccionada extrema en una cámara magmática somera a partir de basaltos moderadamente alcalinos (Nelson y Hegre, 1990). Estas evidencias indican que un volumen considerable de magma máfico alcalino se estacionó en la corteza donde pudo diferenciarse, pero también ponen de manifiesto un contraste con el típico mecanismo de emplazamiento observado en la mayoría de los magmas alcalinos que generalmente ascienden con rapidez a través de fallas y fracturas.



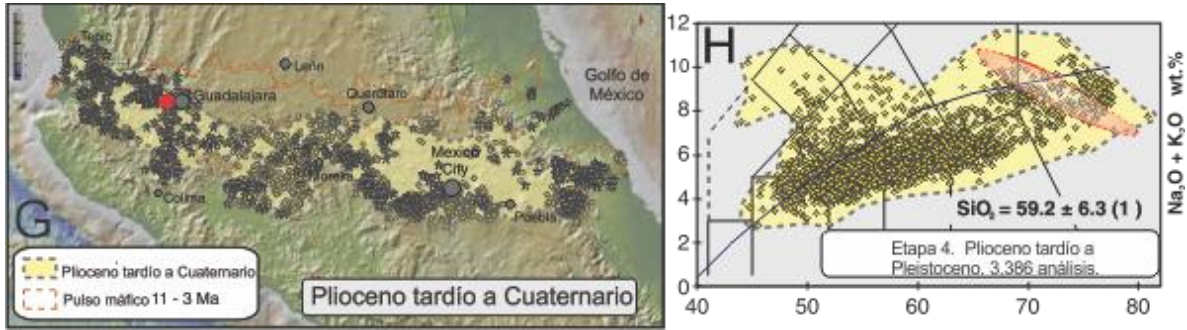


Figura 3. Distribución del vulcanismo en cada etapa y diagrama TAS asociado. A) Primera etapa del Mioceno temprano al tardío. B) Los magmas de la primera etapa corresponden a la serie sub-alcalina desde basalto a riolita. C) Distribución espacial del pulso mafico (área naranja) al oeste de la primera etapa. D) Clasificación de las rocas de la segunda etapa. E) Distribución del vulcanismo silícico (calderas e ignimbritas). F) La mayoría de las muestras de la tercera etapa se clasifican como riolita. G) Distribución espacial de la cuarta etapa, se observa una mayor distribución con respecto a las demás etapas de la FVTM, la caldera de La Primavera se representa por el círculo rojo. H) Las muestras de la cuarta etapa muestran una mayor variación en la composición de los magmas de la FVTM, el área de color rojo representa la clasificación de las MI y muestras de roca total de La Primavera. (Tomado/Modificado de Ferrari et al, 2011)

2.3. Tectónica Regional

La Sierra de La Primavera se encuentra en la unión triple que conforman los rifts de Tepic-Zacoalco (en el cual queda comprendida dicha estructura), el rift de Chapala y el rift de Colima (Figura 4).

La evolución tectónica está regida por la dinámica de las placas Cocos y Rivera, la apertura del Golfo de California, el inicio del vulcanismo y la evolución de la FVTM. El bloque Jalisco es considerado como una microplaca que empezó el proceso de rifting separándose de la placa Norte Americana desde el Plioceno temprano (Allan et al., 1991). De acuerdo a este modelo tectónico el límite oeste del bloque Jalisco es el rift de Colima con una dirección extensión E-W. El rift NW-SE Tepic-Zacoalco es considerado el límite norte del bloque Jalisco, el cual sufrió una extensión NE durante el Plioceno y Cuaternario (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998; Ferrari y Rosas-Elguera, 1999)

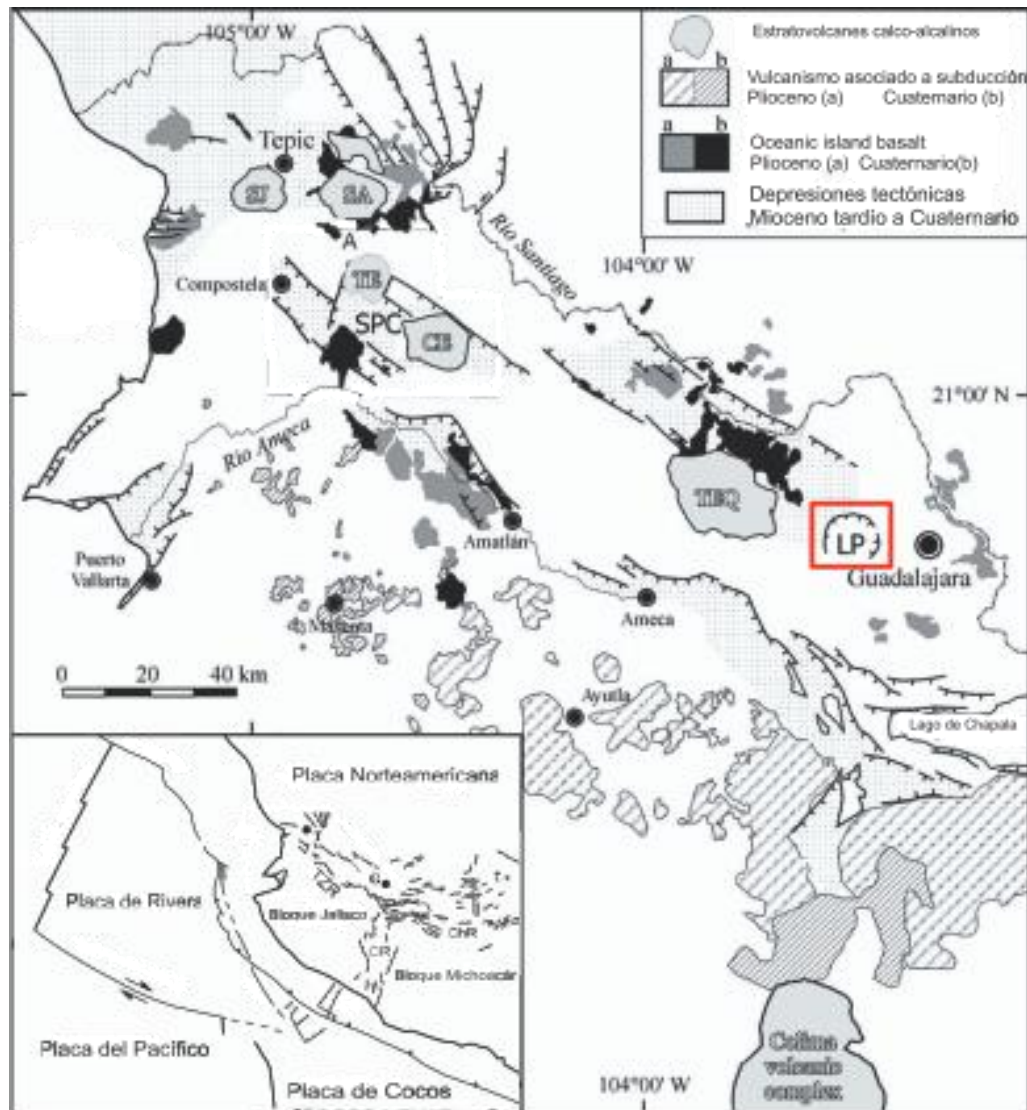


Figura 4. Tectónica regional de la sección occidental de la FVTM y magmatismo asociado, el área de la caldera de la Primavera está enmarcada en un cuadro rojo, SPC San Pedro Ceboruco, SJ volcán San Juan, SA volcán Sangaygüey, CE volcán Ceboruco, TEQ volcán de Tequila, LP caldera de La Primavera, TZR Tepic-Zacoalco rift, CR Colima rift, CHR Chapala rift (Tomado/modificado de Petrone et al., 2003).

2.4. Geología de la Sierra de la Primavera

Los productos emitidos por el complejo volcánico de la Primavera son de tipo peralcalino (Mahood, 1980). La actividad precaldera empezó aproximadamente hace 140 ka con el emplazamiento de los primeros domos riolíticos. La inyección de nuevo magma

hace aproximadamente 95 ka originó una erupción explosiva que cubrió 700 km^2 con flujos piroclásticos, colapsando la cámara magmática y generando una caldera de un diámetro aproximado de 11 km en la superficie. Esta depresión vulcano-tectónica fue rellena por depósitos vulcano-sedimentarios y lacustres cuyo espesor no es mayor a 70m (Mahood 1980).

Posteriormente a la formación de la caldera, existió un emplazamiento magmático hacia la margen S-SE y que quizá fue la responsable del levantamiento de la parte central de la Sierra de la Primavera; esta actividad empezó hace unos 60 o 70 ka cuando aproximadamente 7 km^3 de magma fueron expulsados en forma de flujos y domos constituidos en su mayoría por obsidiana afírica. Los domos más recientes son El Tajo y El Collí (Figura 5) cuyos fechamientos obtenidos por K/Ar proporcionan una edad de 27 y 30 ka respectivamente (Mahood 1980).

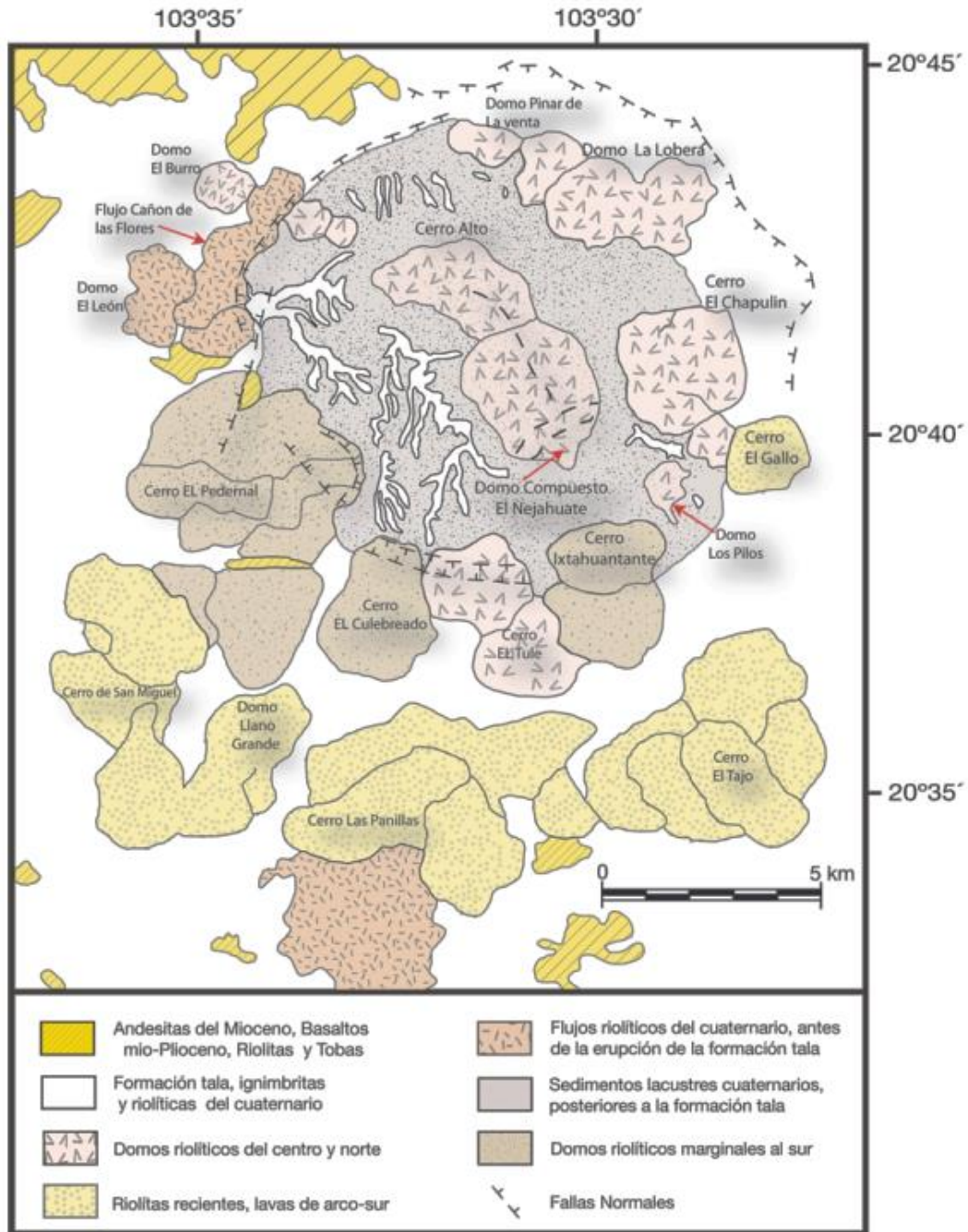


Figura 5. Geología de la Sierra de la Primavera (Tomado de Rocha-Ruiz 2013)

De acuerdo a los pozos perforados por CFE en el campo geotérmico de Cerritos Colorados se define la siguiente columna estratigráfica dividida en tres etapas, Unidad Precaldérica, Unidad Sincaldérica y Unidad Postcaldérica (Figura 6).

2.4.1. Unidad Precaldérica

Esta unidad está conformada por diferentes tipos de rocas, de la más antigua a la más reciente son: basamento granítico, andesitas, riolitas, tobas líticas y riolíticas (Figura 6).

La base de la secuencia estratigráfica la conforma un intrusivo que varía su composición de granodiorita en su cima a granito en la base cortando a 951 m.b.n.m. en el pozo PR-9 (Gutiérrez-Negrín, 1988), con una edad estimada por K/Ar de 7.3 Ma. Sobre este cuerpo granítico descansa una secuencia andesítica cuyo espesor supera los 1500 m y está separada por un pequeño flujo de composición riolítica en algunos pozos (PR-2, PR-11, PR-12).

En la parte superior de la unidad se reconoce un paquete piroclástico dividido por un pequeño flujo andesítico cuyo espesor es menor a 150 m con edades estimadas del Mioceno al Plioceno. Finalmente, una unidad precaldérica se cortaron rocas riolíticas de posible edad Cuaternaria (Gutiérrez-Negrín, 1988) que podría corresponder a las primeras emisiones relacionadas con la formación de la caldera.

2.4.2. Unidad Sincaaldérica

La Toba Tala es la roca representativa del evento calderico con una edad aproximada de 95 ka. Estas rocas piroclásticas han sido objeto de numerosos estudios (Demant y Vincent, 1978; Mahood, 1980; Wright, 1981; Campos-Enríquez et al., 1987). La rápida expulsión del material piroclástico originó un vacío en la cámara magmática, lo cual ocasionó el colapso del techo del reservorio.

Toba Tala fue descrita por Mahood 1980. Su espesor varía de 0.5 a 70 metros. Cuenta con un volumen aproximado de 20 km^3 , la composición de la Toba Tala varía de una ignimbrita afírica y ligeramente peralcalina en la base a una composición metaaluminosa

con fenocristales de cuarzo y sanidino en su parte media. Se divide en tres unidades fácilmente reconocibles en campo:

1. El primer miembro está constituida por más del 90% de pómez afírica, de facies intracaldera con unos 60 m de espesor.
2. El segundo miembro tiene aproximadamente 10 m de espesor, caracterizado por la presencia de dos tipos de pómez una afírica de color blanco similar a la encontrada en la unidad 1, y otra de color gris la cual contiene fenocristales de cuarzo y sanidino. Ambas con la misma composición química.
3. El último miembro tiene un espesor aproximado de 5-10 m con una pómez de color blanco con menos 1% de fenocristales de cuarzo y sanidino, con una matriz de ceniza rosada, en algunos afloramientos es posible observar estratificación cruzada y laminación.

2.4.3. Unidad Postcaldérica

Posterior al colapso, la caldera fue llenada rápidamente por agua, formándose un lago en su interior y los sedimentos comenzaron a depositarse sobre la Toba Tala, estos sedimentos consisten predominantemente en capas de 15 a 50 cm de espesor de ceniza y lapilli, con estratificación planar horizontal, estratificación cruzada de bajo ángulo y gradación de tipo normal.

Después tuvo lugar la depositación de un horizonte de 3 a 13 m de espesor, éste contiene bloques de pómez gigantes, formado por el desprendimiento de la cubierta pumicítica de algunos domos que se emplazaron dentro del lago. Los bloques de pómez (de entre 0.3 - 6 m de diámetro), se encuentran alojados en una matriz diatomeácea y de ceniza, deformada alrededor de los bloques de pómez.

Este horizonte fue depositado en unos 110 km^2 del lago. El paquete de sedimentos está formado por tres niveles, dos de ellos arcillosos, separados por el horizonte de bloques de pómez gigantes.

El paquete arcilloso inferior, en su parte más baja contiene gran cantidad de pómez retrabajada, ceniza gruesa y lapilli pumicítico, presentando estratificación muy fina. El espesor de este paquete es variable dependiendo de la topografía anterior y de la distancia de los centros de aporte, variando de 1 a 30 m (López, 1991).

Los depósitos lacustres forman la parte superior de los domos subhorizontales y su espesor puede alcanzar más de 100 m (Demant, 1978). La altura promedio de los depósitos lacustres en la caldera de La Primavera es de 1,800 m.s.n.m. Se encuentran aproximadamente 200 m por encima del nivel de la planicie de Guadalajara (1,600 m.s.n.m). Lo cual indica un levantamiento central por la formación de un domo de resurgimiento.

La Primavera

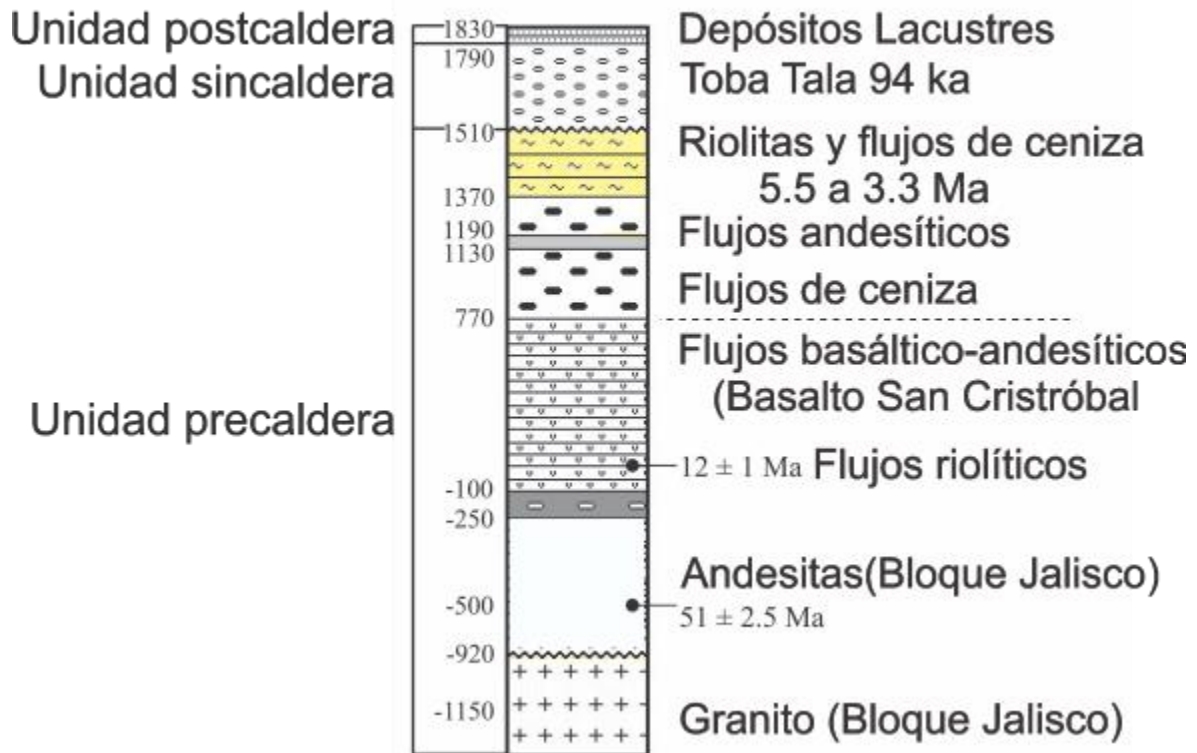


Figura 6. Columna Estratigráfica de los pozos perforados por CFE en el campo geotérmico de Cerritos Colorados. Espesores de las unidades son un promedio de 10 Pozos. (Tomado/Modificado de Ferrari et al, 2000)

2.4.4. Domos Anulares Antiguos (Domas Centrales).

La actividad que siguió al colapso de la caldera, llevó a la extrusión de domos a lo largo de dos arcos no concéntricos: unos a lo largo de la fractura de anillo en la margen NE del lago y otros a través de la parte media del lago. Dicha actividad inicia con la erupción de los domos El Nejahuete y Las Pilas. Posteriormente mientras ocurrió el depósito de sedimentos, se emplazaron los domos El Alto, El Chato y el domo El Burro (López, 1991).

En el domo El Nejahuete y el domo El Alto la zona de alimentación fue utilizada por segunda vez al fragmentarse un segundo domo, dando lugar a domos compuestos. Simultáneamente a los domos anteriores, se da la extrusión de domos riolíticos sobre el

anillo formado por la falla caldérica, dando lugar al domo Pinar de la Venta, domo La Lobera, domo El Chapulín y El Tule, éstos aparatos tiene aproximadamente 10% de fenocristales y en conjunto alcanzan un volumen de 5 km^3 de magma.

2.4.5. Domos Anulares más Jóvenes.

Hacia la parte sur del lago se formó un nuevo grupo de domos hace 75 ka. Las lavas riolíticas de textura porfídica, derramadas en la porción S y SW del lago (domos El Pedernal, Agua de Victoriano, El Culebreado y el Ixtahuatonte) constituyen 3 km^3 de magma (López, 1991).

2.4.6. Levantamiento.

El levantamiento que dio origen a la morfología actual de La Primavera, el cual provocó el fin de la sedimentación hace aproximadamente 60 ka. Mucha de la expresión geomorfológica de la caldera fue destruida porque la línea base del levantamiento coincidió con la fractura de anillo de la caldera. Las grandes fallas asociadas a este levantamiento son paralelas al margen de la estructura (Mahood, 1981a).

El levantamiento ligado al domo de resurgimiento fue del orden de 250 a 300 m (Demant, 1978) de manera asimétrica, es decir más intenso en la margen sur del lago (Mahood, 1981a). Las pocas fallas que cortan la unidad postcaldera, indica un levantamiento en forma de pistón. La máxima deformación se concentró en los márgenes del lago con inclinaciones radiales de 10 a 20° y de 2° en la parte central (Mahood, 1981b).

2.4.7. Lavas de Arco Sur.

El levantamiento terminó hace 60 ka con la erupción de un volumen de 7 km^3 de magma a través de tres centros eruptivos en la porción sur, el domo San Miguel, el domo Las Planillas y el domo El Tajo. También se eyectaron 3 flujos piroclásticos de volumen reducido, cuyos centros de emisión son probablemente el domo San Miguel y el domo Las Planillas.

Las lavas son generalmente más jóvenes hacia el este, registrando edades que van desde 68- 60 ka a 25 ka en el domo El Tajo y 30 ka en el domo El Colli (Mahood 1980).

2.4.8. Etapa Hidrotermal.

Al final de las erupciones riolíticas la cámara magmática inició su etapa hidrotermal, formando en los últimos 20 ka un sistema geotérmico (Gutiérrez Negrín, 1991), el cual está representado por la emisión de vapor en la porción centro-sur de la caldera y aguas calientes en el borde noroccidental de la caldera.

Estos manantiales termales dan lugar a los balnearios Cañón de Las Flores, La Primavera, Río Caliente y Agua Caliente al sur, que se localiza fuera del límite de la caldera (Demant, 1978). Los manantiales termales fluyen todo el año con temperaturas promedio de $65 \text{ }^\circ\text{C}$ y de acuerdo a la clasificación de Piper sus aguas son del tipo bicarbonatado-sódico, lo cual ha sido interpretado como una mezcla de agua meteórica de infiltración reciente con fluidos geotérmicos profundos (Gutiérrez Negrín, 1991). Las manifestaciones termales en La Primavera están asociadas con tres sistemas de fallas sub-verticales principales con buzamiento al occidente.

2.4.9. Mineralogía de la Sierra de la Primavera

El contenido de fenocristales presentes en las rocas de la caldera de La Primavera varía entre 1% y 15% del volumen total. Los cristales de sanidino y cuarzo son las fases más abundantes comprendiendo el 97% del volumen total de fenocristales, ferrohedenbergita,

fayalita e ilmenita son minerales comunes en las rocas de la caldera, siendo la ferrohedenbergita el mineral representativo de la caldera de La Primavera, también se identificaron titanomagnetita, zircón y apatita en algunas unidades de la caldera de la Primavera. Las asociaciones minerales presentes en las diferentes etapas de formación de la caldera de La Primavera reportadas por Mahood (1981b) están resumidas en Tabla 1.

Evento	Edad Mahood (1980)	Volumen de magma (km^3)	Porcentaje de fenocristales	Ensamble mineral
Erupción de las lavas precaldera	144 – 100 ka	2	10 – 15 %	San \geq Q \geq Cpx \geq Fa \geq Ilm \geq Mt
<ul style="list-style-type: none"> • Erupción de Toba Tala • Horizonte de pómez gigante • Emplazamiento de los domos nor-centrales • Emplazamiento de los domos sur-centrales • Emplazamiento domos anulares antiguos 	95 \pm 10 ka	20	0 – 1 %	San \geq Q
		0.15	1%	San \geq Q \geq Cpx \geq Ilm
		0.8	1%	San \geq Q \geq Cpx \geq Fa \geq Ilm
		0.7	10%	San \geq Q \geq Cpx \geq Fa \geq Ilm
		5	10 – 15%	San \geq Q \geq Cpx \geq Fa \geq Ilm
Emplazamiento de los domos anulares jóvenes	75 ka	3	0 – 10%	San \geq Q \geq Cpx \geq Fa \geq Ilm
Levantamiento				
Emplazamiento del arco sur de domos	60 – 30 ka	7	0 %	

Tabla 1. Resumen de los eventos de la Caldera de la Primavera con edad, volumen estimado, porcentaje de fenocristales y asociación mineral. Abreviaciones de los minerales San) Sanidino. Q) Cuarzo. Cpx) Clinopiroxeno. Fa) Fayalita. Ilm) Ilmenita (Tomada Mahood 1981b)

Capítulo 3. Marco Teórico

3.1. Inclusiones de vidrio

Es bien conocido que el contenido de volátiles presentes en un magma afectan el comportamiento reológico, el estilo, frecuencia e intensidad de los procesos volcánicos (Wallace, 2008). Por estas razones diversos autores han estudiado a detalle la interacción entre el contenido de volátiles y el magma y cómo afectan estos la evolución de cuerpos magmáticos cercanos a la superficie. Lamentablemente las rocas producto de un evento

volcánico no reflejan las concentraciones de los volátiles más importantes como CO_2 , H_2O , Cl, F y S, ya que al momento de su extrusión pierden gran cantidad de ellos.

Una forma indirecta de estudiar la concentración de volátiles disueltos en los magmas es mediante inclusiones de vidrio (MI, por sus siglas en inglés). Las MI son gotas de magma atrapadas durante el crecimiento de un cristal, encapsulando por tanto una porción de magma en un sistema idealmente cerrado.

El estudio de las MI ha aumentado con el avance en las técnicas microanalíticas. Sus usos más frecuentes incluyen estudios de evolución magmática y conocer las condiciones pre-eruptivas de cámaras magmáticas.

3.1.1. Características generales de las inclusiones de vidrio

Cualquier fenocristal de una roca ígnea puede contener MI. Los cristales más usados para el estudio de las MI son cuarzo y olivino ya que generalmente no son fracturados durante la erupción y la ausencia de crucero en éstos permite la preparación de los cristales sin fracturarse. El prominente crucero de las plagioclasas y piroxenos, dificulta la exposición de inclusiones y favorece los procesos de difusión y post-cristalización. Todo aquel fenocristal no opaco puede ser pulido para analizar MI.

Las MI se forman cuando algún fenómeno afecta el crecimiento cristalino perfecto. Los mecanismos son diversos como crecimiento esquelético, cambios en la fuente de magma, enfriamiento del magma, contenido de volátiles (Figura 7). Éstas se forman tanto en rocas intrusivas como extrusivas, de cualquier composición. Presentan un tamaño aproximado de 1-300 μm . El material atrapado representa una porción del magma parental, definiendo una etapa puntual de la historia evolutiva del magma.

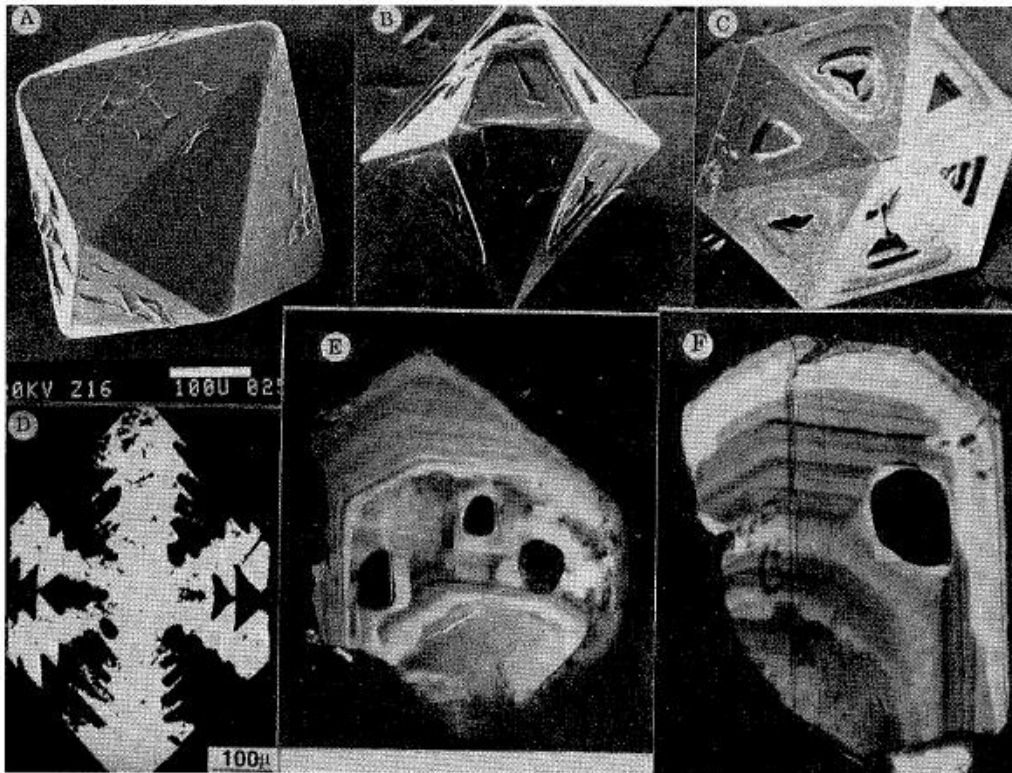


Figura 7. Fotomicrografías de cristales de cuarzo y feldespato. A, B, C) Cuarzo β con crecimiento esqueletal en el cual podría quedar atrapada una MI. D) Fotomicrografía con luz transmitida, tomada perpendicular al eje C del cristal. E, F) Fotomicrografía con luz transmitida de plagioclasas, las MI oscuras siguiendo el zoneamiento del cristal. Tomado de Lowenstern (1995).

La historia evolutiva de una MI depende del tamaño y la historia de enfriamiento (Figura 8). Esto se ve reflejado en la morfología de las MI, en donde es posible observar cristales hijos cuando el enfriamiento fue lento. Cuando el enfriamiento de las MI es moderadamente rápido la contracción térmica de la MI permite la formación de la burbuja de vapor. Esta burbuja es muy importante para la interpretación de las concentraciones de volátiles ya que la baja solubilidad del CO_2 promueve la difusión de este gas hacia la burbuja, resultando en valores medidos mínimos.

El contenido de volátiles disueltos en una MI puede ser alterado por múltiples procesos. El más común corresponde a procesos de post-cristalización (PEC, por sus siglas en inglés). En donde el contenido de volátiles se sobreestima por la variación en el volumen del vidrio debido a la cristalización en la inclusión. Otro problema frecuente es la difusión o

escape de los volátiles. Este problema se puede dar debido a fracturamiento o cruceo del cristal que aloja la MI. El problema recae en la pérdida de H, lo cual oxida la MI y promueve la cristalización de óxidos de Fe.

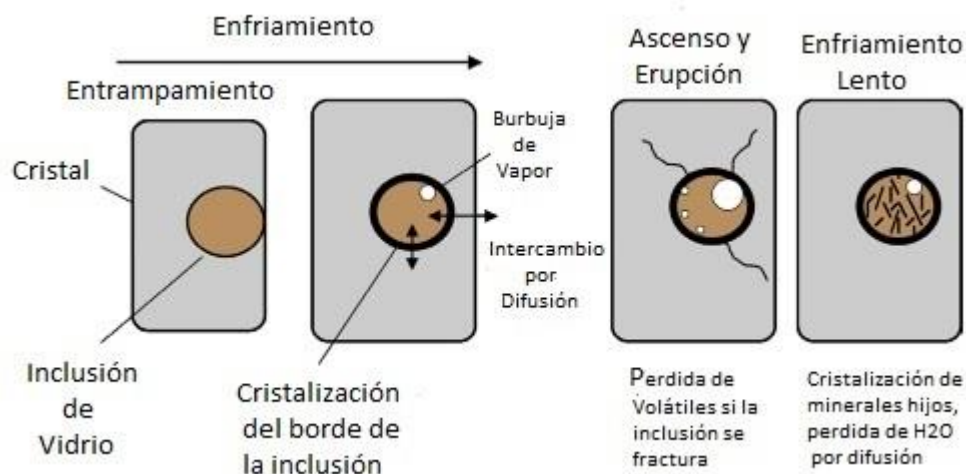


Figura 8. Morfología de una Inclusión de vidrio de acuerdo a la historia de enfriamiento, la segunda figura de derecha a izquierda muestra una MI típica y analizable, la tercera figura muestra los procesos PEC, la última figura muestra una MI con cristales hijos, este fundido atrapado está empobrecido con respecto a su composición original (Tomado/Modificado de Wallace 2005).

3.1.2. Técnicas de estudio de las Inclusiones de vidrio

Cada análisis de MI requiere un estudio petrográfico previo de las rocas que las contienen. Las láminas delgadas son indispensables aportando datos como textura, presencia de fenocristales, estado de las inclusiones y presencia de fracturas en el cristal que contiene las MI (recristalización y probable conexión con la matriz).

Los datos obtenidos mediante diversos métodos analíticos (Tabla 2) es determinada por la correcta selección de muestras. A continuación se describirán las técnicas más usadas en el estudio de las MI.

Técnica	Preparación de la muestra	Datos obtenidos	Desventajas
Microtermometría de alta temperatura	Muestra pulida por ambas caras.	Temperatura de cristalización de los minerales hijos.	Solo aplicable a MI con minerales hijos
EPMA	MI expuesta, pulida montada en portaobjetos y cubierta por carbón.	Composición química del vidrio y volátiles	Migración de elementos específicos
SIMS	MI Expuesta y pulida	Elementos Mayores, traza e isotopos	Método destructivo
FTIR	MI Expuesta y pulida por ambas caras, libre.	Cuantificación de H_2O , OH, CO_2 y ...	Se requiere conocer el espesor de la MI
Espectroscopia Raman	Muestra pulida por ambas caras	Cuantificación de volátiles presentes en la burbuja de la inclusión, caracterización de los minerales hijos	Vidrios con alto contenido de U fluorescen, por lo cual no pueden ser medidos. Haz de alta energía puede ser destructivo

Tabla 2. Resumen de técnicas analíticas para el análisis de inclusiones de vidrio. Las siglas de las técnicas analíticas corresponden a sus siglas en ingles. EMPA) Microsonda electrónica (Electron microprobe analyzer), SIMS) Espectroscopia de masas de iones secundarios (Secondary ion mass spectrometry), FTIR) Espectroscopia infrarroja (Fourier-Transform Infrared)

3.2. Geotermobarometría

Geotermobarometría es la estimación de las condiciones de presión y temperatura a las cuales cristalizan los minerales formadores de roca. Este cálculo se realiza a partir de la composición química de las fases coexistentes en el sistema, asumiendo que dicho sistema se encuentra en equilibrio.

Un geotermómetro ideal se basa en una reacción en equilibrio que es altamente sensible a los cambios de temperatura e insensible a los cambios en la presión del sistema. Por el contrario un geobarómetro ideal es una reacción en equilibrio sensible a los cambios de presión e insensible a los cambios de temperatura.

3.2.1. Geotermobarimetría basada en equilibrio de fases

Conociendo las condiciones de equilibrio de P-T para las fases cristalinas finales, comúnmente determinadas experimentalmente, las condiciones de P-T son limitadas en base a la constante de equilibrio (K), calculando los coeficientes de actividad se puede determinar las condiciones de P-T en las que el sistema se encuentra en equilibrio cualquier asociación mineral medida.

La ecuación $\ln K = \frac{-\Delta_r H_{298.1}^0}{RT_{eq}} + \frac{\Delta_r S_{298.1}^0}{R} + \int_1^{P_{eq}} \frac{\Delta_r V^0}{RT_{eq}} dP$ define una familia de líneas en equilibrio en un diagrama de P-T. En base al valor de K para cualquier asociación mineral.

3.2.2. Geotermobarometría basada en equilibrio de intercambio de elementos

Esta técnica involucra el intercambio de elementos entre fases minerales de una solución sólida, intercambio isotópico es un caso extremo. El intercambio solo puede ocurrir

en elementos con radios iónicos similares, por lo tanto involucra un pequeño cambio en el volumen.

La mayoría de equilibrios de intercambio de elementos involucran fases cristalinas que sólo a altas temperaturas pueden efectuar la sustitución sólida (i. e. albíta-sanidino) o fases con estructuras cristalinas similares que no logran una sustitución sólida completa a temperaturas altas (calcita-dolomita, enstatita-diopsida).

La geotermobarometría basada en equilibrio de intercambio es usada principalmente en el estudio de rocas metamórficas.

3.3. Rhyolite – MELTS geobarómetro basado en equilibrio de fases.

El método se basa en el equilibrio entre las MI, cuarzo y al menos un feldespato. Con la ayuda de Rhyolite-MELTS se calculan las superficies de saturación de cuarzo y feldespato a partir de la composición de las MI en un rango de presión y temperatura conocido. La intersección de ambas superficies representa las condiciones P-T de equilibrio entre MI, cuarzo y feldespato (figura 3).

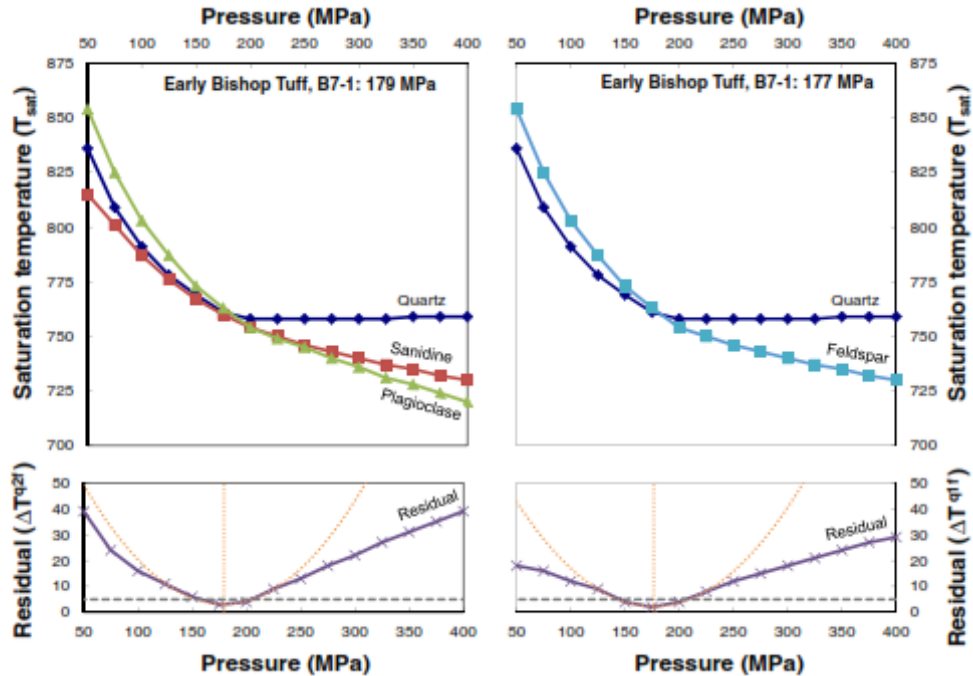


Figura 9. Aplicación del geobarómetro Rhyolite-MELTS en inclusiones de vidrio de Bishop Tuff. El diagrama de la izquierda muestra el equilibrio entre cuarzo + sanidino+ plagioclasa. El diagrama de la derecha muestra el equilibrio entre cuarzo + feldespato de mayor temperatura. Los resultados de las simulaciones son idéntico. (tomado de Gualda y Ghiorso 2014)

El efecto de la saturación de agua tiene una importancia geológica para las MI con concentraciones de agua mayores al 3 wt%, aumentando su efecto a presiones mayores a 300 MPa. Para concentraciones de CO_2 menores a 1,000 ppm su efecto es nulo (Gualda y Ghiorso 2014). El error asociado al equilibrio cuarzo + feldespato varía entre 25-100 MPa y para la relación de equilibrio entre cuarzo + 2 feldespatos el error varía entre 20 y 100 MPa.

Si la simulación hecha por Rhyolite-MELTS no muestra intersección clara entre las superficies de saturación de cuarzo y feldespato existen varias posibilidades para la falta de resultados a) errores en el análisis de las MI. b) alteración post entrenamiento de las MI c) errores en la simulación de Rhyolite-Melts.

Capítulo 4. Metodología

El presente trabajo fue realizado en 3 etapas: A)trabajo de campo, B)trabajo de laboratorio C) obtención de resultados analíticos. A continuación se hace una descripción detallada de cada etapa.

4.1. *Trabajo de Campo*

La ubicación del sitio de muestreo de toba Tala se realizó en base a los trabajos previos de Mahood (1980, 1981). Para este trabajo se realizó una salida de campo con el fin de coleccionar muestras representativas de la Toba Tala previamente bajo consideraciones establecidas por Mahood (1980).

4.2. *Trabajo de laboratorio*

De las muestras coleccionadas en campo se procedió a separar fragmentos de pómez. Las pómez se pueden separar en dos grupos. El grupo A1 contiene pómez de color blanco, fibrosa y sin cristales apreciables. El grupo A2 contiene pómez de un color gris, menos fibrosa y en ocasiones bandeada, contiene cuarzo, feldespatos, y ferromagnesianos apreciables con lupa.

4.2.1. *Separación de minerales*

Para la separación de minerales procedió a triturar y tamizar muestras de pómez de ambos grupos. El tamizado fue realizado usando las mallas del -2 al 2 Phi (Tabla 3). Posteriormente se eligió la fracción de Phi 1 para separar a mano los minerales presentes en ambas porciones encontrando cuarzo, feldespato, piroxenos y oxidos de Fe y Ti.

No. De tamiz	Malla en mm	Malla en μ	Phi
5	3.00	4000	-2
10	2.00	2000	-1
18	1.00	1000	0
35	.5	500	1
60	.25	250	2

Tabla 3. Relación de tamices utilizados en la separación de minerales

4.2.2. Pulido de minerales

Cristales individuales de cuarzo y feldespato fueron encapsulados en resina epoxica, estos fueron acomodados en un pedazo de aluminio el cual se encontraba en una parrilla para ser cubiertos por la resina, la cual se dejó endurecer por aproximadamente 2 h sobre la parrilla a una temperatura constante de 75°C (Figura 10).

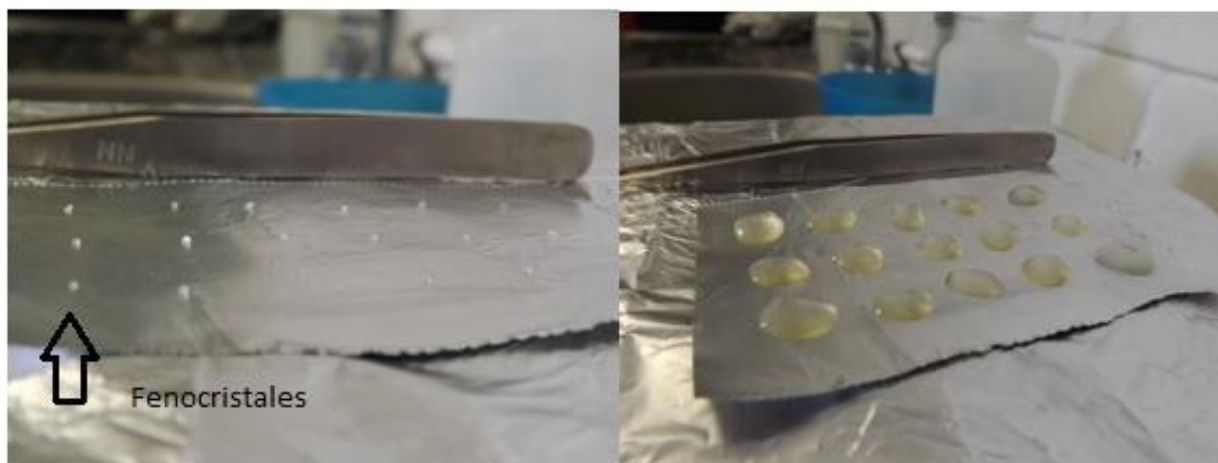


Figura 10. Inclusión de fenocristales en resina. A) Distribución de los fenocristales para su posterior inclusión y curado en resina. B) Cristales incluidos en resina (CIR) antes de ser pulido

Los cristales incluidos en resina (CIR) se observaron bajo el microscopio previo al desbastado y pulido, para determinar cuáles contenían inclusiones de vidrio. Para descubrir

dichas inclusiones se pulieron los CIR identificando la cara A como aquella en donde la inclusión es más superficial y la cara B siendo su cara opuesta. La cara B se pulió con abrasivos de silicón siguiendo la siguiente secuencia 400, 600, 800 y 1000. El procedimiento se realizó hasta descubrir el cristal. Para la cara A se tomó especial cuidado en no destruir la inclusión siguiendo el mismo procedimiento ayudado del microscopio petrográfico para elegir el abrasivo más apropiado de acuerdo a la proximidad con la inclusión. Una vez descubiertas las inclusiones se procedió a pulirlas para su análisis en FTIR y microsonda electrónica. Los óxidos de Fe y Ti y ferromagnesianos fueron montados en pequeños grupos, utilizando un porta objetos cubierta con cinta doble cara en la cual se adhirieron los cristales que serían cubiertos por epoxy, los cuales fueron pulidas como los cristales de cuarzo y feldespato.

4.2.3. Montaje de minerales

Una vez descubiertas y pulidas las inclusiones se montaron los CIR con la cara A despejada en porta objetos. Sobre una parrilla precalentada a 100 °C la cara B de los CIR fue adherida con un pegamento solido que al calentarse se funde (*crystal bond*). Al retirar el portaobjetos de la parrilla el pegamento se solidifica y los CIR queda adheridos al portaobjetos.

4.2.4. Preparación de láminas delgadas

Se elaboraron 2 láminas delgadas representando a los dos grupos de pómez encontradas en la Unidad A1. Las muestras fueron cortadas con una sierra circular hasta formar rectángulos del tamaño de un porta objetos, una vez recortada se procedió a devastar con abrasivos una de las caras de la muestra hasta obtener una superficie plana, la cual sería pulida para su pegado permanente en un porta objetos. Con una cortadora de precisión se recortó el excedente hasta un espesor aproximado de un milímetro para finalizar la muestra a mano con abrasivos con un espesor final aproximado de 30 µm.

4.3. Obtención de Resultados Analíticos

4.3.1. Análisis de Geoquímica

Se pulverizaron dos muestras correspondientes a los dos tipos de pómez. Los óxidos mayores y los elementos traza de las muestras fueron analizados en el laboratorio comercial Actlabs en Ontario Canadá. Con la finalidad de determinar sus firmas geoquímicas y compararlas con los datos publicados de Mahood (1980).

Los óxidos mayores de las MI fueron examinadas en la Jackson School of Geosciences de la Universidad de Texas, Austin mediante una microsonda electrónica marca JEOL (Figura 11).

Los análisis fueron hechos usando 15 keV de voltaje y diámetro del haz de electrones 10 nA. El haz fue desenfocado a 10 μm para evitar la pérdida de volátiles y la migración del sodio



Figura 11. Fotografía de la Microsonda Electrónica JEOL JX-8600

4.3.2. Petrografía

El análisis petrográfico fue realizado usando un microscopio marca OLYMPUS ubicado en el laboratorio de petrología del Instituto de Geología de la UNAM. Los aspectos considerados durante la descripción fueron la textura de las muestras de pómez y presencia de minerales.

4.3.3. Espectroscopia de infrarrojo (FTIR)

El contenido de agua y CO_2 disueltos en las MI fue medido con el espectroscopio *Thermo Electron Nicolet 66700 FTIR* (Figura 13), ubicado en la *Jackson School of Geosciences*

de la Universidad de Texas. El análisis de la MI fue realizado colocando cada CIR con la cara A despejada sobre un disco de bromuro de potasio que sirve como una medida del “background” (medición de fondo) (Figura 12). La apertura del haz de infrarrojo fue de al menos 25x25 μm .

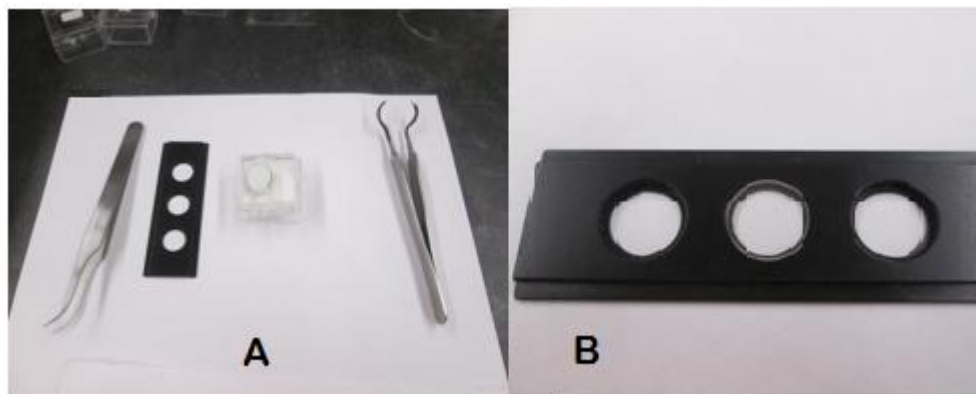


Figura 12. Fotografías del porta muestras de la FTIR A) Herramientas para montar el disco de bromuro de potasio B) Disco de bromuro de potasio montado sin muestra

Usando la banda correspondiente a 3550 cm^{-1} se determinó el contenido el H_2O disuelta en la MI y con la banda de 2250 cm^{-1} se determinó el contenido el CO_2 molecular. Una vez realizadas las mediciones se procedió a medir el estándar de sal y el cristal contenedor de las MI. La grafica obtenida se obtiene restando los diferentes espectros medidos por cada fase (MI, Cristal). La Absorbancia fue medida restando del espectro el pico y el estándar. Para obtener la cantidad de volátiles disueltos se utilizó la ley de Beer-Lambert:

$$C = \frac{MA}{\rho d \epsilon}$$

En donde C representa la concentración de cada volátil en porciento en peso (wt%), A es la absorbancia, M es el peso molecular de agua o CO_2 en (g/mol), ρ es la densidad del cristal en (g/L), d es el espesor de la MI en (cm), y ϵ es el coeficiente de absorción molar en (L/mol cm).



Figura 13. Espectroscopio Thermo Electron Nicolet 6670 FTI

4.3.4. Experimentos Petrológicos

Los experimentos petrológicos se llevaron a cabo en el Laboratorio de Petrología del Instituto de Geología, utilizando hornos que alcanzan temperaturas de hasta 2,000 °C y bombas de presión que usan agua o gases como medio presurizante.

Las muestras pulverizadas son introducidas en cápsulas de $Ag_{70}Pd_{30}$ con un diámetro de 2 ó 5 mm, la cual es pesada antes y después de introducir los componentes más agua destilada, una vez llenada la cápsula, se solda, calienta en la parrilla y pesa para corroborar que no perdió los volátiles que funcionan como un catalizador en la fusión de los componentes. La cápsula se introduce en un tubo de níquel al cual se le introduce la línea de presión. Una vez armado el tubo de níquel se coloca en los hornos a la temperatura deseada y se aplica la presión conectando la línea a las bombas cerrando el sistema (Figura 14).

Las condiciones iniciales son inferidas mediante el uso de geobarómetros, realizando experimentos a diferentes presiones y temperaturas se obtienen los campos de estabilidad de los minerales presentes en las muestras de roca. La muestra es sometida a ciertas condiciones de P y T por un periodo no menor a 7 días con la finalidad de alcanzar una homogenización de la muestra. Una vez transcurrido este periodo de tiempo son enfriadas súbitamente con aire comprimido y agua a fin de preservar las características que adquirió durante este proceso.

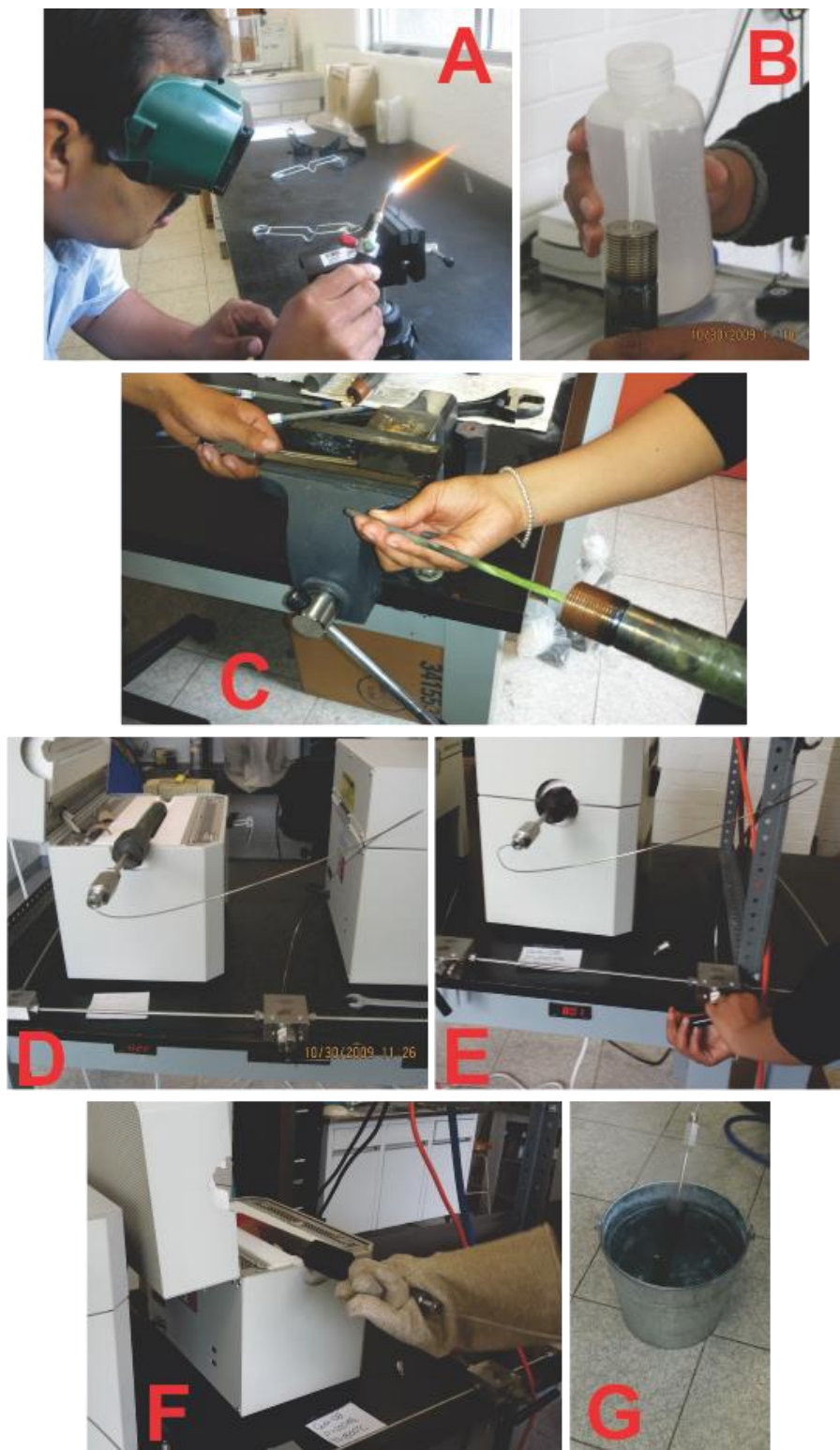


Figura 14. Fotografías de los pasos para realizar un experimento. A) Soldar la cápsula una vez llena con los reactivos y agua. B) Colocar la cápsula en el tubo de presión y llenar con agua. C) Colocar el tubo de Níquel para la línea de presión. D) Situar la línea de presión en el horno. E) Establecer la presión y temperatura a la cual se correrá el experimento. F) Terminado el tiempo del experimento desconectar la línea de presión y retirar el horno. G) enfriamiento súbito para preservar las condiciones del experimento.

Capítulo 5. Resultados y Discusiones

5.1. Resultados

5.1.1. Estratigrafía

El flujo piroclástico de la Toba Tala es una secuencia formada por 3 horizontes (Figura 15). En la base se encuentra la unidad A1 un flujo piroclástico con una matriz de ceniza fina con tonalidades beige con fragmentos líticos que contienen mayoritariamente pómez blanca fibrosa, pómez gris, líticos de andesita-basalto vesicular, granito y obsidiana negra. Los líticos tienen un tamaño máximo de 15 cm. La cima de este horizonte está formada por un contacto erosivo formando canales rellenos de material grueso seguidos de una estratificación con un espesor aproximado de 2 m correspondientes a la unidad A2. La unidad A3 se encuentra en la cima del afloramiento, ésta es un depósito de caída soportado por una matriz de ceniza de tonalidades ocres de aproximadamente 3m de espesor.

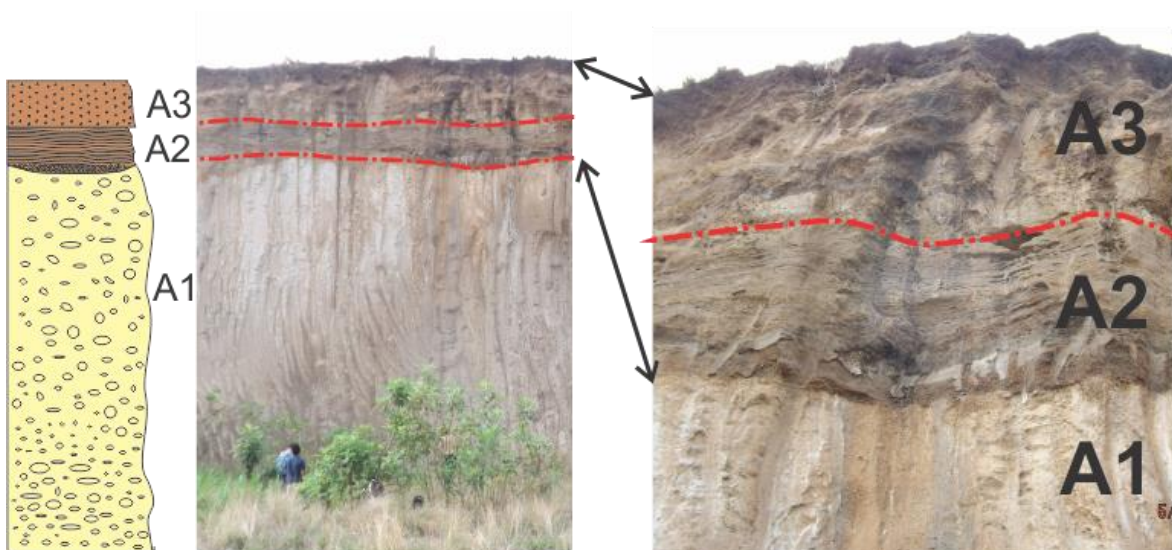


Figura 15. Sección estratigráfica del área de estudio, se muestran las tres unidades que conforman la Toba Tala, las MI corresponden a las pómez de la unidad A1

5.1.2. Petrografía

Las muestras de pómez fueron analizadas en muestra de mano como en lámina delgada utilizando un microscopio petrográfico. Las pómez son holoialinas y tienen una textura vesicular. El vidrio tiene características ópticas homogéneas, no contiene rasgos milimétricos de bandeamiento.

La lamina LP14-A1 correspondiente al grupo A1 de pómez, presenta vesículas redondeadas y ovaladas de un diámetro de .05 a .6 mm, cuyo porcentaje estimado visualmente es de 10 % (Figura 16 A, B). La lamina LP14-A2 corresponde al grupo A2 y contiene un porcentaje estimado de vesículas del 3%, las vesículas de menor diámetro son ovaladas y las de mayor tamaño presentan formar irregulares, esta lamina contiene un único fragmento lítico subredondeado de 150 μm de largo en su eje mayor (Figura 16 C, D).

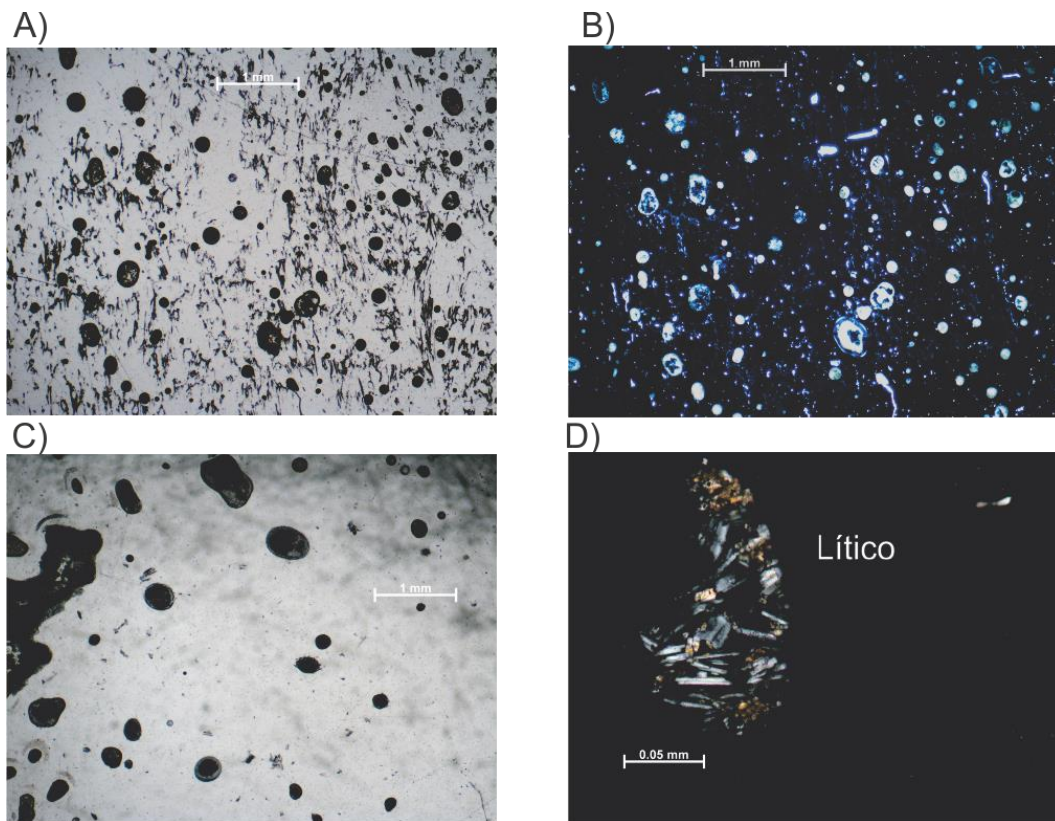


Figura 16. Fotomicrografías de las láminas delgadas de los grupos A1 y A2 de Toba Tala. Tomadas con el objetivo de 5x. A) microfotografía la lámina LP14-02A1 en luz transmitida. B) Fotomicrografías en nicoles cruzados de la lámina LP14-A1. C) Fotomicrografías microfotografía la lámina LP14-02A2 en luz transmitida. D) Fotomicrografías en nicoles cruzados de un fragmento lítico de 150 μm de largo en la lámina LP14-A2.

5.1.3. Química Mineral

Debido a la baja cristalinidad en la pómez de la Toba Tala fue necesario hacer concentrado de minerales. Los minerales fueron montados en resina epóxica y analizados mediante microsonda electrónica. Además de cuarzo y sanidino que fueron identificados ópticamente, el análisis de microsonda electrónica demostró que la Toba Tala contiene fayalita, ferrohedenbergita y titanomagnetita. La composición de estas fases se muestra en la Tabla 4.

Óxido (wt%)	Sanidino		Titanomagnetita		Fayalita							
Al ₂ O ₃	23.93	23.96	0.47	0.41	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	4.90	5.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.06	0.05	0.11	0.00	0.01
SiO ₂	64.93	64.58	0.12	0.10	30.36	30.56	30.26	30.61	29.98	29.61	30.88	31.10
MnO	0.00	0.00	1.12	1.04	3.60	3.74	3.56	3.52	3.47	3.55	3.35	3.40
K ₂ O	7.91	8.28	0.05	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.16	0.13	70.46	73.56	65.86	66.20	66.38	66.02	66.51	65.96	64.18	64.30
TiO ₂	0.00	0.03	27.99	24.87	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04
CaO	0.06	0.07	0.00	0.00	0.13	0.12	0.12	0.13	0.14	0.13	0.12	0.13
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.21	0.16	0.16	0.16	0.17	0.15	0.15	0.15
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Σ	101.88	102.07	100.21	99.99	100.18	100.84	100.55	100.52	100.32	99.51	98.70	99.14

Óxido (wt%)	Fayalita			Ferrohedenbergita								
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.35	0.36	0.22	0.22	0.22	0.23	0.24	0.23	0.20
Na ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.88	0.80	0.82	0.99	0.93	0.99	1.07	1.06	0.96
SiO ₂	29.28	29.94	29.08	47.66	47.98	48.08	48.20	48.33	47.89	47.77	47.55	48.49
MnO	3.58	3.67	3.33	1.44	1.41	1.37	1.34	1.28	1.38	1.32	1.35	1.30
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO	66.30	66.61	66.64	30.61	30.52	30.87	31.08	30.49	30.75	31.19	31.10	30.80
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.30	0.27	0.22	0.25	0.27	0.26	0.24	0.27	0.23
CaO	0.15	0.13	0.11	18.57	18.49	17.69	17.47	18.60	18.41	18.46	17.40	17.66
MgO	0.15	0.20	0.19	0.29	0.29	0.34	0.35	0.37	0.34	0.35	0.39	0.38
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
Σ	99.488	100.548	99.338	100.09	100.139	99.613	99.912	100.499	100.261	100.632	99.335	100.035

Tabla 4. Composición de las fases minerales identificadas con microsonda electrónica en wt% de óxidos mayores

5.1.4. Química de roca total y de inclusiones de vidrio (MI)

Se analizaron los dos tipos de pómez presentes en el horizonte A1 (Tabla 5). Con la finalidad de tener un contexto geoquímico general, se compararon los datos de química

total de diferentes domos pertenecientes a la caldera de La Primavera, los domos Collí y El Tajo (Gómez-Álvarez, 2015), domo San Miguel (Cruz-Lara, 2015), y los análisis publicados por Mahood (1981). Las muestras de roca total corresponden a periodos pre, sin y post caldera, los análisis de Mahood (1981) comprenden las tres etapas y las demás muestras corresponden a la etapa post caldera, siendo el domo Collí el último evento de la Sierra de la Primavera.

EMy (wt%)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
LP14-02A	74.04	11.38	2.38	0.043	0.02	0.12	3.97	4.57	0.073
LP14-02B	74	11.67	2.62	0.045	0.02	0.14	4.34	4.49	0.077
ETz (ppm)	Be	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	S	Ga	Ge
LP14-02A	10	30		6	7	181	0.007	32	2.5
LP14-02B	10	30	6	7	30	158	0.009	33	2.7
ETz (ppm)	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag
LP14-02A	2.5	5	250	3	100	499	74.4	7	0.6
LP14-02B	2.7	6	258	3	99	511	78.7	8	0.7
ETz (ppm)	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd
LP14-02A	0.1	9	0.9	5.9	4	38.8	88.9	11.4	42.7
LP14-02B	0.1	13	1	5.9	5	41.9	93	11.8	43.6
ETz (ppm)	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
LP14-02A	12.3	0.063	11.6	2.39	15.1	3.04	9.04	1.34	8.79
LP14-02B	12.6	0.079	12.7	2.43	15.6	3.22	9.29	1.36	9.02
ETz (ppm)	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
LP14-02A	1.24	15.3	6.85	3.3	0.36	24	0.1	25.9	10.7
LP14-02B	1.29	15.7	7.11	3.8	0.53	22	0.2	26.8	11.3
ETz (ppm)	As	Cr	Sc	Sb					
LP14-02A	6.2	18	0.7	1.1					
LP14-02B	4.5	19	0.7	1.1					

Tabla 5. Composición de los dos grupos de pómez de Toba Tala elementos mayores en wt%, elementos traza en ppm.

Clave LP14-2A corresponde al grupo A1, clave LP14-2B corresponde al grupo A2.

Las MI analizadas presentan una variación de SiO_2 entre 65.69 y 83.73 wt%. En relación al contenido de álcalis se pueden clasificar a las pómez de Toba Tala como riolitas con un contenido de álcalis de 8.54 y 8.83 wt% (Figura 17). Los datos de los domos y los datos de Mahood (1981) caen en el campo de las riolitas con concentraciones de SiO_2 entre 72.24 y 78.01 wt% y álcalis de 8.41 a 9.45 wt%. Las MI se clasifican como traquitas y riolitas ya que presentan una mayor variación en su contenido de SiO_2 entre 65.69 y 83.73 wt% y álcalis de 6.41 a 14.71 wt%. Todas las muestras son clasificadas como comenditas de acuerdo al diagrama de clasificación de rocas hiperalcalinas (Figura 18) (MacDonald, 1974).

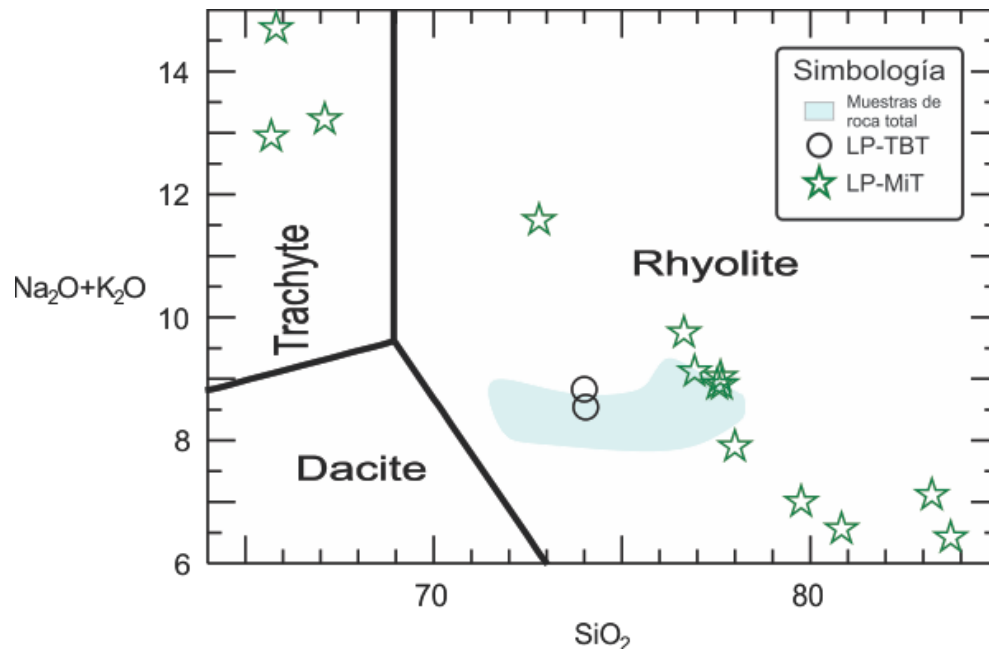


Figura 17. Diagrama TAS de la Toba Tala y MI. Todos los datos están dados en wt% y calculados en base anhidra. Claves de la simbología el área de color azul corresponde a las muestras de roca total de La Primavera publicadas por Cruz-Lara (2015), Gómez-Álvarez (2015) y Mahood (1981). LP-TBT) Pómez Toba Tala. LP-MiT) Inclusiones de Vidrio.

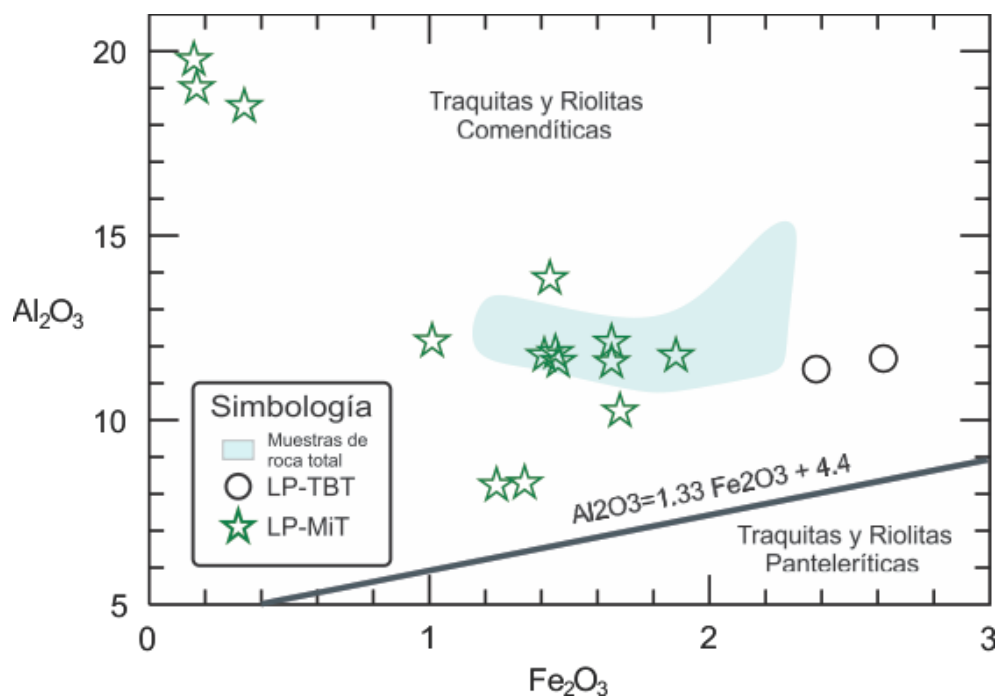
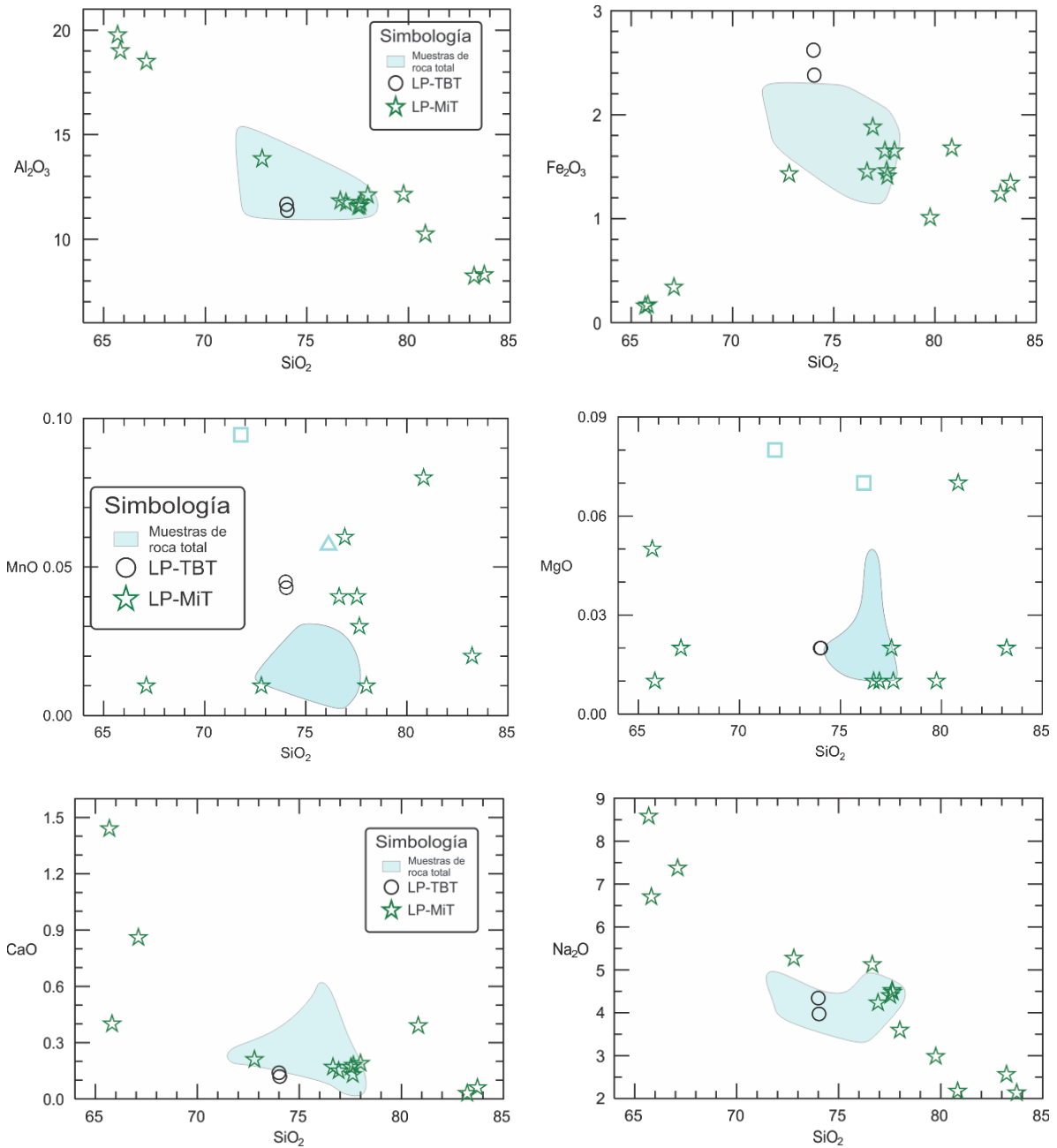


Figura 18. Diagrama de clasificación de rocas hipercalinas (MacDonald, 1974). Simbología correspondiente a la Figura 17.

En la distribución de elementos mayores (Figura 19) observamos que la variación del contenido de Al_2O_3 en las MI es entre 8.23 y 19.77 wt%, el resto de muestras de roca total mantienen una concentración similar; la variación de Fe_2O_3 en relación al contenido de SiO_2 entre 0.18 y 8.94 wt%, en donde las MI presentan el menor contenido de Fe_2O_3 , en contraste con la pómez de Toba Tala que presentan el mayor contenido de Fe_2O_3 . La concentración de MnO varía entre 0.009 y 0.031 wt% donde las MI son los extremos y las restantes muestras tienen un valor medio de 0.45 wt%. El contenido de MgO en las MI varía entre 0.007 y 0.07 wt%, donde no hay un valor promedio claro para las restantes muestras, las concentraciones de CaO para las MI varían entre 0.0045 y 7.01 wt%, donde la concentración de las pómez de Toba Tala está por debajo del promedio del resto de muestras de roca. El contenido de Na_2O en las MI varía entre 2.13 y 8.58 wt%, el resto de muestras mantiene una concentración constante, el contenido de K_2O en las MI varía entre 4.02 y 8 wt% y las demás muestras tienen un promedio de 4.48 wt%, las concentraciones de TiO_2 de las MI varían entre 0.05 y 0.17 wt%, la concentración en la pómez de Toba Tala se mantienen con el promedio de 0.9 wt%.

Se observa una tendencia negativa en las MI respecto al SiO_2 en los óxidos de Al, Na, Ca y K, en los óxidos de Fe y Ti presentan una tendencia positiva respecto al SiO_2 . Las muestras de roca total mantienen una concentración constante en los óxidos de Al, Mg, Ca, Na, K y Ti. En los óxido de Mn no hay ninguna relación clara entre el contenido del óxido y sílice.



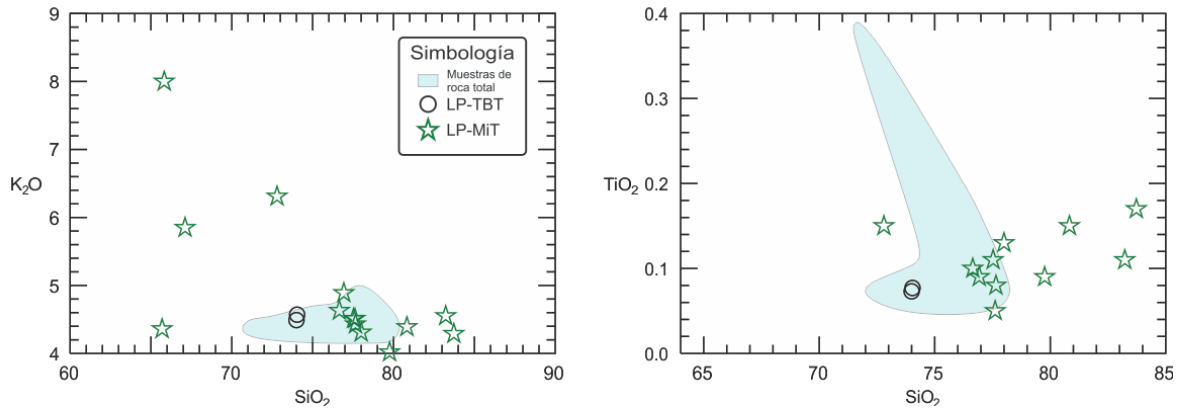
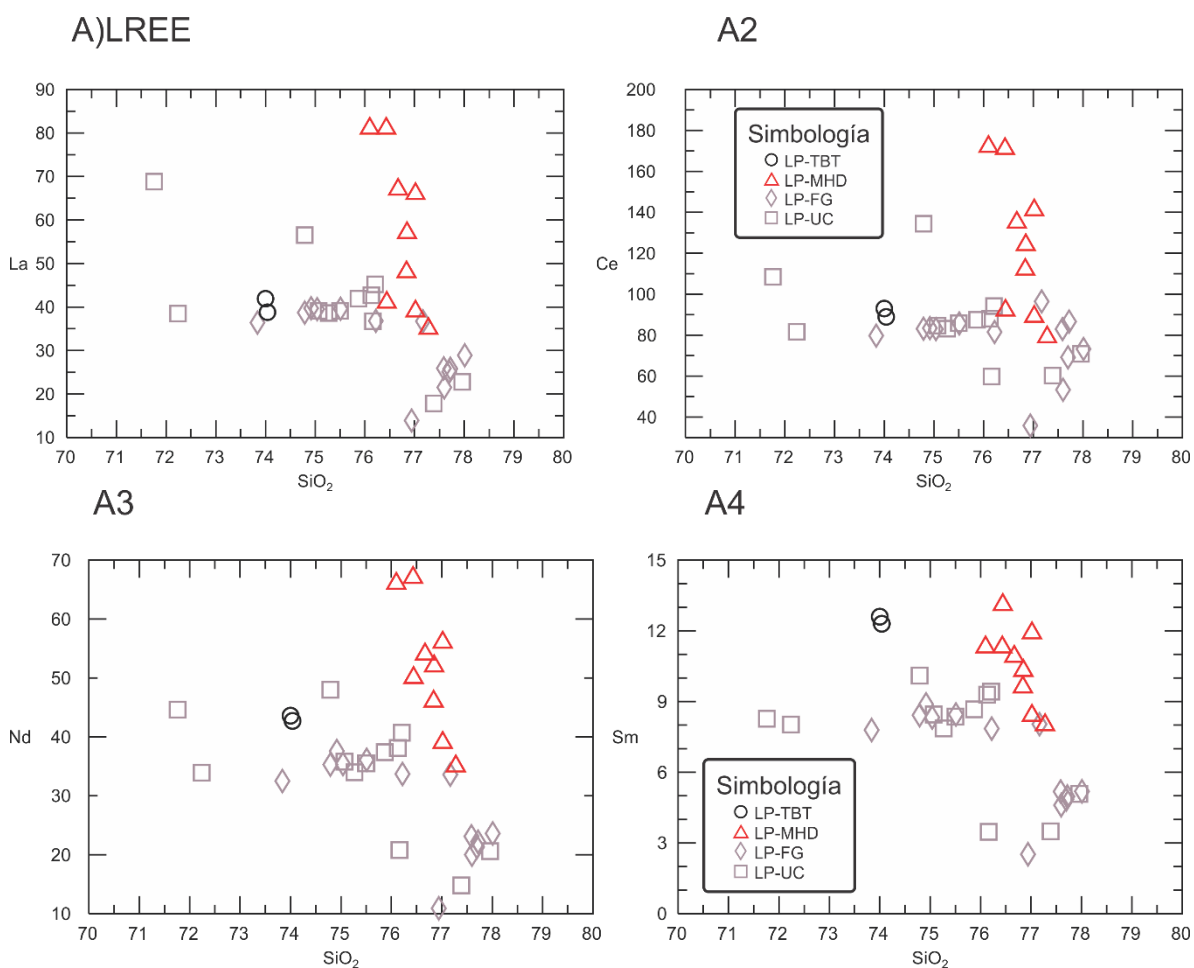


Figura 19. Diagramas binarios de elementos mayores normalizados a base anhidra de las muestras estudiadas. Claves de la simbología el área de color azul corresponde a las muestras de roca total de La Primavera publicadas por Cruz-Lara (2015), Gómez-Álvarez (2015) y Mahood (1981). LP-TBT) Pómez Toba Tala. LP-MiT) Inclusiones de Vidrio.

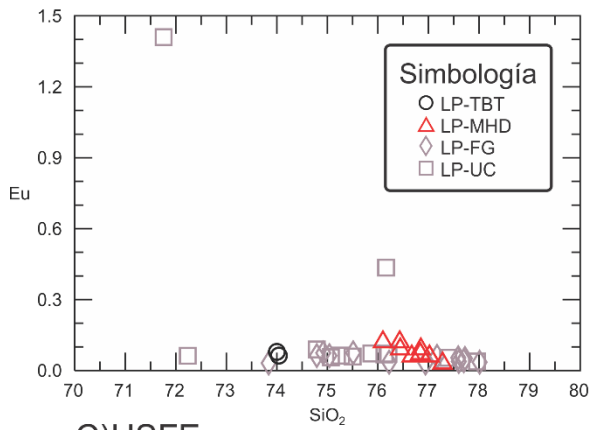
Los elementos traza son ampliamente utilizados en la petrogénesis debido a que estos muestran variaciones geoquímicas únicas, ya que son muy sensibles a los diferentes procesos de evolución magmática (fusión parcial, cristalización fraccionada, mezcla de magmas), registrando los procesos de evolución que sufrió un magma durante su ascenso y su fuente magmática. El comportamiento de esos elementos durante la evolución de un magma puede ser considerado en términos de su afinidad entre la fase líquida y la fase sólida, clasificando los elementos traza en grupos de acuerdo a sus propiedades y afinidades geoquímicas (HREE, LREE, LILE, HSFE).

Los elementos traza de las muestras de la Toba Tala (LP-TBT) analizados en este trabajo también se compararon con de los domos Tajo y Collí (LP-FG), domo San Miguel (LP-UC), y las muestras publicadas por Mahood 1981 (LP-MHD). En las MI no se midieron elementos traza por lo tanto no se incluyeron en la comparación. Para la distribución de los elementos traza LREE las concentraciones de La varían entre 13.9 y 81 ppm, Ce entre 51.9 y 172 ppm, Nd entre 10.9 y 79 ppm, y Sm entre 3.47 y 13.1 ppm. Estos elementos presentan tendencias similares como marcada tendencia negativa para las muestras LP-MHD y una leve tendencia negativa para las muestras LP-FG (Figura 20 a), mientras el Eu mantiene una concentración constante. En las HREE la concentración de Lu varía entre 0.33 y 1.29 ppm se aprecia una anomalía negativa para las muestras LP-FG y un enriquecimiento

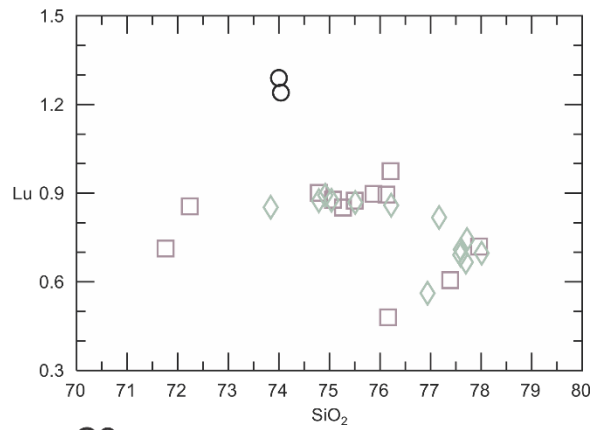
en la serie LP-TBT (Figura 20 b). Los HFSE presentan concentraciones de Zr entre 145 y 683 ppm, y Nb entre 12.9 y 78.7 ppm, las muestras de LP-MHD presentan una marcada anomalía negativa en Zr (Figura 20 c), las muestras de LP-TBT presentan una mayor concentración en Zr y Nb respecto a LP-FG y LP-UC. Los elementos LILE presentan concentraciones de Rb que varían entre 141 y 275 ppm, y Ba entre 4 y 17 ppm, ambos elementos tienen una tendencia positiva respecto al SiO_2 (Figura 20 d), las muestras LP-TBT tienen mayor concentración de Rb respecto al promedio del resto de muestras. Para la concentración de Ni varían entre 2 y 7 ppm sin una tendencia clara (Figura 20 e).



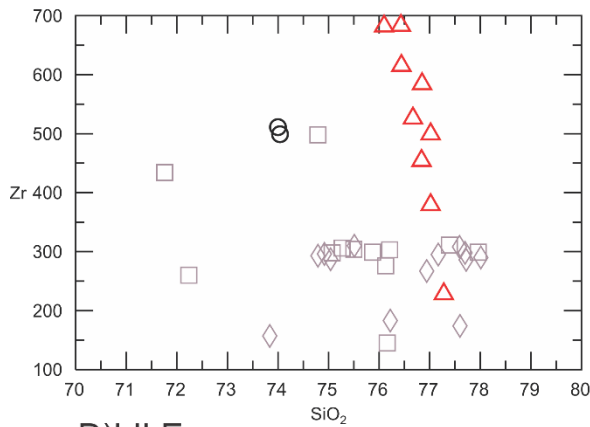
A5



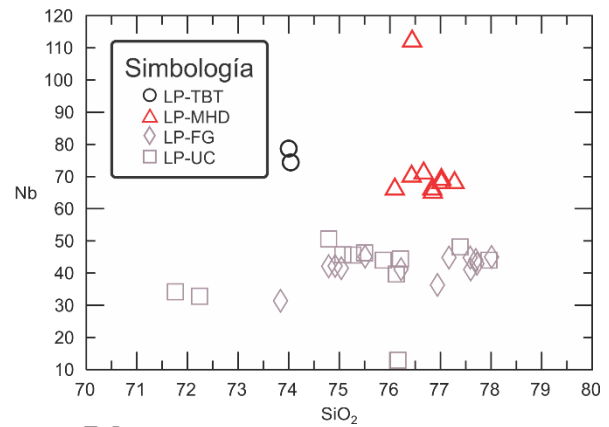
B)HREE



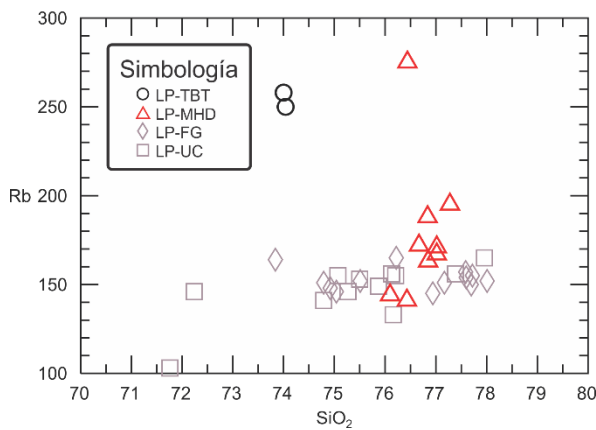
C)HSFE



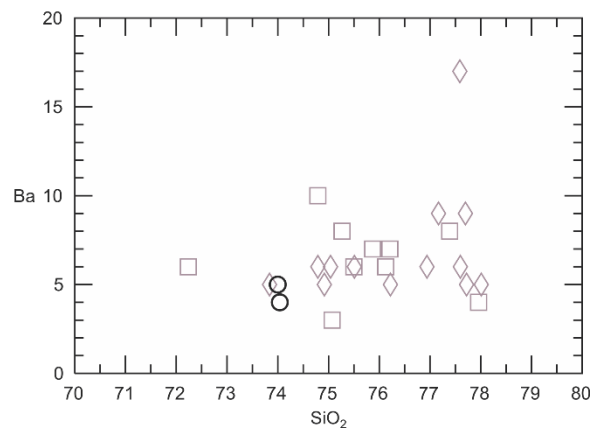
C2



D)LILE



D2



E) Metales de transición

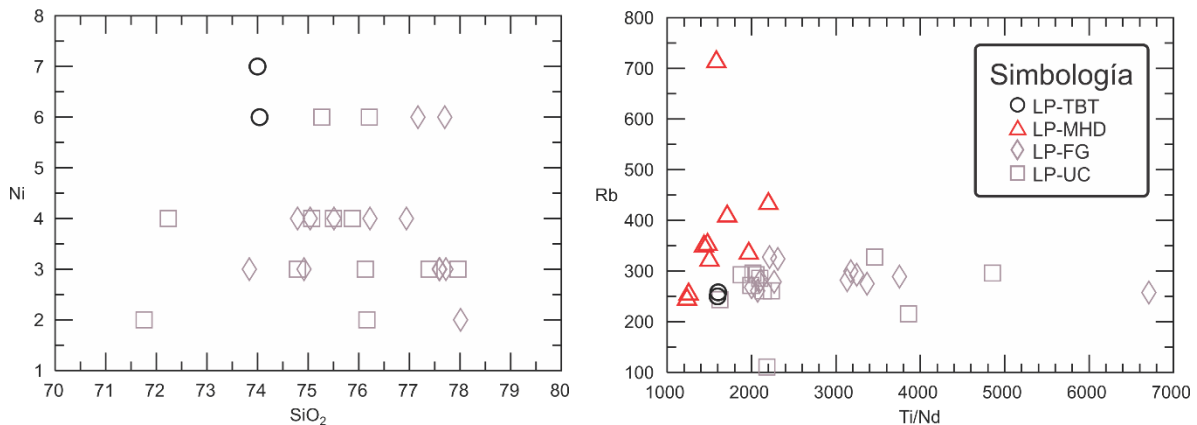


Figura 20. Diagramas binarios de elementos traza, normalizados en base anhidra y en ppm, SiO_2 en wt%. La simbología corresponde a la Figura 2. Nomenclatura: LREE (Light Rare Earth Elements), HREE (Heavy Rare Earth Elements), HFSE (High Field Strength Elements), LILE (Large Ion Lithophile Elements).

El diagrama spider de tierras raras (REE) normalizado con respecto a la Condrita (Sun & McDonough, 1989) muestran una pendiente negativa y una anomalía negativa marcada en Eu, las muestras correspondientes a LP-TBT presentan un ligero enriquecimiento en HRRE (Figura 21 a) respecto a las demás muestras de roca total. En general, las muestras presentan enriquecimiento con respecto a la condrita (Sun & McDonough, 1989) en un rango de de 60 a 350. El diagrama spider de elementos traza normalizado con respecto al MORB (Pearce, 1983) muestran una pendiente negativa general con tres grandes anomalías negativas en Ba, P y Ti, una ligera anomalía positiva en Hf (Figura 21 b). Todas las rocas presentan las mismas tendencias en Ba y Ti, ya que en las muestras de Toba Tala el contenido de P está por debajo del límite de detección.

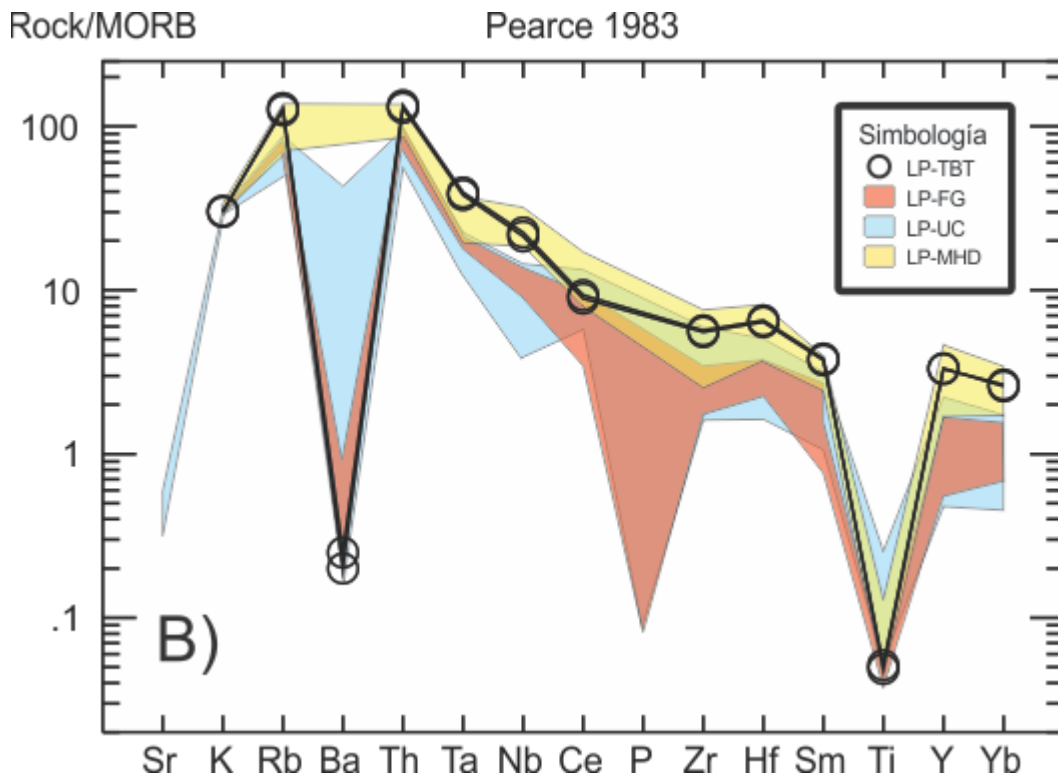
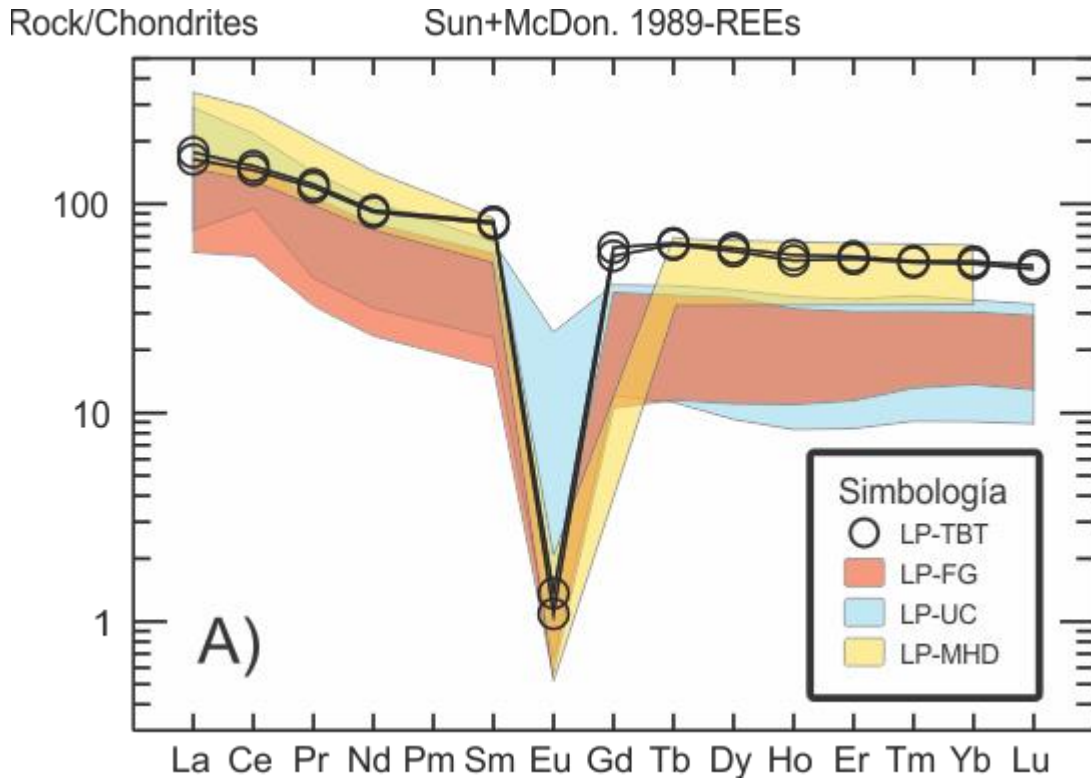


Figura 21. Diagramas spider A) distribución de elementos normalizados respecto a la condrita (Sun & McDonough, 1989). B) distribución de elementos normalizados respecto al MORB (Pearce, 1983). Simbología. LP-TBT) muestras de pómez de la Toba Tala. LP-FG) muestras de roca total de los domos Collí y El Tajo publicadas por Gómez-Álvarez (2015). LP-UC) muestras de roca total del domo San Miguel publicadas por Cruz-Lara (2015). LP-MHD) muestras de roca total de la caldera de La Primavera publicados por Mahood (1981).

5.1.1. FTIR

Se analizaron 14 MI atrapadas en fenocristales de cuarzo y feldespato. El contenido de agua en las MI varía entre 0.06 y 6.1 wt%, el CO_2 medido varía entre 29 y 123 ppm. Las MI con menor contenido de SiO_2 y Al_2O_3 contienen mayor concentración de CO_2 (Tabla 6). En base a la composición y morfología se definieron dos grupos: Grupo 1, MI de color marrón (Figura 22C), con los contenidos mínimos de SiO_2 , máximo valores de Al_2O_3 y en las únicas muestras en las cuales se pudo medir el CO_2 . Grupo 2, inclusiones translucidas (Figura 22B) con valores de SiO_2 entre 72- 81 wt%, Al_2O_3 varía entre 13 y 8 wt%, sin CO_2 medible.

Óxido (wt%)	TTiM-2	TTiM-3	TTiM-4	TTiM-4i	TTiM-5	TTiM-7	TTiM-9i
Al ₂ O ₃	18.97	13.83	18.45	18.58	11.76	11.37	12.03
Na ₂ O	8.23	5.26	7.35	6.55	5.09	3.37	2.95
SiO ₂	63.03	72.73	66.93	64.35	76.18	73.24	79.03
MnO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00
K ₂ O	4.18	6.30	5.83	7.82	4.61	4.05	3.99
FeO	0.16	1.43	0.34	0.17	1.44	1.55	1.00
TiO ₂	0.00	0.15	0.00	0.00	0.10	0.12	0.09
CaO	1.38	0.21	0.86	0.39	0.16	0.18	0.00
MgO	0.05	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
H ₂ O	4.01	0.07	0.19	2.12	0.61	6.11	0.91
CO ₂ (ppm)	29.38		123.91	63.69			

Óxido (wt%)	TTiM-10	TTiM-10i	TTiM-11	TTiM-12	TTiM-14	TTiM-16	TTiM-16i
Al ₂ O ₃	11.54	11.51	11.36	11.34	10.11	8.06	8.12
Na ₂ O	4.50	4.38	4.33	4.08	2.14	2.50	2.08
SiO ₂	77.24	77.15	75.03	74.31	79.78	81.44	81.92
MnO	0.12	0.04	0.03	0.06	0.08	0.02	0.00
K ₂ O	4.49	4.49	4.28	4.73	4.34	4.45	4.20
FeO	1.45	1.64	1.36	1.82	1.66	1.22	1.31
TiO ₂	0.05	0.11	0.07	0.09	0.14	0.11	0.17
CaO	0.12	0.17	0.17	0.15	0.39	0.03	0.06
MgO	0.01	0.02	0.00	0.01	0.07	0.02	0.00
H ₂ O	0.49	0.49	3.37	3.41	1.30	2.15	2.15

CO₂ (ppm)

Tabla 6. Composición y contenido de volátiles de las MI en wt%, los elementos mayores fueron analizados por la microsonda electrónica y el contenido de volátiles fueron medidos con FTIR.

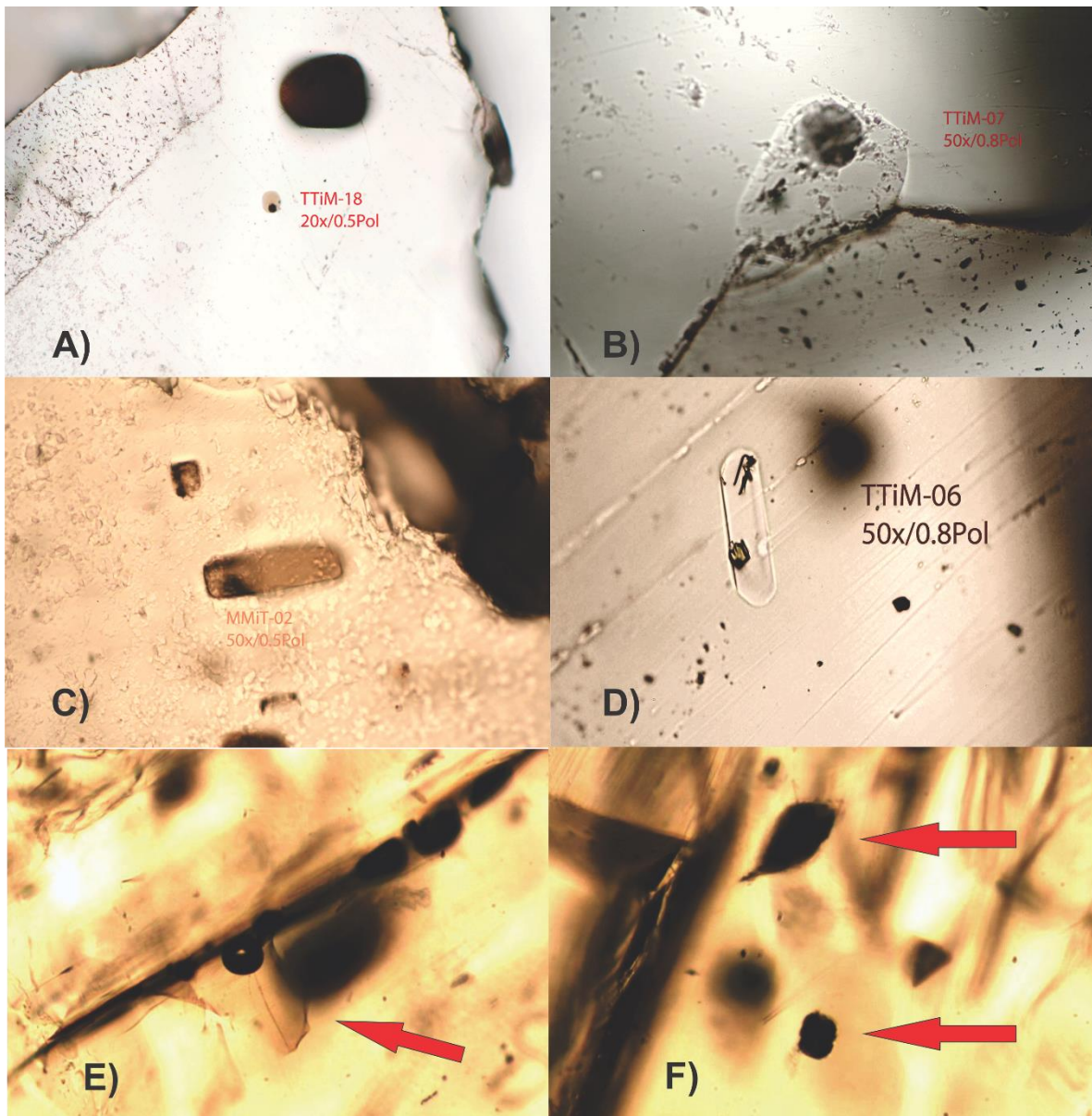


Figura 22. Fotomicrografías de las MI analizadas en el presente trabajo (A, B, C y D) y ejemplos de MI con procesos post-cristalización (PEC), las cuales no fueron analizadas en el presente trabajo (E, F). A) Aspecto de las MI en relación al tamaño del cristal que las contiene B) MI del grupo 2 totalmente expuesta con la burbuja de CO₂ reventada. C) MI del grupo 1, éste grupo se caracteriza por las tonalidades marrones de las MI. D) MI del grupo 1 con posibles cristales hijos, éstos son de tonalidades verdes. E) MI afectada por PEC, en donde la morfología de la MI se ve afectada por la fractura del cristal host. F) MI desvitrificadas

5.1.2. Rhyolite-MELTS

Con la herramienta en línea Rhyolite-MELTS (<http://melts.ofm-research.org/>) se calcularon las condiciones de presión y temperatura en las cuales coexisten las fases identificadas en la pómez. Esto se logra introduciendo la composición de las MI, el contenido de volátiles, estableciendo la presión del sistema (P) y variando la temperatura (ΔT). Se identifican la secuencia de cristalización así como las afinidades (proximidad para saturar una fase dada) de diversos minerales, la composición del liquidus y fases que cristalizaron.

Las fases minerales cristalizaron a partir del liquidus, el cual se estimó a los 795 °C con cuarzo y tiene un pico en 765 °C en donde cristalizan tres fases, finalizando a 705 °C (Figura 22). Las fases que cristalizan tienen el siguiente orden, cuarzo, titanomagnetita, feldespato, feldespato 2, rutilo y sillimanita. El cuarzo, titanomagnetita y los feldespatos son fases naturales en el magma que formó la Toba Tala, sin embargo el rutilo y la sillimanita no son componentes naturales.

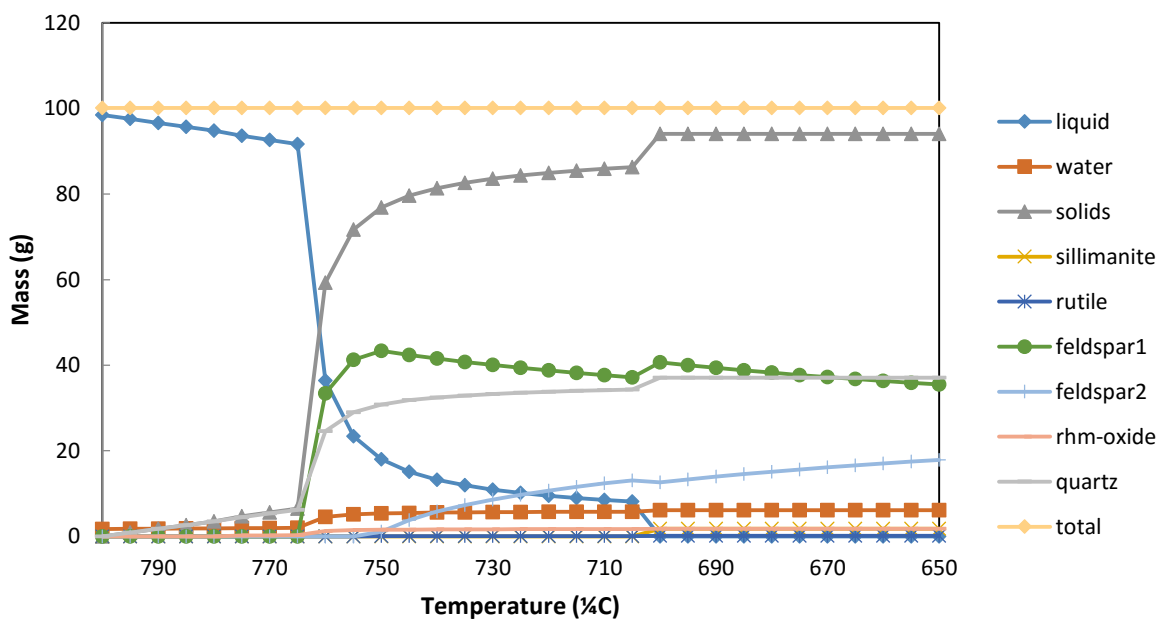


Figura.23. Grafica de la secuencia isobárica con la composición de TTiM-07 (tabla 2) a una presión de 150 MPa, con un $\Delta T=10$ de 800 a 650 °C. generada a partir de la herramienta Rhyolite-MELTS.

5.1.3. Experimentos Hidrotermales

Se simularon 10 experimentos petrológicos hidrotermales a partir de muestras pulverizadas correspondientes al grupo A2 de pómez presentes en Toba Tala, a presiones que varían entre 90 y 150 MPa, temperaturas entre 675 y 850 °C, durante periodos de 7 a 14 días y con un buffer ΔNNO .

Se logró cristalizar cuarzo, sanidino, y óxidos de Fe y Ti definiendo 3 áreas de P-T (Figura 24), a) muestras totalmente cristalizada con abundante cuarzo, sanidino y óxidos de Fe y Ti, b) muestras con vidrio más cristales, c) muestra sin fases cristalinas solo vidrio.

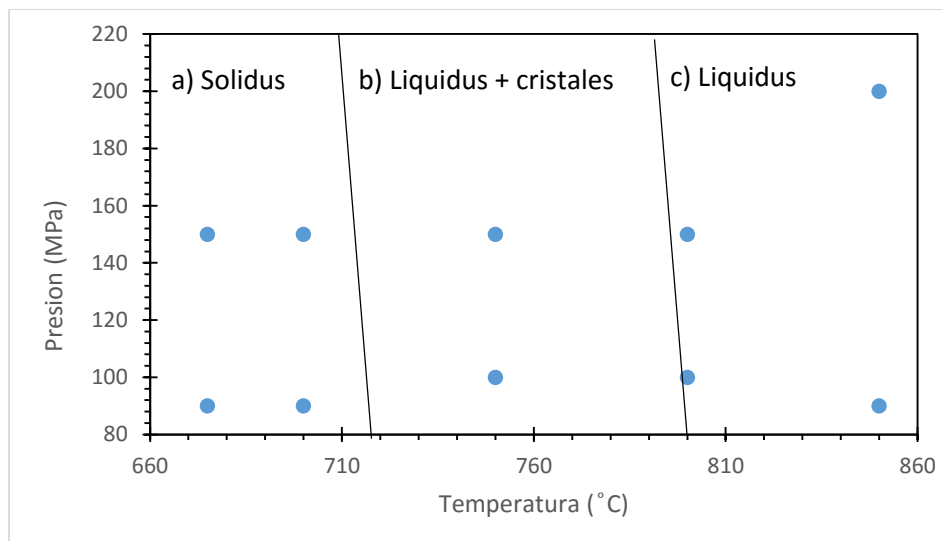


Figura 24. Grafica de la distribución de los experimentos hidrotermales

5.2. Discusión

Las fases minerales descritas para la Toba Tala por Mahood (1980) son cuarzo y sanidino, en el presente trabajo se identifican tres nuevos minerales para el horizonte A1

(Tabla 7). Este horizonte está caracterizado por contener dos tipos de pómez con la misma composición, pero con diferentes texturas, diferentes vesicularidades.

Minerales	Mahood 1980	Este trabajo
Cuarzo	Reportado	Reportado
Sanidino	Reportado	Reportado
Fayalita	No reportado	Identificado con Microsonda
Ferrohedenbergita	No reportado	Identificado con Microsonda
Titanomagnetita	No reportado	Identificado con Microsonda Presente como inclusiones dentro de los cristales de ferrohedenbergita

Tabla 7 Tabla comparativa de la mineralogía encontrada en Toba Tala

La similitud de los dos grupos de pómez encontradas en la unidad A1 de la Toba Tala es prácticamente imposible mezclando dos magmas. Por lo tanto proponemos dos escenarios diferentes para la ocurrencia simultánea de éstas pómez en la Toba Tala:

a) La fracción relativamente rica en minerales puede ser una porción del reservorio más fría en donde la cristalización se llevó a cabo. Esta porción podría estar próxima a la pared del reservorio y fue expulsada y mezclada durante el colapso de caldera.

b) El magma que generó la Toba Tala puede ser un fundido de antiguos cúmulos de cristales (crystal mush). Si los cúmulos no fueron efectivamente fundidos, entonces la fracción relativamente rica en minerales puede representar porciones del cúmulo que fueron remobilizadas junto con el líquido producido en el evento de calentamiento o fusión.

Las muestras de pómez de la Toba Tala y las demás muestras de roca total de La Primavera mantienen una concentración uniforme de elementos mayores respecto a SiO_2 . En contraste, en las MI, muestran tendencias positivas en Fe, Mn y Ti, y tendencias negativas Al, Ca, Na y K (Figura 19). Las concentraciones relativas de algunos elementos traza de Toba Tala, observando anomalías negativas de Eu, Sr, Ba, Ti y P (Figura 20), sugieren que la cristalización fraccionada o la fusión parcial de una roca cortical fue un proceso importante en la generación de magmas en la caldera de La Primavera. Dichas anomalías se pueden generar con el fraccionamiento de feldespatos (Eu, Sr, Ba), ilmenita o rutilo (Ti) y apatito o fosfato de REE (P) o por la fusión parcial de una roca rica en feldespatos.

Las MI pueden ser divididas en dos grupos de acuerdo a su composición, el grupo A representan un magma menos evolucionado, sus concentraciones de SiO_2 varían entre

63.03 y 66.93 wt%. Las MI del grupo B corresponden a estados más evolucionados de magma, su contenido de SiO_2 varía entre 72.73 y 81.92 Wt%(Tabla 6).

Las MI con mayor evolución respecto a las muestras de roca total utilizadas en el presente trabajo podrían corresponder a los siguientes escenarios

- a) Errores durante el análisis con microsonda electrónica, en donde ocurre un efecto de excitación externa (conocido como beam skirt) en donde el haz de electrones excita una superficie mayor a la del diámetro analítico e incorpora SiO_2 del cristal huésped.
- b) Que las inclusiones hayan sufrido cristalización post-entrapamiento y los cristales secundarios de cuarzo hayan sido incorporados en el análisis.
- c) La interacción con un flujo silíceo de una mayor evolución (más rico en sílice), el cual transporta cristales con Mi atrapadas a condiciones diferentes de P y T a las MI de la cámara magmática de la Toba Tala.

Las simulaciones de Rhyolite-Melts realizadas con composiciones de MI similares a la composición de Toba Tala correspondientes al grupo B logran saturar cuarzo y sanidino, éstas fases son identificadas para Toba Tala en el presente trabajo, y son saturadas a temperatura 760 - 810°C a presiones de 100 - 200 MPa. Las simulaciones del grupo A logran saturar feldespato, clinopiroxeno (hedenbergita) y magnetita (Figura 25) mayores temperaturas 900- 800°C a presiones de 300 – 200 MPa.

Los experimentos petrológicos realizados con la composición de la pómez de Toba Tala, sugieren que la cristalización del magma de la Toba Tala empieza a 750°C y encuentra su máximo alrededor de 680°C.

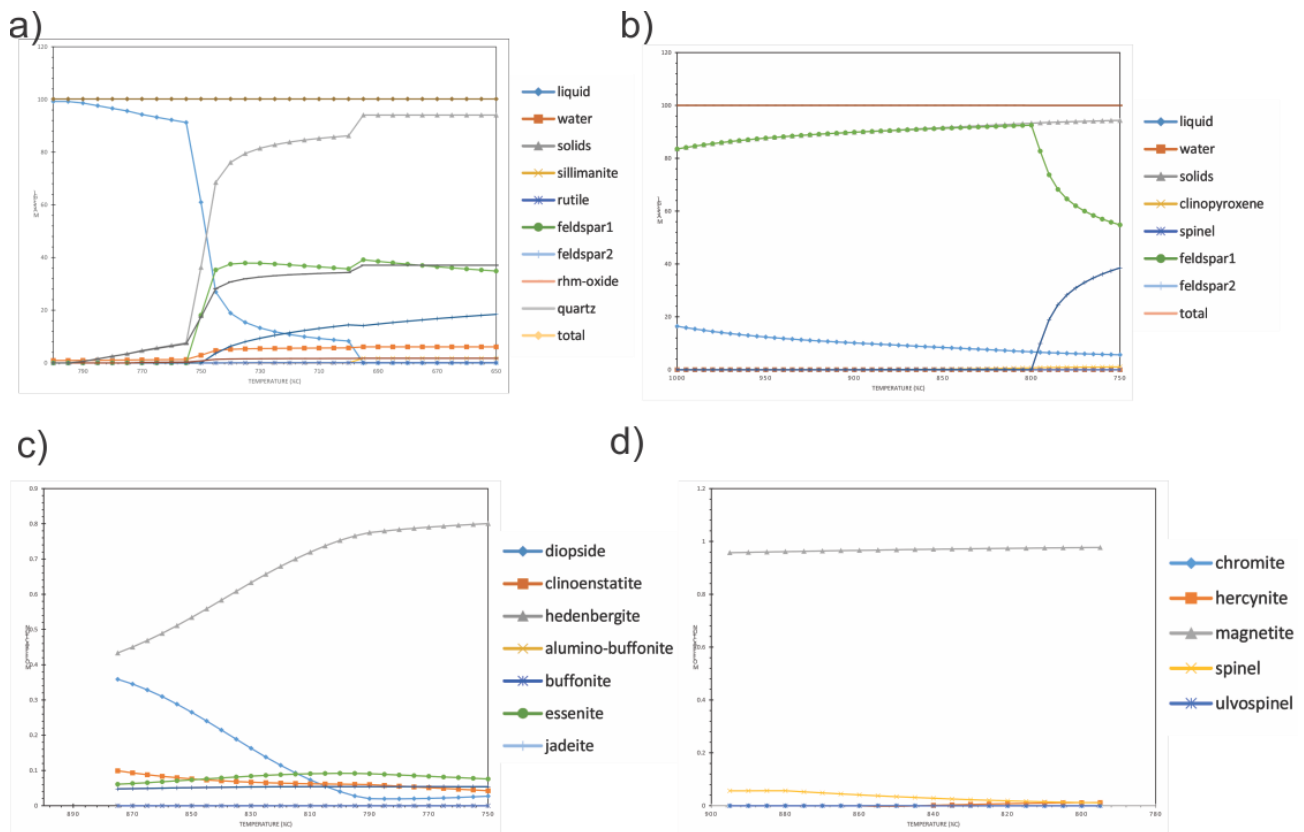


Figura 25.. Graficas de las simulaciones de Rhyolite-MELTS de los grupos de pómez de Toba Tala a 200 MPa. a) simulación del grupo 1 de pómez, cristalizan cuarzo, feldespato, rutilo y sillimanita. B) simulación del grupo 2 de pómez cristalizan clinopiroxeno, feldespato y espinela (óxidos) c) Clinopiroxenos de la simulación del grupo 1, la fase más abundante es hedenbergita. d) Óxidos la fase más abundante es la Magnetita.

La profundidad estimada a partir de simulaciones de Rhyolite-MELTS del grupo B de MI, sitúan la cámara magmática a una profundidad de 5-7 km (200 MPa). Este valor se obtuvo con la simulación de la inclusión TTiM-12, está MI tiene una composición similar a las pómez de Toba Tala. La presión de esta simulación es de 175 MPa, su error es de ± 25 MPa (Gualda y Ghiorso, 2014). La profundidad mínima de la cámara magmática fue establecida por una correlación estratigráfica, en donde el granito de la unidad precaldera es uno de los componentes de la Toba Tala, este granito es cortado en el pozo 9 del campo geotérmico Cerritos Colorados a las 2986 m de profundidad (Gutiérrez-Negrín 1988, Yokoyama y Mena 1991).

Capítulo 6. Conclusiones y recomendaciones

6.1. Conclusiones

En el presente trabajo se determinó la ocurrencia de 3 nuevas fases minerales (ferrohedenbergita, titanomagnetita y fayalita) en la pómez de la Toba Tala. Debido a su baja abundancia estas fases fueron determinadas mediante separación mineral a partir de varios fragmentos de pómez y análisis de microsonda electrónica. Adicionalmente a éstas fases se identificaron cuarzo y sanidino, las cuales contienen las inclusiones de vidrio estudiadas en este trabajo. La composición de las lavas de las diferentes etapas de formación de la caldera de la Primavera es muy homogénea y observada en los diagramas binarios de elementos mayores y traza, en contraste la composición de las MI estudiadas muestra un patrón de cristalización fraccionada observada en los diagramas binarios de elementos mayores. Los diagramas spider de muestras de roca total muestran anomalías negativas de Eu, Sr, Ba, Ti y P, éstas anomalías son características de fraccionamiento de minerales.

Los cristales obtenidos mediante la simulación de Rhyolite-Melts usando el grupo 2 de MI y la composición de Toba Tala en los experimentos petrográficos, son cuarzo y sanidino. Los experimentos fueron simulados usando el búfer NNO. Para composiciones con menor evolución grupo 1 de MI los cristales obtenidos son feldespato, ferrohedenbergita y magnetita. Éstos cristales son saturados a mayor temperatura que las simulaciones del grupo 2. Destacando la ausencia de fayalita en las simulaciones de Rhyolite-Melts y experimentos petrológicos, uno de los minerales reportados por Mahood (1981) en todas las etapas de formación de la caldera de La Primavera (Tabla 1).

Las condiciones de presión y temperatura para saturar las 5 fases encontradas en Toba Tala a partir de las composiciones de los dos grupos de MI son desconocidas de acuerdo a la información obtenida de las simulaciones realizadas para el presente trabajo. Dejando la

posibilidad que las fases de mayor temperatura (ferrohedenbergia, fayalita y titanomagnetita) sean antecristales.

Las condiciones pre-eruptivas de la Toba Tala ubican la cámara magmática a 200 MPa (6-8 km) y 760 °C. Estas condiciones pre-eruptivas son capaces de cristalizar cuarzo y sanidino las fases más abundantes en la Toba Tala,

6.2. Recomendaciones

- Analizar los elementos traza de las MI, comparando su comportamiento con las muestras de roca total de la caldera de la Primavera. Con la finalidad de determinar la evolución magmática de las MI.
- Aumentar el número de MI analizadas, con la finalidad de disminuir el error asociado.
- Muestrear y analizar MI de diferentes zonas de la Toba Tala, esto permitirá observar las diferencias entre las tres direcciones principales en las cuales se depositó la Toba Tala descrita por Mahood 1980. Realizando análisis de componentes para distinguir los diferentes depósitos de caída de la caldera de La Primavera, ya que estos son muy monótonos únicamente diferenciados por sus contenidos de líticos. Se propone muestrear en la parte central de la caldera y en el área noroeste cerca del arroyo Las Animas y Rio Salado.
- Realizar experimentos petrológicos hidrotermales con búfer QFM, para intentar saturar las siguientes fases cristalinas fayalita, titanomagnetita y ferrohedenbergita. Con la finalidad de determinar el origen de dichos cristales si son fenocristales o antecristales.

Bibliografía

- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., 2001, The Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, México. *Geology and geochronology: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 203-218.
- Aguirre-Díaz, G., McDowell, F., 2000, Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico, en Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre-Díaz, G. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper*, 334, 167-178.
- Aguirre-Díaz, G., Nelson, S., Ferrari, L., López, M., 1997, Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo), en Aguirre-Díaz, G., Aranda-Gómez, J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), *Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico—a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 1*, 1-39.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Morán-Zenteno, D., Alba-Aldave, L., 2002a, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in

the Taxco region, southern México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14.

- Allan, J., 1986, Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.
- Allan, J. F., S. A. Nelson, J. F. Luhr, I. S. E. Carmichael, M. Wopat, and P. J. Wallace, 1991. Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico: An exotic terrane in the making, in *The Gulf and Peninsular Province of the California's*, edited by J. P. Dauphin and B. R. T. Simoneit, pp. 425–445, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 47, Tulsa, OK.
- 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.
- Carmichael, I., Lange, R., Luhr, J., 1996, Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124, 302-333.
- CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas). 2000. Programa de manejo del Área de Protección de Flora y Fauna La Primavera México. CONANAP-SEMARNAT. México D.F.
- Cruz-Lara A. U., 2015, Evolución del Domo San Miguel, Campo Volcánico La Primavera, Jalisco, México. Estudio de Estratigrafía y Geoquímica, Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro, tesis de licenciatura.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.
- Demant, A. y Vincent, P. M., 1978. A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco: Discussion. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 2, 218-222.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M. S., 2003, Volcanic record and age of formation of the Mexico city basin, en *Reunión Annual 2003, Resúmenes: GEOS*, 23(2), 120.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M., Manea, V., Manea, M. 2011. The dynamic history of the Trans-Mexican belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S., and Romero-Rios, F., 2000, Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., and Stock, J. M., eds., *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334*.

- Ferrari, I., Rosas-Elguera, J. 1999. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of Jalisco block, western Mexico: Tepic-Zacoalco rift revised. Colorado. Geological Society of America Special Paper 334.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T., 2005, Digital geologic cartography of the TransMexican Volcanic Belt and adjoining areas: Digital Geosciences, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://satori.geociencias.unam.mx/digital_geosciences>, 1 mapa, 2 p. texto.
- Frezzotti M. L., 2001, Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology, *Lithos*, 55, p 273-299.
- Gómez-Álvarez F. 2015, Análisis Petrológico de los Domos Tajo y Colli e Implicaciones en el Potencial Geotérmico del Complejo Volcánico La Primavera (CVLP), Jalisco, Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro, tesis de licenciatura.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T. & Ferrari, L. 2005. Patogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LVII, Núm. 3. P 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T. & Ferrari, L. 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt, In *Geology of Mexico: Celebrating the centenary of the geological Society of Mexico*, pp 129-81. Geological Society of America, Special Paper no. 422.
- Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., 2014, Phase-equilibrium geobarometers for silicic rocks base on Rhyolite-MELTS. Part 1: Pinciples, procedures and evaluation of the method, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168:1033.
- Gutiérrez-Negrín, L. C. A. 1988. The La Primavera, Jalisco, Mexico geothermal field. *Geothermal Resources Council Transactions*, 12, p 161-165.
- Hasenaka, T., 1994, Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 13-31.
- Lowenstern J. B., 1995, Chapter 4: Applications of silicate melts inclusions to the study of magmatic volatiles. In: Thompson, J.F.H. (ed.) *Magmas, Fluid and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course 23, 71-99.
- Lopes-Hernandez, A. 1991. Análisis estructural y aportes al conocimiento volcánico en la Sierra de La Primavera. Jal. Tesis para obtener el grado de Maestro en Ciencias. F. C. UNAM. p80.
- Maciel-Flores R., Rosas-Elguera J., 1992, Modelo geológico del campo geotérmico La Primavera, Jal., México, *Geofísica Internacional*, Vol. 31, Núm. 4, p 359-370.
- Mahood G. A., 1980, Geological Evolution of Pleistocene Rhyolite Center: Sierra la Primavera, Jalisco, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, p 199-230.

- Mahood G. A., 1981a, A Summary of the Geology and Petrology of the Sierra la Primavera, Jalisco, Mexico, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, Núm. B11, p 10137-10152.
- Mahood G. A., 1981b, Chemical Evolution of Pleistocene Rhyolite Center: Sierra la Primavera, Jalisco, Mexico, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Vol. 77, p 129-149.
- Mahood, G. A., Halliday, A. N. 1988. Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100, p 183-191.
- Mahood, G. A., and Drake, R. E. 1982. K-Ar dating young rhyolitic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 93, no. 12, p 1232-1241.
- Macdonald, R., 1974. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin of Volcanology* 38, 498–516.
- Nelson, S., Carmichael, I., 1984, Pleistocene to recent alkalic volcanism in the region of Sanganguey volcano, Nayarit, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85, 321-335.
- Nelson, S., Hegre, J., 1990, Volcán Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican volcanic belt: *Bulletin of Volcanology*, 52, 186-204.
- Ochoa-Camarillo, H., 1997, Geología del anticlinorio de Huayacocotla, estado de Hidalgo, en *II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Libro-guía de las excursiones geológicas: Pachuca, México, Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 1-17.*
- Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., Eguchi, M., Tagami, T., Petrone, C., Jacobo-Albarran, J., 2003, The Eastern Alkaline Province (Mexico) revised: geology, geochronology and geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz State, en *99ª Reunión Anual, Geological Society of America, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jal., Libro de resúmenes, p. 58.*
- Osete, M., Ruiz-Martínez, V., Cabellero, C., Galindo, C., Urrutia Fucugauchi, J., Tarling, D., 2000, Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de las Cruces, Mexico: paleomagnetic and radiometric evidence: *Tectonophysics*, 318, 201-215.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 146, 353-364.

- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230–249
- Petrone, C., Francalanci, L., Carlson, R. W., Ferrari, L., & Conticelli, S., 2003. Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San Pedro- Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chemical Geology* 193, p 1-24.
- Rocha-Ruiz D. A., 2013, Distribución de la alteración hidrotermal del campo geotérmico Cerritos Colorados, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de licenciatura.
- Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 1998, Tectonic control on the volcano-sedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico: *International Geology Review*, 40, 350–362.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas –Elguera, J. 2002. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. *Revista Mexicana de Geológicas*, v. 19, núm. 1,p 1-15.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004, Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2712, 1-30.
- Siebert, L., Carrasco-Núñez, G., 2002, Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 179-205.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In:Saunders, A. D. & Norry, M. J(eds) *Magmatism in the Oceanic Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, p 313-345.
- Verma, S., 2001, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Aocolco caldera, eastern Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 43, 31-51.
- Verma, S., Usy C. Arredondo-Parra, Jorge Andaverde, Efraín Gómez-Arias & Fernando J. Guerrero-Martínez (2012): Three-dimensional temperature field simulation of a cooling of a magma chamber, La Primavera caldera, Jalisco, Mexico, *International Geology Review*, 54:7, 833-843.
- Venegas, S., Herrera, F., Maciel, R., 1985, Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y sus recursos geotérmicos: *Geofísica Internacional*, 24, 97-157.

- Wallace P. J., 2005, Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140, p 217-240.
- Yokoyama, I. and Mena, M. 1991. Structure of La Primavera caldera, Jalisco, Mexico, deduced from gravity anomalies and drilling results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, p 183-193.