



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**PETROGÉNESIS DE LAS ROCAS MÁFICAS DEL  
CAMPO MONOGENÉTICO TIZAYUCA-  
TEMASCALAPA (CMTT), ESTADO DE MÉXICO**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**Licenciado en Ciencias de la Tierra**

**P R E S E N T A :**

**Samantha Yahel García Hernández**



**DIRECTOR DE TESIS**

**Dr. Raymundo G. Martínez Serrano**

**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2016**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mi director de tesis y amigo el Dr. Raymundo G. Martínez Serrano, ya que él me permitió realizar esta tesis con su grupo de trabajo. Quisiera agradecerle infinitamente todo su apoyo, paciencia y su valiosa amistad, también toda la paciencia y amabilidad que me brindó. Gracias también porque todas las pláticas que hemos tenido me han ayudado mucho en mi desarrollo estudiantil pero también personal, finalmente por toda la confianza que ha tenido en mí. Gracias Doc Raymond.

A mis padres, porque sin todo su apoyo, cariño y comprensión (sobre todo cuando me encierro en una computadora), no habría logrado concluir este paso tan importante. A mi padre por siempre estar cuidando de mí y de mi salud, a mi madre porque siempre sus palabras me ayudan a seguir y a tener confianza en mí misma. A ambos por consentirme, entenderme e impulsarme en los peores momentos.

A todas las personas que estuvieron implicadas en la realización de este trabajo. Gloria Tovar, Aurora, Emir. Su compañía en las jornadas de campo fue muy grata, haber convivido con ustedes.

Le agradezco al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, UNAM, por permitirme hacer uso de sus instalaciones. Especialmente a la M. en C. Gabriela Solís Pichardo por ser mi guía en la realización de los análisis isotópicos, al Ing. Gerardo Arrieta por brindarme su apoyo en la medición de las relaciones isotópicas, y finalmente al Ing. Teodoro Hernández Treviño por su amabilidad en prestarme las instalaciones del taller de molienda y pulverización así como de su apoyo técnico.

Gracias a la Quim. Patricia Girón García y a Santiago Vilés por todo su apoyo en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, del Instituto de Geología para la medición de los elementos mayores. Asimismo, agradezco a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu del Centro de Geociencias por ayudarme a la medición de los elementos traza.

Debo mencionar un agradecimiento al Instituto de Geofísica, UNAM, por el financiamiento otorgado para los gastos del trabajo de campo realizado en esta tesis, así como para los pagos de los análisis de laboratorio requeridos.

A todos mis compañeros y amigos a lo largo de mi vida que han sido parte fundamental de lo que hago y lo que he sido.

A Hannat y Sandra, mis vecinas y amigas de toda la vida, porque nos hemos visto crecer y cambiar pero aún nos procuramos entre las tres.

A Kit, porque juntas compartimos muchos momentos importantes y ahora cada una ha logrado llegar a su primer objetivo que era terminar una carrera que le gustase.

A mis amigos Mauricio y Fani porque no importa qué pase, siempre sé que ustedes dos estarán apoyándome en todo.

Un agradecimiento especial para todos aquellos que compartimos clases, aulas, profesores, prácticas de campo, enojos, cartas, estrés, tareas, comidas, cenas, espacio en la biblioteca, pláticas, lugares

maravillosos; mis compañeros de la Facultad de Ciencias, algunos ahora licenciados en Ciencias de la Tierra.

A Miguel Ángel. ¡Gracias!. No hay mucho que decirte puesto que tú eres completamente parte de esto.

A Abel, Berrocal, Phany, Luis Ángel, Layla, Kenia, Monsus, Monse, Daniela, Palmira Lalo Ibarra, Germán, Javi Trejo; a todos ustedes.

A Alejandro Aguayo, porque conocerte fue muy enriquecedor y tu apoyo y amistad es muy importante.

Otro agradecimiento muy especial para mis compañeros sólidos.

Dulce, que has sido mi confidente y amiga en todo momento. Porque haber sido de Tierra sólida no hubiera sido lo mismo sin tu compañía! Te quiero.

Mar, agradezco haber podido conocerte un poco más, aunque sea al término de la carrera, pero has sido una persona maravillosa. Gracias por compartir este paso conmigo.

Finalmente, quiero agradecerle a mi compañero en esta vida por todo su apoyo incondicional, porque me ayudaste a lograr este objetivo y porque conocerte ha sido ya una nueva puerta a un nuevo mundo. Te amo.

# ÍNDICE

Resumen	<i>i</i>
CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN	1
1.1. Procesos de generación de basaltos y clasificación	4
1.2. Magmatismo en zonas de subducción	6
1.3. Importancia del estudio	8
1.4. Objetivos del estudio	9
1.5. Localización y vías de acceso al CMTT	9
1.6. Investigaciones previas	10
CAPÍTULO II	
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	13
2.1. Faja Volcánica Transmexicana	13
2.2. Evolución y geocronología del magmatismo en la FVTM	15
2.3. Geometría de la placa oceánica en subducción	17
2.4. Basamento	18
2.5. Vulcanismo en el sector oriental	21
CAPÍTULO III	
GEOLOGÍA DEL CAMPO MONOGENÉTICO TIZAYUCA-TEMASCALAPA (CMTT)	25
3.1. Flujo de lava San Mateo	26
3.2. Volcán escudo Paula	28
3.3. Conos de escoria antiguos	30
3.4. Conos de escoria jóvenes	34
3.5. Estructuras tipo domo	35
3.6. Xenocristales y xenolitos	36
CAPÍTULO IV	
METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS	40
4.1. Trabajo de gabinete y en campo	40
<i>i) Consulta bibliográfica</i>	40
<i>ii) Obtención de cartas topográficas</i>	40

iii)	<i>Trabajo de campo y muestreo</i>	40
iv)	<i>Preparación de muestras para análisis geoquímicos</i>	41
v)	<i>Cuarteado, homogeneización y empaquetamiento</i>	42
4.2.	Técnicas analíticas	43
i)	<i>Análisis mediante Fluorescencia de Rayos X. (FRX).</i>	43
ii)	<i>Análisis mediante Espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS)</i>	46
iii)	<i>Determinación de isótopos de Sr y Nd</i>	47
4.3.	Tratamiento de xenocristales y xenolitos	51

## CAPÍTULO V

### RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

5.1.	Petrografía	53
5.1.1.	<i>Flujo de lava San Mateo</i>	53
5.1.2.	<i>Volcán escudo Paula</i>	54
5.1.3.	<i>Conos de escoria</i>	56
5.1.4.	<i>Estructuras tipo domo</i>	62
5.1.5.	<i>Xenolito</i>	64
5.2.	Geoquímica	66
5.2.1.	<i>Elementos mayores</i>	66
5.2.2.	<i>Elementos traza</i>	75
5.2.3.	<i>Isotopía Sr-Nd (Sistemas isotópicos Rb-Sr y Sm-Nd)</i>	82

## CAPÍTULO VI

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

6.1.	Evolución geológica del CMTT	86
6.2.	Interpretación petrográfica y geoquímica de las rocas máficas del CMTT	88
6.3.	Cristalización de las rocas máficas a alta presión	90
6.4.	Fuente magmática	92
6.5.	Influencia de los componentes de la subducción	95
6.6.	Influencia cortical en los magmas máficos del CMTT	96
6.7.	Modelo simple de asimilación	99
6.8.	Modelo petrogenético	102
6.9.	Conclusiones	105
	Bibliografía	107
	Anexos	117
	Tabla A-1. Concentración de elementos mayores, menores y traza.	118
	Tabla A-2. Norma CIPW para las rocas del CMTT	120
	Tabla A-3. Datos isotópicos de Sr y Nd.	121

## Índice de tablas

Tabla 3.1. Características generales de las estructuras del CMTT.	38
Tabla 3.2. Edades y datos morfométricos de García-Tovar <i>et al.</i> , 2015.	39
Tabla 5.1. Conteo modal de láminas delgadas.	65

## Índice de figuras

### CAPÍTULO I

#### INTRODUCCIÓN

Figura 1.1. Ubicación del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT), respecto al frente volcánico actual.	3
Figura 1.2. Tetraedro propuesto por Yoder y Tilley (1962) para la clasificación normativa de los basaltos.	4
Figura 1.3. Procesos de fusión del manto según el ambiente tectónico.	5
Figura 1.4. Diagrama de un ambiente de subducción.	7
Figura 1.5. Localización y vías de acceso del CMTT.	10

### CAPÍTULO II

#### MARCO GEOLOGICO REGIONAL

Figura 2.1. Imagen tomada y modificada de Ferrari <i>et al.</i> (2012) donde se muestran los tres sectores en los que se divide la FVTM: occidental, oriental y central. Se pueden observar también los proyectos geofísicos VEOX (Melgar y Pérez-Campos, 2011) y MASE (Pérez-Campos <i>et al.</i> , 2008).	14
Figura 2.2. Imagen tomada y modificada de Ferrari <i>et al.</i> (2012) donde se esquematizan de manera espacial los cuatro episodios volcánicos.	16
Figura 2.3. Mapa modificado de Gómez-Tuena <i>et al.</i> (2005); que muestra el posible basamento que subyace a la FVTM.	20
Figura 2.4. Sistemas de fallas que afectan el CMTT.	22

### CAPÍTULO III

#### GEOLOGÍA DEL CAMPO MONOGENÉTICO TIZAYUCA-TEMASCALAPA (CMTT)

Figura 3.1. Mapa geológico del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT).	27
Figura 3.2. Vista del volcán escudo Paula y del montículo que conforma el flujo de lava San Mateo.	26

Figura 3.3. Imagen tomada de Google Earth donde se encuentra el volcán escudo Paula y los flujos provenientes de éste.	28
Figura 3.4. Fotografía del volcán escudo Paula mostrando sus pendientes. Bloques de lava rojizos grisáceos que conforman la litología de esta estructura en la cima del cerro.	29
Figura 3.5. Fotografía del cono Chivo I. Se observa la coloración rojiza con un estrato de color negro.	31
Figura 3.6. Vista de un xenocrystal de feldespatos dentro de una lava basáltica y fotografía tomada en un banco de material ubicado en la cima del Cerro Verde II donde se observa el conducto alimentador de la lava.	32
Figura 3.7. Imagen tomada de Google Earth donde se muestran los conos Verde.	32
Figura 3.8. Características principales de los conos de escoria.	33
Figura 3.9. Foto panorámica del banco de material correspondiente al cono Colorado. Lavas que lo componen.	34
Figura 3.10. Cono de escoria Tecomazúchitl.	35
Figura 3.11. Estructura tipo domo Tonalá.	36
Figura 3.12. Xenolitos encontrados en los cerros Verde y Chivo II.	
.	37

## CAPÍTULO IV

### METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Figura 4.1. Muestra de la roca partida en fragmentos de ~2 cm previo a su lavado y molienda.	41
Figura 4.2. Máquina marca BICO donde se realizó la molienda.	42
Figura 4.3. Fotografía de la muestra pulverizada, homogeneizada y cuarteada.	43
Figura 4.4. Balanza analítica donde se hizo el pesado de las muestras para analizar por FRX.	45
Figura 4.5. Parrilla de fusión donde tres muestras se funden para generar la perla.	45
Figura 4.6. Espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X tipo Rigaku	46
Figura 4.7. Procedimiento para la obtención de isotopos de Sr y Nd en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM.	50

Figura 4.8. Se muestra el xenolito fragmentado y dentro de una bolsa para su posterior análisis.	51
Figura 4.9. Microscopio estereoscópico OLYMPUS utilizado para la observación de xenocristales y xenolitos.	52
Figura 4.10. Pulverización de la muestra en un mortero de ágata. Pesado.	52
CAPÍTULO V	
RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA	
Figura 5.1. Fotografías de la muestra Tm-3 representativa del flujo de lava San Mateo.	54
Figura 5.2. Fotomicrografías de la muestra Tm-2 representativa del volcán escudo Paula.	55
Figura 5.3. Características petrográficas de la textura microlítica.	57
Figura 5.4. Características petrográficas de las muestras Tm-16, Tm-1 y Tm-15.	58
Figura 5.5. Fenocristales seriados en muestra Tm-9.	59
Figura 5.6. Características petrográficas de textura porfídica.	60
Figura 5.7. Características petrográficas de muestras Tm-6, Tm-10 y Tm-17. Xenocristal de hornblenda.	61
Figura 5.8. Fotomicrografías de la muestra Tm-12.	62
Figura 5.9. Fotomicrografías de la muestra Tm-14 representativa del domo reciente.	63
Figura 5.10. Características petrográficas del xenolito.	64
Figura 5.11. Diagrama de Total Álcalis vs Sílice (TAS).	67
Figura 5.12. Diagrama TAS señalando el evento volcánico inferior y el superior.	69
Figura 5.13. Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971)	70
Figura 5.14. Diagramas Harker.	74
Figura 5.15. Diagrama de #Mg contra sílice para las rocas máficas del CMTT.	73
Figura 5.16. Diagramas multielementos	78

Figura 5.17. Diagramas de elementos de Tierras Raras (REE).	81
Figura 5.18. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $\epsilon\text{Nd}$ .	85

## CAPÍTULO VI

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Figura 6.1. Diagrama de La/Yb y Sm/Yb Vs índice de diferenciación.	92
Figura 6.2. Diagrama de Ba Vs Nb propuesto por D'Orazio (2004).	94
Figura 6.3. Modelo de discriminación entre componentes de la subducción y un proceso de AFC, propuesto por Cai <i>et al.</i> (2014).	96
Figura 6.4. Relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y b) $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ contra $\text{SiO}_2$ .	98
Figura 6.5. Primer modelo de asimilación utilizando como roca primitiva la muestra TM-5 y como contaminante el xenolito recuperado en el CMTT.	100
Figura 6.6. a) Modelo de asimilación utilizando las muestras Tm-3 y Tm-5 con el xenolito metamórfico de Puente Negro. b) Modelo de asimilación utilizando la roca máfica Tm-5 y el contaminante un xenolito metamórfico del Nevado de Toluca.	101
Figura 6.7. Dibujo esquemático del modelo petrogenético propuesto para las rocas del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT).	104

## Resumen

Los estudios geoquímicos del magmatismo en el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana demuestran la complejidad y heterogeneidad de los factores que interactúan y generan vulcanismo en este límite convergente. En el presente trabajo se realizó la caracterización geológica y geoquímica de las rocas del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT), que forma parte de la región del trasarco al encontrarse a ~120 km al norte del frente volcánico actual representado por la Sierra Nevada. En este campo se emplazaron tres diferentes tipos de estructuras volcánicas monogenéticas máficas durante el Pleistoceno, las cuales se distribuyen de manera aislada aunque presentan una clara alineación NE-SW, probablemente ligada al sistema de graben-horst Cerro Gordo-Las Navajas en el que se encuentran.

Geocronológicamente, como primer evento magmático se tiene el emplazamiento del flujo de lava San Mateo, seguido por el volcán escudo Paula y finalmente dos pulsos que produjeron conos de escoria. En general, estas estructuras varían en composición desde basaltos hasta andesitas (49-58% en peso de SiO<sub>2</sub>) y de acuerdo al diagrama TAS se ubican dentro del campo calcoalcalino, a excepción del flujo de lava San Mateo de afinidad alcalina. Las rocas basálticas y una andesita basáltica presentan patrones de elementos traza similares a los de roca del tipo OIB o intraplaca, pero con anomalías positivas de Pb y Ba; mientras que las andesitas y andesitas basálticas tienen un enriquecimiento en elementos litófilos grandes (salvo Rb y Cs) respecto a los de alto potencial iónico (Nb y Ta), común en zonas de subducción. El comportamiento geoquímico de este grupo de rocas indica que fueron originadas a partir de una fuente heterogénea pero igualmente afectada, en diferente medida, por los componentes de la subducción. El incremento de las relaciones La/Yb y Sm/Yb respecto al SiO<sub>2</sub> sugieren que sufrieron procesos de cristalización fraccionada de granate a alta presión durante su formación.

Las relaciones isotópicas de Sr (0.70419-0.704916) y Nd (0.5126-0.5128) indican una variable interacción de las rocas del CMTT con la corteza continental subyacente. Mediante los modelos simples de asimilación se evidencia que las rocas asimilaron aproximadamente 10% de una corteza inferior tentativamente grenvilliana, mientras que los xenolitos y xenocristales encontrados fueron arrancados de la corteza superior durante el rápido ascenso de los magmas, sin lugar a que éstos los asimilaran.

Finalmente, el origen de las rocas máficas del CMTT se ha asociado al ascenso del manto astenosférico ocasionado por el proceso de "roll-back" de la placa de Cocos.

*“La verdadera sabiduría está en reconocer  
la propia ignorancia”*

*Sócrates*

*Y así, ni siquiera la ciencia ha logrado tener la verdad absoluta.*

*Para A.S.S.I.*

# 1. INTRODUCCIÓN

México está formado por aproximadamente 35 provincias geológicas, entre las cuales destaca la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) por presentar actualmente vulcanismo activo, representado por los estratovolcanes Colima, Ceboruco, Popocatepetl, Pico de Orizaba, entre otros. Los volcanes anteriores han sido el foco de interés de vulcanólogos, geoquímicos y petrólogos, sin embargo, el magmatismo de la FVTM incluye otras estructuras como calderas, maares, volcanes escudo y conos de escoria, las cuales no han sido estudiadas a detalle y que son parte fundamental para el entendimiento de los procesos que originan el vulcanismo en esta provincia.

Se ha establecido, no sin evidencias bien fundamentadas, que el proceso principal que ocasiona la actividad del vulcanismo actual de la FVTM se encuentra asociado con la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa norteamericana (e.g., Ortega-Gutierrez *et al.*, 2008; Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2001). No obstante, a lo largo de esta provincia existen localidades que muestran variaciones geoquímicas y estructurales que permiten inferir un proceso petrogenético distinto (e.g. Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Mori *et al.*, 2007; García-Tovar *et al.*, 2015).

El frente volcánico actual de la FVTM estaría conformado por la serie de estratovolcanes mencionados anteriormente y campos volcánicos monogenéticos activos localizados hacia el sur de esta provincia (Ferrari *et al.*, 2012), mientras que el vulcanismo que aparece hacia el norte de este frente se ha considerado como de trasarco (e.g., Gómez-Tuena *et al.*, 2005; García-Tovar *et al.*, 2015). El sector oriental de la FVTM ha sido relativamente poco estudiado. Al final de este capítulo se realiza una breve recapitulación de dichos estudios.

El área de estudio, denominada (de manera informal en este trabajo) como Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT) se encuentra localizada en el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, al noreste del Estado de México y límites con el Estado de Hidalgo. Se ubica en la región de trasarco, al encontrarse al norte de la Sierra Nevada que forma parte del frente volcánico actual (Figura 1.1). El campo está conformado por conos de escoria de composición basáltica a andesita-basáltica,

volcanes escudo y flujos de lava igualmente basálticos y en menor cantidad por un par de domos andesítico-dacíticos. Algunas de las estructuras volcánicas estudiadas se encuentran dentro del Campo Volcánico Cerro Gordo (CVCG), el cual fue previamente estudiado por Gómez-Álvarez (2015), por lo que se cuenta ya con importantes datos geológicos y geoquímicos.

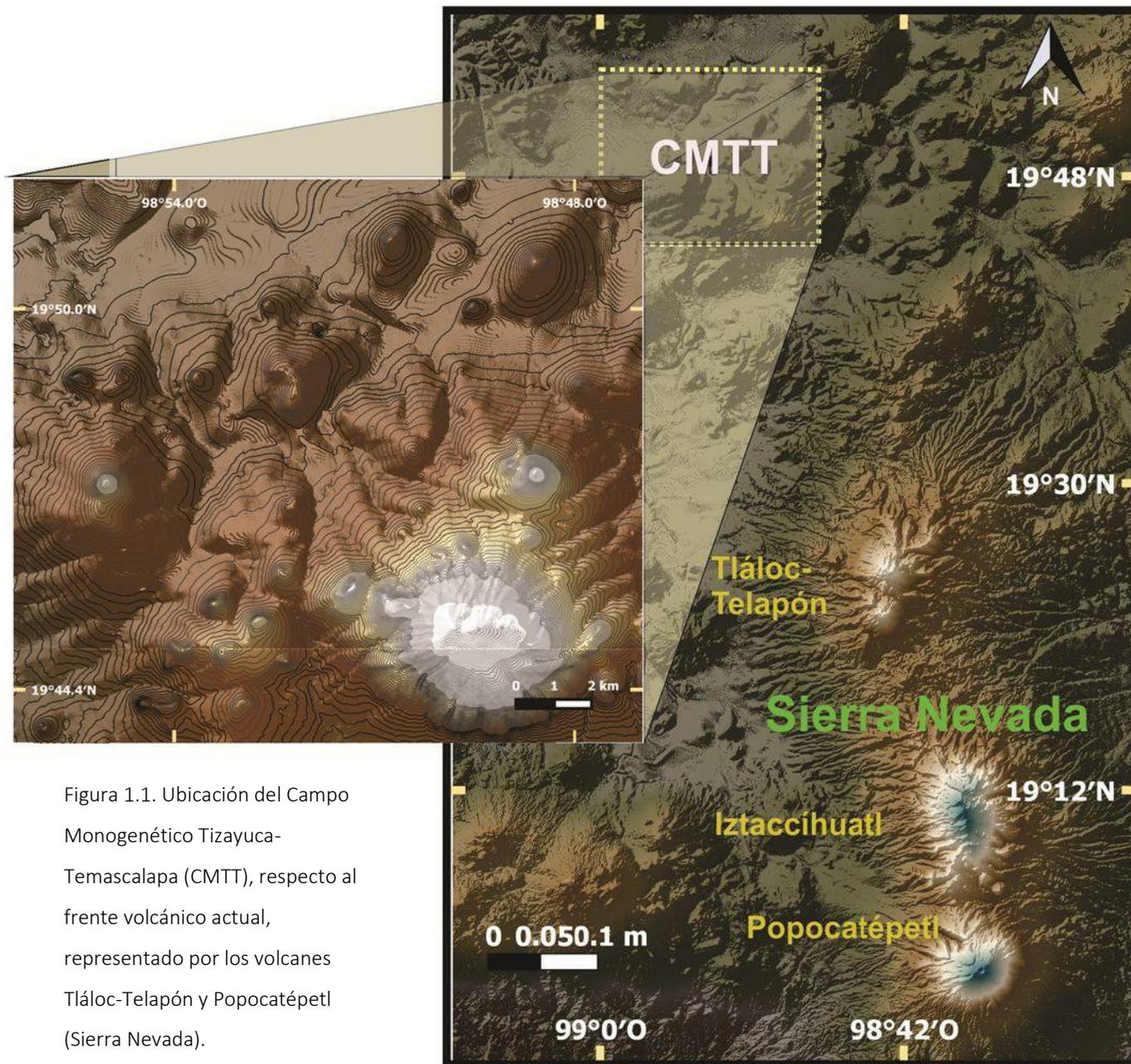


Figura 1.1. Ubicación del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT), respecto al frente volcánico actual, representado por los volcanes Tláloc-Telapón y Popocatepetl (Sierra Nevada).

## 1.1 Procesos de generación de basaltos y clasificación

Las rocas ígneas son aquellas formadas a partir de la solidificación de magma, el cual asciende hacia la superficie para generar las rocas volcánicas o puede permanecer dentro de la corteza y formar rocas intrusivas (Klein y Philpotts, 2013). Los basaltos son las rocas volcánicas más abundantes de la Tierra, encontrándose tanto en la corteza oceánica como alrededor de los continentes. Son consideradas como rocas volcánicas máficas de grano fino a vítreas (Frost y Frost, 2014) y están constituidas estrictamente por plagioclasa (anortita), piroxeno rico en calcio (augita) y magnetita. Pueden estar presentes minerales críticos que definen la clasificación del basalto, tales como olivino o piroxeno pobre en calcio. En función de la saturación en sílice y del cálculo de la norma CIPW se pueden encontrar basaltos saturados en sílice (cuarzo normativo) o subsaturados en sílice (nefelina normativa). Justamente, con base en la mineralogía normativa (norma CIPW), Yoder y Tilley (1962) proponen la existencia de cinco tipos de basaltos, los cuales se representan por medio de un tetraedro (Figura 1.2), donde tres tipos ocupan un volumen de éste (toleita de olivino, toleita de cuarzo y basalto alcalino); y dos caen sobre el plano de saturación de sílice (basalto de piroxeno pobre en Ca y basalto de olivino). Químicamente, en la clasificación de TAS (Total Álcalis vs. Sílice), los basaltos se encuentran con un porcentaje que va de 45 a 52% sílice y hasta 5% de contenido de Álcalis.

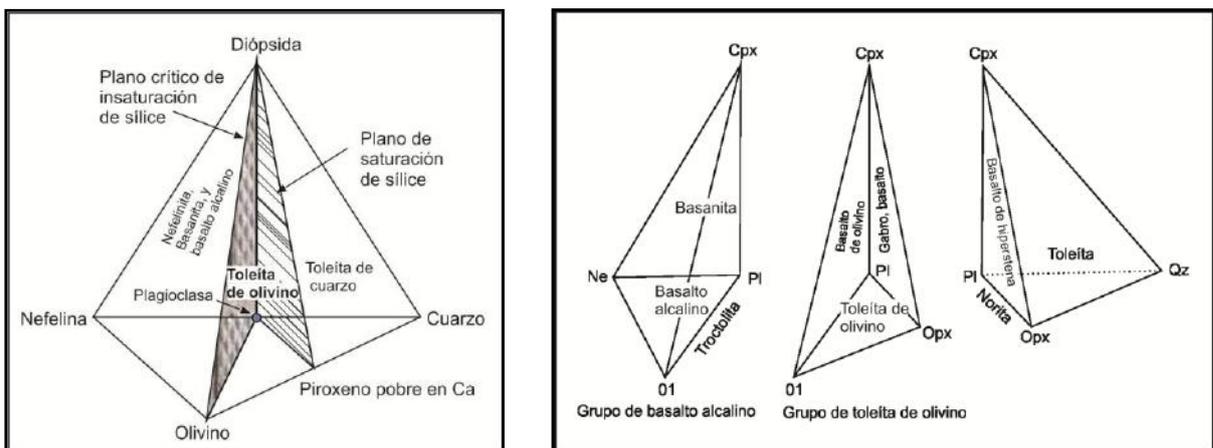


Figura 1.2. Tetraedro propuesto por Yoder y Tilley (1962) para la clasificación normativa de los basaltos.

# CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

En 1969, Green y Ringwood proponen que los basaltos se generan a partir de la fusión parcial del manto, cobrando así éstos mayor interés e importancia petrológica. De manera general, la formación de magma se produce a partir de la fusión de dos fuentes principales: el manto superior y la corteza inferior, dando origen a magmas basálticos y graníticos, respectivamente (Klein y Philpotts, 2013). En particular, se considera que los basaltos provienen de la fusión parcial del manto peridotítico (lherzolita de espinela o de granate), dependiendo de la profundidad de la fuente.

Existen tres maneras de fundir parcialmente el manto (Winter, 2001): al aumentar la cantidad de calor, por procesos de descompresión y por cambios en la composición (presencia de  $H_2O$  y otros volátiles). Al suponer un manto homogéneo, estos tres procesos pueden dar lugar a la formación de basaltos con distintas características químicas como se ve en la Figura 1.3.

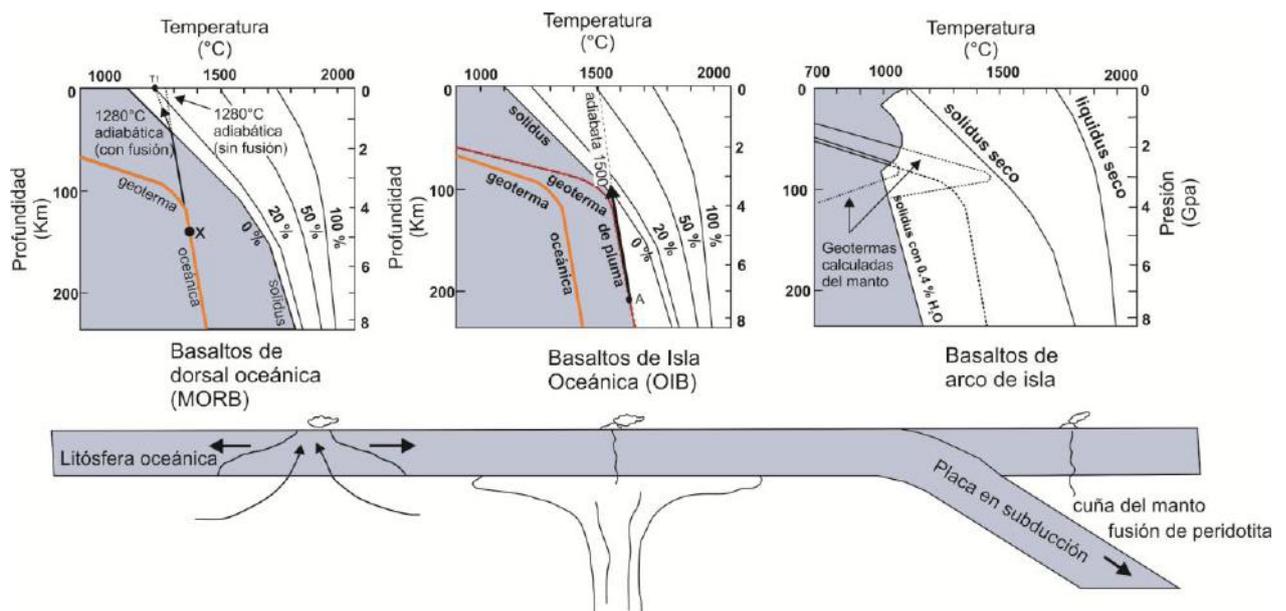


Figura 1.3. Procesos de fusión del manto según el ambiente tectónico. De izquierda a derecha se tiene la fusión por descompresión adiabática en un ambiente de dorsal. Enseguida se tiene la fusión en un ambiente de intraplaca por descompresión adiabática mediante una pluma del manto, fomentado por una litósfera delgada. Finalmente se encuentra una zona de subducción donde la fusión del manto puede deberse a un decremento en el punto de fusión por interacción de los fluidos de la placa en subducción. Imagen tomada y modificada de Gill (2010).

En particular, la formación de basaltos alcalinos y toleíticos, los cuales presentan diversas variaciones químicas y mineralógicas, puede ser explicada mediante distintos modelos:

- Tanto basaltos alcalinos como toleíticos provienen de distintas fuentes con distinta composición.
- Los basaltos alcalinos y toleíticos provienen de una misma fuente aunque se generan a distintos grados de fusión o presión.

Según el ambiente tectónico donde se generan, los basaltos presentan ligeras variaciones en el contenido de elementos mayores y traza, los cuales permiten discriminar los diferentes tipos. Algunos de estos ambientes son (Gill, 2010):

- Basaltos de dorsal oceánica (MORB) donde predominan basaltos toleíticos de olivino.
- Basaltos de Islas Oceánicas (OIB).
- Basaltos relacionados con subducción.
- Basaltos alcalinos intraplaca relacionados con zonas de rift continental y con las grandes provincias ígneas (LIP=large igneous provinces) de basaltos.

Conforme el magma asciende a la superficie y se enfría, procesos como la cristalización fraccionada y la asimilación cortical pueden actuar en éste y alterar la composición inicial. Este proceso se denomina diferenciación magmática. Su importancia petrológica se debe a que es posible explicar la generación de la amplia gama de rocas ígneas, tanto máficas como félsicas a partir de estos procesos.

## 1.2 Magmatismo en zonas de subducción

Las zonas de convergencia entre dos placas tectónicas son las regiones donde se produce el mayor volumen de vulcanismo en el globo, aunado a la generación de rocas plutónicas. Una zona de subducción activa está determinada por dicho vulcanismo y por actividad sísmica, la cual permite definir el plano de Wadatti-Benioff de la placa que subduce (*slab*), mediante mecanismos focales. Debido a que el vulcanismo ocurre entre 100 y 200 km por encima del plano de Wadatti-Benioff, lo que genera cadenas de volcanes, se le llama a éste: “vulcanismo relacionado con subducción”. Dichas cadenas

se pueden formar de dos maneras. La primera mediante un choque entre dos placas oceánicas, generando un arco de islas que se expresa en la superficie. La segunda manera aparece al chocar una corteza oceánica y una continental, lo cual produce magmatismo manifestado en un arco volcánico dentro del continente (Klein y Philpotts, 2013; Winter, 2001). La Faja Volcánica Transmexicana es un ejemplo de este último (Figura 1.4).

El acoplamiento entre ambas placas genera movimientos de convección que ocasionan fuerzas tensionales en la litósfera por detrás del arco, creando así zonas de extensión intra-arco o zonas de trasarco, aunque esto último no siempre sucede. En las zonas de subducción predomina el magmatismo calcoalcalino y está determinado por la acción de fluidos provenientes de la placa oceánica subducida (*slab*) y reacciones metamórficas ocurridas en la misma. El manto normalmente contiene poca cantidad de agua, por lo que la fusión parcial de las rocas que lo componen, bajo los arcos volcánicos, será producida a partir de reacciones metamórficas en el slab que liberan grandes cantidades de agua. Todos estos procesos, más la interacción de la corteza continental, generan una amplia gama de composiciones en las rocas de arco, desde basaltos hasta riolitas, aunque predominan las andesitas y rocas con alto aluminio ( $Al_2O_3 > 15\%$ ) (Klein y Philpotts, 2013).

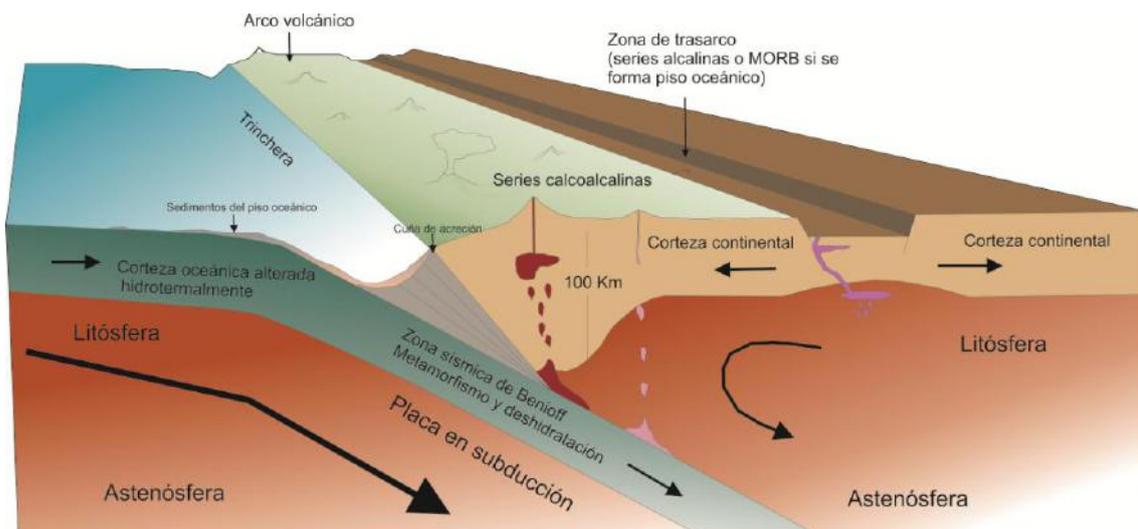


Figura 1.4. Diagrama que muestra un ambiente de subducción. Se pueden identificar los distintos componentes como la placa oceánica y los sedimentos; así como la zona de tras-arco que puede formarse en este ambiente. Imagen tomada y modificada de Klein y Philpotts, 2013).

## 1.3 Importancia del estudio

Ya se ha mencionado que parte de la importancia del estudio de la Faja Volcánica Transmexicana radica en el vulcanismo activo que presentan actualmente los estratovolcanes como el Popocatepetl y el de Colima, focalizando así la investigación geológica y geofísica en éstos. Sin embargo, son numerosas y diversas las estructuras volcánicas que componen la provincia y que además han sido formadas a lo largo de la evolución magmática de la FVTM. Es por esto que realizar estudios petrogenéticos en dichas estructuras, como lo son las que conforman el CMTT, complementará y aportará información valiosa en el entendimiento global sobre el origen de esta provincia.

En un ambiente de subducción son numerosos los factores que influyen en la generación del magmatismo. Dichos factores no están, en la actualidad, completamente entendidos e incluso no se conocen todos. El Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT) se encuentra detrás del frente volcánico actual. En esta región, la ausencia de sismicidad y las variaciones geoquímicas dejan en duda el rol que tiene la placa en subducción en la generación de los magmas. Por otro lado, la interacción de éstos con la corteza también es de gran importancia, ya que involucra la evolución de los mismos y aún no se puede explicar totalmente el grado de influencia que existe entre ambos.

El presente trabajo pretende aportar descripciones de campo, análisis petrográficos, geoquímicos e isotópicos a detalle de las estructuras que componen al CMTT, que permitan entender la manera en que los factores de una zona de subducción influyen en la generación y evolución de los magmas en esta porción del sector oriental de la FVTM.

## 1.4 Objetivo del estudio

De manera general, se acometió un estudio de las rocas máficas que conforman a las estructuras volcánicas de las localidades de Tizayuca y Temascalpa, Estado de México, con la finalidad de proponer un modelo petrogenético, basado en datos geoquímicos, que explique la existencia de vulcanismo máfico en esta porción del sector oriental de la FVTM, así como la influencia que tiene la corteza continental en la generación de dichas rocas.

Particularmente, este trabajo de tesis proporcionará un mapa geológico del área de estudio y se intentará responder a las siguientes cuestiones:

- o Determinar si la fuente del manto que da origen a las rocas del área es homogénea o heterogénea.
- o Determinar la relación del magmatismo del área de estudio con el registrado en áreas vecinas como el del Cerro Gordo y estructuras aledañas.
- o Determinar si existe una interacción entre el basamento y el magmatismo en el Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa.

## 1.5 Localización y vías de acceso al CMTT

El Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa se localiza al noreste de la Cuenca de México, en el Estado de México con límite en el Estado de Hidalgo. Las localidades cercanas son Tizayuca y Temascalapa, tomando de éstas el nombre del área de estudio.

La región que abarca el CMTT está delimitada por las coordenadas  $19^{\circ}52'33.37''$ - $19^{\circ}43'33.77''$  latitud norte y  $98^{\circ}45'51.55''$  -  $98^{\circ}59'58.17''$  longitud oeste (Figura 1.5).

Partiendo de la Ciudad de México, se puede llegar a esta zona tomando la carretera federal México-Pachuca 85D. Después, se debe seguir la desviación Tecámac hacia San Agustín Actipac y Tezompa. Otra ruta consiste en seguir la autopista México-Pachuca y desviarse hacia la localidad de Temascalapa donde se encuentran varias de las estructuras volcánicas estudiadas. Este campo volcánico se ubica dentro de la carta del INEGI (2006) E14-B11 Tizayuca, escala 1:50,000.



Figura 1.5. Se muestra un mapa de ubicación del área de estudio Campo Monogénico Tizayuca-Temascalapa (señalada con el recuadro azul) respecto a la Ciudad de México, Estado de México y Estado de Hidalgo. En verde se señalan las carreteras principales para acceder. Asimismo, se encuentran remarcadas en rojo las localidades cercanas.

## 1.6 Investigaciones previas

Enseguida se mencionan de manera breve algunos de los trabajos realizados recientemente cerca del área de estudio, sector oriental de la FVTM, algunos de ellos se detallan posteriormente y se utilizarán en la discusión.

En 1987, Ledezma-Guerrero resume la geología de la Hoja Calpulalpan 14 Q-H 03, escala 1:100000, que abarca los estados de Tlaxcala, Puebla, Hidalgo y México.

En 1989, Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, realizan estudios geológicos de tipo estratigráfico, estructural y geoquímico de la Cuenca de México.

Gómez-Tuena (1999) realiza un estudio geoquímico del Cerro Grande, Estado de Puebla y Estado de Tlaxcala, una estructura volcánica con actividad durante el Mioceno tardío y de composición andesítica.

Huízar-Álvarez *et al.* (2001) realizan la evaluación hidrogeológica de la subcuenca de Tecocomulco en los estados de Hidalgo, Puebla y Tlaxcala, México, reconociendo que dicha subcuenca está formada por una fosa tectónica de orientación NE-SW.

Es hasta el 2002 cuando García-Palomo y colaboradores realizan un estudio geológico, estructural y geocronológico general de la Sierra de Apan confirmando que la zona se encuentra afectada por un sistema de fallas normales con dirección NE-SW, el cual fue previamente mencionado por De Cserna *et al.* (1987). López-Hernández (2009) se enfoca en el estudio del Complejo Volcánico Tulancingo-Acocolco e identifica sistemas de fallas importantes cercanas a la Sierra de Apan y Núñez-Castillo (2010) desarrolló la cartografía y geoquímica de la Sierra de Apan como parte del sistema de fallas Apan-Tlálóc. En su trabajo denominó a la Unidad Riolítica Téllez-Peña Los Órganos que previamente García-Palomo *et al.* (2002) identificaron como Ignimbrita Matamoros, la cual está en contacto con el extremo NE de la Sierra de Tepeapulco. Esta unidad es sobreyacida discordantemente por las lavas y conos cineríticos de lo que García-Palomo *et al.* (2002) denominaron como campo volcánico Apan-Tezontepec cuya edad promedio consideró de 1.5 Ma.

Valadez-Cabrera (2012) realiza estudios geoquímicos del Campo Volcánico Xihuingo-La Paila (Figura 2.4) con actividad durante el Mioceno medio y tardío, además identifica otro evento en el Pleistoceno. Obtiene dos edades K-Ar, una de 0.403 Ma para el Complejo de Domos Xihuingo y otra de 0.872 Ma para el volcán escudo La Paila.

Otros estudios geológicos y geoquímicos recientes son los realizados por Correa-Tello (2011) quien caracteriza geoquímicamente el Campo Volcánico de Santiago Tetlapayac-El Tepozán-Santa Cruz, Estado de Hidalgo (Figura 2.4). Monroy-Rodríguez (2014) estudia las rocas de la Sierra Tepeapulco, Estado de Hidalgo. Gómez-Álvarez (2015) se encarga de la estructura compleja de Cerro Gordo, Estado de México (Figura 2.4). Vite-Sánchez (2015) trabajó en el Campo Volcánico Picacho (Figura 2.4) y obtiene además dos

edades, una en un flujo de lava dacítica denominada “Las Tetillas” de 0.682 Ma (K-Ar) y otra de 2.0 Ma en zircones para domos dacíticos de Picacho, Estado de Hidalgo. Juárez-López (2015) caracteriza el Campo Volcánico Chichicautla-Tecocomulco; mientras que Muñoz-Sánchez (2015) estudió el Campo Volcánico Cd. Sahagún-Tepeyahualco-Tepa. En 2015 García-Tovar y colaboradores trabajan en la región de Apan-Tecocomulco (localizada a ~30 km al sureste del CMTT, Figura 2.4), realizando 10 fechamientos K-Ar correspondientes a conos de escoria y flujos de lava. Finalmente, Contreras-Cruz y Aparicio-Canales (2016) realizan el estudio geoquímico de la región volcánica de Epazoyucan-Singuilucan.

## 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 Faja Volcánica Transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) o Cinturón Volcánico Transmexicano se expone como resultado de la subducción de las placas Rivera y Cocos por debajo de la placa Norteamericana. Se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blas, Nayarit, hasta las costas del Golfo de México en Veracruz. Es una provincia geológica con aproximadamente 1, 000 km de longitud y 160, 000 km<sup>2</sup> de área (Ferrari *et al.*, 2012) y forma un ángulo de 16° respecto a la trinchera mesoamericana, lo cual la posiciona de manera transversal respecto a las mayores provincias geológicas mexicanas orientadas de manera preferencial NW-SE (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Está compuesta por cerca de 8, 000 estructuras volcánicas además de cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Este cinturón volcánico se presenta como una provincia no uniforme, de acuerdo con sus características estructurales, geológicas, tipo de vulcanismo y composición química, por lo que se ha dividido en tres áreas o sectores (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988); el sector occidental que va desde las costas del Golfo de California hasta la junta triple de los rifts Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986), el central que abarca desde esta junta triple y hasta el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002), y finalmente el sector oriental que va desde este sistema de fallas y hasta las costas del Golfo de México (Figura 2.1). En el sector oriental la mayor parte del vulcanismo está representado por estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a riolítica, mientras que las estructuras monogenéticas basálticas representan aparentemente una pequeña fracción del magma emplazado (Ortega-Gutiérrez, 1998).

En los sectores occidental y central se presenta deformación frágil relativamente evidente, con patrones de fracturamiento bien definidos, donde el emplazamiento de conos monogenéticos está estrechamente ligado al régimen tectónico. Mientras que en el sector oriental no se logran observar estructuras de fracturamiento evidentes debido a que pueden estar cubiertas por eventos volcánicos recientes o por procesos de

## CAPÍTULO II MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

intemperismo y erosión (Ferrari *et al.*, 2012). Existen estudios que evidencian la clara alineación N-S de los estratovolcanes más recientes, la cual sería perpendicular a la orientación preferencial de la FVTM. Para explicar esto, algunos autores han propuesto la existencia de regímenes de extensión y compresión (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1998). Por otra parte, Márquez *et al.* (1999b) y García-Palomo *et al.* (2000) han sugerido también que las rocas volcánicas provenientes de conos monogenéticos del sector oriental se han emplazado a lo largo de fallas y fisuras que siguen una orientación preferencial NE-SW, lo cual podría favorecer el ascenso de magmas primitivos.

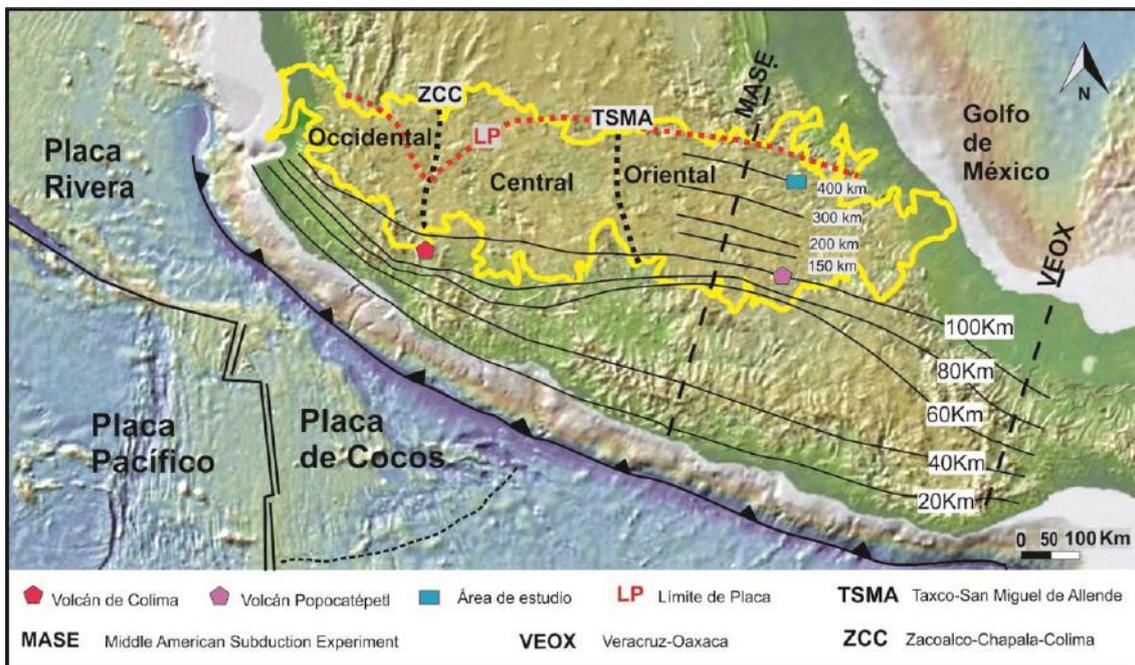


Figura 2.1 Imagen tomada y modificada de Ferrari *et al.* (2012) donde se muestran los tres sectores en los que se divide la FVTM: occidental, oriental y central. Asimismo, se marcan los límites entre éstos: Taxco-San Miguel de Allende (TSMa) y Zacoalco-Chapala-Colima (ZCC). Se puede observar también la traza cubierta por los proyectos geofísicos VEOX (Melgar y Pérez-Campos, 2011) y MASE (Pérez-Campos *et al.*, 2008) que permitieron definir las profundidades aproximadas de la placa en subducción (curvas en líneas negras en las que se indica la profundidad del slab).

### 2.2 Evolución y geocronología del magmatismo en la FVTM

Aunque en la actualidad aún no se tiene un acuerdo fijo sobre la edad de inicio de la actividad magmática en la FVTM, los fechamientos isotópicos y correlaciones realizados en distintas estructuras, la han situado en el Mioceno medio y tardío (Ferrari *et al.*, 1999) con la instauración de un arco con orientación aproximada E-W en el centro de México. Autores como Pasquaré *et al.* (1991) y García-Palomo *et al.* (2000) han realizado numerosos fechamientos del vulcanismo inicial de la FVTM. Estos últimos autores, en lavas de Malinalco y Tenancingo obtienen una edad de ~21 Ma. Recientemente, Ferrari *et al.* (2003) obtuvo cinco edades Ar-Ar en secuencias de lavas basálticas y andesíticas con un rango entre ~19.5 y ~16 Ma lo que confirmaría el inicio del vulcanismo en el Mioceno medio.

Posteriormente, de acuerdo con paleo-reconstrucciones, el vulcanismo se aleja de la trinchera y forma estratovolcanes y conos de escoria de ~13 y ~10 Ma entre los cuales se encuentra el campo volcánico de Apan (García-Palomo *et al.*, 2002).

Un pulso de vulcanismo máfico de tipo intraplaca aparece después extendiéndose de costa a costa y al norte del arco volcánico anterior. Gilbert *et al.*, (1985) y Moore *et al.*, (1994) reportan en Guadalajara y Colima coladas de lava basáltica alcalina de tipo intraplaca a partir de 5.5 Ma y durante todo el Plioceno temprano. Ferrari (2000) y Orozco-Esquivel *et al.* (2003) realizaron análisis geoquímicos demostrando que existen rocas con firmas de subducción desde el golfo de California hasta el este de Hidalgo, aunque, también al oriente de Hidalgo y norte de Veracruz existen rocas máficas con firmas de intraplaca. A finales del Mioceno, el vulcanismo decrece y se torna más diferenciado, dando lugar al emplazamiento de domos dacíticos y riolíticos, así como a depósitos de ignimbritas producidas por algunas calderas. Finalmente, durante el Plioceno tardío y hasta la fecha, el vulcanismo de la FVTM es predominantemente de tipo arco andesítico-dacítico y algo basáltico, representado por la formación de grandes estratovolcanes y conos monogenéticos.

# CAPÍTULO II

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

De manera general, la evolución magmática de la FVTM puede englobarse en cuatro episodios los cuales se resumen en la Figura 2.2.

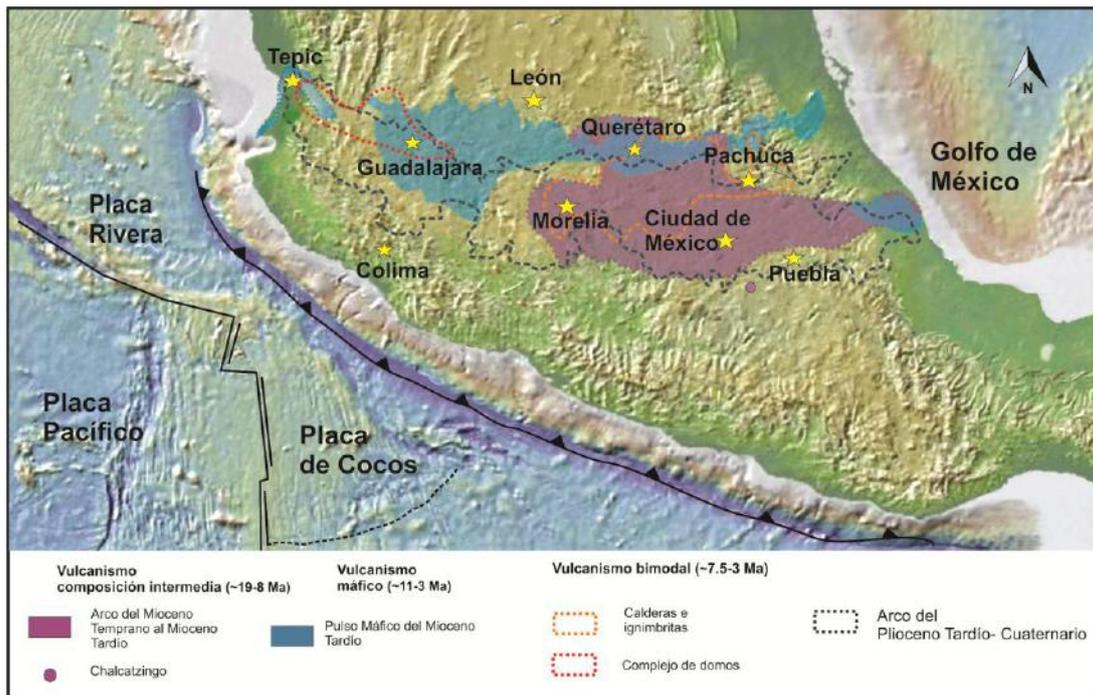
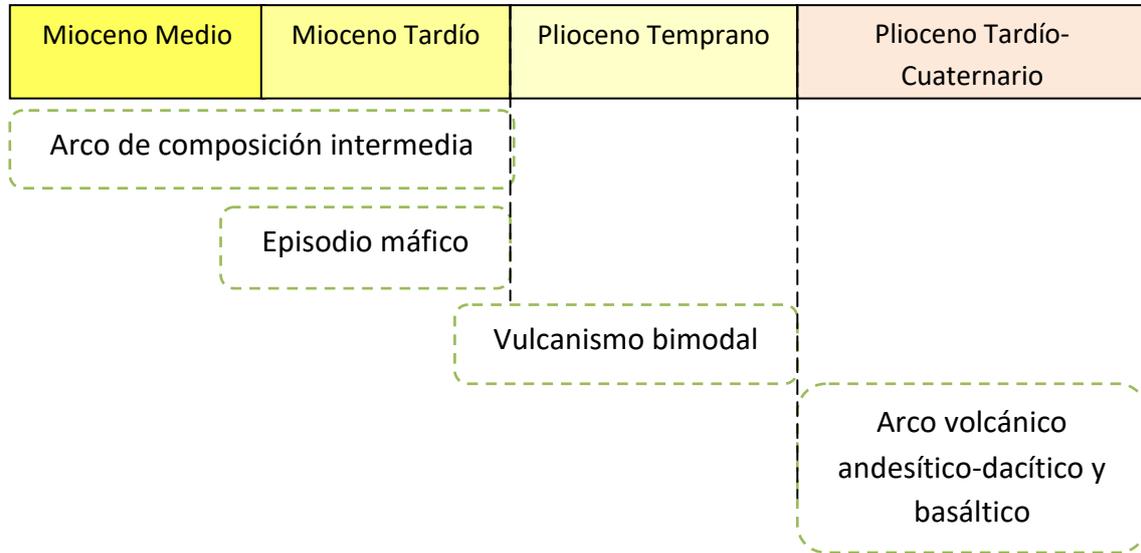


Figura 2.2. En la parte superior se presenta un esquema temporal de los cuatro episodios volcánicos de la FVTM, desde el Mioceno hasta el Cuaternario, indicando el tipo de vulcanismo predominante en cada pulso. En la parte inferior se muestra una imagen tomada y modificada de Ferrari *et al.* (2012) donde se esquematizan de manera espacial los cuatro episodios volcánicos.

### 2.3 Geometría de la placa oceánica en subducción

Gracias a los recientes proyectos de sísmica realizados perpendicularmente al arco, se ha demostrado la relación existente entre el proceso de subducción y la generación del vulcanismo en la FVTM (Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Urrutia-Fucugauchi y Böhnel, 1987; Pardo y Suárez, 1993, 1995, Ferrari *et al.*, 2012). Entre los proyectos sísmicos realizados se tienen: el experimento MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone; Yang *et al.*, 2009), el proyecto MASE (Middle American Subduction Experiment; Pérez-Campos *et al.*, 2008) y el proyecto VEOX (Veracruz-Oaxaca Seismic Line; Melgar y Pérez-Campos, 2011). Los resultados han podido mapear de manera favorable el comportamiento de las placas, mostrando así que la placa Rivera abarca el sector occidental de la Faja, mientras que Cocos se encuentra debajo de los sectores central-oriental. Esto último es de mayor interés al ubicarse el área de estudio de la presente tesis sobre el oriental.

Los resultados sísmicos muestran que la placa Rivera subduce con un ángulo de  $\sim 50^\circ$  de inclinación y alcanza profundidades de hasta 120 km a distancias muy cortas de la trinchera (Pardo y Suárez, 1993, 1995; Yang *et al.*, 2009). Por otro lado, se mostró que la placa de Cocos tiene una mayor variación en el ángulo de subducción (Figura 2.1). Inicialmente, la placa subduce con un ángulo de  $15^\circ$  hasta una distancia de 80 km desde la costa y alcanza profundidades de  $\sim 20$ -40 km; posteriormente toma una posición sub-horizontal que se extiende por 300 km, hasta que finalmente se hunde abruptamente, con un ángulo de aproximadamente  $75^\circ$  y alcanzando profundidades de 120 km por debajo del frente volcánico (Pérez-Campos *et al.*, 2008).

En la actualidad no ha sido posible determinar con exactitud la composición y espesor de los sedimentos depositados sobre la placa oceánica en subducción. Sin embargo, los sondeos realizados por el Deep Sea Drilling Project (DSDP) permiten tener una idea aproximada. La columna que se expone sobre la placa de Cocos presenta  $\sim 200$  m de espesor donde, a una base de roca basáltica del Mioceno tardío se sobreponen capas de arcillas y limo-arcillas plio-cuaternarias procedentes de los intrusivos costeros del occidente de México (tomado de Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

### 2.4 Basamento

Entre los temas de mayor interés acerca de la Faja Volcánica Transmexicana se encuentra lo relacionado con la corteza continental subyacente, ya que ésta se considera ha influido tanto en la composición como en la evolución magmática de la provincia, como se reseña enseguida. Actualmente, no se sabe a detalle cómo ascienden los magmas al atravesar la corteza, ni cómo o dónde se produce la interacción magma-corteza donde se ha generado la gran diversidad composicional en la FVTM. Se considera que la interacción de los magmas con la corteza debe ser facilitada por el régimen térmico y la reactividad de las rocas que compone dicha corteza. Una corteza caliente es esencial para generar procesos de fusión parcial y asimilación, así como mezcla de magmas (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Sobre el espesor cortical existen estudios de anomalías gravimétricas, magnéticas y sísmicas realizados por Urrutia-Fucugauchi (1986), Valdés *et al.* (1986); Nava *et al.* (1988); Campos-Enríquez *et al.* (1990); Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi (1993); De la Fuente *et al.* (1994); Campillo *et al.* (1996); Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996); Flores-Ruiz (1997); García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi (1997); Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000). Dichos estudios muestran que la región con valores de espesor cortical más altos se encuentra en el sector oriental de la FVTM, con ~47 km hacia la Cuenca de México y Toluca, mientras que se adelgaza hacia las costas del Pacífico y Golfo de México. Aunque los xenolitos son una buena evidencia de las litologías que conforman la corteza sobre la cual está ubicada la FVTM, la mayoría de los reportados en este cinturón son provenientes de profundidad somera; no obstante, se conocen tres localidades con xenolitos máficos de corteza inferior (maar Valle de Santiago, estratovolcán Pico de Orizaba y caldera Amealco) y dos con xenolitos del manto (El Peñón y Alto Lucero) (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008). Se han reportado también xenolitos en Pepechuca, Edo. de México, Chalcatzingo, Morelos y en Puente Negro, Puebla (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008) que corresponden a la región del antiguo arco del Eoceno- Oligoceno temprano.

En contraste con el resto de los arcos volcánicos del globo, la FVTM está emplazada al menos sobre cinco terrenos tectonoestratigráficos: Maya, Cuicateco, Zapoteco, Mixteco

y Guerrero (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008); cuyas edades, litologías y estructura difieren entre sí, otorgándole al cinturón volcánico una amplia gama de posibilidades respecto a la composición e interacción corteza-manto. No obstante, esta aseveración no ha sido corroborada debido a la carencia de evidencias, como son los xenolitos, y debido a la gran cubierta volcánica y sedimentaria posterior al Mesozoico que se superpone.

En particular, se considera que tanto el sector central como el oriental se encuentran emplazados sobre los terrenos cristalinos Mixteco (Paleozoico), así como sobre terrenos precámbricos comprendidos en el complejo Oaxaqueño (Figura 2.3), aunque la extensión y contactos entre éstos y las secuencias volcánicas aún se encuentran en discusión (Sedlock *et al.*, 1993 y Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994). El micro-continente Oaxaqueño ha sido definido por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) como un fragmento de corteza Grenvilliana que ha participado en la evolución geológica del continente mexicano. Se encuentra conformado por los terrenos Zapoteco, Guachichil, Maya, Tepehuano y Cuahuiltecano (Sedlock *et al.*, 1993). Las rocas que lo forman están expuestas hacia la región oriental de México, extendiéndose en un área de aproximadamente 1, 000, 000 km<sup>2</sup>, y se constituyen por metapelitas, gneisses cuarzofeldespáticos, calcisilicatos, anfibolitas y mármoles intrusionados por anortositas, charnokitas y gneisses máficos granatíferos. Esta secuencia se encuentra metamorfizada en facies de granulita y en algunas regiones anfibolita.

Por otro lado, el basamento del terreno Mixteco comprende al Complejo Acatlán, el cual está compuesto por rocas metasedimentarias y metabasitas con afinidad oceánica a continental, metamorfizadas en facies de anfibolita, esquisto verde y eclogita. Está formado también por intrusiones graníticas y procesos de migmatización (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994).

Gracias a la realización de numerosas perforaciones al sur de la Cuenca de México y zonas aledañas, tales como Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Roma-1 y Copilco-1 (Pemex-1988, citado en García-Tovar., 2009), con profundidades entre 790 y 2, 100 m (Campos-Enríquez *et al.*, 2003), se han logrado conocer parte de las secuencias que subyacen a los eventos volcánicos miocénicos del sector oriental de la FVTM. De manera general se identificó que las rocas más antiguas corresponden a una secuencia sedimentaria marina mesozoica de ambiente profundo. Concordantemente le sobreyacen rocas

## CAPÍTULO II

# MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

calizas y dolomías pertenecientes a las formaciones El Doctor (Wilson *et al.*, 1955) y Morelos (Fries, 1960), esto fue corroborado con los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera., 1989). Estos mismos autores identificaron en el pozo Texcoco-1 la primera secuencia sedimentaria calcárea del Cenozoico correspondiente al Grupo Balsas y que se encuentra discordantemente sobre la unidad mesozoica. Finalmente, en los pozos Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Roma-1 y Copilco-1, se identificaron paquetes volcánicos que fueron fechados primero por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera. (1989); después Ferrari *et al.* (2003), obtienen edades más jóvenes para estas mismas rocas, entre 19.6 - 16.7 y 9 Ma, correspondientes al Mioceno temprano. Recientemente, Arce *et al.* (2015) caracterizan petrográficamente y geoquímicamente cuatro paquetes volcánicos en la Cuenca de México obteniendo una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  máxima de 20.1 Ma (Mioceno temprano) y hasta el Holoceno. La base de esta columna volcánica la componen rocas andesítico-basálticas a riolíticas pertenecientes a la Formación Tepoztlán de 13 a 20.1 Ma, le sobreyacen rocas andesíticas a dacíticas procedentes de la Sierra de las Cruces con edades entre 0.9 y 5 Ma, enseguida se tienen rocas andesíticas provenientes del Cerro de la Estrella con 0.25 Ma, el último paquete lo componen rocas andesíticas y basálticas del Holoceno. Finalmente se tiene una capa de sedimentos lacustres igualmente del Holoceno.

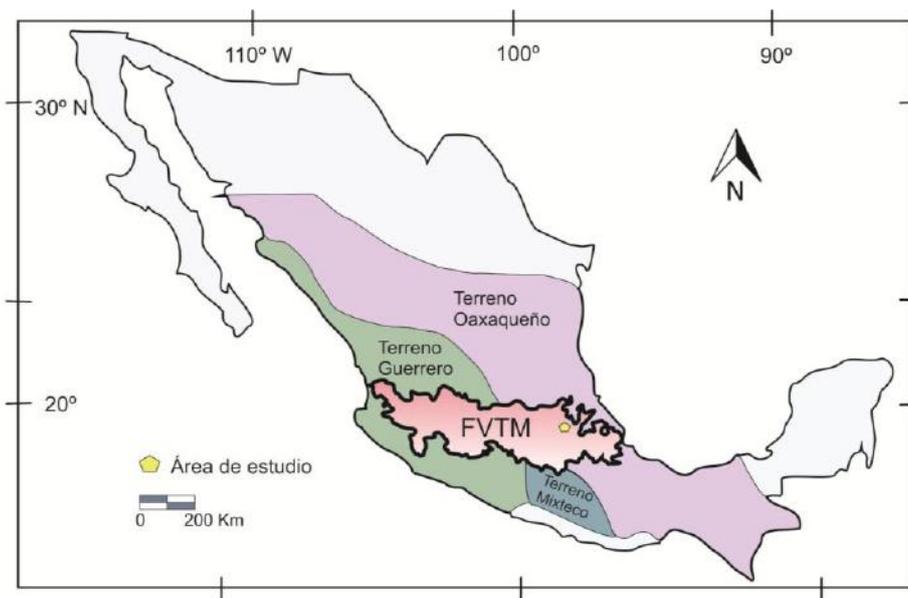


Figura 2.3. Mapa modificado de Gómez-Tuena *et al.*, (2005); que muestra el posible basamento que subyace a la FVTM (Campa y Coney, 1983; Ruiz *et al.*, 1988; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutierrez *et al.*, 1994; 1995).

### 2.5 Vulcanismo en el sector oriental

Desde hace ~25 años comenzaron a abundar trabajos geológicos-estructurales sobre la Faja Volcánica Transmexicana y desde entonces, la determinación de la geometría, cinemática y edad de los sistemas de fallas que afectan a esta provincia han demostrado que existe una estrecha relación espacio-temporal entre magmatismo y fracturamiento (Gómez-Tuena., 2002). En 1986, Allan fue el primero en estudiar el vulcanismo alcalino en la junta triple Tepic-Zacoalco, asociándolo a un origen por fallamiento extensional.

En el mapa estructural que presentan Gómez-Tuena *et al.* (2005) se puede apreciar la presencia de lineamientos, fallas y fracturas bien marcadas en los sectores occidental y central, mientras que en el oriental parecen disminuir. Sólo se tienen las fallas E-W de las cuencas de México, Toluca y Puebla. En particular, se ha considerado que la deformación es más antigua y escasa hacia el sector oriental de la provincia, no obstante, la presencia de abundantes y evidentes lineamientos de estratovolcanes y estructuras monogénicas con direcciones preferenciales N-S y NE-SW permiten inferir la existencia de estructuras mayores con estas direcciones, como se presenta enseguida.

García-Palomo *et al.* (2002) realizaron estudios estructurales de la región de Apan, perteneciente a este sector, en los que proponen que la distribución de volcanes está fuertemente controlada por el sistema de fallas NE-SW, generando a la vez un sistema de graben-horst que afecta a rocas del Mioceno y Plio-Pleistoceno. Entre los sistemas de fallas identificados se tienen los de Tizayuca, Texcoco, Tolcayuca, Apan-Tlálloc y Axaxalpa; asociadas a dichos sistemas se encuentran fracturas menores. Los horsts propuestos son: Chignahuapan, Cerro Gordo-Las Navajas y Tolcayuca-Zapotlán; mientras que los grabens serían: Tlaxco-Chignahuapan, Apan y Tizayuca (Figura 2.4).

## CAPÍTULO II MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

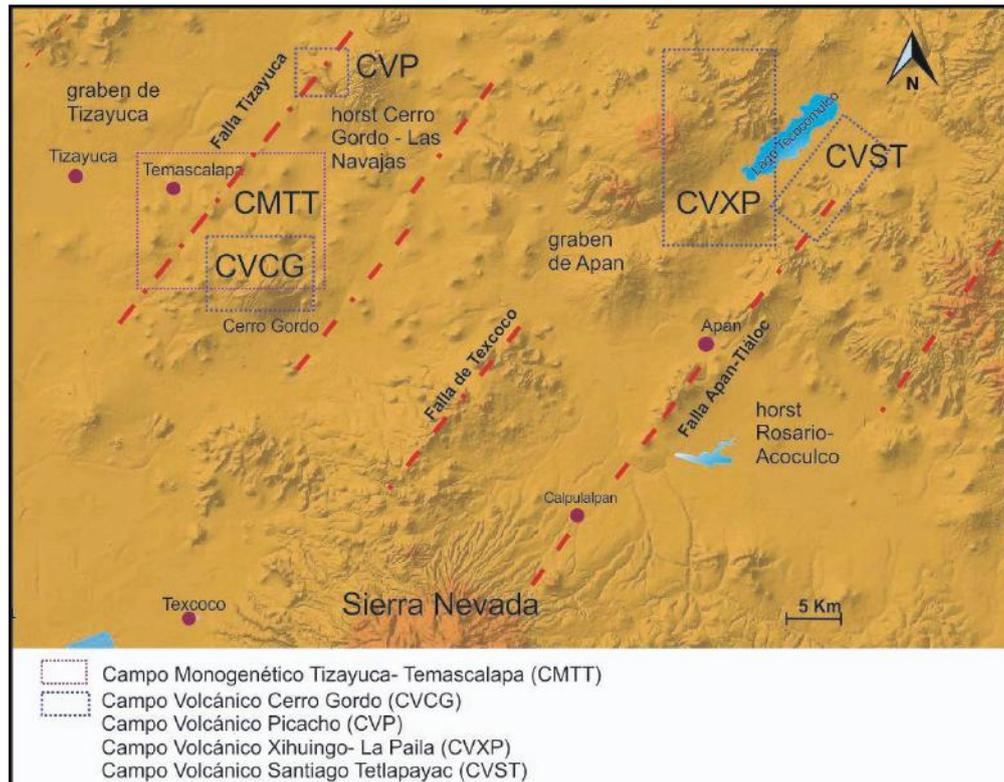


Figura 2.4. Mapa donde se encuentra remarcada en color rojo el sistema de fallas que afecta el área de estudio, la cual a su vez se encuentra dentro del recuadro púrpura (CMTT). Este sistema de fallas forma los graben-horst Apan-Cerro Gordo y Las Navajas –Tizayuca (datos estructurales tomados de García-Palomo *et al.*, 2002). En esta figura también se localizan los campos volcánicos cercanos al área de estudio cuya información geoquímica es utilizada con fines de comparación.

Algunas investigaciones realizadas en la Sierra de Chichinautzin, la Sierra Nevada y la Sierra de las Cruces consideran que el vulcanismo varía de monogenético a poligenético, con la formación de grandes estructuras. Márquez *et al.* (1999 b) determinaron que el vulcanismo monogenético de la Sierra Chichinautzin se encuentra controlado por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y La Pera-Tenango. Por otra parte, la Sierra de las Cruces muestra tres principales direcciones de fallamiento: N-S, NE-SW y E-W (García-Palomo *et al.*, 2002) y finalmente, la Sierra Nevada, muestra alineaciones ~N-S de grandes estratovolcanes, las cuales son perpendiculares a la FVTM (Ferrari *et al.*, 2012).

Como se mencionó previamente, la región de Apan fue estudiada por vez primera de manera general por García-Palomo *et al.* (2002); posteriormente autores como López-Hernández (2009), Correa-Tello (2011), Valadez-Cabrera (2012), Monroy-Rodríguez

(2014), García-Tovar *et al.* (2015), Gómez-Álvarez (2015), Juárez-López (2015), Muñoz-Sánchez (2015), Vite-Sánchez (2015), y Contreras-Cruz y Aparicio-Canales (2016), realizaron estudios geológicos, geoquímicos y geocronológicos en las regiones de Complejo Volcánico Tulancingo-Acozulco, Campo Volcánico de Santiago Tetlapayac-El Tepozán-Santa Cruz, Campo Volcánico Xihuingo-La Paila, Sierra Tepeapulco, Apan (Figura 2.4), Campo Volcánico Cerro Gordo (Figura 2.4), Campo Volcánico Chichicuautila-Tecocomulco, Campo Volcánico Cd.Sahagún-Tepeyahualco-Tepa, Campo Volcánico Picacho, y Epazoyucan-Singuilucan, respectivamente, que son regiones aledañas al área de estudio de la presente tesis. Estos estudios han permitido obtener un panorama más completo sobre la evolución magmática ocurrida en esta región del sector oriental, la cual puede resumirse de la siguiente manera. La actividad magmática en esta región se generó en dos etapas, una durante el Mioceno medio-tardío denominada etapa inferior y otra durante el Pleistoceno, denominada etapa superior. Ambas etapas están separadas por un *hiatus* magmático de aproximadamente 7 Ma (García-Tovar *et al.*, 2015).

La etapa de vulcanismo inferior se caracteriza por el emplazamiento de rocas andesíticas, dacíticas y riolíticas en forma de domos, calderas, ignimbritas y lavas fisurales. Los fechamientos K-Ar realizados en algunas estructuras caen entre  $13.4 \pm 0.6$  Ma correspondiente a la andesita Apan (García-Palomo *et al.*, 2002) y  $\sim 12.6$  Ma de la ignimbrita Tetlapayac (López-Hernández., 2009), la cual se correlaciona con la Andesita San Jerónimo (Monroy-Rodríguez., 2014) y la unidad riolítica Téllez-Los Órganos reportada por Nuñez-Castillo, (2010). Por otro lado, Juárez-López (2015) obtiene una edad K-Ar de  $9.82 \pm 0.21$  Ma para la caldera Chichicuautila. El evento volcánico superior se desarrolla durante el Pleistoceno, cuando se emplazaron conos de escoria, volcanes escudo y algunos domos con composiciones de basalto, andesita y andesita-basáltica; así como domos y flujos de lavas dacíticas y riolíticas. García-Tovar *et al.* (2015) obtienen una fecha de inicio del vulcanismo de  $3 \pm 0.4$  Ma en el domo dacítico cerro Blanco, perteneciente a la región de Apan. Por su parte, López-Hernández (2009) reporta el inicio de la actividad dacítica de la caldera Tulancingo - Acozulco entre  $\sim 3 - \sim 2.7$  Ma. Posteriormente, se desarrollan flujos de lava de andesita-basáltica en esta misma región con edades de  $2.5 \pm 0.7$  y  $2 \pm 0.6$  Ma (K-Ar) (García-Tovar *et al.*, 2015); así

## CAPÍTULO II

# MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

---

como el Complejo Riolítico Picacho a los  $2.058 \pm 0.037$  Ma (U-Pb) (Vite-Sánchez., 2015). Entre  $\sim 1$  y  $\sim 0.5$  Ma se desarrollan volcanes escudo, como el volcán La Paila, cuyas lavas andesito-basálticas fueron fechadas por Valadez-Cabrera (2012) y López-Hernández (2009), obteniendo edades de  $0.87 \pm 0.02$  Ma y  $0.8 \pm 0.2$  Ma, respectivamente. A su vez, Vite-Sánchez (2015) obtiene una edad K-Ar de 0.682 Ma en el flujo de lava dacítica Las Tetillas.

Para la región de Apan, Valadez-Cabrera (2012) reporta la formación del complejo de domos Xihuingo en  $0.403 \pm 0.11$  Ma y García-Tovar *et al.* (2015) fechan conos de escoria basálticos entre  $0.37 \pm 0.02$  Ma y  $0.19 \pm 0.006$  Ma (K-Ar).

### 3. GEOLOGÍA DEL CAMPO MONOGENÉTICO TIZAYUCA – TEMASCALAPA (CMTT)

El Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT) se encuentra conformado por aproximadamente treinta estructuras volcánicas entre las que se encuentran conos de escoria aislados, conos de escoria con flujos de lava asociados (mayoritariamente), un flujo de lava como evento magmático aislado, un volcán escudo y estructuras de tipo domo. Dichas estructuras presentan composiciones que van desde basalto hasta dacita, siendo predominantes las andesitas basálticas y los basaltos.

En esta sección se presenta la descripción detallada de las distintas estructuras volcánicas comprendidas en el CMTT, proporcionando datos estructurales así como texturales de muestra de mano. Estas observaciones, relaciones estratigráficas encontradas y datos químicos de las rocas permitieron proponer el mapa geológico del área de estudio (Figura 3.1).

Para la descripción de las estructuras se determinaron parámetros morfométricos, tales como la altura y ancho del cono, propuestos por Porter (1972), Wood (1980) y Hasenaka y Carmichael (1985), que si bien presentan limitaciones al tomar en cuenta la erosión y el intemperismo, la metodología permite estimar un valor numérico que agrupe conos con las mismas características. Igualmente, se realizaron comparaciones químicas y correlaciones con estudios previos realizados en áreas aledañas como los campos volcánicos Cerro Gordo (Gómez-Álvarez, 2015), El Picacho (Vite-Sánchez, 2015) o Apan-Tecocomulco (García-Tovar *et al.*, 2015; Figura 2.4) con el fin de agrupar los distintos eventos magmáticos que afectaron al CMTT y a la región. Se describirá del evento más antiguo hacia el evento más reciente como sigue: flujo de lava San Mateo, volcán escudo Paula, conos de escoria antiguos, conos de escoria jóvenes y finalmente, se hizo una distinción entre estructuras de tipo domo antiguo y estructuras de tipo domo reciente.

Al final del capítulo se presentará, además, una breve descripción de los xenocristales y xenolitos que se encontraron en el CMTT.

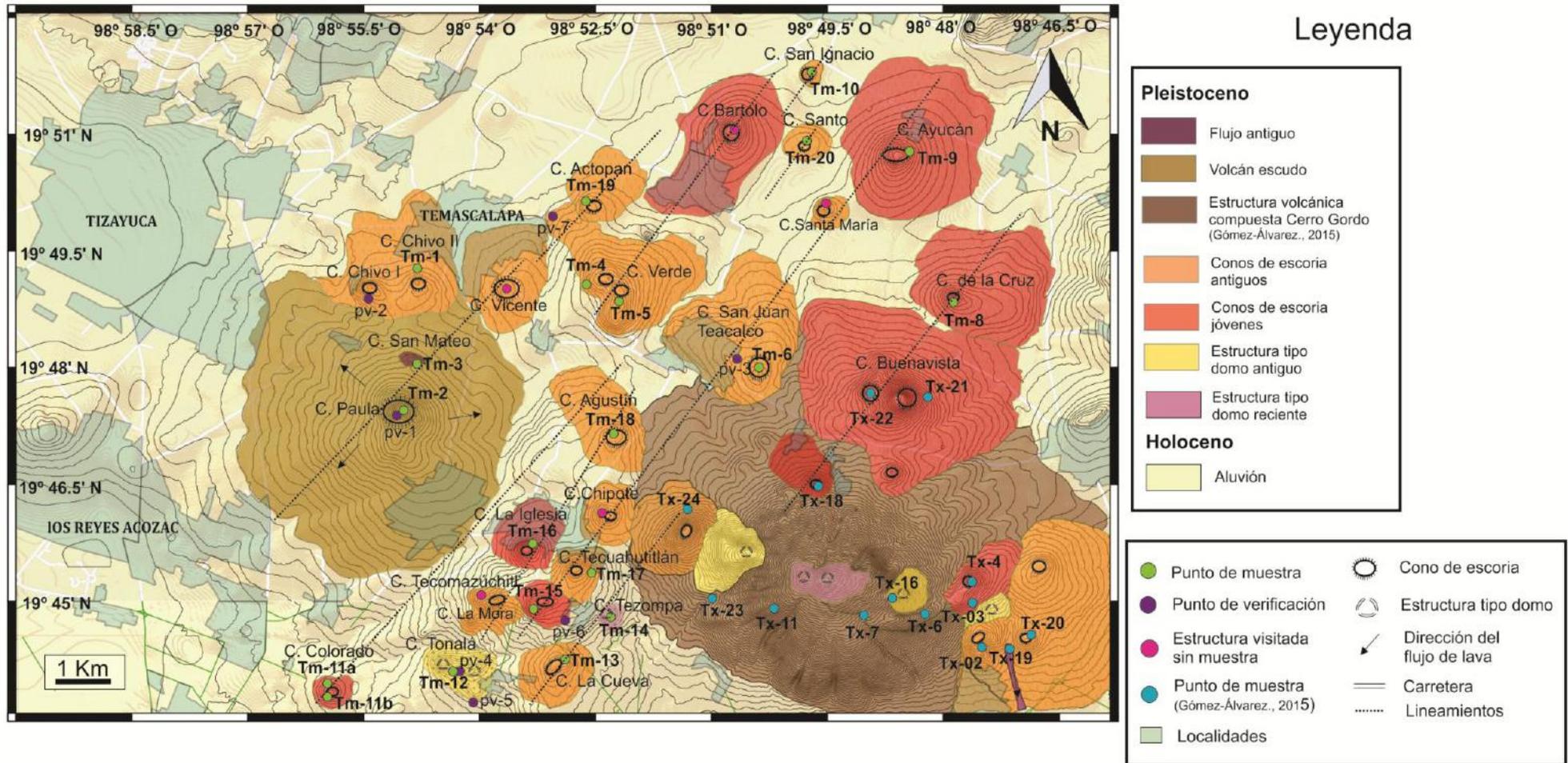
### 3.1 Flujo de lava San Mateo

La estructura más antigua observada en campo corresponde a un flujo de lava basáltico (Figura 3.2). Éste, con coordenadas  $19^{\circ} 48' 3''\text{N}$ ,  $98^{\circ} 54' 48.6''\text{O}$  se presenta en bloques masivos de  $\sim 1.5$  a 2 metros de ancho distribuidos en un montículo de 460 m de ancho por 580 de largo y una altura de 150m. La roca presenta coloración gris oscuro y textura afanítica vesicular, aunque se lograron identificar algunos cristales de plagioclasa y olivino. En la Figura 3.3 se puede observar que este montículo de lava se encuentra rodeado por lavas provenientes del volcán escudo Paula, lo que implica que se trata de un evento anterior.



Figura 3.2. Vista del volcán escudo Paula y del montículo que conforma el flujo de lava San Mateo (línea rojiza)

Figura 3.1. Mapa geológico del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT).



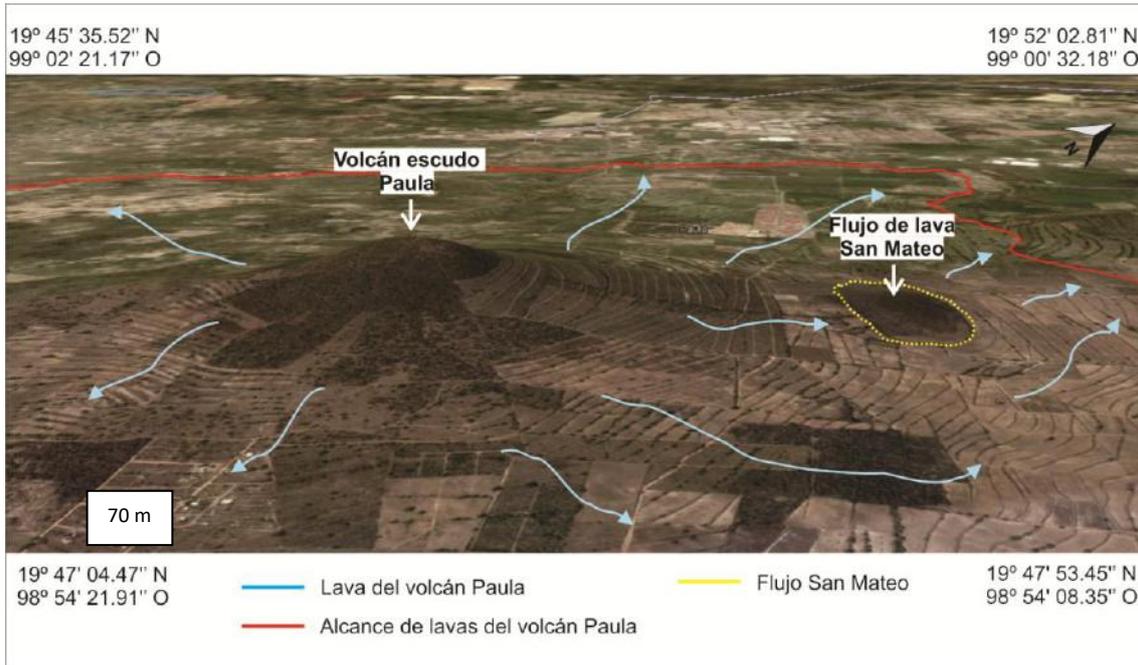


Figura 3.3. Imagen tomada mediante Google Earth donde se encuentra el volcán escudo Paula y los flujos provenientes de éste. En amarillo se ubica el Flujo de lava San Mateo el cual es rodeado por los flujos de lava del volcán Paula.

### 3.2 Volcán escudo Paula

Se ha considerado en este trabajo al cerro Paula, con 2,620 msnm de altura, como un volcán escudo dadas sus características morfológicas observadas en campo. Esto es grandes conos con pendientes suaves (Williams y Mc Birney, 1979) y con un centro de emisión de lava basáltica o andesítico-basáltica, poco viscosa (Figuras 3.1 y 3.4a). Al llegar a la base del volcán se observa un afloramiento masivo formado por bloques de lava de coloración grisácea media a oscura y con textura afanítica vesicular. También se presentan rocas con alto grado de oxidación evidenciado por el color rojizo en algunas zonas de los bloques. En las imágenes de satélite y en la carta topográfica del área se puede inferir que las lavas derivadas de este volcán se emplazaron de manera radial y alcanzaron longitudes de al menos 2 km a partir del centro emisor. Actualmente, la mayoría de estas lavas se encuentran cubiertas por una capa de suelo de cultivo y no existen muchos afloramientos. Esto también nos permite suponer que su edad de emplazamiento deberá de ser relativamente antigua en la región.

## CAPÍTULO III GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Conforme se asciende, se observa que encima de las lavas se encuentra un cono de escoria compuesto por lapilli, ceniza y bombas de coloración rojiza a violeta y altamente vesicular. La muestra de mano tomada, correspondiente a una bomba, presenta una coloración rojiza y textura porfídica de grano muy fino con microfenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno, embebidos en una matriz afanítica. En esta muestra se observó la existencia de escasos (<1%) xenocristales de cuarzo.

En la cima del cerro se encontraron bloques de hasta 1.5 metros de largo, lo que podría ser indicador de que se está en la parte superior del cráter o del conducto emisor de lava. De esta zona se tomó una muestra para análisis químico, una bomba de ~40 cm de largo de coloración rojiza y textura similar, representativa de los demás bloques observados (Figura 3.4b).

Igualmente se observó en esta zona una pared de ~50 metros de altura que se asocia con una fractura al oeste de la estructura, y que podría estar relacionada con procesos de emplazamiento de lavas y formación del cono de escoria.

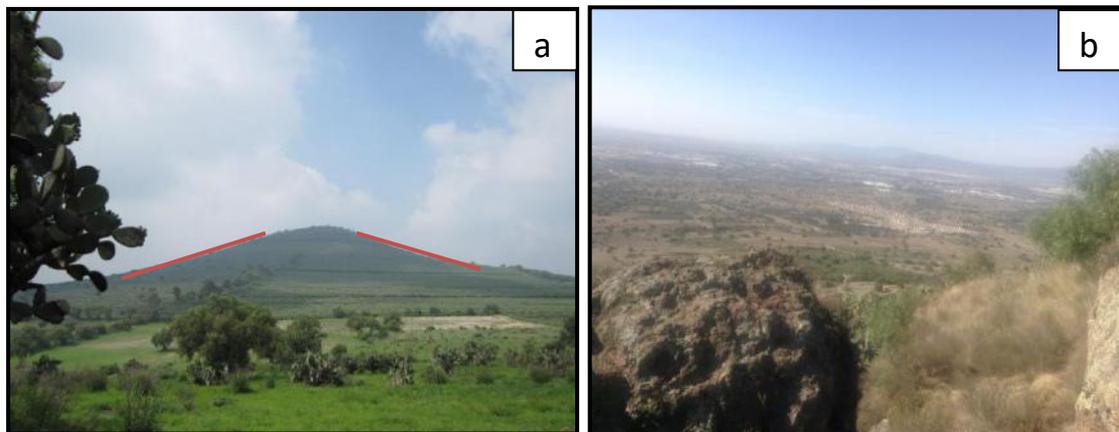


Figura 3.4 a) Fotografía del volcán escudo Paula mostrando en color rojo sus pendientes. b) Bloques de lava rojizos grisáceos que conforman la litología de esta estructura en la cima del cerro.

### 3.3 Conos de escoria antiguos

Para la clasificación de los conos de escoria entre antiguos y jóvenes, se hizo un análisis morfométrico y textural como parte del trabajo de gabinete. En el primero, se tomaron medidas en cada cono de su base (Wco) y su altura (Hco) mediante el programa Google Earth, para después obtener la relación Hco/Wco. Este parámetro es considerado como un indicador aproximado de la edad del cono (Porter, 1972; Wood, 1980, y Hasenaka y Carmichael., 1985). Una vez obtenida esta relación para todos los conos, se estableció un intervalo numérico para clasificarlos en dos grupos tomando en cuenta también las medidas de los conos de escoria antiguos y jóvenes, así como la clasificación realizada por Gómez-Álvarez, (2015); además, se tomaron como referencia las edades y parámetros obtenidos por García-Tovar *et al.*, (2015) (Tabla 3.2). De esta manera, el intervalo de valores de la relación Hco/Wco para los conos de escoria antiguos (CEA) va de 0.03 a 0.08, mientras que los conos de escoria jóvenes (CEJ) de 0.09 a 0.1 (estos valores se presentan en la Tabla 3.1). Dentro del grupo de conos de escoria antiguos se encuentran los cerros Chivo I, Chivo II, Verde I, Verde II, San Juan Teacalco, San Ignacio, Santa María, La Cueva, Agustín, Vicente, Actopan, Tecuahutitlán, La Mora y Chipote. Afortunadamente, en la mayoría de los conos de escoria existen pequeños bancos de material que ponen al descubierto de manera parcial su estructura interna. Enseguida se resumen las principales características observadas en estos conos.

El cono Chivo II presenta una altura aproximada de 30 metros y expone una secuencia de varias coloraciones indicando diversos episodios eruptivos. En la base se observan depósitos piroclásticos de lapilli, ceniza y bombas color rojizo, burdamente estratificados. Les sobreyacen una capa de suelo color marrón de ~20 metros. Se observa también una banda de ceniza de 1.5 m color negra (Figura 3.5). Se tomó una muestra de una bomba para análisis químicos. La textura de la roca es microporfídica con microfenocristales de olivino, plagioclasa y piroxeno embebidos en una matriz afánítica de coloración gris oscura. En este cono se identificaron rocas con xenocristales de cuarzo y feldespatos de ~2-3 cm de diámetro, así como xenolitos posiblemente graníticos de los cuales también se llevó muestra para análisis.



Figura 3.5. Fotografía del cono Chivo I. Se observa la coloración rojiza con un estrato de color negro.

En el caso de los cerros Verde I y II (Figura 3.7) se observó lava con estructura masiva en bloques de hasta 50 cm de largo, con color rojizo al exterior debido al intemperismo y color gris medio al interior. Presenta textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y algunos xenocristales de cuarzo y feldespato dentro de una matriz gris oscura de grano fino. Al subir a la cima se observó un banco de material compuesto por depósitos piroclásticos de color marrón-rojizo, de lapilli y ceniza, burdamente estratificados e intercalados con bombas de lava. También, se encontraron escasos xenolitos formados por cristales de cuarzo y plagioclasa (Figura 3.6a). En un banco de material ubicado en la cima del Cerro Verde II se pudo observar el conducto alimentador que seguramente dio origen a las lavas circundantes al cono (Figura 3.6b). Como lo muestra la Figura 3.7, los cerros Verde I y II forman parte de un mismo cono de escoria con dos cimas importantes.

# CAPÍTULO III GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

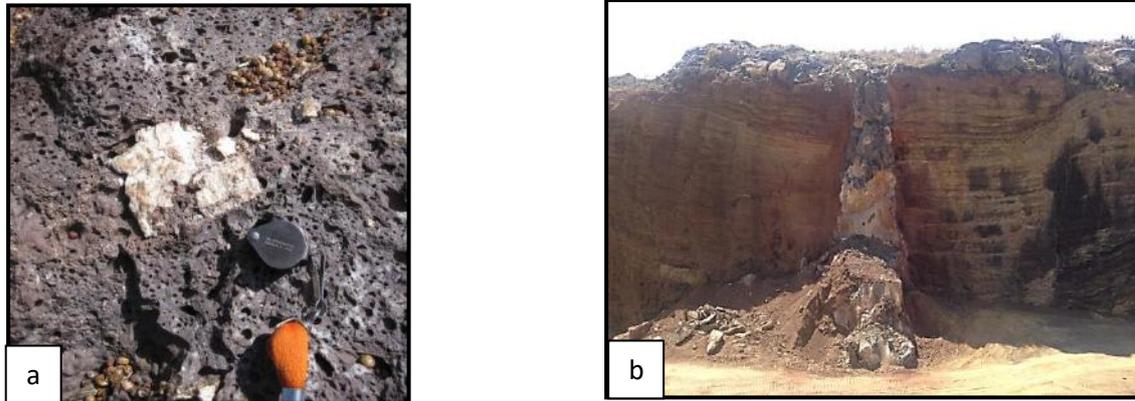


Figura 3.6. a) Vista de un xenocrystal de feldespato dentro de una lava basáltica. b) Fotografía tomada en un banco de material ubicado en la cima del Cerro Verde II donde se observa el conducto alimentador de la lava, el cual corta a los depósitos piroclásticos.

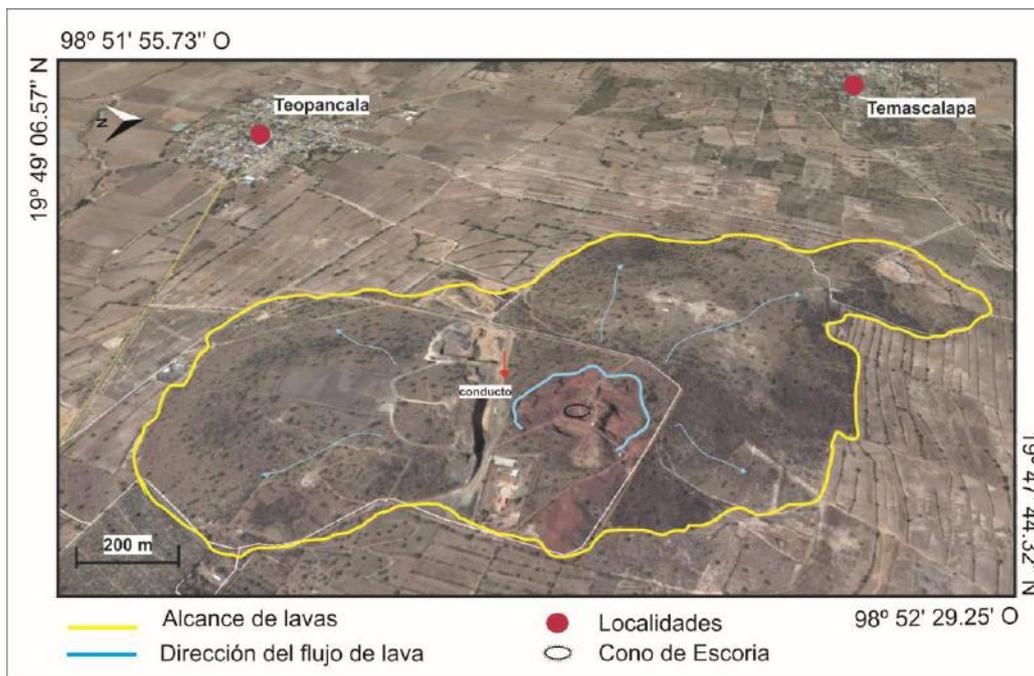


Figura 3.7. Imagen tomada de Google Earth donde se muestran los conos Verde. Aquí se puede ver que estos conos se encuentran separados por un corte utilizado para la extracción, lo cual permite inferir que se trata de un solo cono de escoria (representado mediante el semicírculo azul en la imagen). El alcance de las lavas de este cono se encuentra delimitado por la línea amarilla.

Los cerros San Juan Teacalco y San Ignacio se exhiben como conos de escoria de color rojizo, compuesta por lapilli, ceniza y bombas de aproximadamente 1 m de largo,

## CAPÍTULO III GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

emplazadas con una estratificación burda inclinada  $\sim 30^\circ$  (Figura 3.8). El primer cono se encuentra asociado con algunos flujos de lava que corrieron en dirección N y NW. El pueblo de San Juan Teacalco se ubica sobre parte de este flujo de lava. En muestra de mano las bombas presentan estructura de enfriamiento en forma de corteza de pan, con textura afanítica y altamente vesicular. El cono Tecuahutitlán igualmente está compuesto por escoria rojiza a gris y bombas con corteza de pan distribuida aleatoriamente. En muestra de mano se observa una textura porfídica de grano fino con fenocristales de plagioclasa en una matriz rojiza y afanítica. En los tres conos se pudieron identificar escasos ( $< 1\%$ ) xenocristales de cuarzo y plagioclasa, de manera similar a los presentes en otros conos de la región.

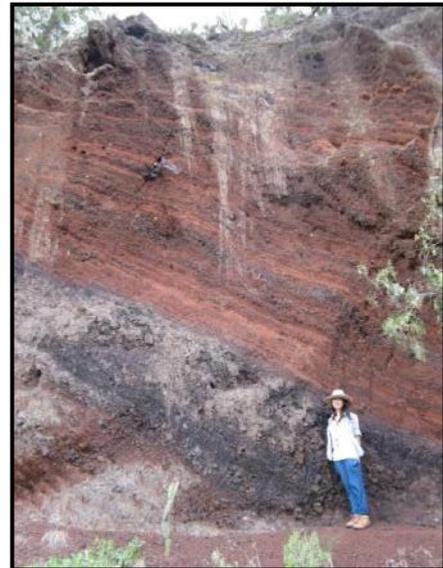
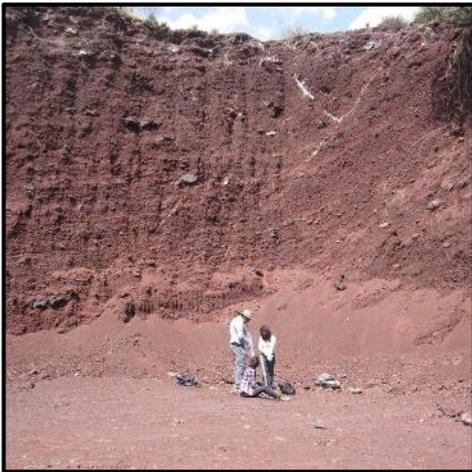


Figura 3.8. De izquierda a derecha se observan las características principales de los conos de escoria: escoria, lapilli y ceniza de coloración predominantemente rojiza a gris, con bombas de hasta 1 m de diámetro y con textura de corteza de pan, emplazadas aleatoriamente lo cual perturba la estratificación burda. En particular, la fotografía de la derecha fue tomada en el cono Actopan.

Finalmente, el cono La Cueva presenta un pequeño banco de material de 15 m de altura con coloración negra, compuesto por bloques, grava, lapilli y bombas de 40 a 50 cm de largo, todos en contacto grano a grano. No existe una estratificación claramente delimitada. La muestra de mano es completamente afanítica, aunque se identificaron escasos xenocristales de cuarzo distribuidos aleatoriamente en las bombas.

### 3.4 Conos de escoria jóvenes

Estas estructuras fueron emplazadas durante un segundo pulso volcánico y están representadas por los conos Cerro de la Cruz, Ayucán, Colorado, Tecomazúchitl, La Iglesia y Bartolo.

El Cerro de la Cruz es un cono de escoria con flujos de lava asociados en su ladera sur. La coloración de las lavas y escorias es gris oscuro y con textura afanítica. De manera similar, el cono Ayucán presenta flujos de lava basáltica en bloques, con textura porfídica compuesta por fenocristales de piroxeno, olivino y plagioclasa dentro de una matriz afanítica gris oscura. El cerro Colorado es un cono de escoria rojiza compuesto por depósitos de lapilli, cenizas y bombas de 15 – 20 cm. Todos los materiales se encuentran burdamente estratificados con una inclinación de  $\sim 30^\circ$ . En muestra de mano, las bombas presentan textura afanítica con escasos cristales de plagioclasa y olivino. Hacia el lado oeste del cono se identificó un flujo de lava con espesor de 27 m, el cual se encuentra diaclasado de manera horizontal (Figura 3.9). La lava también presenta textura afanítica. En este cono nuevamente se encontraron xenocristales de cuarzo y plagioclasa.



Figura 3.9. En la parte superior se muestra una foto panorámica del banco de material correspondiente al cono Colorado, se observa su coloración rojiza y estratificación burda. En la parte inferior se ilustra la estructura de las lavas asociadas con este mismo cono.

Tanto el cerro La Iglesia como el Tecomazúchitl son conos de escoria con coloraciones rojizas, compuestos por depósitos de lapilli, cenizas y bombas de ~1 m (Figura 3.10b), emplazados en estratos burdos inclinados a ~30° (Figura 3.10a). Las bombas presentan textura de corteza de pan y algunas de torsión.



Figura 3.10. Izquierda: cono de escoria Tecomazúchitl con coloración rojiza y estratificación burda, que se puede observar en un banco de material. Derecha: Bomba con textura de corteza de pan encontrada en este cono.

### 3.5 Estructuras tipo domo

Se denominó como estructura tipo domo antiguo al cerro Tonalá que, en contraste con el cerro Tezompa considerado como domo reciente, presenta mayor grado de intemperismo y erosión evidenciado por su morfología redondeada (Figura 3.11). Este domo, se expone como dos montículos con una estructura masiva y formado por bloques de lava con coloración gris medio, el afloramiento visitado presenta ~50 m de ancho y 5 m de altura. La muestra de mano presenta textura porfídica con fenocristales de feldespato, piroxeno y anfíbol en una matriz afanítica de coloración gris medio, con escasa vesicularidad.

Se ha considerado en este trabajo al cerro Tezompa como un domo reciente debido a sus características morfométricas (Tabla 3.1). Además, coincide con las características

geológicas descritas por Gómez-Álvarez. (2015), respecto a los domos recientes observados. El cerro Tezompa presenta una morfología relativamente suave con una estructura masiva compuesta por bloques de lavas con coloración gris medio. En muestra de mano presenta textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, embebidos en una matriz afanítica de color gris.



Figura 3.11. Izquierda: Se observa el domo Tonalá con su superficie redondeada. Al fondo se tiene al cono Colorado. Derecha: Lavas de coloración gris medio que conforman a este domo antiguo.

### 3.6 Xenocristales y xenolitos

Ya se mencionó anteriormente que durante las jornadas de campo se identificaron abundantes xenocristales y xenolitos en algunas de las muestras de los conos de escoria. Por esta razón, se describieron sus características texturales y mineralógicas bajo un microscopio estereoscópico. En la Tabla 3.1 se indican las muestras en las que se identificaron xenocristales. En los conos Chivo II y Verde se tomaron muestras de xenolitos (Tm-Xen y Tm-4xen, respectivamente) de ~4 a 5 cm; una roca de color blanco lechoso inmersa en una roca basáltica, con textura fanerítica compuesta por cristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa, así como porciones de vidrio que seguramente fueron inyectados al xenolito mientras el magma encajonante lo arrancaba al ir ascendiendo (Figura 3.12). Se puede observar una ligera corona de reacción en el borde del xenolito.

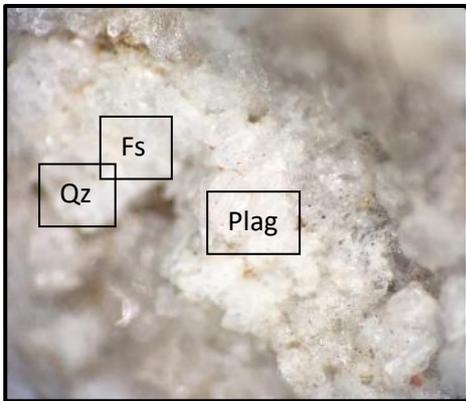
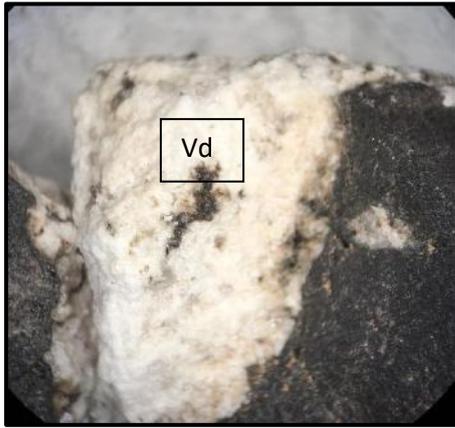


Figura 3.12. En las imágenes superiores se muestra una fotografía de los xenolitos encontrados en los conos Verde y Chivo. Se puede apreciar la roca holocrystalina con minerales de cuarzo (Qz), feldespato (Fs) y plagioclasa (Plag), con vidrio intersticial (Vd) que no corresponde a la roca en sí, sino a la roca encajonante basáltica (roca con coloración negra). En la imagen inferior se hizo un acercamiento a la mineralogía, en el microscopio estereoscópico se identificó el cruce de la plagioclasa para diferenciarla del cuarzo.

# CAPÍTULO III

## GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Tabla 3.1. Nombre de cada estructura volcánica, ubicación, número de muestra, composición y datos morfométricos de las estructuras del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa. Se indica también si en la roca se presentaron xenocristales o xenolitos (XEN). Los datos morfométricos fueron obtenidos mediante Google Earth (altura del cono (Hco), base del cono (Wco) y el valor numérico del cociente (Hco/Wco), con lo cual se realizó la clasificación). Andesita B: Andesita basáltica.

Nombre	Coordenadas		Muestra	Composición	XEN	Hco	Wco	Hco/Wco
	N	O						
<b>Flujo de lava y volcán escudo</b>								
San Mateo	19° 48' 3"	98° 54' 48.6"	Tm-3	Basalto	si			
Santo	19° 50' 54.29"	98° 49' 46.11"						
Paula	19° 47' 27"	98° 54' 59.2"	Tm-2	Andesita B	si			
<b>Conos de escoria antiguos</b>								
Chivo	19° 47' 23.3"	98° 55' 3.9"	pv-1	Andesita B	si	79	886	0.089
Chivo II	19° 49' 16.4"	98° 54' 48.34"	Tm-1	Andesita B	si			
Verde	19° 48' 51.1"	98° 52' 37.2"	Tm-5	Basalto	si			
Verde II	19° 49' 4.3"	98° 52' 37.2"	Tm-4	Basalto	si	61	1240	0.049
San Juan Teacalco	19° 48' 00.1"	98° 50' 23.6"	Tm-6	Andesita	si	27	470	0.057
San Ignacio	19° 51' 48.2"	98° 49' 42.1"	Tm-10	Basalto	si	33	537	0.061
Santa María	19° 50' 6.45"	98° 40' 30.99"				51	652	0.078
La Cueva	19° 44' 15.5"	98° 52' 53.7"	Tm-13	Andesita B	si	35	912	0.038
Tecuahutitlán	19° 45' 44.3"	98° 52' 33"	Tm-17	Andesita B	si	48	602	0.080
La Mora	19° 45' 5.02"	98° 53' 58.59"				73	903	0.081
Chipote	19° 46' 7.49"	98° 52' 25.01"				64	845	0.076
Agustín	19° 47' 8.40"	98° 52' 16.31"	Tm-18			63	838	0.075
Vicente	19° 49' 0.40"	98° 53' 39.03"	pv-7			41	621	0.066
Actopan	19° 50' 7.61"	98° 52' 37.58"	Tm-19			39	619	0.063
<b>Conos de escoria jóvenes</b>								
Cerro de la Cruz	19° 48' 50.5"	98° 47' 52.4"	Tm-8	Andesita B		67	661	0.101
Ayucán	19° 50' 47.1"	98° 48' 25.8"	Tm-9	Basalto		83	907	0.092
Colorado	19° 43' 46.3"	98° 55' 58.5"	Tm-11	Andesita B	si	62	674	0.092
Tecomazúchitl	19° 44' 53.9"	98° 53' 18.3"	Tm-15	Andesita B		54	593	0.091
La Iglesia	19° 45' 44.3"	98° 53' 18.6"	Tm-16	Andesita B		85	638	0.133
Bartolo	19° 51' 2.87"	98° 50' 41.73"				69	660	0.105
<b>Estructuras tipo domo</b>								
Tonalá	19° 44' 05.9"	98° 54' 20.4"	Tm-12	Andesita				
Tezompa	19° 44' 48"	98° 52' 18"	Tm-14	Dacita				

## CAPÍTULO III

# GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

---

Tabla 3.2. Edades y datos morfométricos obtenidos por García-Tovar *et al.* (2015) para la región de Apan-Tecocomulco. Con base en estos datos se pudo hacer una comparación con las estructuras del CMTT e inferir una posible etapa de formación.

<b>Cono de escoria</b>	<b>Hco</b>	<b>Wco</b>	<b>Hco/Wco</b>	<b>Edad K-Ar (Ma)</b>
San José Coliuca	80	520	0.154	0.188
San Antonio 1	110	900	0.122	0.367
El Santa Ana	170	1400	0.121	0.625
Coronillas	150	1250	0.120	0.646
Zotoluca	100	960	0.104	2

# 4. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

## 4.1 Trabajo de gabinete y en campo

Enseguida se describe el procedimiento que se siguió para realizar el trabajo de tesis.

- I) Consulta bibliográfica y toma de referencias de estudios realizados tanto en la FVTM como en su sector oriental. Recopilación de información acerca de los temas que se abordan en la tesis.
- II) Obtención de las cartas topográficas a través de INEGI, con nombre: *Tizayuca y Texcoco de Mora*, escala 1:50 000 y clave: E14B11 y E14B21, respectivamente.
- III) **Trabajo de campo y muestreo**

III.a) Campañas de trabajo de campo donde se visitaron cada una de las estructuras volcánicas pertenecientes al área de tesis. Se hicieron descripciones tanto de las estructuras volcánicas, así como de las muestras de mano tomadas de cada una de ellas. Posteriormente, se eligieron muestras representativas de las diferentes estructuras o unidades, que se mostraran frescas o sin alteraciones, para realizar las descripciones petrográficas y análisis químicos. Cabe mencionar que cada muestra fue correctamente etiquetada con la siguiente terminología:

$Tm-x$  donde x toma valores con orden ascendente.

Es importante mencionar que las muestras de roca elegidas fueron descostradas previamente para evitar incluir roca alterada en los análisis.

III.b) Se eligieron 17 muestras para la realización de láminas delgadas y observar mediante el microscopio óptico la mineralogía de las rocas, así como identificar texturas y finalmente proponer tanto la clasificación de éstas, como una interpretación petrogenética.

### IV) Preparación de muestras para análisis geoquímicos

De todas las muestras tomadas en campo, se seleccionó solamente un grupo representativo de las diferentes unidades identificadas para determinar sus concentraciones de elementos mayores y traza, así como las relaciones isotópicas de Sr y Nd. Para esto, las rocas fueron preparadas mecánicamente antes de efectuar dichos análisis, de acuerdo con los siguientes pasos:

**IV.a)** “Limpieza” de la roca o descostramiento, es decir, quitar aquellas porciones de la roca que presenten intemperismo o alteraciones que podrían afectar el resultado, dejando únicamente las zonas frescas. Para este trabajo se requirió el uso de pica, martillo y marro.

**IV.b)** Fragmentación de la roca fresca en esquirlas de aproximadamente 2-4 cm. Para este paso se utilizó la roca previamente descostrada y fresca. Al partir la roca en esquirlas igualmente se necesitaron la pica y el marro (Figura 4.1).



Figura 4.1. Muestra de la roca partida en fragmentos de ~2 cm previo a su lavado y molienda.

**IV.c)** Al obtener las esquirlas, cada una de éstas fue lavada y cepillada con agua desionizada en el taller de molienda del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) con el fin de eliminar cualquier material ajeno a la roca y evitar contaminantes. Las esquirlas se dejaron en secado en el taller durante 24 horas.

IV.d) Cada bolsa de esquirlas, que representa una estructura, fue pulverizada igualmente en el taller de molienda. Para este paso se requirió de un mortero con anillos de acero como los mostrados en la Figura 4.2b y c, los cuales fueron lavados previamente a su uso con agua desionizada y secados con aire comprimido, siempre evitando contaminación. Una vez limpio el mortero, se colocó una pequeña porción de esquirlas de la muestra a procesar para pre-contaminarlo antes de moler el resto, en esta parte se utilizó una máquina marca BICO (Figura 4.2a). El resto de la muestra se pulverizó hasta obtener un polvo fino con textura similar al talco, el cual finalmente se colocó en una bolsa nueva etiquetada correspondientemente.

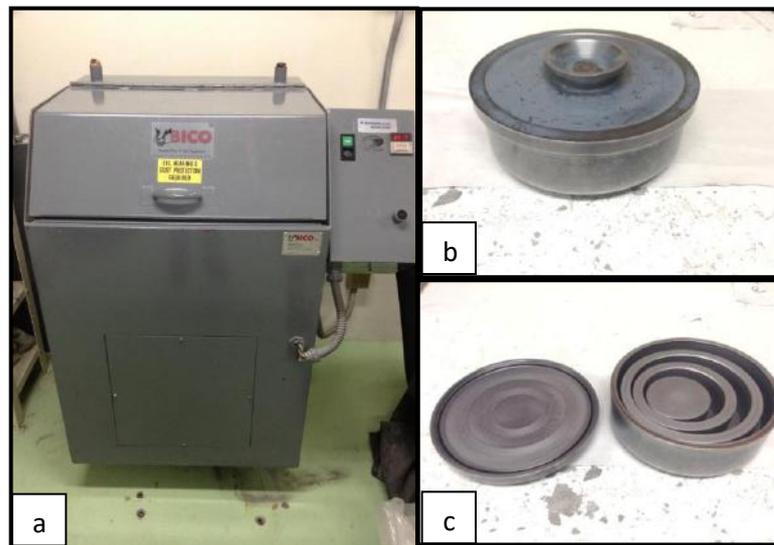


Figura 4.2. a) Máquina tipo BICO donde se introduce el mortero b) y c) Muestran el mortero y los anillos de acero utilizados para la molienda de la roca.

### V) Cuarteado, homogeneización y empaquetamiento

En seguida de la molienda, las muestras fueron llevadas al laboratorio de separación de minerales del LUGIS para homogeneizar, cuartear y empaquetar las muestras.

Para esta parte, la muestra ya molida se colocó sobre una mesa (previamente limpia y descontaminada) y utilizando una espátula se hizo pasar cuatro veces la muestra de un

lado a otro para homogeneizarla (Figura 4.3a). Al finalizar esta actividad, el polvo se dividió en cuatro partes iguales (Figura 4.3b) y se tomó una de ellas para empaquetar la muestra. Esto último se realizó de la siguiente manera:

- Se tomaron ~10 gramos en una bolsa encerada para determinar la concentración de elementos mayores por Fluorescencia de Rayos X.
- Se tomaron entre 0.12 y 0.13 gramos de muestra en polvo en cada uno de dos frascos de vidrio previamente limpios y descontaminados. El polvo de uno de los frascos es utilizado para determinar las concentraciones de elementos traza por medio de ICP-MS y la muestra del otro frasco se utilizó en la determinación de las relaciones isotópicas de Sr y Nd por medio de espectrometría de masas. Las muestras fueron pesadas en una balanza de tipo DHAUS.

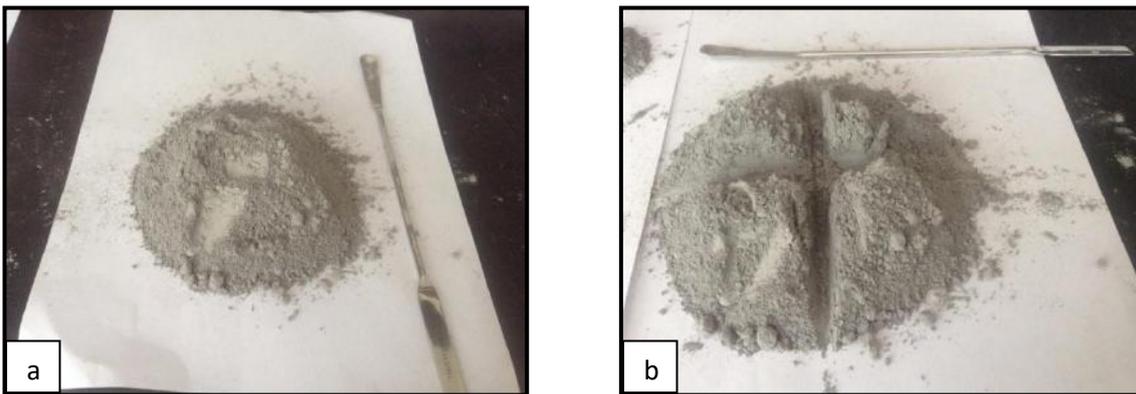


Figura 4.3. a) Fotografía de la muestra pulverizada y homogeneizada. b) Fotografía del cuarteado de la muestra.

### 4.2 Técnicas analíticas

#### I) Análisis mediante Fluorescencia de Rayos X (FRX)

La Fluorescencia de Rayos X es una técnica analítica espectral no destructiva y rápida que permite determinar de manera cualitativa y cuantitativa la concentración de los elementos que conforman una sustancia. Esta concentración puede ser proporcionada desde fracciones de partes por millón (ppm=  $\mu\text{g/g}$ ) hasta porcentaje en peso. Es un

método de alta precisión (0.01%) y el tiempo de análisis puede variar dentro de un intervalo que va de 1 a 10 minutos. En general, esta técnica se utiliza para obtener la concentración de elementos mayores y menores (Ca, Mg, Mn, Fe, K, Na, Si, Al, Ti, P) y algunos traza (Ba, Sr, Nb, Zn, Ta, etc.) de una muestra. Para la cuantificación elemental se utilizan estándares internacionales que permiten construir una curva de calibración.

En el presente trabajo, el análisis de elementos mayores y traza se realizó en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) del Instituto de Geología. Este laboratorio cuenta con un espectrómetro de marca Rigaku.

Para el análisis químico se llevó a cabo el siguiente procedimiento:

- Ya que se tiene la muestra correctamente molida, se debe poner a secar a una temperatura de  $\sim 110^{\circ}\text{C}$  durante 12 horas.
- Una vez seca, se debe realizar la perlitización de la muestra. Para ello se colocan en una navecilla 8 gramos de una mezcla de fundente compuesta por borato de litio ( $\text{Li}_3\text{BO}_3$ ) y tetraborato de litio ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ). Además, se deben agregar 0.4 gramos de la muestra a analizar. Todo este paso se realiza utilizando espátula y una balanza (Figura 4.4).
- Enseguida, la muestra se vierte en un crisol de platino y oro. Ya que la parrilla de fusión admite hasta tres muestras colocadas en tres crisoles, es recomendable hacer este paso para tres muestras a la vez. El crisol se coloca en un vortex para la homogeneización de la muestra. Finalmente, se colocan dos gotas de yoduro de litio (LiI) para que la perla se desprenda correctamente del crisol.
- Cada uno de los tres crisoles se coloca en la parrilla de fusión y mediante el programa adecuado, comienza el funcionamiento del equipo (Figura 4.5a). La parrilla alcanza una temperatura de hasta  $1200^{\circ}\text{C}$ .
- Cuando la muestra fundida cae en el recipiente y se enfría, es posible sacarla con un chupón (Figura 4.5b).

## CAPÍTULO IV METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

En esta técnica es muy importante considerar la pérdida por calcinación (PxC) ya que durante la fusión se pierden materiales volátiles como  $\text{CO}_2$  y agua. Para obtenerla se debe colocar un gramo de la muestra en un crisol y ponerla a calcinar a  $\sim 950^\circ\text{C}$  al menos durante una hora. Posteriormente se retira de la mufla y se debe volver a pesar. La diferencia obtenida entre las dos mediciones será la pérdida por calcinación.

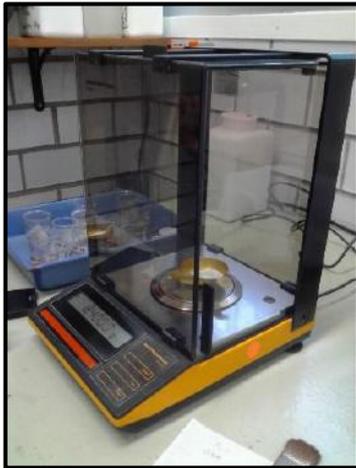


Figura 4.4. Balanza analítica donde se hizo el pesado de las muestras para analizar por FRX. Dentro de la balanza se aprecia la navecilla con la muestra y el fundente preparados y pesados hasta 8 gramos.

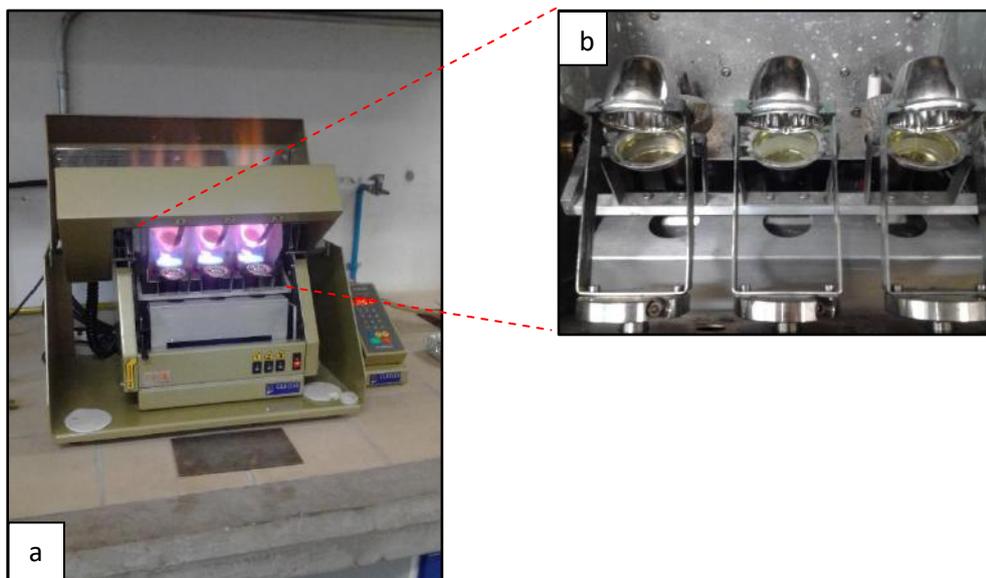


Figura 4.5. a) Parrilla de fusión donde tres muestras se funden para generar la perla. b) Acercamiento a la perla ya formada y lista para medir.

- La muestra debe ser etiquetada y entonces se puede colocar en el espectrómetro para el análisis (Figura 4.6).



Figura 4.6. a) Espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X tipo Rigaku. b) Acercamiento de las muestras una vez montadas en el equipo.

### II) Análisis mediante Espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS).

Esta técnica, de manera resumida, consiste en identificar los distintos elementos en función de su masa, por este motivo, la espectrometría de masas es ideal para la obtención de relaciones isotópicas. Permite identificar sustancias casi de cualquier tipo, es de alta sensibilidad (permitiendo obtener concentraciones de ppm y ppb) y es una técnica rápida.

El análisis de las muestras para elementos traza y Tierras Raras se realizó en el Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio del Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla. El procedimiento que se realizó se encuentra descrito por Mori *et al.* (2007).

### III) Determinación de isótopos de Sr y Nd

En este apartado se describe la metodología que se siguió para preparar las muestras y realizar el análisis isotópico. Este trabajo se realizó en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, Instituto de Geofísica de la UNAM, siguiendo el manual de Química Ultrapura del laboratorio (LUGIS, 2000).

La preparación de las muestras, previa a la separación de elementos, consiste en tres partes: pesado, lixiviado y digestión. Se debe aclarar que antes de comenzar cada uno de los pasos, se debe mantener limpio el material, asimismo, se utilizó bata y guantes para evitar contaminación. Todo el material utilizado fue etiquetado para evitar confusión. La siguiente descripción resume las partes seguidas para la preparación química de las muestras.

**PESADO** Utilizando una balanza analítica, se coloca una bomba de teflón semidestapada y se registra el peso. Enseguida, se vierte el contenido de una de las muestras y se vuelve a tapar la bomba, se registra el peso nuevamente. El resultado de la diferencia entre estos dos registros corresponde al peso de la muestra.

**LIXIVIACIÓN** Para eliminar el Pb contenido en la muestra debido a factores externos, las bombas se llevan al cuarto de Química Ultrapura. En cada una se vierten ~8 mL de HCl 6N y se colocan en la parrilla de calentamiento durante al menos una hora. Enseguida se debe eliminar el ácido mediante decantación. Se utiliza agua desionizada para rellenar, limpiar y volver a decantar. La decantación se realiza hasta dos veces más para una eliminación completa del HCl. Una vez terminado, las bombas se dejan por una hora sobre la parrilla para la evaporación del agua desionizada. Finalizado este tiempo se deben volver a pesar cada una de las muestras.

**DIGESTIÓN** Este proceso se realiza con el fin de eliminar de la muestra aquellos elementos que no se desean medir (como el Si) y poner en solución la muestra. Para comenzar, se vierten ~1 mL de ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) y ~5 mL de ácido fluorhídrico (HF) al 40%. Las bombas se tapan y se colocan sobre la parrilla a  $90^\circ$  aproximadamente durante 48 horas. Transcurrido el tiempo, las bombas se destapan, tratando de recuperar las gotas formadas en la tapa y se dejan en la parrilla para que se evaporen completamente los ácidos. En este paso, la sílice escapa en forma de fluoruro ( $\text{SiF}_4$ ) y se genera un residuo color blanco lechoso compuesto por fluoruros como CaF, RbF, entre otros. Los fluoruros se eliminan al verter ~5 mL de ácido clorhídrico 6N sobre las muestras, nuevamente se tapan y colocan en la parrilla durante 10 horas. Se destapan para dejar evaporar el ácido y se obtiene como residuo una pasta amarilla compuesta por cloratos. Finalmente, se eliminan los cloratos añadiendo ~4 mL de ácido bromhídrico 1N (HBr). De la misma manera se deben dejar en la parrilla durante 10 horas y destaparlas para la evaporación total.

Enseguida se describe el procedimiento para la separación de elementos (Figura 4.7), el cual se realiza en dos etapas. En la primera se hace la separación de Sr y Tierras Raras y en la segunda etapa se obtienen concentrados de Sm y Nd. Dicha separación se lleva a cabo en columnas de intercambio iónico compuestas de cuarzo, con 17.5 cm de alto, 0.9 cm de radio interno y 16 cm de altura de relleno de resina catiónica DOWEX 50WX 12 (Manual de química ultrapura, LUGIS, Instituto de Geofísica, 2000). En ambas etapas se deben manejar distintos ácidos a diferente concentración y volumen, siendo esto el principio básico de separación de elementos por medio de cromatografía en resinas catiónicas. En el caso de la separación de Nd, las columnas requieren un volumen particular de cada ácido, los detalles se pueden consultar en el manual referenciado anteriormente.

# CAPÍTULO IV

## METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

### Separación de Sr

Preparación de la muestra	Diluir la muestra en 1.5 mL de HCl
Preparación de columna	Acondicionar la resina con 30 mL de HCl 2N
	Recuperar la muestra mediante una pipeta pasteur y verterla directamente sobre la resina
	Pipetear 4 veces con 1 mL de HCl y dejar asentar
	Agregar 16 mL de HCl 2N
Separación de Sr y Tierras Raras	Agregar 160 mL de HCl 2N
	Agregar 10 mL de HCl 6N
	Agregar 15 mL de HCl 6N (aquí se recupera el Sr)
	Agregar 10 mL de HCl 6N
	Agregar 25 mL de HCl 6N (aquí se recuperan las Tierras Raras)
Limpieza de columnas	Agregar 120 mL de HCl ~6N

La solución que contiene el Sr, recuperada al finalizar los pasos anteriores, se pone a secar bajo luz infrarroja hasta la sequedad total para después cargarla sobre los filamentos del espectrómetro de masas. Por otro lado, la solución donde se recuperaron las REE pasa por los siguientes pasos para la obtención de Nd.

# CAPÍTULO IV METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

## Separación de Nd

### Preparación de la muestra

Diluir la muestra en 200  $\mu\text{L}$  de HCl 0.18 N

### Preparación de las columnas

Acondicionar la resina 2 veces con 5 mL de HCl 0.18 N

Recolectar la muestra con una pipeta pasteur y verter directamente en la resina. Dejar asentar.

Pipetear 4 veces (200  $\mu\text{L}$  c/vez) y dejar asentar

### Separación de Nd

Agregar de 5-12 mL de HCl 0.18 N

Agregar de 3-5 mL de HCl 0.18 N (aquí se recupera el Nd)

Agregar de 2-4 mL de HCl 0.4 N

### Limpieza de columnas

Agregar 10 mL de HCl  $\sim 6\text{N}$

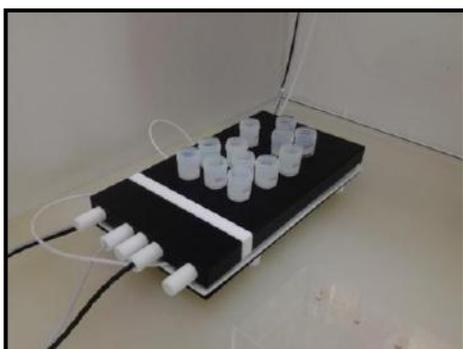


Figura 4.7. Superior izquierda: digestión de las muestras antes de la separación de elementos en la parrilla de calentamiento. Superior derecha: Evaporación de las muestras antes y después de la recolecta de elementos. Inferior izquierda: columnas de separación de Sr. Inferior derecha: Proceso de tratamiento de las muestras con distintos ácidos.

### 4.3 Tratamiento de xenocristales y xenolitos

Las muestras de xenocristales de cuarzo y xenolitos muestreadas se llevaron al taller de separación del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) para observarlas bajo el microscopio estereoscópico e identificar la mineralogía presente. Se debe mencionar que este apartado se realizó antes de procesar y enviar las muestras de roca a analizar debido a que la presencia de xenocristales podría alterar el resultado de la química.

En el caso de aquellas muestras con presencia de xenocristales, mostradas en el capítulo 3 (Tabla 3.1), se excluyeron de la molienda aquellas esquirlas en las que se lograron identificar tales xenocristales, con el fin de disminuir su efecto en los resultados químicos.

De la misma manera, se llevó a observar el xenolito al microscopio estereoscópico. Una vez analizado, se colocó dentro de una bolsa y sobre una superficie limpia se fragmentó cuidadosamente con una pica (Figura 4.8). Estos fragmentos se llevaron nuevamente al microscopio para separar aquellas porciones de roca encajonante y de vidrio presente (Figura 4.9). Una vez obtenidos los cristales separados, se colocaron en un mortero de ágata previamente lavado con agua desionizada y secado con aire comprimido, para pulverizar la muestra y enviarla a analizar por elementos mayores, traza e isotopía (Figura 4.10a). Finalmente, la roca pulverizada se colocó dentro de un frasco limpio y se pesó, obteniendo 3.10 gramos (Figura 4.10b).



Figura 4.8. Se muestra el xenolito fragmentado y dentro de una bolsa para su posterior análisis.



Figura 4.9. a) Microscopio estereoscópico OLYMPUS utilizado para la observación de xenocristales y xenolitos. b) Vista del xenolito fragmentado para separación.



Figura 4.10. a) Pulverización de la muestra en un mortero de ágata hasta obtener un tamaño de partículas similar al talco. b) Muestra colocada en un frasco de vidrio y pesada.

## 5.1 PETROGRAFÍA

En esta sección se despliegan las descripciones petrográficas de las muestras tomadas en el Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa. Se pretende mostrar las características minerales y texturales principales de los distintos grupos de rocas de acuerdo con la división de unidades hecha en el Capítulo 3. Esto es, de la estructura más antigua a la más joven. En particular, en las observaciones petrográficas de los conos de escoria no se encontró un patrón para diferenciarlos en las dos etapas, es por esto que se describirán en conjunto. Para mejor entendimiento, en la mayoría de las muestras se identificaron distintos tamaños mineralógicos que, en esta tesis, se agrupan como familias de tamaños, de la mayor a la menor se nombraron S1, S2, S3 y así sucesivamente. Esto con el objetivo de identificar las distintas etapas de crecimiento mineralógico en las muestras. Finalmente, se hizo un conteo de puntos con un contador manual de las 17 láminas representativas del CMTT con el fin de hacer una clasificación petrográfica de la muestra, estos resultados se presentan en la Tabla 5.1.

### 5.1.1 Flujo de lava San Mateo

La muestra Tm-3 es representativa de este flujo y presenta textura pseudo-traquítica, hipocristalina e inequigranular de grano fino, compuesta por escasos microfenocristales de olivino y piroxeno (clinopiroxeno=augita-diópsida; piroxeno pobre en calcio) (Figura 5.1a). Estos se presentan de forma euédrica a subédrica, particularmente en los olivinos se observa un sobrecrecimiento de iddingsita, todos dentro de una matriz microlítica fluidal compuesta por plagioclasa (andesina-labradorita) en forma de listón y euédrica, además de microlitos de olivino y piroxeno de forma subédrica (Figura 5.1b). Los primeros parcialmente iddingsitizados También están presentes minerales opacos y óxidos. Finalmente la roca se clasificó como basalto de olivino.

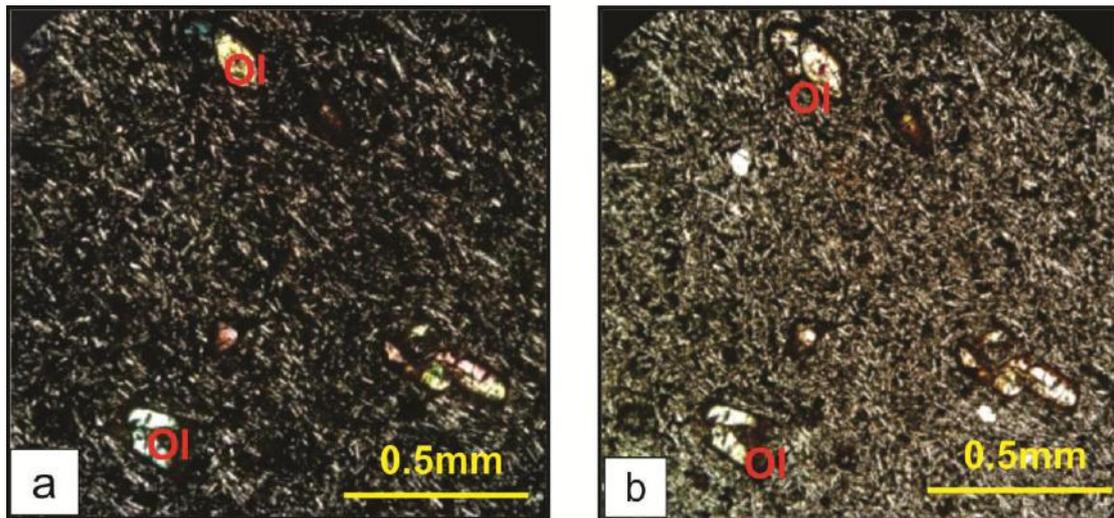


Figura 5.1. Fotografías de la muestra Tm-3 representativa del flujo de lava San Mateo. a) Se observa una textura microlítica hipocristalina fluidal con microfenocristales de olivino (ol) y piroxeno (Nx-4x). b) misma fotografía, ahora en luz paralela, se observan microfenocristales de olivino parcialmente reemplazados por iddingsita (Px-4x).

### 5.1.2 Volcán escudo Paula

En este caso, se tomó la muestra Tm-2 como representativa de esta estructura y corresponde a una bomba de las que se encontraron en la cima.

Presenta una textura microlítica, hipocristalina e inequigranular con alto contenido vesicular. Se identificaron hasta 3 familias de tamaños (Figura 5.2a).

Como microfenocristales (0.25 a 0.3 mm) o de la familia S1 se tiene una mineralogía de olivino con sobrecrecimientos de iddingsita, y piroxeno pobre en Ca. Ambos se presentan con formas de euédrica a subédrica y algunos con textura esquelética (Figura 5.2b).

Dentro de la familia S2 (0.05 a 0.25 mm) se observaron: olivino casi o totalmente reemplazado por iddingsita, piroxeno (augita-diópsida y piroxeno pobre en Ca), y plagioclasa (andesina-labradorita). Los dos primeros con bordes absorbidos y anédricos. La plagioclasa se observa con forma de listón o microlitos. Finalmente, la matriz está compuesta por microlitos de grano muy fino (< 0.03 mm), minerales opacos, óxidos y por vidrio de coloración rojiza (Figura 5.2c). Esta roca fue clasificada como basalto de olivino.

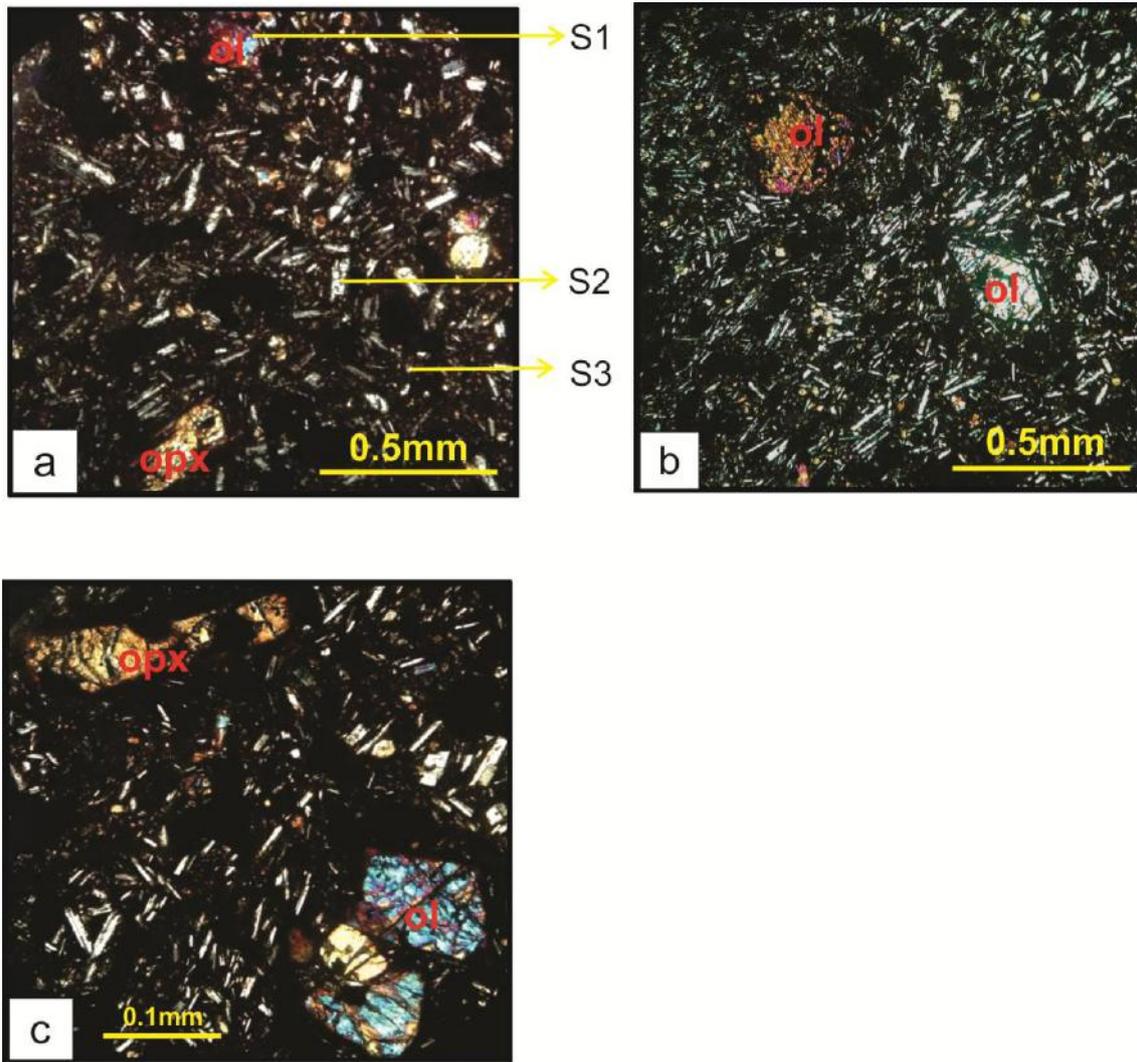


Figura 5.2 Fotomicrografías de la muestra Tm-2 representativa del volcán escudo Paula. a) Se aprecian las tres familias de tamaños encontradas en la lámina S1, S2 y S3 (Nx-4x). b) Textura esqueletal y forma euédrica de los olivinos (ol) embebidos en una matriz microlítica hipocristalina de plagioclasa, piroxeno y vidrio (Nx-4x) c) Microfenocristales de olivino con sobrecrecimiento de iddingsita, y ortopiroxeno (opx), ambos con textura esqueletal. Se pueden observar los microlitos que forman la familia S3 (Nx-10x).

### 5.1.3 Conos de escoria

En la descripción de la petrografía de los conos de escoria, se comenzará por mencionar las distintas texturas identificadas según el tamaño de grano, denominadas como textura microlítica, textura porfídica y textura microlítica-vesicular, posteriormente se describirán las características particulares de cada mineral siguiendo la seriación de tamaño (S1, S2, S3), mientras que se irán mencionando los conos en los que cada textura fue identificada.

- Textura microlítica

Las muestras Tm-1, Tm-8, Tm-11a, Tm-11b, Tm-13, Tm-15 y Tm-16 exhiben textura microlítica, hipocristalina que va de grano muy fino a fino, e inequigranular con hasta 2 familias de tamaños. Asimismo, el grado de cristalinidad y de vesicularidad varía con la muestra. En algunos casos se observaron cristales orientados pero en otros no se tiene un patrón claro. De manera general, se identificaron microfenocristales de plagioclasa (andesina-labradorita, según el método de Michel-Levy), olivino, clinopiroxeno (augita-diópsida) y ortopiroxeno; embebidos en una matriz microlítica compuesta por plagioclasa, piroxeno, minerales opacos, óxidos y vidrio (Figura 5.3a).

Sobre los microfenocristales, correspondientes a la familia S1 (0.1 a 0.3 mm), el olivino y piroxeno se presentan con forma euédrica a subédrica, así como con textura esquelética (Figura 5.4a, b y c). En particular, el olivino presenta un sobrecrecimiento de iddingsita. La plagioclasa presenta maclas polisintéticas y algunas zonamiento, formas desde euédrica hasta completamente anédrica y evidencias de desequilibrio durante su cristalización como son bordes absorbidos generados al final de su cristalización, textura de tamiz producida por disolución en el magma, además de un sobrecrecimiento posterior a la textura de tamiz (Figura 5.4d).

Respecto a los minerales de la familia S2, se consideraron aquellos que forman parte de la matriz y, que entre sí, se observan de manera equigranular. La mineralogía está compuesta por olivino y piroxeno euédrico a subédrico, el primero parcial a totalmente reemplazado por iddingsita (Figura 5.3c). También se encuentra plagioclasa en forma de

## CAPÍTULO V

# RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

listón o tabular. Dentro de la matriz, el vidrio varía de coloración de rojizo a gris oscuro-negro.

En particular, en la roca Tm-11a se observó un cambio de coloración de gris a rojiza, asimismo, el contenido de cristales disminuye aunque se considera aún la misma mineralogía (Figura 5.3b). En el caso de la roca Tm-1 se observó una textura poikilítica en la plagioclasa S1 euédrica y clinopiroxeno (Figura 5.4e). En este grupo, la roca Tm-13 fue clasificada como andesita basáltica, el resto como basalto de olivino.

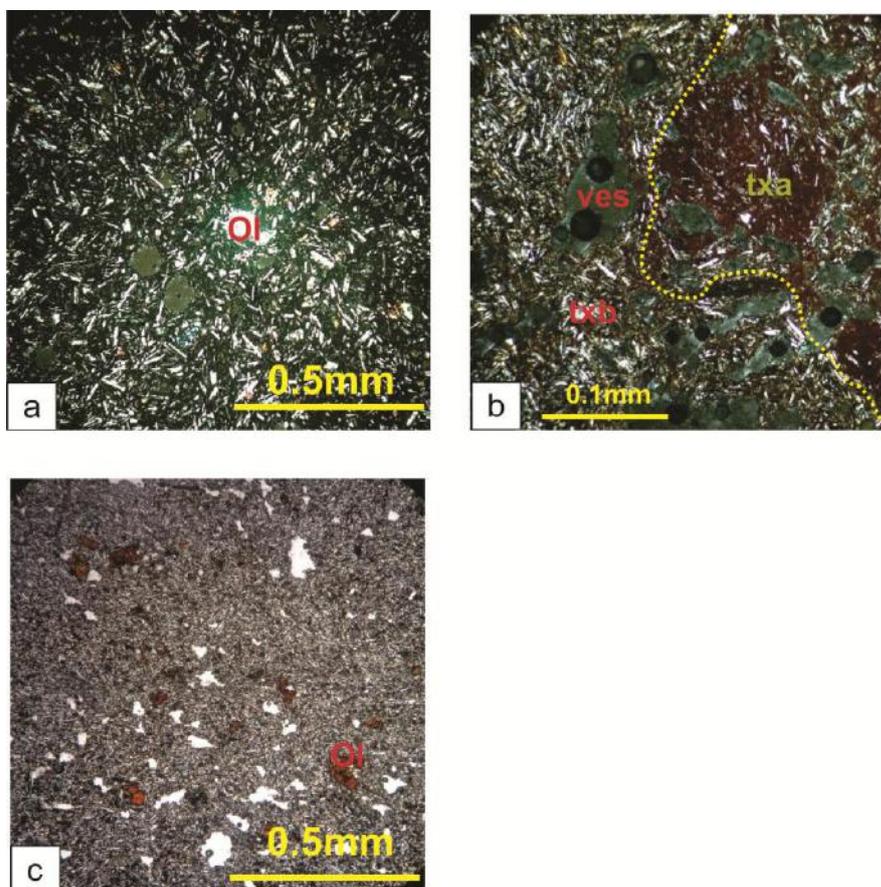


Figura 5.3. a) Textura microlítica hipocristalina de grano fino con olivino (ol), plagioclasa (pl) y vidrio (Nx-4x). b) Muestra Tm-11a donde se marca con línea amarilla punteada el contacto entre dos texturas con coloración gris (txb) y rojiza (txa), así como el cambio en el grado de cristalinidad (Nx-10x). c) Fotografía en luz paralela de la muestra Tm-11b donde se aprecia la textura microlítica hipocristalina, con microfenocristales de olivino completamente reemplazado por iddingsita, y escaso piroxeno (Px-4x).

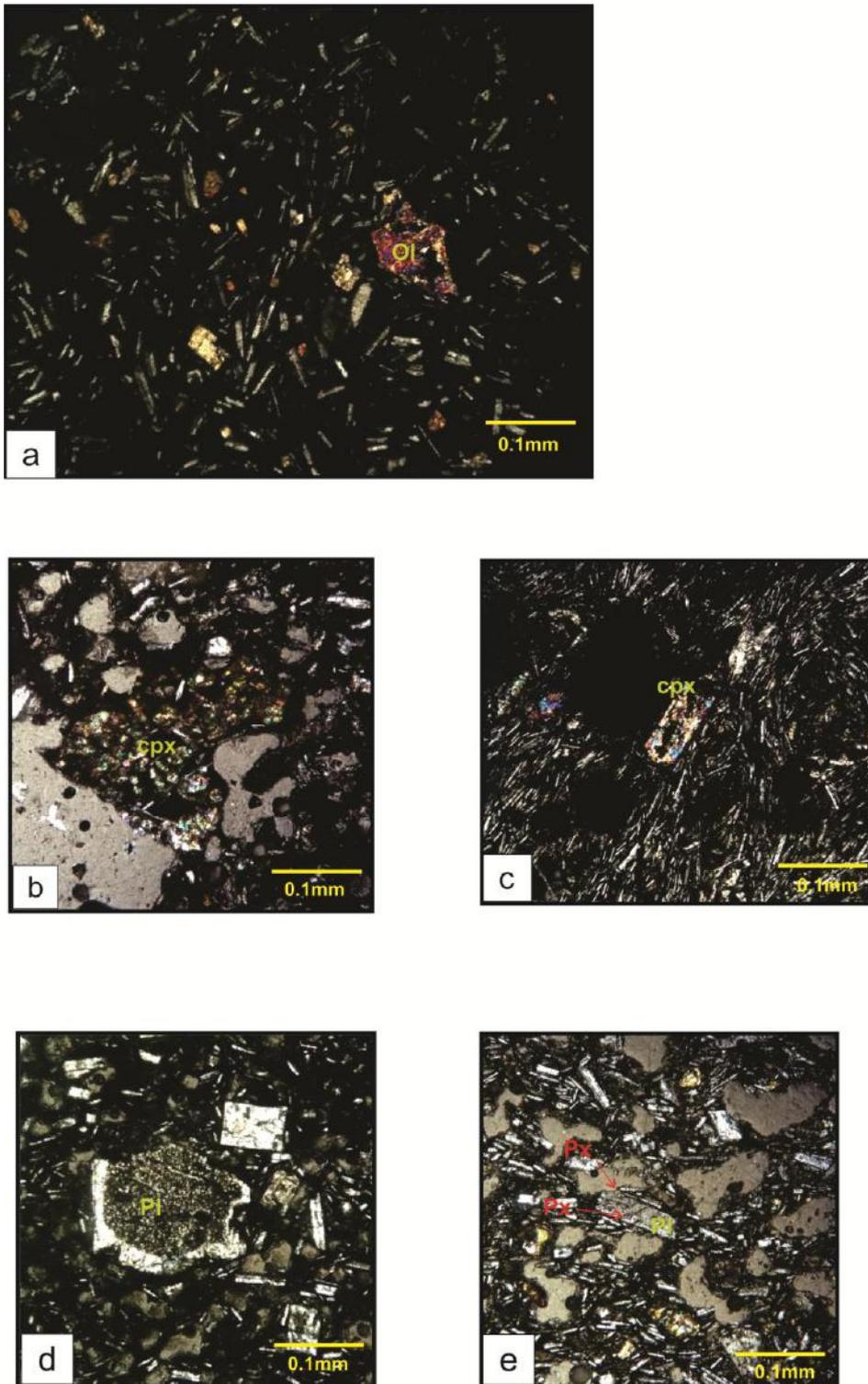


Figura 5.4. a) Textura microlítica hipocristalina con olivino (ol) eúdrico y esqueletal presente en la muestra Tm-16 (Nx-10x). b) Clinopiroxeno (cpx) en la muestra Tm-1 con forma esqueletal y anédrico, con plagioclasa acompañando (Nx-10x). c) Clinopiroxeno subédrico y esqueletal en muestra Tm-15, inmerso en matriz microlítica hipocristalina (Nx-10x). d) Textura de tamiz en plagioclasa (Pl) anédrica de la muestra Tm-1, arriba de ella se observa un cristal de plagioclasa eúdrico (Nx-10x). e) Plagioclasa con inclusiones de clinopiroxeno (Nx-10x).

- Textura porfídica

Como su nombre lo expresa, en las muestras Tm-4, Tm-5 y Tm-9 se encontró una textura compuesta por fenocristales de plagioclasa (andesina-labradorita, según el método de Michel-Levy), olivino, clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno; dentro de una matriz microlítica hipocristalina de grano medio y pseudo-traquítica, compuesta por plagioclasa, olivino, piroxeno, minerales opacos, vidrio y óxidos. Se identificaron hasta tres familias de tamaños (Figura 5.5).

Los fenocristales (~0.5 – 0.8 mm) de plagioclasa se encontraron desde euédricos con maclas polisintéticas y simples, con zonación; hasta anédricos con bordes absorbidos (Figura 5.6a). Se identificaron nuevamente texturas de tamiz y en algunos casos con inclusiones de otros cristales más pequeños, posiblemente piroxeno (Figura 5.6b). En el caso del olivino (~0.5-0.8 mm) se presentaron cristales euédricos, algunos con ligeros bordes de iddingsita, además, con textura esquelética. Se observó también textura glomeroporfídica entre olivinos y plagioclasas euédricas (Figura 5.6c)

Dentro de la familia S2 (0.1-0.5 mm) se consideraron aquellos minerales equigranulares entre sí, es decir, plagioclasa y piroxeno. La plagioclasa se encontró en forma de listón o tabular y los piroxenos completamente anédricos con textura intersticial con las plagioclasas (Figura 5.6d). Finalmente, la familia S3 está compuesta por microlitos difícilmente reconocibles, aunque con mineralogía posible de piroxeno y plagioclasa, y vidrio. Estas muestras fueron clasificadas como basaltos de olivino.

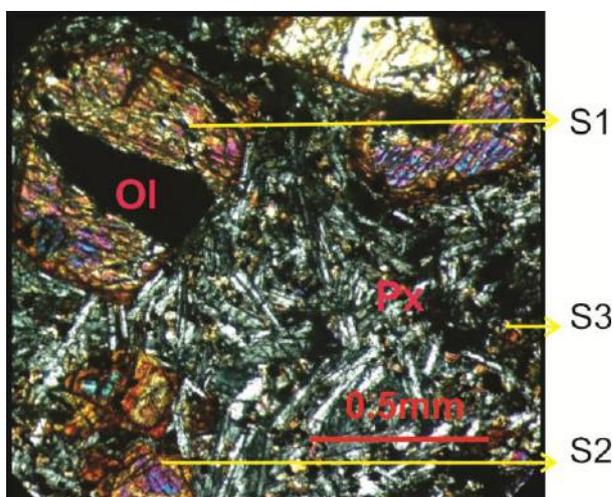


Figura 5.5. En la muestra Tm-9 se observan fenocristales de olivino (ol) esquelético y euédrico, dentro de una matriz microlítica hipocristalina compuesta por plagioclasa y piroxeno (Px). Se marcan en la figura las tres familias encontradas S1, S2 y S3 (Nx-4x).

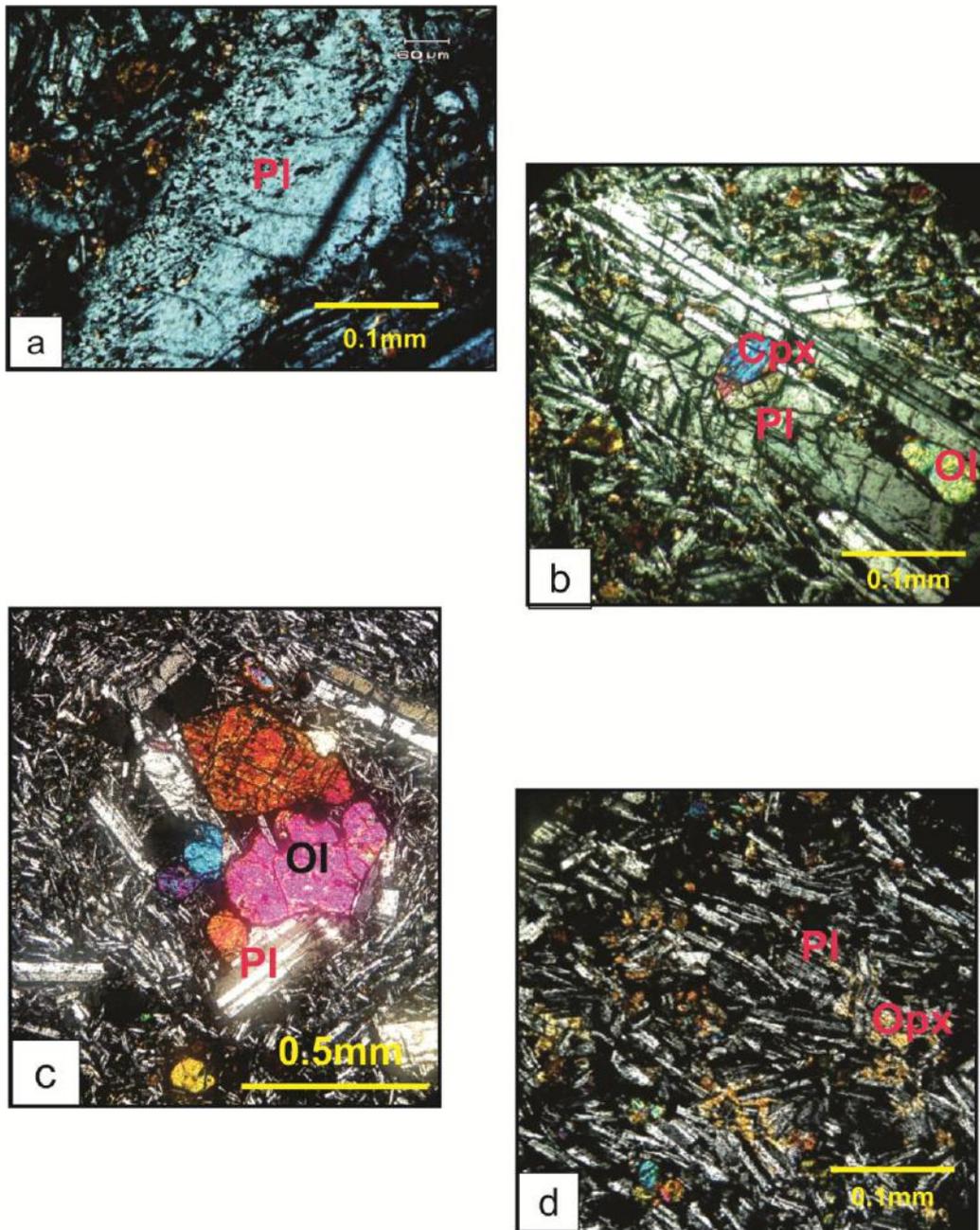


Figura 5.6. a) Muestra Tm-9 con plagioclasa (Pl) anédrica y con bordes absorbidos; se observa la textura de tamiz (Nx-10x). b) Plagioclasa euédrica con maclas polisintéticas y con inclusiones de piroxeno (Cpx) y olivino (Ol) (Nx-10x). c) Textura glomeroporfídica entre olivino (Ol) y plagioclasa (Pl), además de que se encuentran inclusiones de olivino en la plagioclasa (Nx-4x). d) Se observa una textura intersticial entre ortopiroxeno (Opx) y plagioclasa (Pl) en la muestra Tm-4 (Nx-10x).

- Textura microlítica-vesicular

En contraste con las texturas anteriores, la mineralogía presente en estas muestras se reduce únicamente a plagioclasa (Figura 5.7a). Se observa una textura microlítica, hipocristalina de grano medio a fino e inequigranular ( $\sim 0.2$  mm) Está compuesta por microfenocristales de plagioclasa euédrica a subédrica (andesina-labradorita), con maclas polisintéticas y en pocos casos zonamiento. Se presentaron escasos cristales con textura de tamiz y glomeroporfídicos. Cabe resaltar que en estas muestras se encontró un porcentaje de hasta 60% de vesículas. La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa en forma de listón y vidrio con coloración rojiza.

De manera particular, se observó un cristal de anfíbol (hornblenda de  $\sim 0.5$  mm) en la muestra Tm-6 (Figura 5.7b). Éste se encontró con un borde de deshidratación, y como cristal aislado, además, presenta una textura esquelética y con forma anédrica. Dadas estas características, se considera como un xenocristal presente en la muestra.

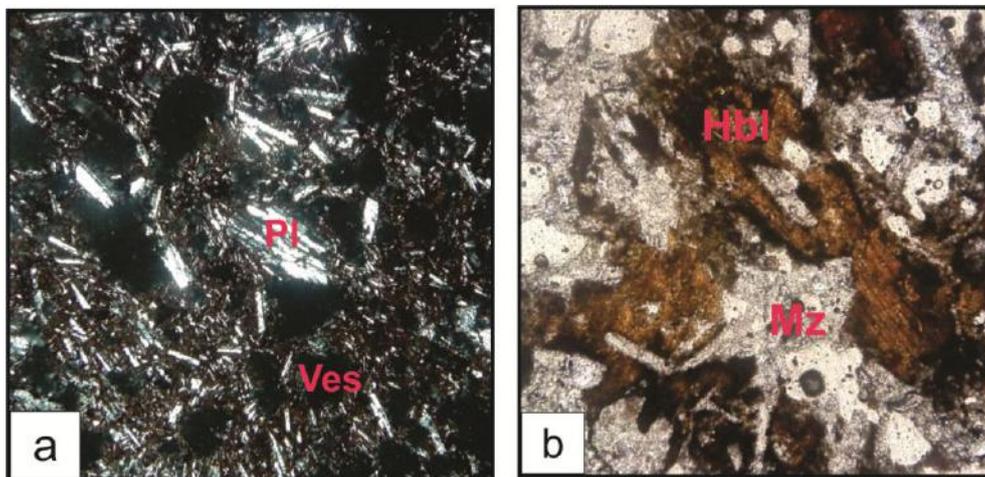


Figura 5.7. a) Textura microlítica hipocristalina con microfenocristales de plagioclasa (Pl) en forma de listón encontrada en las muestras Tm-6, Tm-10 y Tm-17. Se observa la alta vesicularidad (Ves) de las muestras (Nx-4x). b) Xenocristal de hornblenda (Hbl) en luz paralela, inmersa en una matriz (Mz) conformada por microlitos de plagioclasa y vidrio, se muestra el borde de deshidratación así como su textura esquelética y forma completamente anédrica (Px-10x).

### 5.1.4 Estructuras tipo domo

Como muestras representativas de las estructuras tipo domo, se tienen las muestras Tm-12 (domo antiguo) y Tm-14 (domo reciente). En el caso del domo antiguo, éste presenta una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno (ortopiroxeno y clinopiroxeno) y anfíbol (hornblenda), inmersos en una matriz microlítica compuesta por plagioclasa en listón, piroxeno y anfíbol. Dichos fenocristales de plagioclasa (andesina-labradorita) se encontraron con forma euédrica a subédrica, con maclas polisintéticas y simples, con zonación y con inclusiones de minerales más pequeños. Asimismo, se identificaron texturas glomeroporfídicas y escasas texturas de tamiz. La hornblenda se observó de euédrica a subédrica y con un ligero borde de deshidratación (Figura 5.8a). El piroxeno igualmente se presentó de forma euédrica a subédrica. La matriz vítrea presenta una coloración gris-clara a media. Se llegaron a observar pseudomorfos de probable piroxeno (Figura 5.8b). Esta muestra es clasificada petrográficamente como andesita.

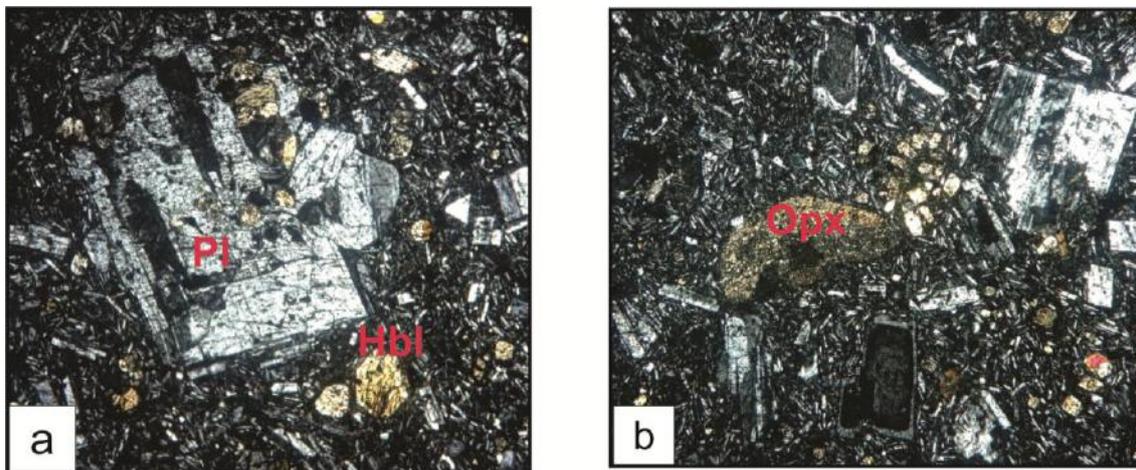


Figura 5.8. Fotomicrografías de la muestra Tm-12. a) Se observa una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (Pl) euédrica, con maclas polisintéticas y con inclusiones de piroxeno. En la parte inferior se señala la presencia de hornblenda (Hbl) euédrica (Nx-4x). b) Textura porfídica con fenocristales de plagioclasa euédrica a subédrica con textura de tamiz. En la parte derecha se muestra plagioclasa con bordes absorbidos. Se observa un pseudomorfo posiblemente de ortopiroxeno (Opx) (Nx-4x).

## CAPÍTULO V RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

En cuanto al domo reciente, éste presenta una textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa (andesina) y anfíbol (hornblenda). La plagioclasa se observó de forma subédrica, con bordes absorbidos y textura de tamiz, así como con una ligera zonación (Figura 5.9a). El anfíbol presentó forma euédrica a subédrica y un borde de deshidratación que en la mayoría de los casos llegó a reemplazar completamente el mineral, de igual manera, se presentaron con textura esquelética (Figura 5.9b). La matriz se encuentra compuesta por microlitos de plagioclasa en listón y euédrica, hornblenda reemplazada, vidrio con coloración gris oscura y minerales opacos. Finalmente, se clasificó como dacita.

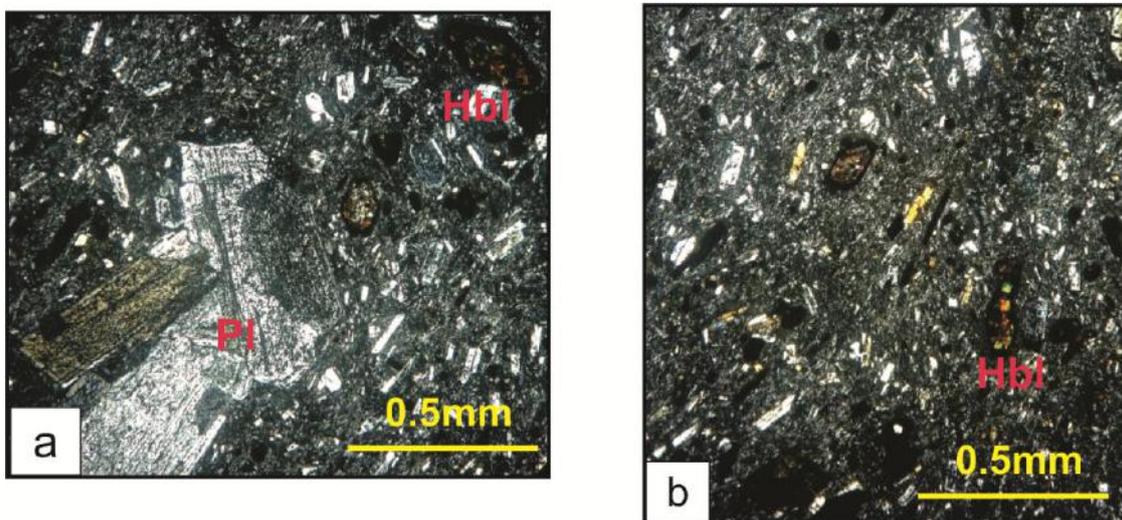


Figura 5.9. Fotomicrografías de la muestra Tm-14 representativa del domo reciente. a) Textura glomeroporfídica con plagioclasa subédrica con textura de tamiz como fenocristal, en la parte superior se muestra una hornblenda con borde de deshidratación (Nx-4x). b) Se muestra una fotografía de la textura compuesta por plagioclasa y hornblenda, donde la última está reemplazadas completamente en algunos casos (Nx-4x).

### 5.1.5 Xenolito

Se observa una roca fuertemente fracturada, con textura fanerítica compuesta por cristales de cuarzo (Figura 5.10c), plagioclasa (Figura 5.10b) y feldespato (Figura 5.10d). La plagioclasa presenta maclas polisintéticas y en función de su índice de refracción y birrefringencia se pudo clasificar como oligoclasa-andesina. En el caso del cuarzo y feldespato, estos se diferenciaron por su figura de interferencia y además, el feldespato se encontró sericitizado. Así mismo, se identificaron feldespatos con maclas de Carlsbad indicando que podría tratarse de ortoclasa. El total de los cristales se observaron anédricos y con fracturas en consecuencia de la alteración. En la Figura 5.10a puede observarse la textura identificando entre los cristales la presencia de vidrio intersticial, el cual previamente fue visto en muestra de mano. Esta muestra se clasificó petrográficamente como un granitoide.

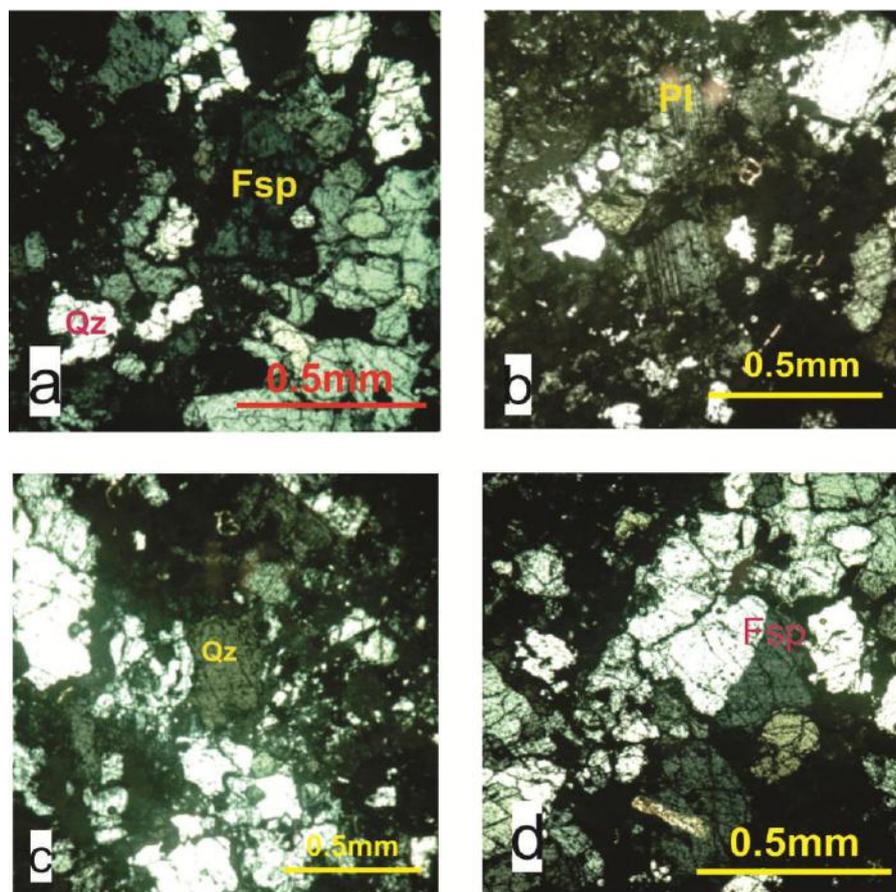


Figura 5.10. a) Textura observada en el xenolito granítico altamente alterado, mostrando vidrio intersticial (Nx-4x). b) Imagen de una plagioclasa (Pl) polisintética completamente anédrica (Nx-4x). c) Se muestra un cristal de cuarzo (Qz) identificado (Nx-4x). d) Fotomicrografía de un feldespato (Fsp), probablemente ortoclasa debido a la macla de Carlsbad (Nx-4x).

# CAPÍTULO V

## RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

**Tabla 5.1.** Se proporcionan los datos obtenidos del conteo modal para las láminas del CMTT. Se encuentran ordenadas según la estructura que representa. **Mtz**= Matriz. Se consideraron los microlitos, minerales opacos, vidrio y vesículas. **Ol**= olivino. **Pl**= plagioclasa. **Px**= piroxeno. **Amp**= anfíbol. **Hbl**= hornblenda. **Cpx**= clinopiroxeno. **Opx**= ortopiroxeno. **Xen** = xenolito.

\*Indica que la muestra presenta la textura microlítica.

\*\*Indica que la muestra presenta textura porfídica.

\*\*\* Indica que la muestra presenta textura microlítica-vesicular.

Muestra	Mtz	Ol	Pl	Px (Cpx- Opx)	Hbl	Amp (xen)	Pl (xen)	Total	Clasificación
FLUJO DE LAVA									
TM-3	95.85	3.91	0.12	0.12	0	0	0	100	Basalto de Ol
VOLCÁN ESCUDO									
TM-2	97.75	2.25	0	0	0	0	0	100	Basalto de Ol
CONOS DE ESCORIA ANTIGUOS									
TM-1 *	93.33	0.30	5.15	1.21	0	0	0	100	Basalto de Ol
TM-4 **	78.50	5.56	14.13	1.81	0	0	0	100	Basalto de Ol
TM-5 **	92.57	1.30	6.13	0	0	0	0	100	Basalto de Ol
TM-6 ***	92.33	0	3.12	0	0	0.84	3.72	100	And. Basáltica
TM-10 ***	90.04	0	9.96	0	0	0	0	100	And. Basáltica
TM-13 *	100	0	0	0	0	0	0	100	And. Basáltica
TM-17 ***	93.71	0	6.29	0	0	0	0	100	And. Basáltica
CONOS DE ESCORIA RECIENTES									
TM-8 *	97.25	0.24	2.51	0	0	0	0	100	Basalto de Ol
TM-9 **	81.03	7.76	11.21	0	0	0	0	100	Basalto de Ol
TM-11A *	95.78	1.18	2.22	0.81	0	0	0	100	Basalto de Ol
TM-11B *	91.56	8.34	0	0.10	0	0	0	100	Basalto de Ol
TM-15 *	94.47	0.53	0	5	0	0	0	100	Basalto de Ol
TM-16 *	92.98	2.18	1.23	3.61	0	0	0	100	Basalto de Ol
DOMO ANTIGUO									
TM-12	74.74	0	20.55	1.23	3.49	0	0	100	Andesita
DOMO RECIENTE									
TM-14	75.98	0	19.1	0	4.92	0	0	100	Dacita

## 5.2 GEOQUÍMICA

En esta sección se presentan los resultados de los análisis químicos de las rocas representativas del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT). Las Tablas de valores numéricos se pueden encontrar en la sección de “Anexos: A-1, A-2 y A-3”. En los diagramas se presenta además la comparación realizada con datos químicos de las estructuras (conos de escoria) del Campo Volcánico Santiago-Tetlapayac (CVST, Correa-Tello, 2011), Xihuingo-La Paila (CVXP, Valadez-Cabrera, 2012), Cerro Gordo (CVCG, Gómez-Álvarez, 2015) y el Campo Volcánico Picacho (CVP, Vite-Sánchez, 2015).

### 5.2.1 Elementos mayores

Los elementos mayores y menores son los componentes principales de una roca ya que se encuentran en una proporción mayor al 0.1% en peso. Comúnmente son expresados en forma de óxidos como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ . El análisis de estos elementos permite proponer una clasificación de la roca en términos de su composición química, así como realizar diagramas de variación (bivariantes o trivariantes), donde la relación entre los elementos es útil para interpretar procesos petrogenéticos (Rollinson, 1993).

Los datos químicos del CMTT serán presentados de acuerdo con la organización de unidades litológicas propuesta en el capítulo 3.

En el diagrama TAS (Total Álcalis vs. Sílice para rocas volcánicas) de la Figura 5.11 se observa que las unidades presentan composiciones que varían desde basalto hasta dacita, con la particularidad de la muestra de xenolito cuya composición es félsica. No obstante, la composición predominante es de andesita basáltica. En el caso de los conos de escoria, se puede ver que entre antiguos y jóvenes no hay patrones particulares que los distinguan, tal como en el caso de la petrografía. Los conos de escoria antiguos (CEA) varían su contenido de sílice desde 51% a 59% en peso, mientras que los conos de escoria jóvenes (CEJ) tienen intervalos de  $\text{SiO}_2$  de 50% hasta 58% en peso. El contenido de álcalis de estas rocas máficas las mantiene dentro de la serie subalcalina, de acuerdo con Irvine y Baragar (1971). Dentro del campo de los basaltos se encuentran las

# CAPÍTULO V

## RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

muestras Tm-9, Tm-10 y Tm-5, en el de las andesitas basálticas se tienen las muestras Tm-13, Tm-15 y Tm-17, mientras que las muestras Tm-11a y Tm-11b del cerro Colorado se clasificaron como traquiandesitas basálticas, debido a su contenido de álcalis (6.09% y 5.6% en peso, respectivamente). El Flujo de lava San Mateo se encuentra clasificado como basalto alcalino con 4.8% en peso de álcalis, mientras que el volcán escudo Paula se encuentra entre traquiandesita basáltica y andesita basáltica, considerándolo finalmente como el último. Las muestras Tm-16 y Tm-6, pertenecientes a muestras de conos de escoria, se clasificaron como andesitas. En particular, la muestra Tm-8 se encuentra en el límite andesita- andesita basáltica. Para el caso de las estructuras tipo domo, se puede verificar que de acuerdo al contenido de sílice contra álcalis las rocas del domo antiguo se clasifican como andesitas mientras que las rocas del domo reciente son dacitas.

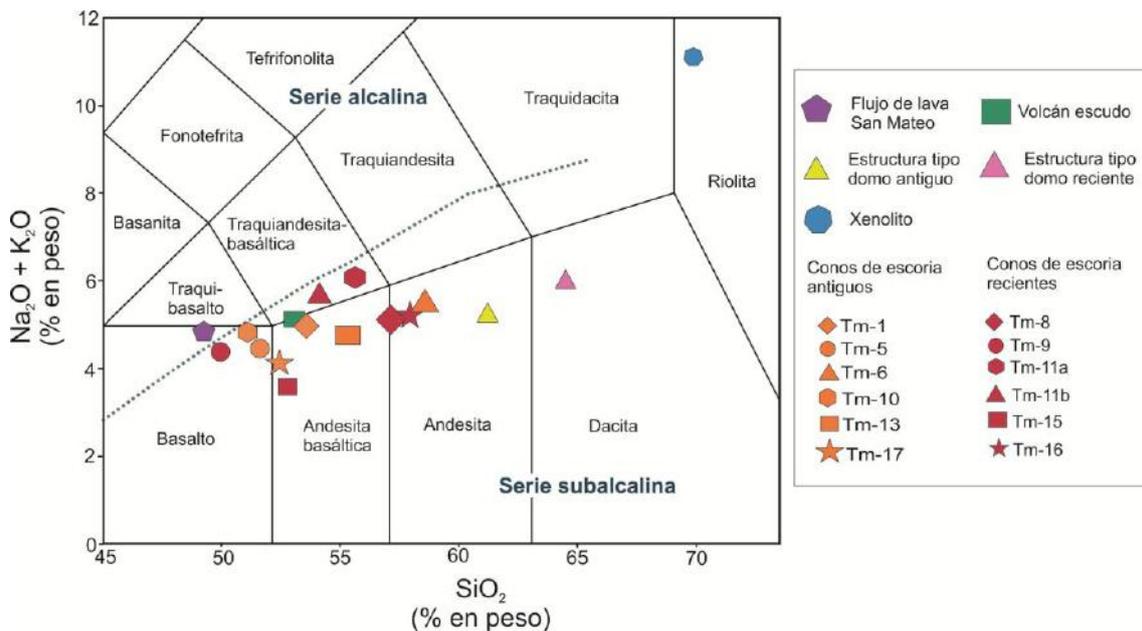


Figura 5.11. Diagrama de Total Álcalis vs. Sílice (TAS) para clasificación química de rocas volcánicas (Le Bas *et al.*, 1986). Se muestra la división de las series alcalina y subalcalina propuesta por Irvine y Baragar (1971) con una línea punteada.

## CAPÍTULO V

# RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

---

En la Figura 5.12 se muestra nuevamente el diagrama TAS con los datos del CMTT en comparación con datos químicos de campos volcánicos cercanos como son los conos de escoria de la región de Cerro Gordo (CVCG, Gómez-Álvarez., 2015) y los campos volcánicos Picacho (CVP, Vite-Sánchez, 2015), Xihuingo-La Paila (CVXP, Valadez-Cabrera, 2012) y Santiago-Tetlapayac (CVST, Correa-Tello, 2011). En los estudios realizados por estos autores se identificaron hasta dos eventos eruptivos. El primero ocurrió durante el Mioceno (evento volcánico inferior) representado por rocas de composición andesítica a riolítica y un evento volcánico superior con rocas basálticas hasta andesitas basálticas del Pleistoceno. En el diagrama se observa que los conos de escoria pleistocénicos tanto del CVCG, y el CVP presentan composiciones basálticas y de andesitas basálticas, como en el CMTT, alcanzando el límite con andesitas. En particular, algunas lavas del CVXP llegan a presentar composiciones de andesita, como en el caso de las rocas Tm-16 y Tm-6 del CMTT. Por otro lado, también se puede considerar que las estructuras del CMTT se formaron durante la etapa volcánica superior del Pleistoceno, de acuerdo con estos estudios. Mientras tanto, la composición de las estructuras de tipo domo antiguo y reciente coincide con la reportada para rocas del evento volcánico inferior.

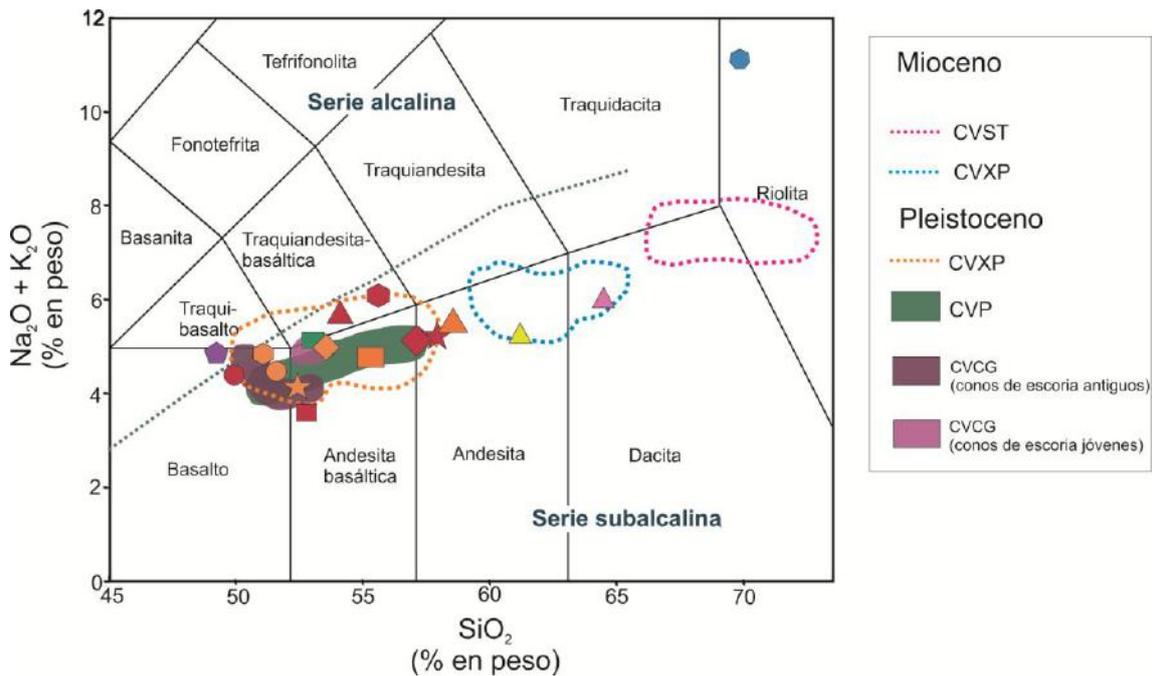


Figura 5.12. Diagrama TAS donde se muestra la clasificación química para estructuras volcánicas de los campos volcánicos: Cerro Gordo (CVCG, Gómez-Álvarez, 2015), Picacho (CVP, Vite-Sánchez, 2015), Xihuingo-La Paila (CVXP, Valadez-Cabrera., 2012) y Santiago-Tetlapayac (CVST, Correa-Tello., 2011) en comparación con las muestras analizadas del CMTT. La simbología de las estructuras volcánicas sigue la misma que en la figura anterior.

Con la finalidad de dilucidar la afinidad magmática de las rocas del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa, se realizó el diagrama AFM ( $A = Na_2O + K_2O$ ,  $F_{Total} = Fe_2O_3 + FeO$ ,  $M = MgO$ ) de la Figura 5.13 para las rocas subalcalinas, incluyendo la muestra Tm-3 del Flujo de lava San Mateo. En él se puede ver que las muestras se encuentran dentro de la serie calcoalcalina. En particular se observa que la muestra Tm-15 se ubica en el límite entre las series toleítica y calcoalcalina debido a su alta relación Fe/Mg, pero se consideró finalmente como calcoalcalina.

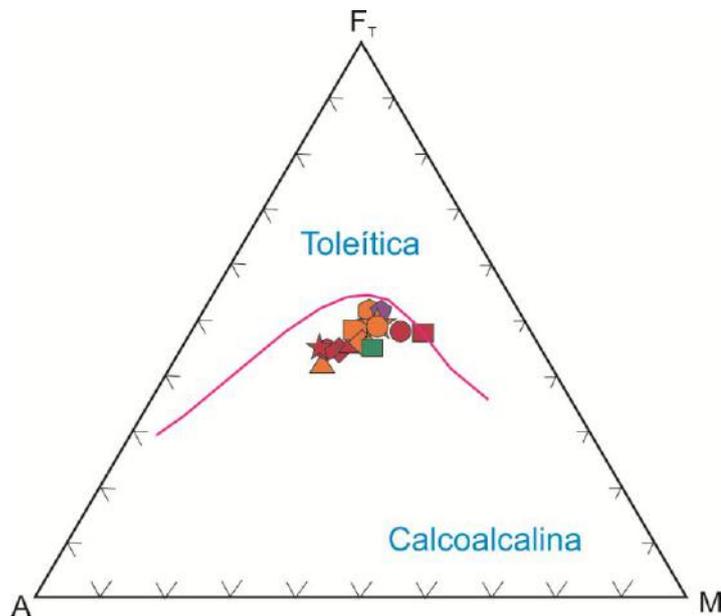


Figura 5.13. Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) para las muestras analizadas del CMTT, donde se marca la división entre serie toleítica y calcoalcalina.

Se calculó la norma CIPW para las rocas máficas del CMTT con el fin de determinar qué tipo de fases minerales se pudieron haber formado, ya que como se mencionó en la sección 5.1, la mayoría de las rocas tienen texturas afáníticas-microlíticas. Los resultados se muestran en la Tabla A-2 de los Anexos. Esta norma fue creada por los petrólogos Cross, Iddings, Pirsson y Washington, de donde toma su nombre. Una de las propiedades más importantes de la norma es que asume un magma anhidro, por lo tanto no toma en cuenta la formación de minerales como biotita y anfíbol. Para calcularla se utilizan programas computacionales, aunque una condición para el cálculo es que la concentración de los óxidos en la roca es convertida a proporción molecular al dividir el % en peso de cada elemento entre su peso molecular (Rollinson, 1993).

De la Tabla A-2 se observa que el Flujo de lava San Mateo presenta una mineralogía normativa compuesta mayoritariamente por albita (34%), anortita (25%), piroxeno pobre en Ca (12%), además de olivino (0.1%) y diópsida (5.12%). En contraste, el volcán escudo Paula presenta cuarzo (3.5%) como mineral normativo, pero en mayor proporción están albita (32.6%), anortita (23.6%), diópsida (10.8%) y piroxeno pobre en

## CAPÍTULO V

# RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

---

Ca (8.7%). En los conos de escoria antiguos, la mineralogía normativa consiste de albita (29-34%), anortita (26-33%) y piroxeno pobre en Ca (8-13%) como minerales predominantes. En menor proporción, todos contienen cuarzo normativo (entre 3% y 5%), a excepción de la muestra Tm-6 con 12%. Existe también una diferencia en el contenido de diópsida y rutilo, ya que las muestras Tm-1, Tm5, Tm-6 y Tm-17 carecen de rutilo normativo y en cambio presentan de 0.2 a 4.9% de diópsida, mientras que la muestra Tm-10 contiene 0.75% de rutilo normativo y nada de diópsida.

Por otro lado, las rocas de los conos de escoria jóvenes igualmente presentan en mayor proporción albita (23-37%), anortita (21-29%) y piroxeno pobre en Ca (8-16%). El contenido de cuarzo normativo es variable, las muestras Tm-8 y Tm-16 tienen altos porcentajes (11% y 12% respectivamente), mientras que el resto se mantiene entre 0.8 y 8%. En estas dos muestras ocurre el mismo caso con el rutilo y la diópsida que con los conos de escoria antiguos, mientras éstas presentan 0.12 y 0.05% de rutilo normativo, el resto de las muestras contienen entre 1.7% hasta 6.8% de diópsida normativa. En menor proporción, todas las rocas presentan ilmenita, hematita, titanita y apatito como minerales normativos.

La norma CIPW calculada para el xenolito es de albita (40%), ortoclasa (40%) y cuarzo (15%) como minerales primarios, en menor cantidad presenta corindón (0.56%) y magnetita (0.03%).

Según la mineralogía normativa y el tetraedro de Yoder y Tilley (1962), el flujo de lava San Mateo se encuentra dentro de las toleitas de olivino mientras que el volcán escudo Paula clasifica como toleita de cuarzo; así mismo, los conos de escoria se encuentran como toleitas de cuarzo.

Con los elementos mayores también es posible realizar diagramas bivariantes donde se grafican en el eje de las ordenadas (y) el contenido de cada uno de dichos elementos en su forma de óxido contra el contenido de sílice en el eje de las abscisas (x). Estos diagramas fueron propuestos por Alfred Harker en 1909 (tomando de ahí el nombre) quien, además, demostró la utilidad de graficar el  $\text{SiO}_2$  en eje x como indicador de diferenciación. Su utilidad en la geoquímica es de reconocer procesos magmáticos de un cierto grupo de rocas genéticamente relacionadas, tales como la cristalización fraccionada y fusión parcial.

# CAPÍTULO V

## RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

---

En la Figura 5.14 se muestran los diagramas Harker para las rocas del CMTT. En éstos se pueden identificar, de manera general, que los datos presentan correlaciones negativas para el caso de los óxidos de  $Fe_2O_3$  total, MgO, CaO,  $TiO_2$  y MnO, pero con una cierta dispersión, ya que no siguen una sola línea de correlación. Es decir, que la concentración de estos elementos disminuye al aumentar el grado de diferenciación. Esto se podría explicar mediante la cristalización fraccionada de minerales como los ferromagnesianos, plagioclasa y óxidos de Fe y Ti. Por otro lado, el  $K_2O$  muestra un ligero incremento (0-2%) conforme el aumento de sílice, y al incluir en este diagrama (Figura 5.14) las series propuestas por Le Maitre *et al.* (2002), se observa que las rocas del CMTT caen dentro de la serie calcoalcalina o de medio potasio. Con lo que respecta a los diagramas de  $SiO_2$  contra los óxidos de  $P_2O_5$ ,  $Na_2O$  y  $Al_2O_3$ , no se observa ningún patrón o tendencia clara. Si se miran con más detalle los diagramas, como el de  $Fe_2O_3$  vs.  $SiO_2$  (Figura 5.14), se puede observar que existen dos probables líneas de tendencia negativa, marcadas mediante las líneas punteadas. La línea superior está determinada por la evolución desde la muestra Tm-3, correspondiente al Flujo de lava San Mateo y desciende progresivamente al tomar en cuenta las muestras de conos de escoria antiguos y jóvenes, predominando los jóvenes. Mientras tanto, la línea o tendencia inferior se puede establecer a partir de los datos de cinco muestras (tres conos de escoria antiguos, un joven y el volcán escudo Paula). A pesar de estas dos posibles tendencias, si se toman en cuenta todos los datos de las rocas se obtiene una buena correlación ( $R^2=0.94$ ).

En el diagrama de MgO se puede ver que todas las rocas muestran una mejor correlación ( $R^2=0.97$ ), exceptuando las muestras Tm-9 y Tm-15 para conos de escoria jóvenes, las cuales presentan un alto valor de Mg evidenciado por el #Mg calculado (ver abajo). En el caso del diagrama de  $Al_2O_3$  se pueden distinguir dos grupos nuevamente, ambos presentando un incremento progresivo en el contenido de este óxido (Figura 5.14).

Se calculó el número de magnesio (#Mg) para las rocas máficas del Campo Monogenético Tizayuca- Temascalapa, de la siguiente manera:

$$\#Mg = \frac{100 * MgO}{MgO + (0.85 * FeO_T)} \dots\dots\dots (5.2.1)$$

Donde 
$$MgO = \frac{MgO}{\text{Peso molecular (40.3)}} \dots\dots\dots (5.2.2)$$

$$FeO_T = \frac{FeO}{\text{Peso molecular (71.85)}} + \left( \frac{Fe_2O_3}{\text{Peso molecular (159.69)}} * 2 \right) \dots\dots\dots (5.2.3)$$

Según estas ecuaciones, el #Mg de las rocas del CMTT varía entre 53 y 62, con un promedio de 57. Los valores entre 50 y 60 indican que puede tratarse de magmas de alto magnesio; pero la muestra Tm-15 (con un valor de #Mg =62) se consideraría como magma primitivo a pesar de que se trata de una andesita basáltica. Se realizó el diagrama de #Mg vs. SiO<sub>2</sub> (Figura 5.15) con el fin de identificar procesos de cristalización fraccionada. En él se puede visualizar una ligera correlación negativa entre conos de escoria jóvenes y antiguos a partir de la muestra basáltica Tm-9 y hasta la andesita Tm-16. Aunque en general, los valores tienden a mostrarse dispersos o no seguir una misma línea evolutiva.

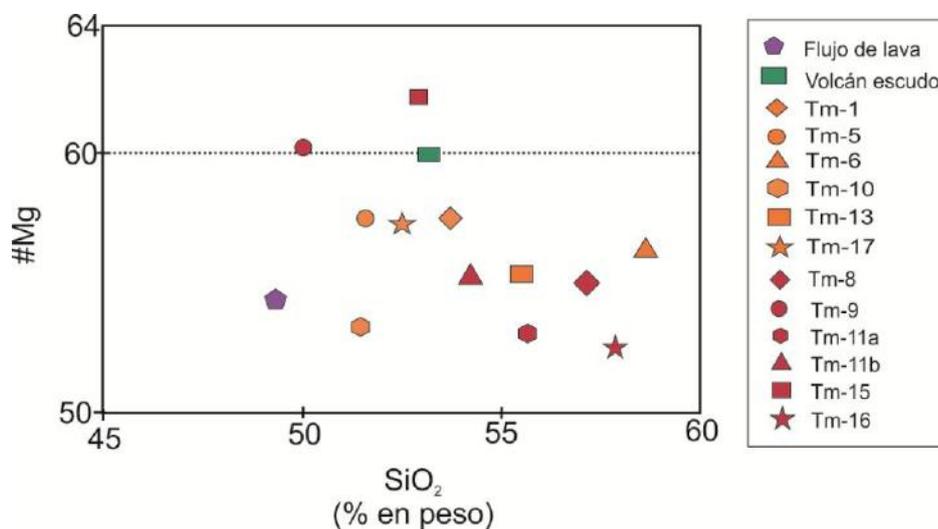


Figura 5.15. Se presenta el diagrama de #Mg contra sílice para las rocas máficas del CMTT. En él se puede ver que las rocas de alto Mg se encuentran dentro de los magmas primitivos, mientras que el resto de las muestras se clasifican como magmas evolucionados.

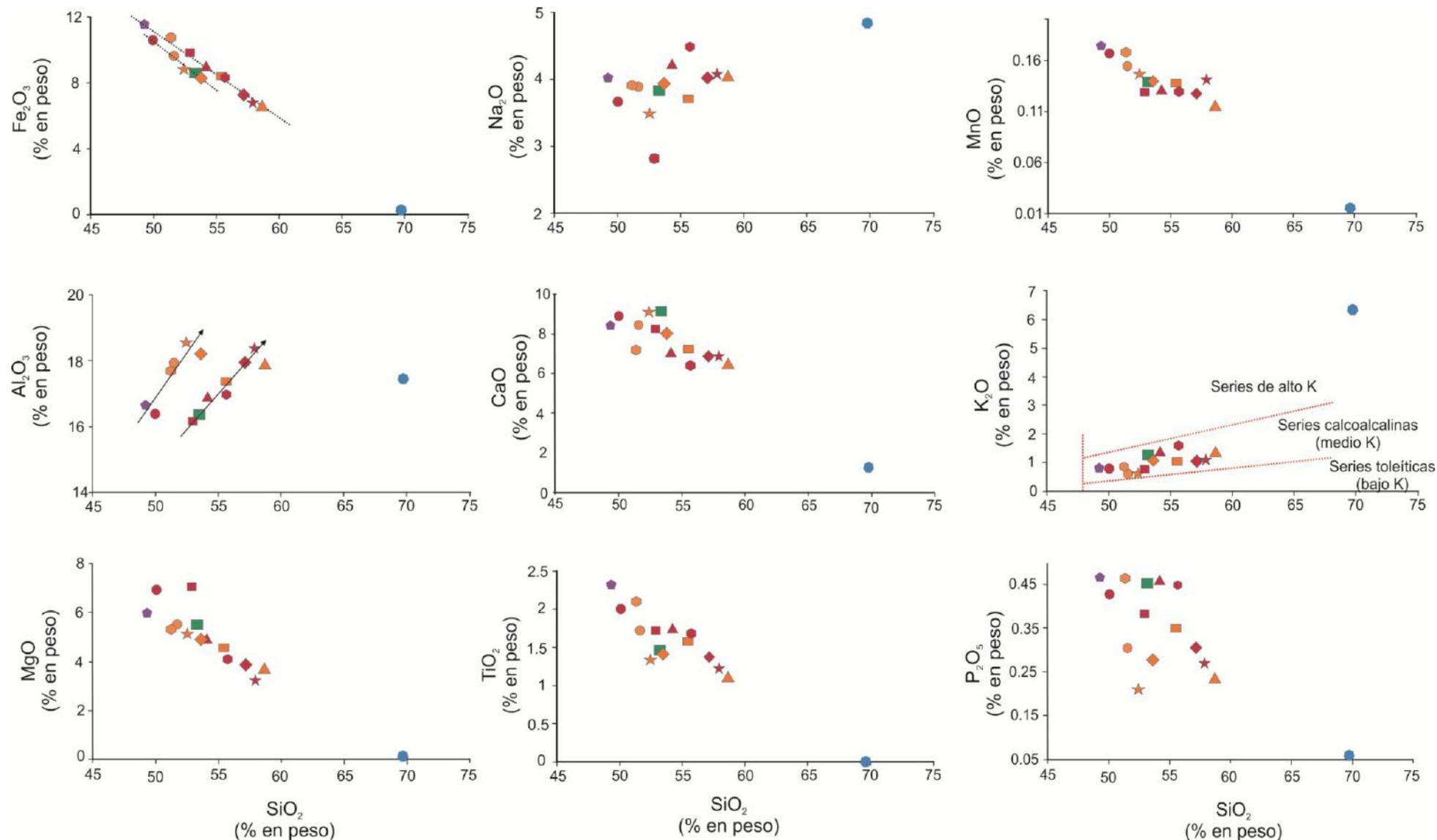


Figura 5.14. Diagramas Harker que muestran la concentración de elementos mayores respecto al contenido de sílice. En el diagrama de K<sub>2</sub>O se presenta la subdivisión en series de alto, medio y bajo potasio. En algunos diagramas la línea punteada muestra las correlaciones encontradas.

### 5.2.2 Elementos traza

Se consideran como elementos traza aquéllos que en una roca se encuentran en proporciones menores al 0.1 % en peso o 1000 ppm (Best, 2003). Dichos elementos son considerados como indicadores petrogenéticos ya que su abundancia y presencia en ciertos minerales pueden dar información sobre la fuente magmática y la existencia de otros procesos como son asimilación cortical, cristalización fraccionada u otros (Rollinson, 1993).

En sistemas magmáticos en condiciones de equilibrio, los elementos traza se pueden distribuir en cualquiera de dos fases, el sólido (mineral formado) y el líquido, lo que provocará un fenómeno denominado fraccionamiento químico (Winter, 2001). El comportamiento de los elementos se puede expresar matemáticamente mediante un coeficiente de partición o de distribución  $K$ :

$$K = \frac{C_s}{C_l}$$

donde  $C_s$  = concentración del elemento traza en el sólido (mineral), en ppm o % en peso, y  $C_l$  = concentración del elemento traza en el fundido magmático, en ppm o % en peso. Este valor se determina empíricamente y permite predecir si el elemento traza permanecerá en la fase sólida o en la líquida (fundido). De esta manera, se define un **elemento incompatible** como aquél que tiene afinidad por la fase fundida, es decir que  $K < 1$  y durante procesos de fusión parcial, el elemento se encontrará preferentemente en el líquido. Por otro lado, un **elemento compatible** tiene un valor de  $K > 1$  y se encontrará preferentemente en la fase sólida o cristalina durante la cristalización fraccionada o la fusión parcial (Winter, 2001; Best, 2003). Dentro de los elementos incompatibles se consideran dos subgrupos según el radio iónico y la valencia:

- Elementos de alto potencial iónico (High Field Strength Elements, HFSE) son cationes de radio iónico pequeño y altamente cargados que presentan un potencial iónico (=carga/radio)  $>2$ . Incluye elementos como las Tierras Raras (REE, por sus siglas en inglés), Th, Sc, Y, U, P, Ce,  $Pb^{4+}$ , Zr, Hf, Ti, Nb y Ta. Así

mismo, son considerados elementos inmóviles durante procesos de alteración hidrotermal y metamorfismo (Rollinson, 1993; Winter, 2001).

- Elementos litófilos de radio iónico grande (Large Ion Lithophile Elements, LILE) son cationes de gran radio iónico y baja carga, que presentan un potencial iónico  $< 2$ . Incluye elementos como Cs, K, Rb, Ba, y  $\text{Eu}^{2+}$ , y son considerados elementos móviles, particularmente durante la interacción con una fase acuosa.

Dado que los elementos traza presentan una variación denominada como “efecto Oddo-Harkins” (elementos pares más abundantes que los impares) al ser graficados se debe realizar una normalización. En este caso, para la normalización de los diagramas multi-elementales se tomaron como referencia las abundancias de elementos en el manto primitivo propuestas por Sun y McDonough (1989), mientras que para las REE se tomaron los valores respecto a la condrita de Nakamura (1974) y datos de Haskin *et al.* (1968).

### Diagramas multielementos

En el presente trabajo de tesis se únicamente se caracterizarán las rocas máficas, es por esto que las estructuras de tipo domo no se han incluido en los análisis químicos más que para su clasificación. Mediante los diagramas multielementos es posible visualizar el comportamiento y abundancia de los elementos traza. En la Figura 5.16a se muestra este tipo de diagramas para los conos de escoria jóvenes (CEJ), en la Figura 5.16b el correspondiente a los conos de escoria antiguos (CEA), y finalmente en la Figura 5.16c se muestra el patrón para el Flujo de lava San Mateo y el volcán escudo Paula del CMTT. En los tres diagramas se presenta, con fines de comparación, el comportamiento de las rocas de conos de escoria antiguos y jóvenes estudiados por Gómez-Álvarez, (2015) y conos de escoria estudiados por Vite-Sánchez, (2015), que se ubican en áreas aledañas al CMTT (Figura 2.4).

De manera general se puede observar que las rocas de los CEA y los CEJ presentan dos patrones relativamente distintos de comportamiento. Por un lado, se puede identificar en las muestras Tm-9 y Tm-15 de los CEJ (Figura 5.16a) un enriquecimiento de algunos

## CAPÍTULO V

# RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

---

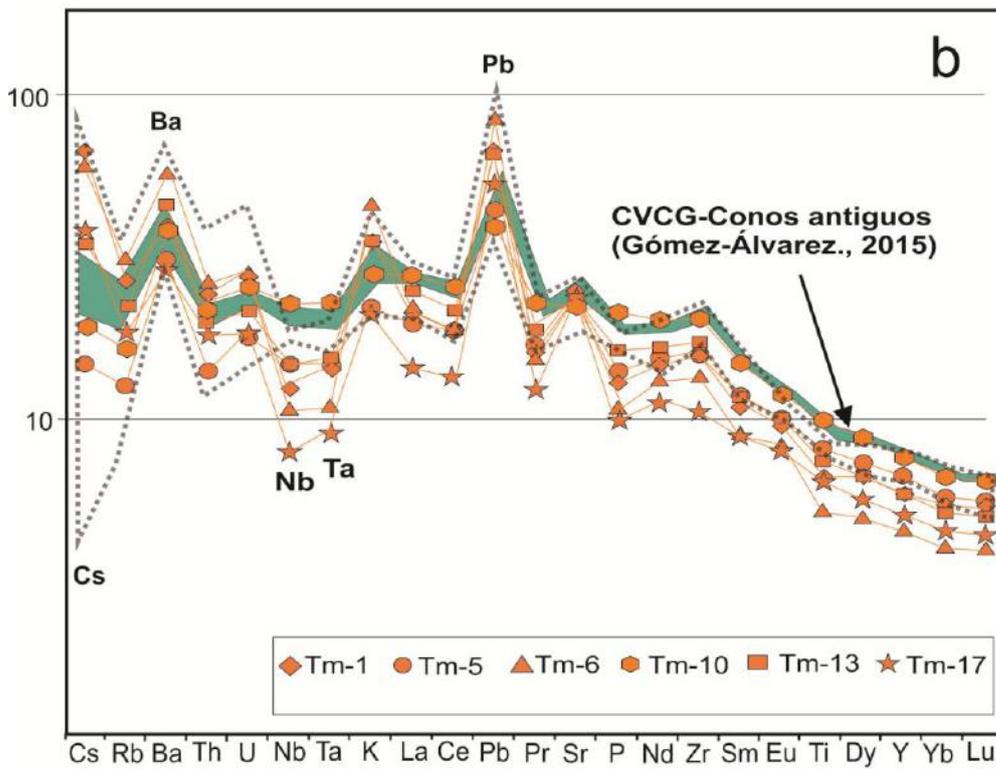
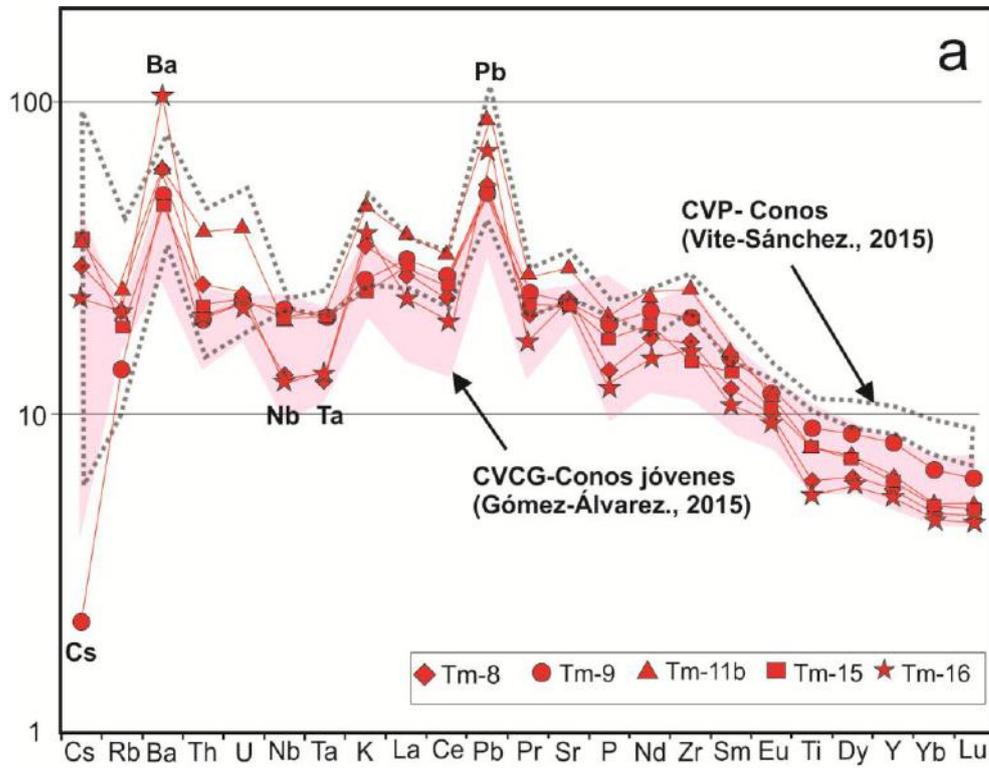
elementos móviles del tipo LIL como son Ba y K, pero no de Cs y Rb, además de fuertes anomalías positivas de Pb, no se observan marcadas anomalías negativas de los elementos HFS como Nb y Ta, a excepción del P, Ti. En general, aunque hay un ligero empobrecimiento en la concentración de los elementos hacia las Tierras Raras Pesadas, se puede considerar como un comportamiento parcialmente horizontal entre el Cs y Zr ya que contrasta claramente con los patrones de algunos CEA (esto se discutirá en el capítulo VI). En el caso de las rocas Tm-16, Tm-8 y Tm-11b de los mismos CEJ, se pueden ver patrones similares a los descritos, salvo que sí presentan anomalías negativas de Nb y Ta.

En la Figura 5.16b se puede ver que las rocas de los CEA en general presentan patrones similares, con ligero enriquecimiento de algunos elementos LIL como el Ba, K y Cs pero no de Rb, y fuertes anomalías positivas de Pb, además de anomalías negativas de elementos HFS (Nb y Ta), P y Ti, con un empobrecimiento hacia las Tierras Raras Pesadas. Es decir, no muestran comportamientos casi horizontales como en los CEJ, salvo en las muestras Tm-5 y Tm-10.

En el caso de las rocas del Flujo de lava San Mateo y de las rocas del volcán escudo Paula (Figura 5.16c) tienen patrones relativamente contrastantes, ya que para el primero se tiene un patrón casi horizontal entre el Cs y Zr con anomalías positivas de Ba y Pb pero no de los elementos LIL como Cs, K y Rb, ni anomalías negativas de Nb y Ta. En cambio, la muestra del volcán escudo sí presenta ligero enriquecimiento de los LIL (excepto el Rb) y Pb respecto de los elementos HFS, Ti y Tierras Raras pesadas.

Los patrones de elementos traza de rocas cuaternarias, ubicadas en áreas aledañas (CVCG y CVP) son similares a los descritos para el CMTT (Figura 5.16).

# CAPÍTULO V RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA



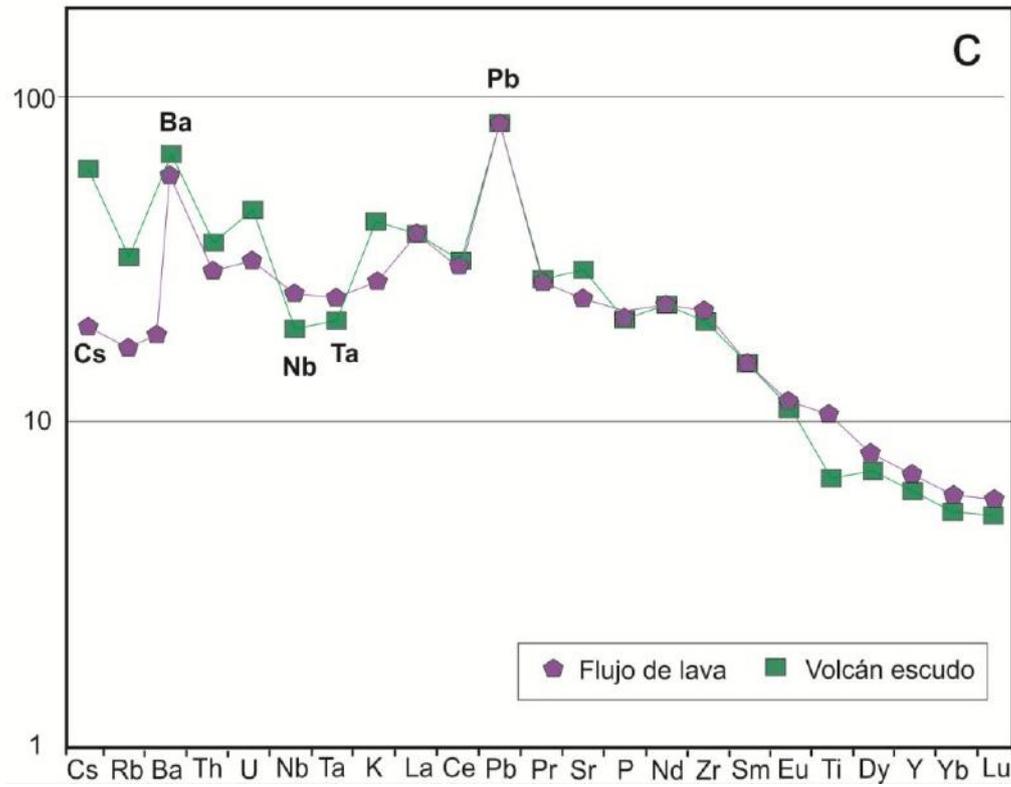


Figura 5.16. Diagramas multielementos para las rocas del CMTT. a) Conos de escoria jóvenes (CEJ) en comparación con los conos de escoria jóvenes del CVCG y del CVP. b) Conos de escoria antiguos (CEA) donde se muestra la misma comparación que el caso anterior. c) Patrones para el volcán escudo Paula y el flujo de lava San Mateo. En todos los casos se indican los elementos con anomalías pronunciadas.

### Elementos de las Tierras Raras (REE)

El grupo de las Tierras Raras comprende la serie de elementos con número atómico del 57 al 71 (La- Lu), los cuales tienen propiedades químicas y físicas similares tales como número de oxidación  $3^+$ , a excepción del Eu y el Ce que, en condiciones de baja fugacidad de oxígeno pueden tener valores de  $2^+$  y  $4^+$  respectivamente. Además, el radio iónico decrece al incrementar el número atómico (contracción de los lantánidos). Lo anterior causa que el grado de incompatibilidad decrezca progresivamente del La al Lu (Winter, 2001). Estos elementos se consideran relativamente inmóviles durante bajos grados de alteración hidrotermal, metamorfismo e intemperismo (Rollinson, 1993).

La Figura 5.17a muestra los patrones de Tierras Raras para los conos de escoria jóvenes (CEJ), mientras que la Figura 5.17b contiene los conos de escoria antiguos (CEA), el volcán escudo Paula y el flujo de lava San Mateo. Estos diagramas permiten observar que tanto los CEA y CEJ como el volcán escudo muestran un enriquecimiento de las Tierras Raras Ligeras (LREE) respecto de las Tierras Raras Pesadas (HREE). El grado de fraccionamiento de las REE se puede expresar mediante la relación  $(La/Yb)_N$ , donde para los CEA se tienen valores de  $(La/Yb)_N = 3.1- 5.3$ ; para los CEJ va de 4.2-6.4, el volcán escudo tiene un valor de 6.6 y el flujo de lava San Mateo de 5.9. Por otro lado, el fraccionamiento de las HREE respecto a las Tierras Raras Medias (MREE) se puede determinar mediante la relación  $(Gd/Yb)_N$ , donde los CEA varían en un intervalo de 1.5-1.7; los CEJ de 1.6-1.9, el volcán escudo es de 1.9 y el flujo de lava San Mateo de 1.8. Estos valores indican un ligero enriquecimiento de las MREE respecto a las HREE.

Entre los CEA, CEJ, el volcán escudo Paula y el flujo San Mateo existen mínimas diferencias de concentración de Tierras Raras, sin embargo, entre todas las muestras existe una ligera dispersión de datos. La mayoría de las muestras presentan ligeras anomalías negativas de Ce y algunas cuantas de Eu (Figura 5.17).

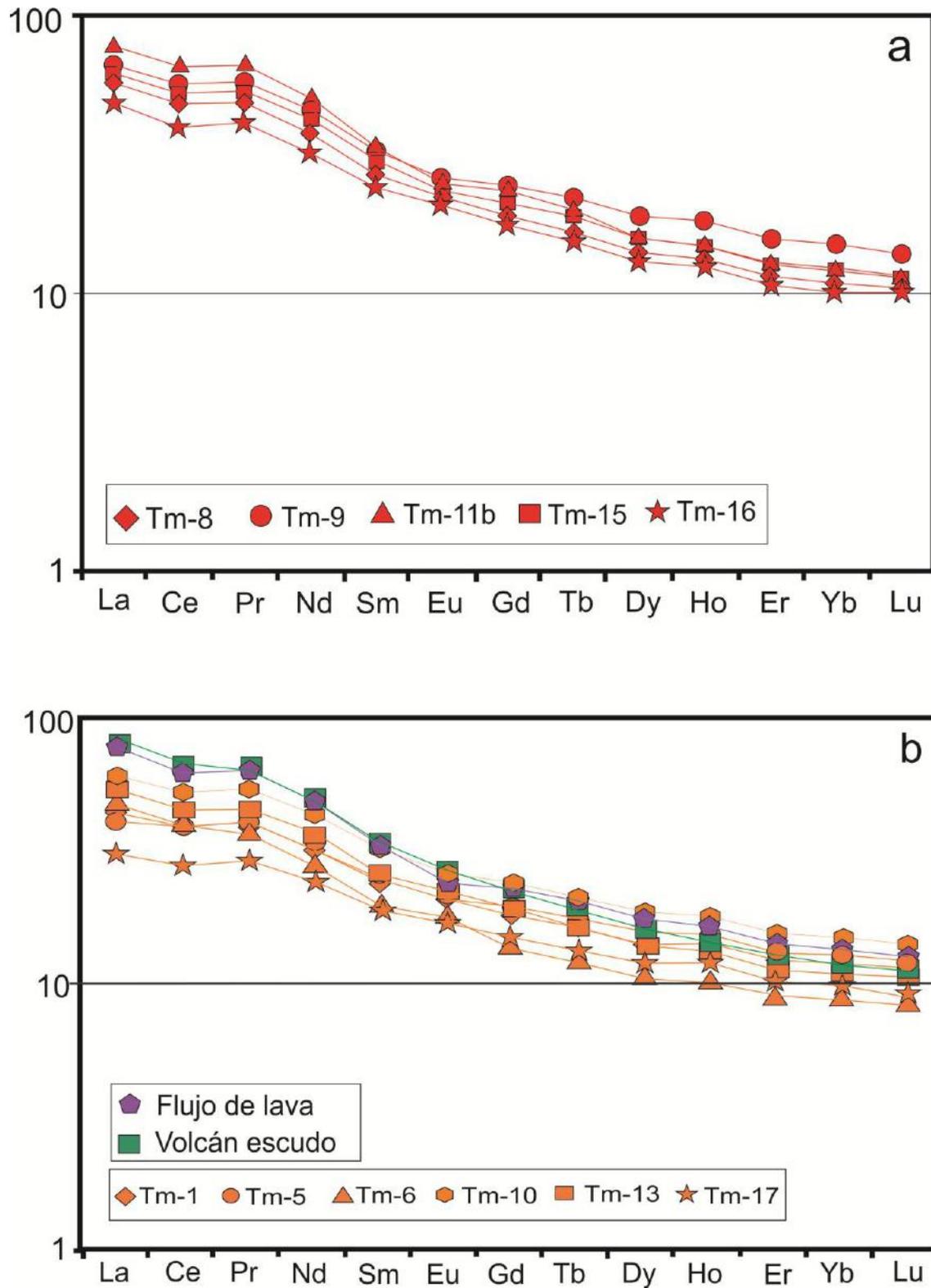


Figura 5.17. Patrones de Tierras Raras normalizados respecto a valores de condrita Nakamura, (1974) y Haskin *et al.* (1968). a) diagrama para los conos de escoria jóvenes (CEJ) y b) conos de escoria antiguos (CEA), volcán escudo Paula y flujo de lava San Mateo.

### 5.2.3 Isotopía Sr-Nd (Sistemas isotópicos Rb-Sr y Sm-Nd)

Los elementos químicos se encuentran conformados por un determinado número de protones, electrones y neutrones. De esta manera, un isótopo se define como un átomo de un elemento químico determinado que varía en el número de neutrones y por lo tanto en la masa atómica. Además, los isótopos se clasifican, de acuerdo con su estabilidad, en estables y radioactivos. Estos últimos han cobrado importancia en el campo de la geoquímica al ser utilizados para fechamientos y considerados como trazadores petrogenéticos. Dado que resulta ambigua la determinación de la concentración de un isótopo aislado, estos se expresan como relaciones ya sea isótopo radioactivo/isótopo radiogénico o isótopo radiogénico/isótopo radiogénico estable. Estas últimas relaciones isotópicas son características de la fuente de la cual surgen los magmas y permanecen constantes durante subsecuentes procesos de fraccionamiento isotópico, esto debido a que la diferencia de las masas entre isótopos tales como el Sr y el Nd es pequeña (Rollinson, 1993).

En particular, el sistema Rb-Sr se caracteriza porque el isótopo  $^{87}\text{Sr}$  se forma a partir del decaimiento beta del  $^{87}\text{Rb}$ . El Rb es un metal alcalino que tiene propiedades químicas similares al K, mientras el Sr es químicamente parecido al Ca. Este efecto permite la sustitución de estos dos elementos traza por los mayores. El Rb es un elemento incompatible de tipo LIL y de afinidad litofílica (afinidad por líquidos silicatados), lo cual provoca que durante procesos de fusión parcial de roca mantélica el Rb se concentre más en la corteza. Por otra parte, el estroncio tiene un radio más pequeño y similar al Ca por lo que es más compatible que el Rb y puede quedarse preferentemente en el manto.

Por otro lado, el isótopo radiogénico  $^{143}\text{Nd}$  se forma a partir del decaimiento alfa del  $^{147}\text{Sm}$ . Estos elementos pertenecen a las Tierras Raras y su concentración en minerales de rocas ígneas aumenta con el grado de diferenciación. Al contrario del sistema Rb-Sr, en el sistema Sm-Nd el elemento radiogénico presenta un radio iónico ligeramente mayor, lo que le confiere una afinidad cortical, esto genera relaciones isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mayores en el manto que en la corteza (Faure, 1986).

# CAPÍTULO V

## RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

La evolución isotópica del Nd en la Tierra está referida a un modelo denominado CHUR (CHondritic Uniform Reservoir, por sus siglas en inglés). Este modelo supone que el Nd terrestre evolucionó a partir de un reservorio uniforme con una relación Sm/Nd igual a la de los meteoritos condriticos. La notación de epsilon Neodimio ( $\epsilon\text{Nd}$ ) es una medida de la desviación del valor de la relación isotópica  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de una muestra respecto al valor del modelo CHUR, y se obtiene mediante las siguientes ecuaciones:

$$\epsilon\text{Nd}_{(t)} = \left[ \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{muestra}(t)}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}(t)}} - 1 \right] \times 10^4 \dots\dots\dots 5.2.4$$

Donde  $\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}(t)} = 0.512638$

De la ecuación anterior se puede deducir que valores de  $\epsilon\text{Nd} > 0$  obtenidos de rocas ígneas indican que provienen de una fuente magmática, con valores de Sm/Nd mayores a los del CHUR, tal es el caso de un manto empobrecido. Por otro lado, valores  $\epsilon\text{Nd} < 0$  indican una fuente magmática con valores de Sm/Nd menores a los del CHUR, como podría ser el caso de un manto enriquecido o rocas corticales. Valores de  $\epsilon\text{Nd} = 0$  indicarían rocas provenientes de una fuente con la composición del reservorio CHUR (Faure, 1986).

Para el Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa se realizaron 12 mediciones de las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en diferentes rocas, con el fin de identificar los procesos petrogenéticos principales que afectan el área, así como las fuentes magmáticas. Debido a que se trata de rocas del Pleistoceno (<2.5 Ma) y a la vida media de los isótopos utilizados, no fue necesario realizar corrección por edad en los valores isotópicos (Tabla A-3, Anexos) y se puede asumir que estas relaciones isotópicas son las iniciales de emplazamiento. De esta manera, en la Figura 5.18 se representan los datos obtenidos para el CMTT en un diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\epsilon\text{Nd}$ . En la parte inferior derecha de dicha figura se muestra la posición del xenolito granítico a diferente escala. Los valores isotópicos para este xenolito son: de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7187$  y de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5124$ , por lo que es más radiogénico en comparación con las rocas volcánicas del CMTT. Su valor de  $\epsilon\text{Nd}= -4.19$  indica que se trata de una roca con afinidad cortical.

## CAPÍTULO V

# RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

---

En la parte izquierda de la Figura 5.18 se hace un acercamiento a las rocas restantes. En este diagrama se puede ver que las relaciones isotópicas varían más para el Nd que para el Sr. Por unidades, las relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para los conos de escoria jóvenes van de 0.70396 a 0.70491, mientras que los conos de escoria antiguos tienen menor variación de 0.70419 a 0.70492; del flujo de lava San Mateo se obtuvo un valor de 0.70452 y del volcán escudo Paula un valor de 0.70485. Los valores de  $\epsilon\text{Nd}$  para los conos de escoria jóvenes varían de 2.75 a 3.71, para los conos antiguos va de 0.70 a 3.14, el flujo de lava San Mateo presenta un valor de 1.70 y finalmente el volcán escudo de 1.58. También, en la Figura 5.18 se puede ver que todas las rocas caen dentro del arreglo del manto. Con el fin de observar variaciones isotópicas entre el CMTT y el frente volcánico actual, se hizo la comparación con rocas del volcán Popocatepetl (Schaaf *et al.*, 2005) y el volcán Telapón (García-Tovar, 2009) de la Sierra Nevada, además del Campo Volcánico Cerro Gordo (CVCG; Gómez-Álvarez, 2015) que pertenece al área de estudio. De manera general, se puede ver que las composiciones isotópicas del CMTT son similares a las del CVCG, y ambas son más radiogénicas respecto al Popocatepetl, aunque menos que el volcán Telapón. Esta observación podría indicar una posible interacción cortical de los magmas durante su ascenso.

# CAPÍTULO V

## RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

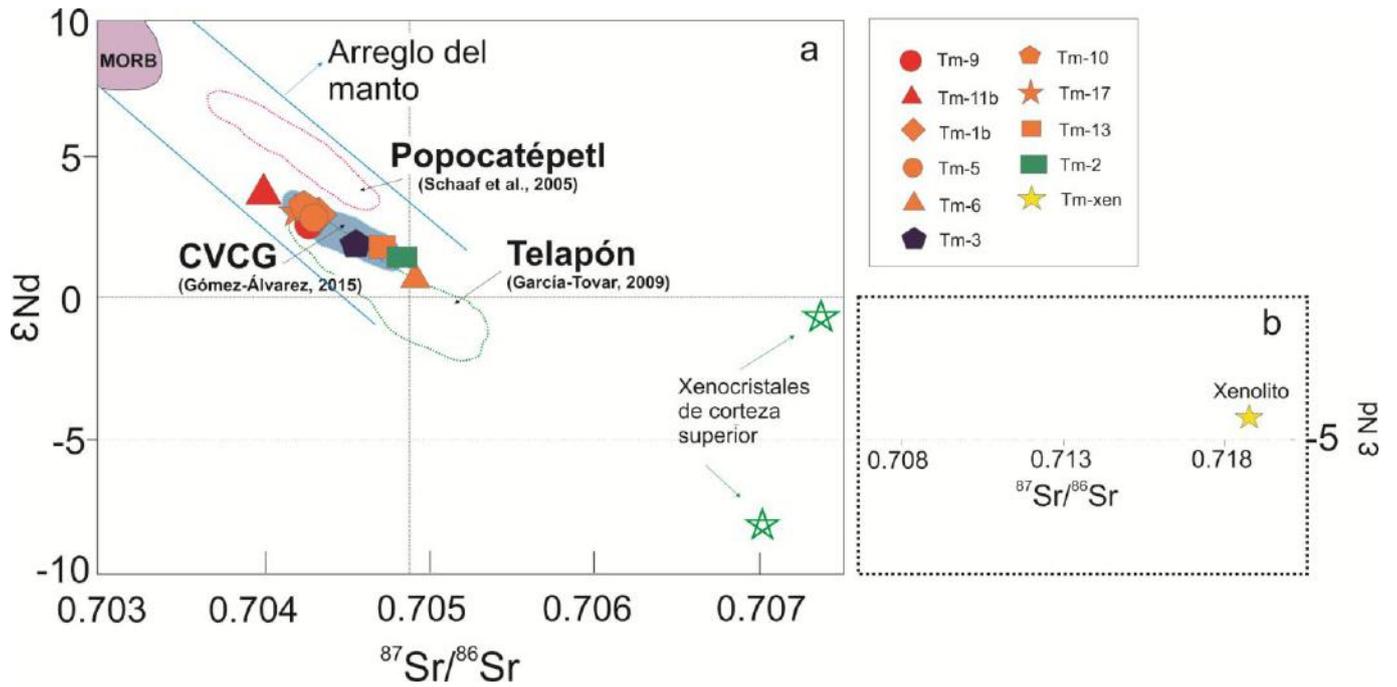


Figura 5.18. Diagrama de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\epsilon\text{Nd}$  de las estructuras del CMTT. Se pueden ver también indicados en a) los valores del MORB, el arreglo del manto, así como los datos del volcán Popocatépetl, el volcán Telapón y el CVCG; igualmente se presentan los valores para dos xenocristales de la corteza superior de Schaaf *et al.* (2005). b) Composición isotópica del xenolito identificado en esta tesis.

## 6. DISCUSIÓN

A continuación se presenta la interpretación y comparación de los resultados obtenidos en este trabajo de tesis con la finalidad de explicar los procesos que dieron origen al magmatismo máfico del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT). Para comenzar, se discutirán brevemente las relaciones estratigráficas que existen entre los volcanes y se tratarán de asociar con el contexto tectónico local. Enseguida, se interpretarán los datos petrográficos y geoquímicos de las rocas máficas del CMTT con el objetivo de explicar la posible existencia de fenómenos como cristalización fraccionada y/o asimilación cortical, para finalmente proponer el modelo petrogenético del CMTT.

### 6.1 Evolución geológica del CMTT

El Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa se encuentra a ~350 km de la trinchera y ~120 km del frente volcánico actual, está conformado por estructuras volcánicas donde predominan conos de escoria y flujos de lava asociados. Dado que estas estructuras se distribuyen de manera prácticamente aislada, resulta difícil el tratar de determinar sus relaciones estratigráficas y por lo tanto su cronología de emplazamiento. Sin embargo, con base en descripciones cartográficas y morfológicas hechas en campo, además de información de estudios realizados en áreas aledañas, se ha podido confirmar que el vulcanismo se produjo durante el Pleistoceno. Uno de los primeros eventos volcánicos del CMTT corresponde probablemente al flujo de lava San Mateo, siendo éste de composición basáltica y de afinidad alcalina. Enseguida se emplazó el volcán escudo Paula cuyas lavas rodean a las rocas del flujo de lava San Mateo. Dichas lavas conforman una morfología suave y con pendientes de ~10°, que permiten clasificarlo como un volcán escudo tipo escutelo de acuerdo con Whitford-Stark (1975).

Vulcanismo efusivo pleistocénico de tipo escudo también ha sido identificado en áreas cercanas como en la Sierra de Tepeapulco (edades K-Ar de 0.63 a 0.54 Ma; García-Tovar

*et al.*, 2015), La Paila (edad K-Ar de 0.84 Ma; Valadez-Cabrera, 2012) o en pequeños volcanes escudo de composición andesítica-dacítica del Campo Volcánico San Vicente, ubicado a ~25 km al norte del área de estudio (edad K-Ar de 0.68 Ma; Ramírez-Ramírez (2016). En el volcán compuesto Cerro Gordo, Gómez-Álvarez (2015, información inédita) encontró una edad K-Ar de  $1.87 \pm 0.030$  Ma para una lava. En todos estos casos, los flujos de lava presentan poca alteración y una pequeña capa de suelo que los sobreyace, lo que confirmaría su reciente edad de emplazamiento. Para el volcán escudo Paula, se tiene que los flujos de lava presentan importantes espesores de suelo (ver Capítulo 3) y la morfología ya no era tan clásica como en los volcanes de su tipo más jóvenes. Por lo tanto, se consideró que la edad de emplazamiento del volcán Paula debe ser anterior a la edad determinada para el Cerro Gordo.

Por otra parte, como se mencionó en el Capítulo 3 de este trabajo, no se dispone de edades de emplazamiento de los conos de escoria del CMTT. No obstante, se pudieron encontrar ciertas relaciones estratigráficas y morfológicas que indican que algunos de ellos se emplazaron antes (CEA) de la aparición del volcán escudo Paula y del Cerro Gordo (Gómez-Álvarez, 2015), mientras que otras estructuras son más recientes (CEJ). Algunas edades de lavas y conos de escoria encontradas en las regiones de Apan y Tecocomulco varían entre 2.0 y 0.118 Ma (K-Ar de García-Palomo *et al.*, 2002 y García-Tovar *et al.*, 2015). Por lo tanto, se puede proponer que los conos de escoria del CMTT, cuyas características morfológicas y composicionales son similares, se emplazarían durante este período.

Así mismo, la formación de los campos volcánicos monogenéticos máficos de la región estaría relacionada con los eventos de la etapa volcánica superior del Pleistoceno, área de trasarco del sector oriental de la FVTM, definida por algunos autores (García-Palomo *et al.*, 2002; Valadez-Cabrera., 2012; Monroy-Rodríguez., 2014; García-Tovar *et al.*, 2015; Gómez-Álvarez., 2015; Juárez-López., 2015; Muñoz-Sánchez., 2015; Vite-Sánchez., 2015; y Contreras-Cruz y Aparicio-Canales., 2016), y que fue producida después del *hiatus* magmático de ~7 Ma, como ya se había descrito en el capítulo 5.

En lo que concierne a la distribución espacial de las estructuras monogenéticas, a primera vista parecería que se encuentran distribuidas aleatoriamente en la región (Figura 3.1). No obstante, se tiene que éstas presentan ciertos patrones de alineación

con direcciones NE-SW (ver capítulo 3 de esta tesis), de manera similar a las identificadas por García-Palomo *et al.* (2002) en la región de Apan, y en regiones aledañas al CMTT como el Campo Volcánico Xihuingo-La Paila (Valadez-Cabrera., 2012), Cerro Gordo (Gómez-Álvarez., 2015), y Apan-Tecocomulco (García-Tovar *et al.*, 2015), entre otros. No hay que olvidar que el CMTT se encuentra localizado tectónicamente sobre el horst Cerro Gordo-Las Navajas y está delimitado por fallas normales NE-SW, como la Falla Tizayuca al oeste, y que han estado activas desde el Mioceno (García-Palomo *et al.*, 2002). Esta distribución ordenada de estructuras volcánicas permite sugerir que el emplazamiento de estos campos monogenéticos está controlado fuertemente por los sistemas de fallas con dicha orientación, donde el magma asciende rápidamente facilitado por estas fisuras y descartan la posibilidad de estancamiento y diferenciación durante el trayecto (Márquez *et al.*, 1999b; Mooser, 1969). La predominancia de texturas afaníticas de las rocas del CMTT confirmaría lo anterior, ya que no abundan los fenocristales que pudieran ser testigos de un estancamiento del magma durante su ascenso.

### **6.2 Interpretación petrográfica y geoquímica de las rocas máficas del CMTT**

Petrográficamente, la mayoría de las rocas del CMTT presentan texturas microlíticas seriadas, hipocristalinas y pseudo-traquíticas, con microlitos de olivino, piroxeno (augita-diópsida y ortopiroxeno en menor cantidad) y plagioclasa (andesina-labradorita), así como minerales opacos, óxidos y abundante vidrio. Estas características texturales más los pequeños volúmenes de lava emitidos por las estructuras, permiten confirmar que los magmas ascendieron relativamente rápido, facilitados probablemente por la presencia de fallas y fracturas mencionadas en la sección anterior, desde la fuente hasta la superficie, sin generar cámaras magmáticas que permitieran la formación de fenocristales.

No obstante, algunas muestras del área de estudio (Tm-4, Tm-9) presentan texturas porfídicas seriadas e hipocristalinas. En estas rocas, la presencia de fenocristales y microfenocristales de plagioclasa con textura de tamiz y bordes de reabsorción, así

## CAPÍTULO VI DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

---

como olivino con hábito esquelético y bordes con iddingsita permiten sugerir la existencia de procesos de desequilibrio al momento de su cristalización. Estas evidencias de desequilibrio pueden ser resultado de cristalización polibárica de los magmas debido al ascenso relativamente rápido, pero con ciertos lapsos de estancamiento de magma que permitió la formación de los fenocristales y microfenocristales, o también puede ser el resultado de posible mezcla de magmas.

Es importante hacer notar que el piroxeno predominante en las rocas fue la augita y en menor proporción el piroxeno pobre en Ca. Esta última es una fase mineral que se forma comúnmente en zonas de subducción debido al aporte de fluidos provenientes de la deshidratación de la placa y de los sedimentos (en Martínez-Reséndiz, 2016). Es probable que debido a que el área de estudio se encuentra en la zona de trasarco, la influencia de los fluidos de la subducción sea menor y no formen cantidades importantes de este mineral.

Otro punto interesante que resultó de las descripciones petrográficas y geoquímicas fue que las muestras Tm-6, Tm-16 y Tm-8 presentan texturas y mineralogía que permite clasificarlas como basaltos o andesitas basálticas con olivino y piroxeno. No obstante, químicamente, estas tres muestras cayeron en el campo de la andesita y en los límites de andesita-basáltica y andesita ( $\text{SiO}_2 > 57\%$  en peso, Figura 5.11). Petrográficamente, en estas rocas también se encontraron algunos xenocristales de cuarzo, feldespato, hornblenda alterada e incluso pequeños xenolitos graníticos como el descrito en este trabajo. Entonces, podría ser claro que algunos de estos cristales, ajenos a las rocas, pudieron contaminar la lava y producir este aumento en las concentraciones de elementos mayores. Esta posibilidad se analizará más adelante en la discusión.

Con respecto a las interpretaciones geoquímicas, ya se ha mencionado que dentro del CMTT se tienen rocas clasificadas químicamente desde basaltos hasta andesitas, y según el contenido de álcalis se encuentran dentro del campo de la serie subalcalina. Además, de acuerdo con el contenido de álcalis, Fe y Mg, la mayoría de las rocas se clasificaron como calcoalcalinas. Como excepción, se tiene al flujo de lava San Mateo que se clasificó como alcalino.

Tradicionalmente, la cristalización fraccionada a partir de un magma parental es el proceso petrogenético principal que ha sido utilizado para explicar la diferenciación

magmática observada en las rocas. No obstante, los patrones vistos en los diagramas de Harker de elementos mayores y algunos traza de las muestras del CMTT dejan de lado la cristalización fraccionada simple (plagioclasa, olivino, piroxeno, óxidos) como el proceso petrogenético predominante en este campo.

Como evidencias de que no existe un proceso de cristalización fraccionada generalizada en las rocas del área de estudio, en el diagrama TAS (Figura 5.11) se puede observar que las estructuras no siguen una misma línea de evolución. Así mismo, a pesar de que algunos de los elementos mayores graficados con respecto al  $\text{SiO}_2$  de la Figura 5.14 muestran correlaciones negativas y positivas que podrían ser indicio de cristalización fraccionada de feldespatos o ferromagnesianos, a partir de un magma parental, se tienen ciertas anomalías como en los diagramas de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$ . En el primero se observan claramente dos líneas evolutivas distintas, mientras que en el segundo se tienen rocas con altos contenidos de  $\text{MgO}$  donde se esperarían bajos valores si hubiese ocurrido cristalización fraccionada a partir del mismo magma parental (Figura 5.14). De manera similar, en la Figura 5.15 se tiene el diagrama de #Mg contra  $\text{SiO}_2$  de las muestras analizadas. En él se esperaría que el #Mg disminuyera conforme se tienen rocas más silíceas ya que los olivinos son los primeros minerales en formarse e incorporar Mg en su estructura, así como después lo hace el grupo de los piroxenos. Aunque se observa una ligera correlación negativa entre las muestras de los conos de escoria basálticos hasta andesíticos, estas exhiben alta dispersión. Así, se puede ver que hay rocas de composición andesítica con valores de #Mg más altos que algunas rocas basálticas. En consecuencia, se puede considerar que los magmas que formaron al Flujo de lava San Mateo, el volcán escudo Paula y los conos de escoria provienen de fuentes distintas y no son producto de cristalización fraccionada.

### **6.3 Cristalización de las rocas máficas a alta presión**

El ensamble mineral observado en las rocas máficas del CMTT es característico de procesos de cristalización a baja presión durante el ascenso del magma hacia la superficie. No obstante, los diagramas de Tierras Raras (Figura 5.17) permiten ver que todas las rocas del CMTT se encuentran más enriquecidas en LREE (e.g. La, Ce) respecto

## CAPÍTULO VI DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

---

a las HREE (e.g., Yb, Lu). Se ha estudiado que la mineralogía promedio observada en rocas máficas (plagioclasa, piroxeno, olivino), no controla la concentración de HREE debido a que estas fases minerales tienen bajos coeficientes de partición para estos elementos (Hart y Dunn, 1993; Rollinson, 1993; Dunn y Senn, 1994). Para explicar los patrones de enriquecimiento de LREE/HREE, Castillo *et al.* (1999) y Müntener *et al.* (2001) proponen que el fraccionamiento de anfíbol o de granate a alta presión, en magmas basálticos hidratados, pueden modificar la concentración de las REE en los magmas máficos. Por un lado, aunque el fraccionamiento de hornblenda produce estos patrones de enriquecimiento, también disminuye la relación Sm/Yb ya que el Sm es más compatible que el Yb en el anfíbol (Bottazzi *et al.*, 1999). Por otro lado, la firma del granate se puede adquirir también mediante otros mecanismos; se ha asociado con la fusión parcial de los basaltos subducidos en facies de eclogita donde el granate sería una fase residual (Defant y Drummond, 1990); anatexis de cuerpos máficos en la base de la corteza (Atherton y Petford, 1993); o fusión parcial de un manto profundo rico en granate (Ulmer, 1989). En la Figura 6.1 se presentan los diagramas de La/Yb y Sm/Yb con respecto al SiO<sub>2</sub> (Mori *et al.*, 2011) para las rocas máficas del área de estudio (basaltos y andesitas basálticas), así como de regiones aledañas (citadas anteriormente) con el objetivo de discernir si se produjo cristalización fraccionada de anfíbol o granate en la fuente. En esta figura se puede ver que ambas relaciones tienden a aumentar conforme crece el índice de diferenciación (SiO<sub>2</sub>) para los conos de escoria antiguos y jóvenes, aunque estos patrones no son tan evidentes para el flujo de lava San Mateo que se mantiene fuera de la tendencia. Sobre todo, la correlación positiva de Sm/Yb demuestra que la cristalización fraccionada de granate a alta presión fue el proceso principal que controló la concentración de las Tierras Raras pesadas en las rocas del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa. Asimismo, estos patrones también han sido observados en los campos aledaños.

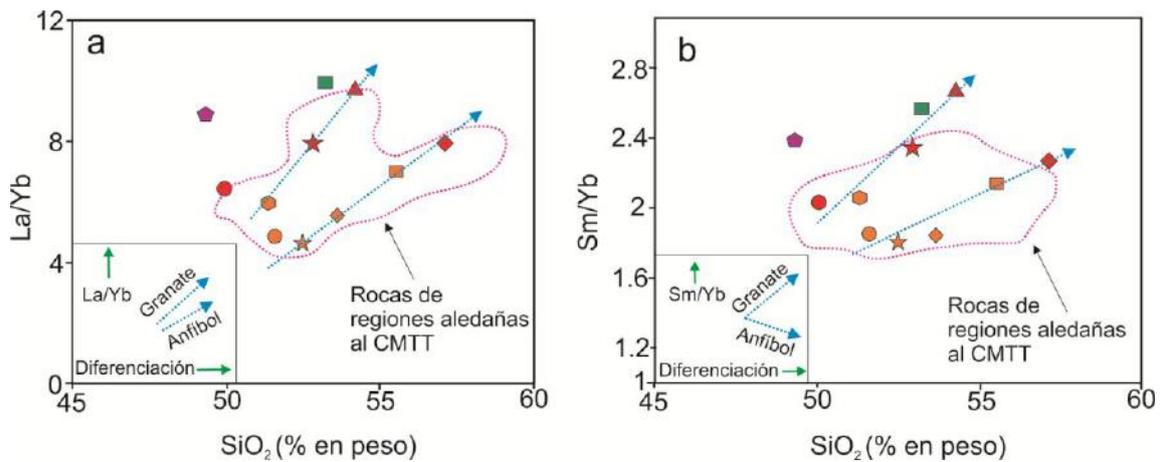


Figura 6.1 Diagrama de a) La/Yb y b) Sm/Yb vs. SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciación. Para observar un comportamiento más claro se introducen también los datos de las rocas máficas de las regiones de Cerro Gordo (Gómez-Álvarez, 2015), El Picacho (Vite-Sánchez, 2015) y del área volcánica de Tezompa (Hernández-Hernández, comunicación personal). En las dos gráficas se puede distinguir como la cristalización fraccionada de granate controla la disminución de las HREE. Misma simbología que en capítulo V.

### 6.4 Fuente magmática

Con el fin de caracterizar la fuente que produjo los magmas del CMTT, en los diagramas multielementales de las Figuras 5.16 y 5.17 se puede observar cierta dispersión entre las diferentes muestras. Lo anterior puede ser debido a la existencia de una fuente heterogénea en el manto o a diferentes grados de fusión parcial del mismo. Se calculó la relación Zr/Hf para todas las rocas máficas del CMTT obteniendo valores en un intervalo entre 41.53 y 47.93, en particular los CEA van de 41.59 a 46.28 y los CEJ de 41.53 a 47.93. Dado que esta relación no presenta gran variación, los rangos de valores antes mencionados corroborarían que existe una fuente heterogénea en el manto. Asimismo, se identificó que aparentemente las rocas del CMTT tienden a formar dos grupos según su contenido de Nb, el primero con Nb<11 ppm incluye rocas predominantemente de composición andesita y andesita basáltica (muestras Tm-17, Tm-6, Tm-1, Tm-8, Tm-16, Tm-5 y Tm-13) más un basalto (Tm-5); mientras que el segundo con Nb>14 ppm incluye rocas basálticas (Tm-3, Tm-9, Tm-10) y de andesita basáltica (Tm-11b, Tm-2 y Tm-15). Esto podría indicar y evidenciar que existen al menos

dos fuentes distintas en este campo, una proveniente de un manto enriquecido (valores más altos de Nb del segundo grupo) y otra de un manto más empobrecido (menores valores de Nb del primer grupo).

Aunado a lo anterior, los patrones de elementos traza de las rocas del CMTT (Figuras 5.16) son relativamente diferentes entre ellos, pero de manera general se podrían agrupar en dos tipos principales. El primer tipo agruparía a muestras pertenecientes al volcán escudo Paula (Tm-2), algunos conos de escoria jóvenes (CEJ: Tm-16, Tm-8, Tm-11b) y a ciertos conos de escoria antiguos (CEA: Tm-1, Tm-6, Tm-13, Tm-17). Los patrones multielementales de estas rocas exhiben un cierto enriquecimiento de elementos tipo LIL (salvo el Rb y a veces el Cs), Sr y Pb respecto de los HFSE (Nb y Ta). Se podría considerar que estos patrones son típicos de zonas de subducción (Gill, 2010), donde la alta relación LIL/HFS implicaría la contribución de fluidos provenientes del *slab* ya que los elementos LIL son altamente solubles en agua (Winter, 2001). No obstante, los valores bajos de Rb (8 a 20 ppm) respecto de las rocas del frente volcánico (~30 a 60 ppm; Schaaf *et al.*, 2005) y los de Cs podrían deberse a que los magmas se formaron en la zona de trasarco (>100 km al norte del frente volcánico) donde la influencia de los fluidos de la subducción es menor.

El segundo tipo de patrones multielementales agruparía a rocas del flujo de Lava San Mateo (Tm-3), a algunos CEJ (Tm-9, Tm-15) y CEA (Tm-5, Tm-10). Aquí, no se observan los típicos patrones asociados con procesos de subducción (Figura 5.16), sino que el enriquecimiento de elementos LIL respecto a HFS no es tan evidente y su comportamiento es similar al que presentan las rocas de tipo OIB (intraplaca) o a los arcos de islas (datos OIB tomados de Sun y McDonough, 1989). No obstante, también exhiben ciertas anomalías positivas de Ba y Pb.

Los patrones de comportamiento antes descritos también fueron identificados en las regiones aledañas al área de estudio, sobre esto, García-Tovar *et al.* (2015) proponen que las rocas máficas monogenéticas del Plio-Pleistoceno son de carácter transicional, es decir, fueron producidas por una fuente heterogénea con características de un manto empobrecido y un manto enriquecido o astenosférico de tipo intraplaca (OIB), aunque ambos afectados por los fluidos de la placa en subducción (Figura 6.2). Un buen indicador de esta influencia es la relación Ba/Nb dado que el Ba es un elemento

## CAPÍTULO VI DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

incompatible tipo LIL soluble en agua y se concentra usualmente en sedimentos oceánicos que contienen minerales hidrotermales y arcillas (Schaaf *et al.*, 2005), mientras que el Nb es un elemento incompatible de tipo HFS e insoluble. En las rocas del CMTT se tienen relaciones Ba/Nb entre 21 y 79, con un promedio de 50. La Figura 6.2 muestra esta relación para las rocas máficas del CMTT, Apan-Tecocomulco (García-Tovar *et al.*, 2015) y los conos de escoria jóvenes y antiguos de Cerro Gordo (Gómez-Álvarez, 2015); además, se tiene la clasificación según su ambiente tectónico propuesta por D’Orazio, (2004) donde se evidencia la afinidad transicional entre un ambiente de arco y otro de intraplaca para todo este conjunto de rocas máficas. Con mayor detalle, en la Figura 6.2 se aprecia que las andesitas y andesitas basálticas tienden al campo de rocas de arco, mientras que los basaltos tienden hacia el de intraplaca.

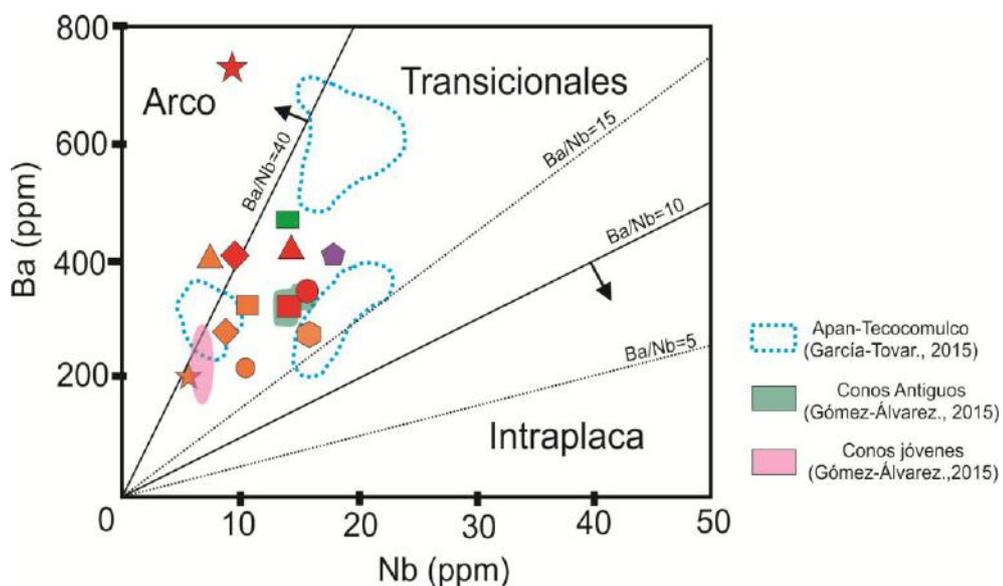


Figura 6.2. Diagrama Nb vs. Ba/Nb (elementos LIL/HFS) propuesto por D’Orazio, (2004) donde se grafican los datos de las rocas del CMTT. Se muestran los datos de las regiones de Apan-Tecocomulco y el Campo Volcánico Cerro Gordo como comparación. Para todas las muestras se puede verificar la afinidad transicional entre los ambientes de intraplaca y de arco volcánico. Misma simbología que la Figura 6.2.

### 6.5 Influencia de los componentes de la subducción

El rol que tienen los sedimentos provenientes de la placa en subducción en la generación de magmas de arco aún no es completamente entendido dado que su firma geoquímica puede ser complicada de definir. Sin embargo, se ha demostrado que son contribuyentes potenciales de elementos incompatibles en el manto (Cai *et al.*, 2014).

Altos valores de la relación Th/Nd y bajos valores de  $\epsilon\text{Nd}$  en rocas de arco se ha usado como indicador de la contribución de la fusión parcial de los sedimentos subducidos dado que estos elementos incompatibles son considerados como inmóviles durante la deshidratación del *slab*. De esta manera, en la Figura 6.3 se tiene el modelo propuesto por Cai *et al.* (2014) para simular el grado de influencia que tienen los fundidos derivados de la corteza oceánica (círculos azules) y de los sedimentos subducidos (círculos amarillos) en contraste con un proceso de asimilación y cristalización fraccionada (AFC). Las líneas negras entre esos círculos corresponden a diferentes grados de mezcla entre esos dos componentes, mientras que la flecha rosa indica la dirección en la que cambiaría la composición de magmas del manto si se tiene la influencia de fundidos de corteza oceánica o sedimentos subducidos, o sus mezclas, en la formación de las rocas de arco. A partir de este diagrama se puede observar que las rocas del CMTT siguen un comportamiento que no involucra la contribución de fundidos de la corteza oceánica o de los sedimentos, sino un camino de asimilación y cristalización fraccionada (AFC). En particular, las muestras del CMTT se comportan de manera similar a las rocas de alto Nb del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (región gris), aunque algunas de estas muestras siguen un comportamiento similar a la línea verde, lo que podría indicar una mayor influencia de la corteza cortical en la génesis de los magmas, en comparación con fundidos de componentes de la subducción.

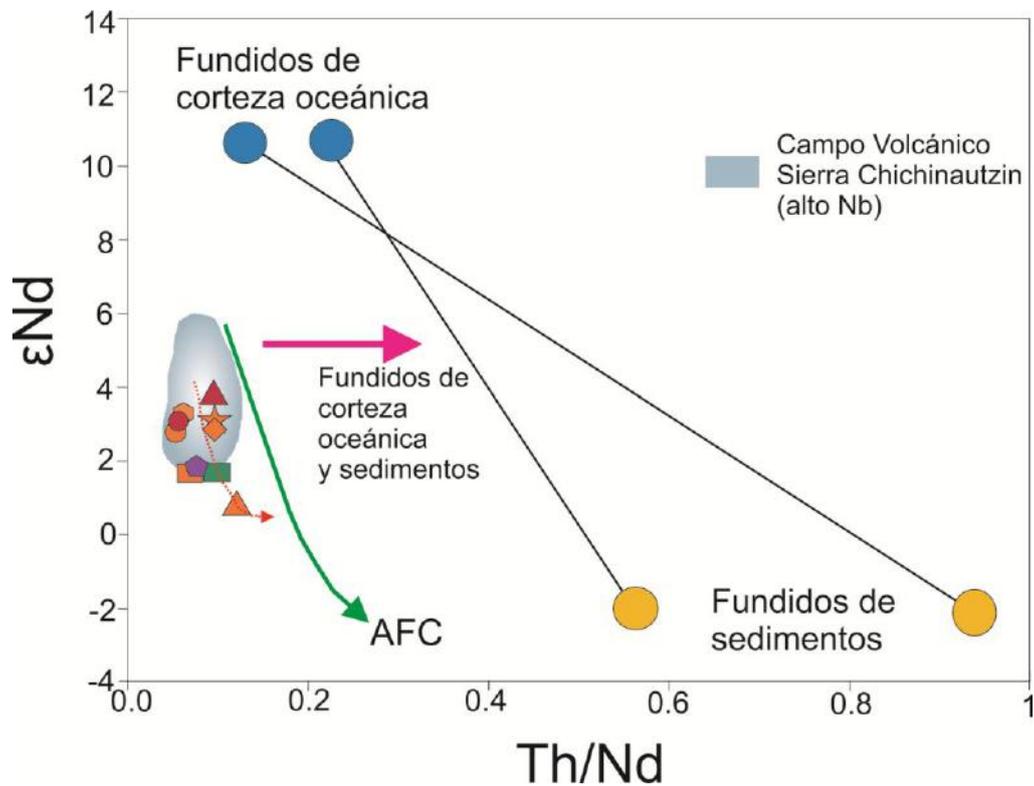


Figura 6.3. Modelo propuesto por Cai *et al.* (2014). Se puede verificar que la contribución de fundidos de componentes de la subducción (corteza oceánica-sedimentos) en la génesis de los magmas del CMTT es casi o totalmente nula. En contraste, parece más acorde un modelo de AFC para explicar los valores enriquecidos de las muestras.

### 6.6 Influencia cortical en los magmas máficos del CMTT

Además de la cristalización fraccionada y los componentes de la subducción, los magmas de un ambiente de arco continental pueden ser modificados químicamente durante su ascenso y emplazamiento mediante otros mecanismos. Bowen en 1928 y Tylor en 1980 han propuesto que la asimilación y cristalización fraccionada ocurren en conjunto, debido a consideraciones de balance de calor (el calor latente de fusión para asimilación se obtiene mediante el calor liberado de la cristalización del magma), mediante un proceso denominado AFC (DePaolo, 1981). Este último autor también explica que el proceso generaría anomalías positivas en elementos como Eu y Sr (en caso de que se asimilara una corteza rica en plagioclasa), además de valores isotópicos radiogénicos de Sr y Nd.

Por otro lado, Hildreth y Moorbath (1988) argumentan que en un ambiente de arco, la

## CAPÍTULO VI

# DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

---

zona de transición corteza-manto juega un papel importante en la generación de rocas evolucionadas. El magma mantélico asciende por flotabilidad y se estaciona en esta zona de transición donde hay interacción con los materiales corticales llevándose a cabo procesos de mezcla, asimilación, almacenamiento y homogeneización (MASH, por sus siglas en inglés). Las regiones de MASH pueden encontrarse en ambientes de arco activos y no activos, en el campo de estabilidad del granate (~30 km de profundidad, zona del MOHO), donde al llevarse a cabo cristalización fraccionada dejará acumulados de piroxena de granate (Yuan *et al.*, 2009). En la región de Cerro Gordo, Gómez-Álvarez (2015) propone este modelo para la generación de domos andesíticos-dacíticos pleistocénicos. Annen *et al.* (2006) proponen también un modelo para un ambiente de arco donde se genera una “zona caliente” de acumulación de magma, volátiles y calor, a partir de las constantes inyecciones de basaltos hidratados mantélicos que se emplazan en la base de la corteza. En esta zona caliente, algunas de las inyecciones de magma mantélicos puede ascender hasta la superficie, mientras que la mayoría de los magmas atrapados en la base de la corteza cristalizan de manera incompleta. Las inyecciones posteriores de sills basálticos ricos en agua provocarán la re-fusión de las intrusiones previas y la fusión parcial de la corteza continental preexistente. Previamente, Valadez-Cabrera (2012) y Vite-Sánchez (2015) invocan este modelo para explicar la formación de domos dacíticos pleistocénicos ubicados en las inmediaciones de campos monogenéticos máficos de la misma edad en el Complejo Dómico Xihuingo y el grupo silíceo del Campo Volcánico Picacho, respectivamente, localizados en regiones aledañas al CMTT.

Un hallazgo importante en el CMTT fue la presencia de xenolitos y xenocristales cuarzo-feldespáticos en muestras de escoria y bombas de varios conos cineríticos, como se explicó en el Capítulo 3. Estos materiales debieron ser arrancados de rocas corticales durante el trayecto de ascenso del magma máfico hacia la superficie. Es posible suponer también que los magmas que formaron muchos de los conos pudieron haber asimilado parte de estos xenolitos derivados de un basamento de composición, espesor y edad variable, lo que pudo haber generado rocas más evolucionadas como los conos de rocas andesíticas (e.g., muestras Tm-6, Tm-16). En la Figura 6.3 se mostró que varias rocas de conos del CMTT podrían estar influenciadas, de alguna manera, por procesos de

## CAPÍTULO VI DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

asimilación y cristalización fraccionada (AFC), lo cual sería causa de la abundancia de xenocristales y xenolitos en el área de estudio. En la Figura 5.18 se puede observar que las relaciones isotópicas de  $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$  respecto al  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las muestras del CMTT son más radiogénicas que las del MORB e incluso que las lavas del volcán Popocatepetl, aunque menos que el volcán Telapón. Esto confirmaría que estas rocas tuvieron cierta interacción con la corteza continental. No obstante, también se puede argumentar que en este diagrama las muestras se mantienen dentro del arreglo del manto y además no se observan patrones de elementos traza con anomalías positivas de Eu y Sr.

Las correlaciones entre composiciones isotópicas e índice de fraccionamiento han sido utilizadas también como indicadores de procesos de AFC. (De Paolo, 1981). En la Figura 6.4a se ve que no existe una correlación positiva clara que explique las variaciones isotópicas y cambios en los valores de  $\text{SiO}_2$  para todas las rocas analizadas. Sólo, si se toma en cuenta una composición inicial como la de las muestras Tm-5, Tm-10 o Tm-17 sí se podría pensar en una correlación positiva que explicaría la composición de las andesitas Tm-6, Tm-8 y Tm-13 a través de una posible asimilación. En la Figura 6.4b se observa un comportamiento parecido para el caso de los isótopos de Nd, solo que con una correlación negativa. Además, se puede apreciar que las rocas máficas ( $\text{SiO}_2 < 53\%$  en peso) presentan relaciones isotópicas relativamente dispersas que podrían confirmar la existencia de una fuente heterogénea.

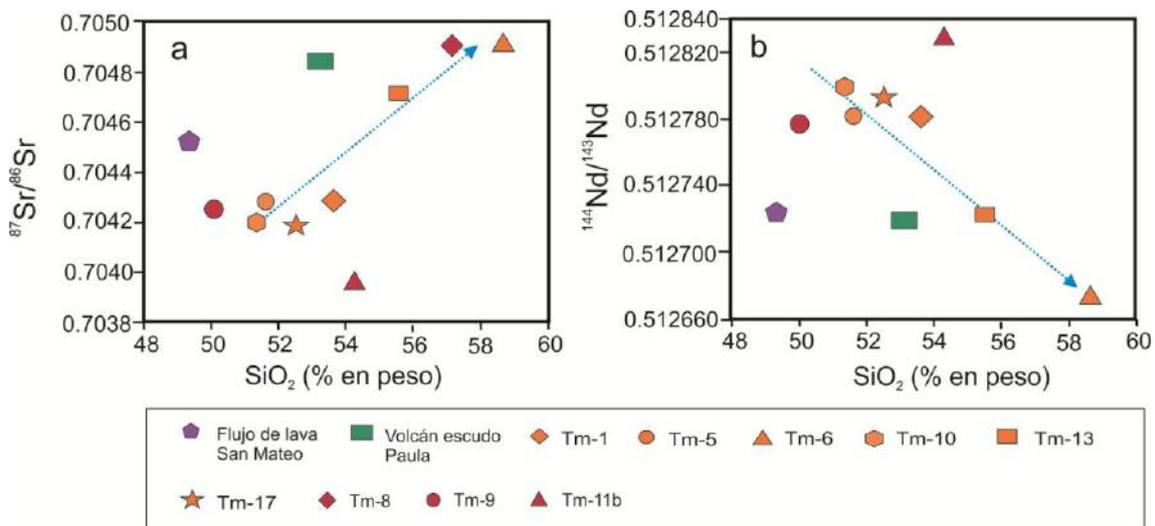


Figura 6.4. Relación a)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y b)  $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$  contra  $\text{SiO}_2$ . Se puede observar una ligera tendencia positiva y negativa, respectivamente, indicando que algunas de las muestras (Tm-6, Tm-13 y Tm-8) fueron afectadas por un proceso de asimilación.

### 6.7 Modelo simple de asimilación

Con el objetivo de cuantificar de manera muy general si efectivamente se está llevando a cabo un proceso de asimilación de componentes corticales por parte de las rocas del CMTT, se ha propuesto un modelo simple de asimilación, tomando las ecuaciones de DePaolo (1981) (ecuaciones mostradas en la sección de “Anexos”). Como primer intento se tomó la composición de una roca máfica primitiva del área de estudio como magma inicial, así como el xenolito granítico recuperado en la zona y que se considera representativo de la corteza continental. Las curvas que se reproducen en el diagrama permiten definir si el resto de las rocas se ajustan a este modelo de asimilación mediante una evolución consecuente. Cabe mencionar que al elegir la roca que sería la “primitiva” del área de estudio, se consideró el basalto más primitivo isotópicamente, es decir, la muestra Tm-5. Esto debido a que es notable que existen rocas de andesita basáltica más primitivas que algunos basaltos. En la Figura 6.5 se muestra este primer modelo con el xenolito del área, en él se puede ver que la curva no se ajusta al comportamiento de los datos. Lo anterior sugiere que, aunque pudo haber ocurrido un proceso de asimilación cortical de los magmas del CMTT, el xenolito y los xenocristales no jugaron un papel fundamental como contaminante, al contrario, estos fragmentos más bien parecen ser arrancados durante el rápido ascenso del magma. Se puede deducir entonces que, el origen del xenolito probablemente es de corteza superior y no inferior como se había supuesto previamente.

Se realizó un segundo modelo (Figura 6.6a), aunque ahora utilizando como contaminante un xenolito cortical tipo gneiss de granate proveniente de Puente Negro, Puebla (muestra PN-17), localidad al sur de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl, y recuperado por Martiny (2008). En esta figura se puede observar que la curva punteada verde (patrón utilizando muestra Tm-5) cubre la mayoría de las muestras, lo que sugiere que podría existir una corteza continental bajo el CMTT similar a este gneiss, el cual proviene tentativamente de una corteza subyacente al complejo Acatlán y que pertenecería al microcontinente *Oaxaquia*, de edad grenvilliana (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1990). La curva azul, que toma como magma inicial a la muestra Tm-3 (basalto alcalino) comprueba que esta roca no es el magma parental a partir del cual se derivaron el resto

de los magmas, ya que no se ajustan completamente a ésta (Figura 6.6a).

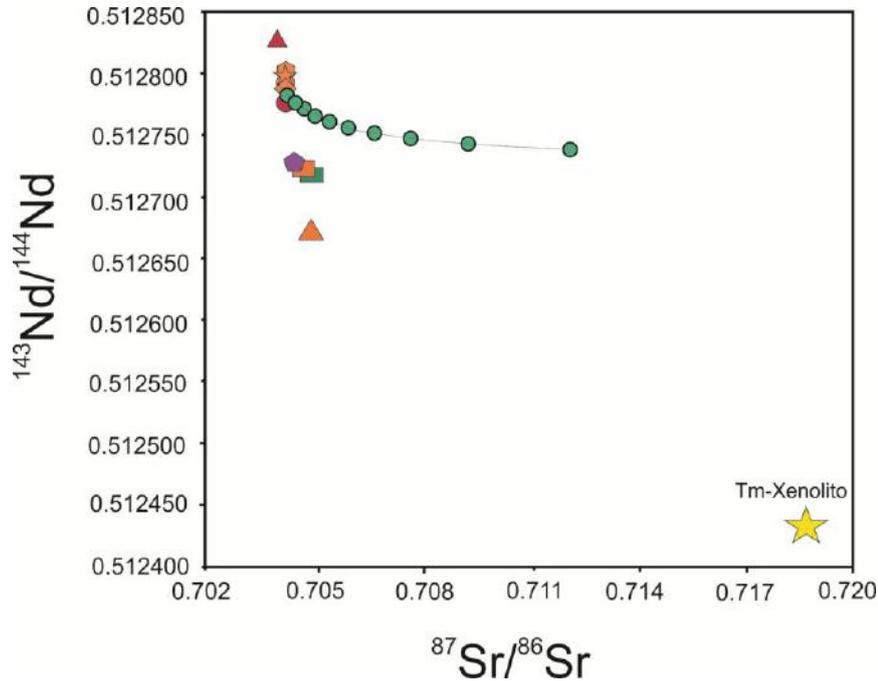


Figura 6.5. Primer modelo de asimilación utilizando como roca primitiva la muestra Tm-5 y como contaminante el xenolito recuperado en el CMTT (Tm-Xenolito). La línea con círculos verdes indica la dirección y el porcentaje de asimilación en incrementos del 10%.

Finalmente, se hizo un tercer intento (Figura 6.6b) con los datos de los xenolitos metamórficos obtenidos por Martínez-Serrano *et al.* (2004) recuperados de las lavas del volcán Nevado de Toluca. Los datos isotópicos de estos xenolitos muestran una proveniencia de la corteza profunda similar a los obtenidos para rocas Grenvillianas del norte y centro de México ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0.715653–0.721984,  $\epsilon\text{Nd}$ : –3.8 a –7.2). De esta figura también se puede verificar que existe un buen ajuste de los datos, por lo que es probable que, en general, las rocas del CMTT hayan asimilado una corteza grenvilliana durante su ascenso. Por otro lado, en las Figuras 6.5 y 6.6 se puede ver que las curvas generadas por los modelos muestran intervalos de porcentaje (10%) marcados por los círculos de colores. Este porcentaje es indicativo del grado de asimilación por parte de las rocas, donde 0% parte al inicio de la curva con los valores isotópicos de Sr más bajos y descendiendo constantemente hacia los valores más altos. De esta manera, se puede observar que, si ocurrió asimilación de una corteza similar a los xenolito descritos, ésta no fue mayor al 10% por parte de los magmas.

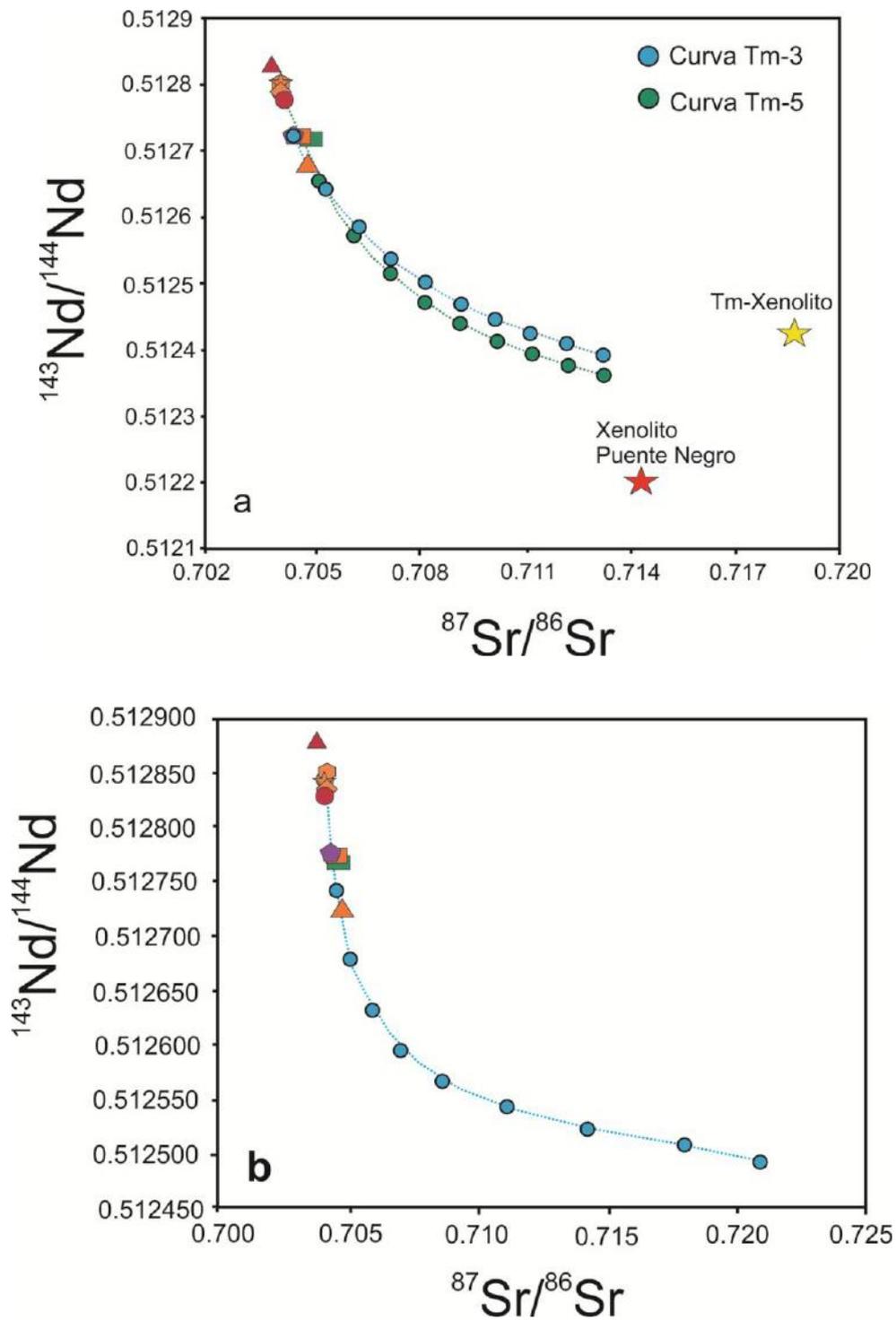


Figura 6.6a) Modelo de asimilación utilizando las muestras Tm-3 (curva azul) y Tm-5 (curva verde) y el xenolito metamórfico de Puente Negro (Martiny, 2008). b) Modelo de asimilación utilizando la roca máfica Tm-5 y como el contaminante un xenolito metamórfico del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano *et al.*, 2004). Ambos xenolitos son de edad Grenvilliana. Los puntos representan incrementos de asimilante de 10%. En general, se observa un buen ajuste en los datos.

### 6.8 Modelo petrogenético

Para comenzar, se debe recordar que el Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa pertenece al sector oriental de la FVTM, en particular, se encuentra por detrás del frente volcánico actual, formando parte de la región de tras-arco. Estas regiones se forman por procesos extensionales, de manera similar a las dorsales oceánicas y, por ende, las firmas geoquímicas comunes en la zona de tras-arco son de tipo transicional entre OIB y calcoalcalino (Saunders y Tarney, 1984). Sobre esto, ya han sido numerosos los trabajos realizados en la Faja Volcánica Transmexicana en los que se han identificado firmas geoquímicas tanto de magmas tipo OIB como calcoalcalinas (citado en Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2001). La presencia de estas rocas con afinidad de intraplaca (OIB) ha llevado a la proposición de diferentes modelos de convergencia que incluyen la existencia del canal de subducción (Manea *et al.*, 2003), plumas del manto (Márquez *et al.*, 1999a) e incluso fusión por descompresión debido a *rifting* (Verma, 2002).

Como se ha mencionado en capítulos previos, el magmatismo en el sector oriental está representado por dos eventos volcánicos: el evento volcánico inferior que cubre el Mioceno medio y tardío, y el evento volcánico superior del Pleistoceno. Para explicar estas variaciones magmáticas que han ocurrido temporal y espacialmente en la Faja Volcánica Transmexicana, Ferrari *et al.* (2012), Mori *et al.* (2007) y Gómez-Tuena *et al.* (2003, 2005) han declarado que existe una estrecha relación entre el magmatismo y los cambios tectónicos que ha sufrido la placa en subducción. Ellos han propuesto que durante el Mioceno medio y tardío la placa de Cocos subducía de manera subhorizontal por debajo de la placa de Norteamérica, lo que favoreció la fusión del slab y el emplazamiento de magmas (primer evento volcánico) a ~480 km de distancia de la trinchera. La prolongada subducción plana de la placa produjo progresivamente una estructura térmica fría, por lo que la fusión de la placa es reemplazada por la deshidratación de la corteza oceánica máfica. Este enfriamiento poco a poco generó que la placa se tornara más densa y comenzara el proceso de retroceso o aumento del ángulo de subducción hasta la configuración actual de ~75° (Ferrari *et al.*, 2012). Mediante esta configuración, es posible explicar el cese de vulcanismo (*hiatus* de ~7

Ma) en los sectores oriental y central de la FVTM durante el Mioceno tardío-Pleistoceno temprano.

A partir del Plioceno tardío y durante el Pleistoceno, se reactivó el vulcanismo y migró hacia el sur hasta su posición actual en el frente volcánico. Al mismo tiempo, en la zona de trasarco se produjo un vulcanismo monogenético máfico predominante, el cual también formó los complejos de domos dacíticos como Los Xihuingo (Valadez-Cabrera, 2012), los domos andesíticos de Cerro Gordo (Gómez-Álvarez, 2015) y domos riolíticos del Picacho (Vite-Sánchez, 2015). Procesos de tipo MASH o de “zona caliente”, similares a los descritos por Hildreth y Moorbath (1988) y Annen *et al.* (2006) respectivamente pudieron dar origen a los magmas félsicos de esta región. Gómez-Tuena *et al.* (2003) y Mori *et al.* (2007) proponen que el magmatismo máfico del Plioceno y Pleistoceno fue producto de un proceso de “slab rollback” o retroceso de la placa, lo que permitió la fusión de porciones más profundas e indujeron el ascenso por descompresión del manto astenosférico. Aunado a esto, los trabajos geoquímicos realizados en zonas adyacentes al CMTT (e.g., García-Tovar *et al.*, 2015) demuestran que este ascenso de manto astenosférico también pudo estar acompañado de la fusión de los remanentes de la subducción.

Finalmente, a partir de todas las evidencias geológicas, petrográficas y geoquímicas recolectadas en el Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa, se puede determinar que estas rocas pleistocénicas fueron producidas en una región del manto profundo con características heterogéneas transicionales entre un manto empobrecido (cuña del manto) y uno enriquecido aunque igualmente influenciados por los productos de la subducción. Este manto astenosférico ascendió por descompresión debido al “rollback” y durante el trayecto los magmas sufrieron procesos de cristalización fraccionada de granate a alta presión, así como también tuvieron una ligera interacción con los remanentes de la subducción. A pesar de que la evidencia petrográfica indica que todos los magmas fueron emplazados rápidamente mediante los sistemas de fallas NE-SW identificados, también existe la posibilidad de que los más evolucionados se hayan quedado brevemente estacionados de tal manera que pudieron asimilar parte de la corteza grenvilliana y evolucionar por un proceso de AFC. En la Figura 6.7 se presenta un dibujo esquemático del modelo petrogenético propuesto para el CMTT donde se

## CAPÍTULO VI DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

muestran los factores principales que influyen en la generación de magmas de este campo volcánico.

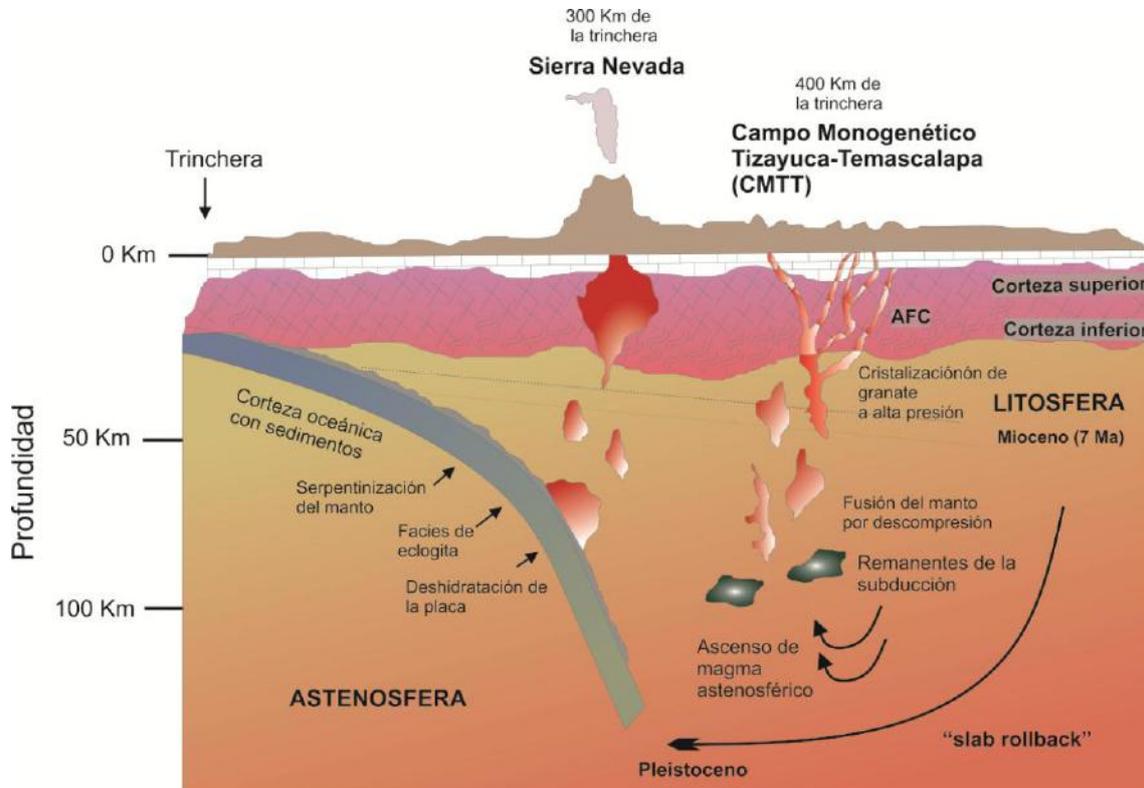


Figura 6.7. Dibujo esquemático del modelo petrogenético propuesto para las rocas del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT). Se encuentra señalado el proceso de "roll-back" que generó el ascenso de magma astenosférico provocando a su vez la fusión del manto por descompresión. De esta manera, y facilitado por las fisuras NE-SW, ascendió el magma asimilando un bajo porcentaje de la corteza grenvilliana formadora del basamento. Asimismo se ilustra la diferencia de magmatismo entre el frente volcánico actual que implica la deshidratación de la placa en subducción, así como la fusión parcial de la corteza oceánica y sedimentos, respecto al del área de estudio.

### 6.9 Conclusiones

A partir de los estudios geológicos y estratigráficos, así como el análisis e interpretación petrográfica, geoquímica e isotópica de las rocas del Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa (CMTT), fue posible cumplir los objetivos del presente trabajo:

- Se identificaron las distintas estructuras volcánicas que conforman al CMTT y se propuso un mapa geológico detallado de esta región, donde se indica la temporalidad de su emplazamiento: flujo de lava San Mateo, volcán escudo Paula, Cerro Gordo, conos de escoria antiguos y conos de escoria jóvenes. Dichas estructuras se emplazaron durante el Pleistoceno como parte del evento volcánico superior.
- La composición geoquímica del flujo de lava San Mateo, volcán escudo Paula y conos de escoria del CMTT varía desde basalto hasta andesita. Mientras el primero es de afinidad alcalina, el resto es calcoalcalino.
- Con base en el comportamiento de los elementos traza se determinó la existencia de una fuente magmática heterogénea, con ligera influencia de los componentes de la subducción y que fueron el origen de las rocas máficas del CMTT.
- Además, por un lado los basaltos y una andesita basáltica muestran patrones multielementales similares a los magmas tipo OIB o intraplaca, con anomalías positivas de Ba y Pb; mientras que las andesitas y andesitas basálticas tienen una firma típica de ambiente de arco, aunque con bajas concentraciones de ciertos elementos LIL como el Rb y Cs, lo cual permitió clasificar los magmas como transicionales.
- Se identificó la existencia de procesos de cristalización fraccionada de granate a alta presión la cual probablemente ocurrió en el límite manto-corteza y que produjo la relación positiva de La/Yb, Sm/Yb con respecto al SiO<sub>2</sub>.
- Con base en los resultados isotópicos de Sr y Nd obtenidos de las rocas, el comportamiento de elementos traza y la proposición de algunos modelos de AFC, se determinó que las rocas andesíticas o más evolucionadas fueron producidas por una probable asimilación de corteza continental antigua (tipo grenvilliana) por parte de los magmas máficos.
- El modelo de asimilación realizado con el xenolito encontrado en el área de estudio muestra que éstos no son los responsables de la evolución magmática

identificada en algunos conos andesíticos. Al contrario, la presencia de xenocristales sin que hubiera asimilación es una de las evidencias de que los magmas de esta región ascendieron rápidamente mediante los sistemas de fallas y fisuras identificados por lineamientos, sin que se formaran cámaras magmáticas.

- Se ha considerado que los cambios en la configuración de la placa oceánica en subducción, ocurridos desde el Mioceno medio hasta el Pleistoceno, son los responsables de la alta variabilidad tectono-magmática observada tanto en el CMTT, como a lo largo de la FVTM.

De manera general, es claro que existen todavía numerosas incertidumbres sobre la formación de las rocas volcánicas a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana. No obstante, la obtención de datos geoquímicos e isotópicos mediante trabajos como el de la presente tesis, permiten resolver algunas incógnitas importantes sobre su origen.

De manera particular, en el CMTT también queda trabajo por hacer. Por lo que se deberán concentrar los esfuerzos en la caracterización exhaustiva de xenocristales y xenolitos presentes en las rocas volcánicas con el fin de precisar la influencia de la corteza en la formación de estos magmas. Dicho estudio implica identificación mineral mediante técnicas más sofisticadas como la microsonda, estudios geoquímicos e isotópicos (Re-Os; Lu-Hf), comparación de datos con rocas representativas de corteza inferior y superior, entre otros. De igual manera, realizar fechamientos en las estructuras volcánicas permitiría también establecer de manera precisa la evolución magmática de este campo.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F. and Ferrari, L. 1998. Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. *Geology*, **26** (7), 591-594.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Orozco-Esquivel, M.T., y Vasallo-Morales, L., 2002. El Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post Eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **55**, 12-29.
- Allan, J., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, **97**, 473-485.
- Annen, C., Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J., 2006. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones: *Journal of Petrology*, **47**, 505-539.
- Arce, J. L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J. I., Macías-Romo, M. D. C., Morales-Casique, E., y Lenhardt, N. 2015. Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **67**(2), 123-143.
- Atherton, M. P., y Petford, N., 1993. Generation of sodium- rich magmas from newly underplated basaltic crust: *Nature*, **362**, 144-146.
- Best, M.G., 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Publishing, 752 pp.
- Bottazzi, P., Tiepolo, M., Vannucci, R., Zanetti, A., Brumm, R., Foley, S. F. and Oberti, R., 1999. Distinct site preferences for heavy and light REE in amphibole and the prediction of amph/LDREE: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **137**, 36-45.
- Bowen., 1928. *The Evolution of the Igneous Rocks* (Dover, New York, N.Y., 332 pp. H.P.
- Cai, Y., LaGatta, A., Goldstein, S. L., Langmuir, C. H., Gómez-Tuena, A., Martín-del Pozzo, A. L., and Carrasco-Núñez, G., 2014. Hafnium isotope evidence for slab melt contributions in the Central Mexican Volcanic Belt and implications for slab melting in hot and cold slab arcs: *Chemical Geology*, **377**, 45-55.
- Campillo, M., Singh, S., Shapiro, N., Pacheco, J. and Herrmann, R., 1996. Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion: *Geofísica Internacional*, **35**(4), 361-370.
- Campos-Enríquez, J., Arroyo-Esquivel, M. and Urrutia-Fucugauchi, J. 1990. Basement, curie isotherm and shallow-crustal structure of the TransMexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data: *Tectonophysics*, **172**, 77-90.

- Campos-Enríquez, J. and Sánchez-Zamora, O. 2000. Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data: *Journal of South American Earth Sciences*, **13**, 479-489.
- Campos-Enríquez, J. O., Alatrister-Vilchis, D.R., Huizar-Álvarez, R., Marines-Campos, R., and Alatorre-Zamora, M.A., 2003. The sub-surface structure of the Tecocomulco sub-basin (northeastern Mexico basin), and its relationship to regional tectonics: *Geofísica Internacional*, **42**, 3-24.
- Castillo, P., Janney, P. and Solidum, R., 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**, 33-51.
- Contreras-Cruz, D. y Aparicio-Canales, O. 2016. Caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas volcánicas del área de Epazoyucan-Singuilucan, Estado de Hidalgo. Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, 117p.
- Correa-Tello, J. C. 2011. Caracterización petrográfica y geoquímica del Campo Volcánico de Santiago Tetlapayac-El Tepozán-Santa Cruz, Hidalgo. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, 120 pp.
- De Cserna, Z., Fuente De La Dutch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, y L.M., Mota-Palomino, R. 1987. Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín **104**, 71 pp.
- Defant, M.J. y Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of Young subducted lithosphere: *Nature*, **347**, 662-665.
- De la Fuente, M., Aitken, C., y Mena, M., 1994. Cartas gravimétricas de la República Mexicana, Carta de anomalía de Bouguer: Atlas Nacional de México, México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía. v. 3.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista mexicana de ciencias geológicas*, **2**(2), 172-187.
- DePaolo, D., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 189–202.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., and Haller, M. J., 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44°30'–52°S): a review of geochemical data and geodynamic interpretations: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **59**(4), 525-538.
- Dunn, T. y Senn, C., 1994. Mineral/matrix partitions coefficient for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems: a combined analytical and experimental study: *Geochimica et Cosmochimica; Acta*, **58**, 717-734.

- Faure, G. 1986. Principles of isotope geology. John Wiley, 589 p.
- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, **53**, 84-92.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Díaz, G. and Carrasco-Núñez, G. 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: *Geology*, **27**, 303-306.
- Ferrari, L., Petrone, C. M., and Francalanci, L., 2001. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. *Geology*, **29**(6), 507-510.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J. and Hernández-Bernal, M. S., 2003. Volcanic record and age of formation of the Mexico city basin, en Reunión Anual 2003, Resúmenes: GEOS, **23**(2), 120.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., and Manea, M. 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics* **522-523**, 122-149.
- Flores-Ruiz, J. 1997. Estructura cortical de la Faja Volcánica Transmexicana: México DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Instituto de Geofísica, Tesis doctoral, 150 p.
- Fries, C. Jr. 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Boletín del Instituto de Geología, UNAM, v. 60, pp. 236.
- Frost, R. B. and Frost, C. D. 2014. *Essentials of igneous and metamorphic petrology*. Cambridge University Press, 303 pp.
- García-Palomo, A., Macías, J.L. and Garduño, V.H., 2000. Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico: *Tectonophysics*, **318**, 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G. and Mora J.C. 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan región, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, **41**, 133-150.
- García-Pérez, F. and Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Crustal structure of the Arteaga Complex, Michoacán, southern Mexico, from gravity and magnetics: *Geofísica Internacional*, **36**, 235-244.
- García-Tovar, G. P., 2009. Caracterización geológica, geoquímica e isotópica de las lavas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 118p.

- García-Tovar, G.P., Martínez-Serrano, R.G., Solé, J., Correa-Tello, J.C., Núñez-Castillo, E.Y., Guillou, H., y Monroy-Rodríguez, E. 2015. Geología, Geocronología y Geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **32**, 100-122.
- Gilbert, C., Carmichael, I. and Mahood, G., 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: *Geofísica Internacional*, **24**, 169-191.
- Gill, R. 2010. *Igneous rocks and processes, a practical guide*, Wiley-Blackwell, 472p.
- Gómez-Álvarez D.K. 2015. Campo Volcánico Cerro Gordo, Estado de México, FVTM: Caracterización Petrográfica y Geoquímica. Tesis de Licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Instituto Politécnico Nacional. 118p.
- Gómez-Tuena, A. 1999. Evolución geológica del volcán Cerro Grande, sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. 88p.
- Gómez-Tuena, A., 2002. Control temporal del magmatismo de subducción en la porción oriental de la Faja Volcánica Transmexicana: caracterización del manto, componentes en subducción y contaminación cortical. Tesis de doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 113p.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F. and Carrasco Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**(8), 8912, doi: 10.1029/2003GC000524.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T. y Ferrari, L. 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del centenario, LVII (3), 227-283.
- Green, D. H. and Ringwood, A. E. 1969. The origin of basalt magmas: The earth's crust and upper mantle, 489-495.
- Hart, S. y Dunn, T., 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **113**, 1-8.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E. 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **25**, 105-124.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A and Wildman, T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, en Ahrens, L.H. (eds) *Origin and Distribution of Elements*: Oxford, Pergamon, **1**, 889-911.
- Hildreth, W., and S. Moorbath., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**, 455-489.

- Huízar-Álvarez, R., Campos-Enríquez, O., Mitre-Salazar, L. M., Alatríste-Vilchis, D., Méndez-García, T., y Juárez-Sánchez, F., 2001. Evaluación hidrogeológica de la subcuenca de Tecocomulco, Estados de Hidalgo, Puebla y Tlaxcala, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **18** (1), 55-73.
- INEGI, 2006. Carta Topográfica E14-B11 Tizayuca, Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- INEGI, 2006. Carta Topográfica E14-B21 Texcoco, Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rock: *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**, 523-548.
- Juárez-López, K. 2015. Evidencias de procesos magmáticos: Caracterización geoquímica e isotópica (Sr, Nd y Pb) del Campo Volcánico Chichicautla-Tecocomulco, Estado de Hidalgo, Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 136p.
- Klein, C., and Philpotts, A. 2013. *Earth Materials. An introduction to mineralogy and petrology*. Cambridge University Press, 533 p.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, **27**, 745-750
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., and Wolley, A.R., 2002. *Igneous Rocks a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, 240 p.
- Ledezma-Guerrero, O., 1987. Hoja Calpulalpan 14Qh (3), con Resumen de la geología de la hoja Calpulalpan, Estados de México, Puebla, Tlaxcala e Hidalgo. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- López-Hernández A. 2009. Evolución volcánica del Complejo Tulancingo-Acocolco y su sistema hidrotermal, estados de Hidalgo y Puebla, México. Tesis de doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 170 p.
- LUGIS, 2000. Manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.
- Manea, V. C., Manea, M., Kostoglodov, V., Sewell, G., Currie, C. A., y Wang, K., 2003. Mantle Wedge Flow and Thermal Models for the Central Mexican Subduction Zone. En *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, v. 1, p. 7450.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., and Verma, S. P., 1999a. Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?: *Geology*, **27**(1), 51-54.

- Márquez, A., Verma, S., Anguita, F., Oyarzun, and R., Brandle, J.→ 1999b. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the central transmexican volcanic belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **93**, 125-150.
- Martínez-Reséndiz, E, V., 2016. Petrología y geoquímica del vulcanismo máfico del mioceno en la porción sur de la Sierra Madre Occidental. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias.
- Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras J.J. y Macías J.L., 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary volcanism of Nevado de Toluca, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **138**, 77-100.
- Martiny-Kramer, B, M., 2008. Estratigrafía y geoquímica de las rocas magmáticas del paleógeno en el Occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico. Tesis de doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 160p.
- Melgar, D., and Pérez-Campos, X. 2011. Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions. *Pure and applied geophysics*, **168**(8-9), 1449-1460.
- Molina-Garza, R. and Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data: *Journal of Geodynamics*, **17**(4), 181-201.
- Monroy-Rodríguez, E. 2014. Caracterización petrográfica, geoquímica e isotópica (Sr y Nd) de las rocas volcánicas de la Sierra de Tepeapulco, Sureste del Estado de Hidalgo. Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, 148p.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. S., & Renne, P. 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, **106**(3), 383-394.
- Mooser, F., 1969. The Mexican volcanic belt: structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating. In *Pan American Symposium On the Upper Mantle, II* (pp. 15-22).
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Kay, Y. and Goldstein, S.L. 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Tran-Mexican Volcanic Belt: *Chemical Geology*, **244**, 452-473.
- Mori, L., Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., González-Torres, E., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B. y Roberge, J., 2011. Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the Late Eocene–Early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico: *International Geology Review*, **54**, 1475-1496.

- Müntener, O., Kelemen, P. & Grove, T., 2001. The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **141**, 643-658.
- Muñoz-Sánchez, E.I. , 2015. Caracterización petrográfica y geoquímica del campo volcánico de Cd. Sahagún-Tepeyehualco-Tepa, sureste del Estado de Hidalgo. Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, 120p.
- Nakamura, N. 1974. Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**, 757-775.
- Nava, A., Núñez-Cornu, F., Córdoba, D., Mena, M., Ansorge, J., González, J., Rodríguez, M., Banda, E., Müller, S., Udías, A., García-García, M. y Calderón, G. 1988. Structure of the middle America in Oaxaca, México: Tectonophysics, **154**, 241-251.
- Núñez-Castillo E, Y. , 2010. Variaciones petrográficas, geoquímicas e isotópicas de Sr y Nd de las rocas volcánicas asociadas a la Falla Apan-Tlálóc, Estado de Hidalgo. Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra. Tesis de Licenciatura, 123p.
- Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M. and Petrone, C. 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, 58.
- Ortega-Gutierrez, F, 1998. Oaxaquia, historia de un antiguo continente. *Ciencias*, (052).
- Ortega-Gutiérrez, F., & Mitre-Salazar, L. M., 1990. *Ocean-continent Transect H-3: Acapulco Trench to the Gulf of Mexico*. Geological Society of America.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaníz-Álvarez, S. A., y Nieto-Samaniego, Á. F. 1992. Carta Geológica de la República Mexicana: quinta edición escala 1:2.000,000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo 74 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L. and Speed, R. C. 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed, R. C. (ed.), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Boulder, CO, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Series, 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. y Centeno-García, E. 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, **23**(12), 1127-1130.

- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M. and Dávalos-Elizondo, M. G., 2008. On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **25**(2), 346-364.
- Pardo, M. and G. Suárez. 1993. Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico: *Geophysical Research Letters*, **20**, 2391-2394.
- Pardo, M. and Suárez, G. 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, **100**, 12357-12373.
- Pasquaré, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., y Ferrari, M., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, **146**(1), 353-364.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A. and Vezzoli, L. 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan: Boulder, CO, Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa con texto, 22 p.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., y Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico: *Geophysical Research Letters*, **35**, L18303. doi: 10.1029/2008GL035127.
- Porter, S.C. 1972. Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea Volcano, Hawaii: *Geological Society of American Bulletin*, **83**, 3607-3612.
- Ramírez-Ramírez, B.B. 2016. Campo volcánico San Vicente Estado de Hidalgo, Faja Volcánica Trans-Mexicana: Variaciones geoquímicas e isotópicas y su relación con el retroceso del arco hacia la trinchera. Tesis de licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Instituto Politécnico Nacional. 133p.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson, 352p.
- Saunders, A. D., & Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. *Geological Society, London, Special Publications*, **16**(1), 59-76.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., and Macías, J.L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crystal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, **46** (6), 1243-1282.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R. 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, **278**, 153 p.

- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. Geological Society (London), Special Publication, 42, 313-345.
- Taylor, Jr., 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on  $\delta^{18}O$  and  $^{87}Sr/^{86}Sr$  systematics in igneous rocks, Earth Planet. Sci. Lett. 47, 243.
- Ulmer, P., 1989. High pressure phase equilibria of a calc-alkaline picro-basalt: Implications for the genesis of calc-alkaline magmas: Carnegie Institution of Washington Yearbook, 8, 28–35.
- Urrutia-Fucugauchi, J. 1986. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico-Preliminary report: Geofísica Internacional, **25**(4), 559-573.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Del Castillo, L. 1977. Un modelo del Eje Volcánico Mexicano: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, **38**, 18-28.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Böhnell, H. 1987. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic belt—discussion: Tectonophysics, **138**(2-4), 319-322.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Flores-Ruiz, J., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico: International Geology Review, 38, 176-194.
- Valadez-Cabrera, S. 2012. Caracterización Petroológica del Campo Volcánico Xihuingo-La Paila, Estado de Hidalgo: evidencias geoquímicas e isotópicas de Sr, Nd y Pb. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 160p.
- Valdés, C., Mooney, W., Singh, S., Meyer, R., Lomnitz, C., Luetgert, J., Helsley, C., Lewis, B. and Mena, M., 1986. Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements: Bulletin of the Seismological Society of America, **76**, 547-563.
- Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera, R. 1989. Geología de la Cuenca de México: Geofísica Internacional, **28** (2), 133-190.
- Verma, S. P. (2002). Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth?: *Geology*, **30**(12), 1095-1098.
- Vite-Sánchez, O. 2015. Campo Volcánico Picacho: Estado de Hidalgo, sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana: Caracterización petrográfica, geoquímica e isotópica (Sr y Nd). Tesis de licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Instituto Politécnico Nacional. 111p.
- Williams, H. y McBirney, A. R. 1979. *Vulcanology*, San Francisco, California: Freeman, Cooper, 265 p.
- Wilson, B. W., Hernández, J. P., y Meave, T. E., 1955. Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, **18**(1), 1-10.

- Winter, J. D. 2001. An Introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, 697 p.
- Whitford-Stark, J. L. 1975. Shield volcanoes: Volcanoes of the Earth, Moon and Mars. St. Martins, New York.
- Wood, C.A. 1980, Morphometric evolution of cinder cones: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **7**, 387-413.
- Yang, T., Grand, S. P., Wilson, D., Guzman-Speziale, M., Gomez-Gonzalez, J. M., Dominguez-Reyes, T., and Ni, J. 2009. Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **114**(B1).
- Yoder, H. S. and Tilley, C. E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems: *Journal of Petrology*, **3**(3), 342-532.
- Yuan, C., Sun, M., Xiao, W., Wilde, S., Li, X., Liu, X., and Li, J., 2009. Garnet-bearing tonalitic porphyry from East Kunlun, Northeast Tibetan Plateau: implications for adakite and magmas from the MASH Zone. *International Journal of Earth Sciences*, **98**(6), 1489-1510.

# ANEXOS

Tabla A-1. Tabla de concentraciones de elementos mayores y traza en las rocas del CMTT. **CEA**=Cono de escoria antiguo. **CEJ**=Cono de escoria joven. **VE**= Volcán escudo. **FL**= Flujo de lava. **DA**= Domo antiguo. **DR**= Domo reciente. **Xen**=xenolito. **A**= Andesita. **B**= Basalto. **AB**= Andesita basáltica. **D**=Dacita. **GR**=Granito.

Muestra	TM-03	TM-02	TM-01A	TM-05	TM-06	TM-10	TM-13	TM-17
Clasificación	FL	VE	CEA	CEA	CEA	CEA	CEA	CEA
Longitud (O)	98° 54' 48,6"	98° 54' 59,2"	98° 54' 48,34"	98° 52' 37,2"	98° 50' 23,6"	98° 49' 42,1"	98° 52' 53,7"	98° 52' 33"
Latitud (N)	19° 48' 3"	19° 47' 27,7"	19° 49' 16,4"	19° 48' 51,1"	19° 48' 00,1"	19° 51' 48,2"	19° 44' 15,5"	19° 45' 44,3"
Tipo de roca	B	AB	AB	B	A	B	AB	AB

**Elementos Mayores (% en peso)**

SiO <sub>2</sub>	48.93	52.92	53.45	51.87	58.16	51.34	55.42	52.40
TiO <sub>2</sub>	2.31	1.47	1.41	1.72	1.10	2.10	1.56	1.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.56	16.26	18.15	18.03	17.70	17.75	17.35	18.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	11.58	8.58	8.40	9.71	6.53	10.86	8.47	8.88
MnO	0.17	0.14	0.14	0.16	0.11	0.17	0.14	0.15
MgO	5.94	5.52	4.91	5.65	3.61	5.35	4.51	5.13
CaO	8.42	9.05	7.98	8.53	6.33	7.24	7.23	9.06
Na <sub>2</sub> O	3.99	3.83	3.91	3.91	4.02	3.93	3.72	3.49
K <sub>2</sub> O	0.83	1.25	1.06	0.66	1.39	0.85	1.08	0.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.45	0.28	0.31	0.23	0.47	0.35	0.21
Total s/Pf	99.20	99.46	99.68	100.54	99.19	100.05	99.82	99.81

**Elementos Trazas (ppm)**

Li	10.69	11.04	7.74	6.98	11.18	7.26	6.58	7.57
Be	1.51	1.55	1.32	1.14	1.14	1.51	1.27	1.01
P	0.45	0.46	0.29	0.32	0.24	0.45	0.35	0.21
Sc	20.79	18.90	16.77	26.28	17.70	23.86	18.67	23.70
Ti	1.63	1.46	1.41	1.65	1.07	2.01	1.47	1.29
V	150	148	169	180	104	169	119	171
Cr	255	268	107	174	248	104	161	150
Co	29.41	28.76	25.91	30.20	14.45	32.40	21.41	28.94
Ni	87.51	92.88	16.84	27.24	16.25	26.15	29.01	9.56
Cu	27.96	25.31	14.46	24.05	15.20	23.67	20.74	16.48
Zn	85.41	85.63	82.65	88.85	73.92	100	82.72	78.64
Ga	19.25	20.05	20.50	20.90	19.83	20.54	19.29	18.97
Rb	10.82	20.38	16.98	8.00	20.12	10.39	14.06	11.39
Sr	512	629	518	472	477	473	496	503
Y	31.79	28.42	25.96	29.64	20.10	33.86	26.08	22.26
Zr	248	233	173	175	150	229	193	116
Nb	17.85	14.06	8.74	10.41	7.48	15.90	10.48	5.49
Mo	1.80	2.62	1.93	1.53	2.38	1.81	1.90	1.03
Sn	1.27	1.15	1.08	1.08	0.75	1.15	0.90	0.85
Sb	0.15	0.18	0.09	0.08	0.12	0.08	0.08	0.06
Cs	0.16	0.48	0.53	0.12	0.49	0.15	0.28	0.30
Ba	408	469	279	220	405	274	325	204
La	25.96	26.18	14.38	13.50	15.23	18.95	17.01	9.86
Ce	53.63	56.63	33.10	33.16	33.39	44.59	37.64	23.46
Pr	7.66	7.45	4.47	4.61	4.25	6.18	5.10	3.31
Nd	31.37	31.10	19.74	20.59	17.62	26.98	22.01	14.95
Sm	6.98	6.78	4.78	5.10	3.93	6.50	5.17	3.82
Eu	1.96	1.90	1.56	1.65	1.36	1.96	1.66	1.31
Tb	1.02	0.92	0.76	0.83	0.59	1.02	0.79	0.64
Gd	6.71	6.32	4.91	5.19	3.81	6.58	5.19	4.06
Dy	6.03	5.35	4.75	5.25	3.55	6.28	4.80	4.06
Ho	1.18	1.06	0.98	1.06	0.72	1.25	0.95	0.82
Er	3.20	2.91	2.73	2.87	1.96	3.44	2.61	2.25
Yb	2.92	2.63	2.59	2.77	1.92	3.16	2.43	2.13
Lu	0.43	0.39	0.38	0.40	0.29	0.47	0.36	0.31
Hf	5.33	5.31	4.12	3.98	3.61	4.94	4.33	2.76
Ta	1.00	0.83	0.57	0.59	0.44	0.92	0.62	0.36
W	0.21	0.26	0.20	0.15	0.19	0.17	0.18	0.18
Tl	0.06	0.24	0.13	0.03	0.03	0.02	0.08	0.01
Pb	5.58	6.01	4.85	3.13	6.13	2.79	4.77	3.83
Th	2.51	3.09	2.03	1.18	2.24	1.80	1.65	1.52
U	0.67	0.95	0.57	0.37	0.59	0.54	0.45	0.39

Continuación

Muestra	TM-08	TM-09	TM-11a	TM-11b	TM-15	TM-16	TM-12	TM-14	TM-Xen
Clasificación	CEJ	CEJ	CEJ	CEJ	CEJ	CEJ	DA	DR	Xen
Longitud (O)	98° 47' 52,4"	98° 48' 25,8"	98° 55' 58,5"	98° 55' 58,5"	98° 53' 18,3"	98° 53' 18,6"	98° 54' 20,4"	98° 52' 18"	98° 54' 48,34"
Latitud (N)	19° 48' 50,5"	19° 50' 47,1"	19° 43' 57"	19° 43' 46,3"	19° 44' 53,9"	19° 45' 44,3"	19° 44' 05,9"	19° 44' 48"	19° 49' 16,4"
Tipo de roca	AB	B	AB	AB	AB	A	A	D	GR

Elementos Mayores (% en peso)

SiO <sub>2</sub>	57.02	49.86	55.47	54.07	52.89	57.77	60.85	63.80	68.43
TiO <sub>2</sub>	1.36	1.99	1.68	1.74	1.73	1.22	0.85	0.79	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.93	16.36	16.94	16.84	16.18	18.32	17.20	16.09	17.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	7.32	10.68	8.42	9.01	9.88	6.84	6.07	5.06	0.19
MnO	0.13	0.17	0.13	0.14	0.16	0.11	0.10	0.09	0.02
MgO	3.84	6.92	4.08	4.77	7.02	3.24	3.12	2.10	0.07
CaO	6.80	8.82	6.43	7.08	8.19	6.82	5.81	4.97	1.26
Na <sub>2</sub> O	4.03	3.65	4.46	4.21	2.81	4.06	3.53	3.71	4.75
K <sub>2</sub> O	1.03	0.80	1.61	1.39	0.74	1.13	1.63	2.18	6.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.43	0.45	0.46	0.38	0.27	0.25	0.23	0.06
Total s/Pf	99.77	99.67	99.67	99.70	99.98	99.77	99.41	99.02	98.16

Elementos Traza (ppm)

Li	6.37	7.75		10.56	3.66	6.58			5.13
Be	1.21	1.34		1.87	1.47	1.28			3.26
P	0.32	0.43		0.45	0.39	0.31			0.06
Sc	18.68	25.23		19.41	22.28	19.14			1.35
Ti	1.32	1.91		1.65	1.69	1.42			0.03
V	117	198		131	185	141			1.22
Cr	119	292		176	337	203			2.12
Co	17.15	38.10		26.30	35.73	25.69			0.33
Ni	16.53	92.78		48.64	127.20	71.16			0.34
Cu	13.66	21.90		32.49	12.48	13.75			0.55
Zn	82.79	96.72		81.76	104.73	78.21			5.51
Ga	20.93	19.71		19.24	20.39	18.89			22.99
Rb	13.44	8.80		15.98	11.89	13.47			184
Sr	491	470		624	471	472			62.53
Y	26.63	37.50		29.70	28.63	24.98			3.15
Zr	191	228		283	167	178			5.39
Nb	9.44	15.47		14.28	14.15	9.17			4.56
Mo	1.32	1.56		1.92	1.86	1.58			0.39
Sn	0.75	1.40		1.53	0.68	0.97			0.79
Sb	0.07	0.06		0.12	0.07	0.09			0.06
Cs	0.23	0.02		0.28	0.28	0.19			2.86
Ba	409	344		418	328	727			789
La	19.02	21.41		25.81	20.33	15.92			3.63
Ce	41.76	48.06		57.81	45.74	34.66			7.56
Pr	5.65	6.73		7.80	6.20	4.71			0.81
Nd	23.81	28.86		32.21	26.17	20.25			3.15
Sm	5.44	6.76		7.09	6.04	4.79			0.95
Eu	1.68	1.96		1.95	1.77	1.60			0.30
Tb	0.79	1.06		0.97	0.90	0.74			0.13
Gd	5.23	6.85		6.61	5.93	4.83			0.88
Dy	4.77	6.54		5.58	5.37	4.54			0.61
Ho	0.94	1.30		1.08	1.05	0.91			0.10
Er	2.54	3.54		2.93	2.85	2.48			0.19
Yb	2.41	3.33		2.67	2.59	2.32			0.20
Lu	0.35	0.47		0.39	0.38	0.34			0.03
Hf	4.54	4.92		5.90	4.02	4.03			0.09
Ta	0.53	0.85		0.87	0.84	0.55			0.47
W	0.18	0.17		0.23	0.20	0.16			0.08
Tl	0.07	0.02		0.22	0.01	0.07			1.14
Pb	3.78	3.44		6.11	3.56	4.82			49.46
Th	2.19	1.72		3.25	1.86	1.73			2.95
U	0.50	0.49		0.83	0.50	0.46			1.15

Tabla A-2. Resultados de los cálculos de la norma CIPW. **Qz**= cuarzo. **Or**=ortoclasa. **Ab**= albita. **An**= anortita. **Dp**= diópsida. **Hp**= hiperstena (píroxeno pobre en Ca). **Il**= ilmenita. **Hm**= hematita. **Ap**= apatito. **Spn**= esfena. **Ol**= olivino. **Rt**= rutilo.

Muestra	Qz	Or	Ab	An	Dp	Hp	Il	Hm	Ap	Spn	Ol	Rt
<b>Flujo de lava San Mateo</b>												
Tm-3	0	4.93	34.07	25.01	5.12	12.41	0.37	11.68	1.09	5.22	0.1	0
<b>Volcán escudo Paula</b>												
Tm-2	3.54	7.42	32.55	23.64	10.84	8.79	0.29	8.63	1.05	3.24	0	0
<b>Conos de escoria antiguos</b>												
Tm-1	4.95	6.28	33.21	28.93	3.59	10.59	0.3	8.42	0.65	3.08	0	0
Tm-5	3.05	3.88	32.91	29.53	4.06	12.1	0.33	9.66	0.71	3.78	0	0
Tm-6	12.09	8.25	34.32	26.36	0.28	8.92	0.24	6.59	0.55	2.41	0	0
Tm-10	4.05	5.02	33.25	28.25	0	13.3	0.36	10.85	1.07	3.25	0	0.75
Tm-17	5.57	3.72	29.53	33.06	4.99	10.46	0.3	8.9	0.49	2.93	0	0
<b>conos de escoria jóvenes</b>												
Tm-8	11.07	6.1	34.19	27.86	0	9.59	0.27	7.34	0.71	2.78	0	0.12
Tm-9	0.83	4.73	30.97	26.01	6.84	14.14	0.36	10.71	1	4.44	0	0
Tm-11a	6.5	9.5	37.8	21.5	1.7	9.4	0.3	8.45	1.02	3.76	0	0
Tm-11b	5.3	8.2	35.7	23.0	2.9	10.6	0.3	9.03	1.04	3.88	0	0
Tm-15	8.7	4.4	23.7	29.4	2.5	16.3	0.3	9.9	0.88	3.83	0	0
Tm-16	12.0	6.6	34.4	28.5	0	8.1	0.2	6.85	0.6	2.6	0	0.05
Tm-xen	15.0	37.2	40.6	5.9		0.2		0.17	0.14			

Tabla A-3. Resultados de análisis isotópicos de Sr y Nd para las rocas del CMTT.

MUESTRA	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd	n	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd	n	eNd	1s
<b>TM-1a WR</b>	0.704287	28	56	0.512781	13	67	2.79	0.25
<b>TM-2 WR</b>	0.704851	27	58	0.512719	17	65	1.58	0.33
<b>TM-3 WR</b>	0.704522	28	58	0.512725	16	38	1.70	0.31
<b>TM-5 WR</b>	0.704281	31	57	0.512782	18	56	2.81	0.35
<b>TM-6 WR</b>	0.704916	33	58	0.512674	15	66	0.70	0.29
<b>TM-8 WR</b>	0.704907	31	56	sin señal				
<b>TM-9 WR</b>	0.704250	30	59	0.512779	17	69	2.75	0.33
<b>TM-10 WR</b>	0.704205	30	57	0.512799	19	62	3.14	0.37
<b>TM-11b WR</b>	0.703960	35	56	0.512828	20	56	3.71	0.39
<b>TM-13 WR</b>	0.704719	33	57	0.512725	19	64	1.70	0.49
<b>TM-17 WR</b>	0.704190	28	57	0.512793	20	65	3.02	0.39
<b>TM-xen WR</b>	0.718772	34	56	0.512424	20	53	-4.19	0.47

Se analizaron 12 muestras. Los análisis isotópicos de Sr y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca THERMO SCIENTIFIC MODELO TRITON PLUS; en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. El TRITON cuenta con 9 colectores Faraday ajustables. Todas las mediciones se hicieron de manera estática.

Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Sr y 70 para Nd por cada muestra. Los valores ( $1\text{sd} = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$ ) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos.  $1\text{SE}(M) = 1\sigma_{\text{abs}}/\text{raiz } n$ . Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  y  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710247 \pm 13$  ( $\pm 1\sigma_{\text{abs}}$ ,  $n = 43$ ); para el estándar La Jolla (Nd):  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511846 \pm 6$  ( $\pm 1\sigma_{\text{abs}}$ ,  $n = 28$ ).

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.87 ng Sr, 0.31 ng Nd (blancos de procedimiento total).

Ecuaciones utilizadas para el cálculo de los modelos simples de asimilación.

- Ecuación para modelado con elementos traza

$$\frac{Cm}{Cm^0} = \left(\frac{Ca}{DCm^0}\right) \left[1 - \exp\left(-\frac{DMa}{Mm}\right)\right] + \exp\left(-\frac{DMa}{Mm}\right) \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{Cm}{Cm^0} = F^{-z} + \left(\frac{r}{r-1}\right) \left(\frac{Ca}{ZCm^0}\right) (1 - F^{-z}) \dots\dots\dots (2)$$

Donde:

*Cm = Concentración en el magma resultante*

*Cm<sup>0</sup> = Concentración en el magma inicial*

*Ca = Concentración en la roca encajonante*

*Ma = Masa total de material asimilado (masa total fraccionada)*

*Mm = Masa de magma*

*Mc = Masa total de cristales formados*

*D = Coeficiente de partición global de los elementos entre las fases que fraccionan y el magma*

$$r = \frac{Ma}{Mc}$$

$$z = \frac{r + D - 1}{r - 1}$$

$$F = \frac{Mm}{Cm^0}$$

- Ecuación para modelado con datos isotópicos

$$\frac{\varepsilon m - \varepsilon^0 m}{\varepsilon a - \varepsilon^0 m} = 1 - \left(\frac{Cm^0}{Cm}\right) F^{-z} \dots\dots\dots (3)$$

Donde:

*εm = relación isotópica en el magma resultante*

*ε<sup>0</sup>m = relación isotópica en el magma inicial*

*εa = relación isotópica en el asimilante*

*Cm = Concentración en el magma resultante, calculada en (1)*

*Cm<sup>0</sup> = Concentración original en el magma*