



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Estructuras volcánicas,
características petrológicas y
estratigrafía del Campo Volcánico
de Tepexpan, Estado de México.**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Lorena Monserrat Bautista Ramírez

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Dante Jaime Morán Zenteno



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021

Agradecimientos

Primero quiero agradecer a mi familia, sin ellos no estaría donde estoy. A mis papás por su cariño confianza y apoyo, a Lety y Carlos por siempre ayudarme cuando lo necesite. A mis sobrinos (Fer, Sebas, Sergio y Mine) por llenarme de felicidad y hacer que todo parezca más fácil, a mis cuñados Eve y Lalo. Principalmente quiero agradecer a Lili por ser mi roca, por escucharme y comprenderme, por apoyarme hasta en los peores momentos, esto es para ti.

Quiero agradecer al Dr. Dante Morán por todo su apoyo para la realización de este trabajo, también agradezco su tiempo, su ayuda y sus consejos. Gracias por su disposición y paciencia que siempre ha tenido para todos sus tesis y alumnos.

A la Dra. Barbara Martini por su ayuda y consejos para la realización de este trabajo. Gracias por sus apoyo y tiempo para resolver las dudas que pude haber tenido.

A mis amigos, que han estado a lo largo de este trabajo y por mucho más tiempo. A Memo, Paola, Diana y la Prima por siempre estar ahí. A Miri, Julie y Dianita por toda su guía y ayuda durante todo este tiempo. A Angie y Gigi por todo lo que vivimos y aprendimos juntas. A Cesar y Nacho por su apoyo y guía.

A Eddie por todo su cariño, apoyo, consejos, ayuda y cariño.

A la Maestra Geysa Fernández y la Maestra Isabel Domínguez por todo el apoyo brindado para el desarrollo y término de este trabajo.

Al Químico Rufino Lozana, a la Maestra Ofelia Pérez, al Dr. Jesús Solé, por su apoyo para obtener los datos geoquímicos y geocronológicos.

A mis sinodales: Dra. Laura Mori, Dr. Enrique González Torres, Dr. Aldo Ramos, por sus comentarios y disposición.

Al equipo de trabajo principalmente a Mario, Jess, Hermes, Sam y Magnolia.

“¿El destino existe? Creo que no. Pero díganme si a veces no nos resulta imposible liberarnos de la idea de que alguien puso, esa calle, esa escuela, esa casa u oficina para que todos los que debíamos reunirnos en la vida nos encontremos allí conformando un todo perfecto y armónico, a prendiendo las lecciones que unos a otros nos brindamos y, por momentos, nos imponemos. La vida, a veces, se vale de un simple sitio físico, como una calle para unir a quienes deben conocerse, tal como si una mano invisible hubiera hecho construir la calle [...] ese lugar que atrajo, uno a uno, quienes deben encontrarse y todos conformar un todo armónico.”

Viviana Rivero

*“El éxito es la capacidad de seguir adelante,
de fracaso en fracaso,
sin perder el entusiasmo.”*

Winston Churchill

Contenido

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 ANTECEDENTES Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2 CAMPO VOLCÁNICO DE TEPEXPAN (CVT)	3
1.3 OBJETIVOS	5
1.4 METAS	6
1.5 METODOLOGÍA GENERAL	6
CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO	7
2.1 BASAMENTO DE LA REGIÓN	7
2.1.1 <i>Esquisto Tejupilco</i>	8
2.1.2 <i>Terreno Guerrero</i>	8
2.1.3 <i>Plataforma Guerrero-Morelos</i>	12
2.1.4 <i>Xenolitos</i>	12
2.2 FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA	15
2.3 NEVADO DE TOLUCA	17
2.4 VOLCÁN SAN ANTONIO.....	19
2.5 CALDERA DE Amealco	19
2.6 JOCOTILÁN	20
2.7 SIERRA DE LAS CRUCES.....	21
2.8 MARCO ESTRATIGRÁFICO REGIONAL	25
2.8.1 <i>Rocas Cenozoicas</i>	26
2.8.2 <i>Rocas del Cuaternario</i>	27
2.9 ESTRATIGRAFÍA LOCAL.....	28
CAPÍTULO 3. PETROGRAFÍA	31
3.1 DOMOS	31
3.1.1 <i>Facies de dacita sin piroxeno</i>	31
<i>Domo 1 (D3)</i>	33
<i>Domo 2 (LI-17)</i>	34
<i>Domo 3 (LI-18)</i>	34
<i>Domo 4 (LI-22B)</i>	34
<i>Domo 5 o Cerro Santuario (LI-09)</i>	35
<i>Domo 6 (LI-11)</i>	36
<i>Domo 10 o Cerro el Águila (LI-25)</i>	36
<i>Domo 14 (LI-21)</i>	37
3.1.2 <i>Facies de dacita rica en piroxeno</i>	37
<i>Domo 7 (LI-05)</i>	38
<i>Domo 8 (LI-06)</i>	39
<i>Domo 9 (LI-04)</i>	39
<i>Domo 12 (LI-12)</i>	40
<i>Domo 13 (LI-07)</i>	40
3.2 ROCAS INTERMEDIAS	41
<i>Cuerpo lávico-andesítico asociado al domo 3 (LI-13)</i>	41
<i>Cuerpo lávico-andesítico asociado al domo 5 Cerro Santuario (LI-09B)</i>	42
<i>Cuerpo lávico-andesítico asociado al domo 9 (LI-03)</i>	43
<i>Cuerpo lávico-andesítico asociado al domo 8 (LI-10)</i>	43
<i>Ignimbrita (LI-22)</i>	43
3.3 XENOLITOS.....	45

<i>Arenisca LI-15</i>	46
<i>Caliza LI-15B</i>	47
CAPÍTULO 4. ESTRATIGRAFÍA	48
4.1 CAMINO AL SANTUARIO (LI-40)	49
4.2 EJIDO SAN MIGUEL YUXTEPEC (LI-30).....	49
4.3 EJIDO DE MAÑI (LI-22).....	52
4.4 SANTA CRUZ TEPEXPAN (LI-19)	52
4.5 ARROYO GRANDE (LI-37/2)	56
4.6 PRESA	57
4.7 PORTEZUELO (LI-36)	59
4.8 HACIENDA LA PURÍSIMA (LI-38/24)	61
4.9 PRESA LOS CORRALES (LI-37).....	63
CAPÍTULO 5. GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA	64
5.1 GEOQUÍMICA	64
5.2 GEOCRONOLOGÍA	71
CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN	74
6.1 CENTROS VOLCÁNICOS Y SU DISTRIBUCIÓN	74
6.2 PETROLOGÍA	75
6.3 XENOLITO.....	77
6.4 UNIDADES VOLCÁNICAS DEL CVT	77
6.5 GEOQUÍMICA	79
6.6 GEOCRONOLOGÍA.....	80
6.7 ESTRUCTURAS TECTÓNICAS	81
6.8 ESTILO ERUPTIVO DEL CVT	81
CONCLUSIONES	82
REFERENCIAS	83
ANEXOS	91

Resumen

El Campo volcánico de Tepexpan (CVT) se localiza a 25 km al norte de la ciudad de Toluca y al suroeste de Ixtlahuaca de Rayón y está ubicado dentro de la parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana. Es un conjunto de conductos volcánicos que se encuentra relativamente aislados en la parte central de los valles de Toluca-Ixtlahuaca. Se reconocieron 15 conductos volcánicos que forman estructuras tipo domo rodeados por depósitos piroclásticos.

Dentro del CVT se identificaron distintos cuerpos volcánicos como los domos, los cuales están formados por dacitas porfiríticas, cuerpos lávicos intermedios representados por andesitas porfiríticas, así como diversos depósitos de ignimbritas. Se reconocieron dos litofacies dentro de los domos, estas se distinguen por la presencia o ausencia de piroxeno. Los domos se caracterizan por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo, en algunos casos se tiene xenocristales de titanita. Se observaron diversos rasgos de desequilibrio dentro de las dacitas lo cual se interpreta como resultado de mezcla de magmas y posible asimilación cortical.

Un detalle significativo es que en el CVT se encontró un bloque xenolítico, de aproximadamente 5 metros de diámetro, formando capas de caliza, arenisca y pizarra con un bajo grado de metamorfismo. Por su litología y ubicación, este xenolito se considera parte del Terreno Guerrero, específicamente del subterreno Arcelia dentro de la parte inferior de la sucesión Arcelia- Palmar Chico.

Se construyeron columnas estratigráficas en los alrededores y dentro del CVT identificando depósitos piroclásticos y volcanoclásticos. Dentro de estos depósitos algunos forman parte del campo volcánico mientras que otros es probable que provengan de otra estructura cercana.

Los resultados de la geoquímica muestran que los domos corresponden principalmente al campo de las dacitas. Todas ellas entran en el campo calciocalcino típico de arco. Las anomalías positivas de U y Pb y negativas de Nb y Ti presentadas en el diagrama spider indican un ambiente de subducción. Se realizó el fechamiento de una muestra de biotita por medio de K-Ar con un resultado de 1.6 ± 0.1 Ma, además de uno por medio de Ar-Ar con resultado de 1.86 ± 0.11 Ma.

Los resultados geocronológicos y petrológicos indican que el CVT evoluciono de manera contemporánea a la parte sur de la Sierra de las Cruces, con una composición similar. En cambio, el Volcán Jocotitlán presenta rasgos petrológicos similares a los encontrados en el CVT, sin embargo, los depósitos del Jocotitlán son más jóvenes.

CAPÍTULO 1. Introducción

1.1 Antecedentes y planteamiento del problema

La parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana se caracteriza por grandes estratovolcanes, campos monogenéticos de conos cineríticos, domos y volcanes escudo, así como calderas y complejos de domos de composición andesítica a riolítica (Demant, 1978; Ferrari, 2000; Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2007). Dentro de esta destacan los aparatos volcánicos de los valles de Toluca e Ixtlahuaca que se encuentran ubicados al este de la Sierra de las Cruces y al norte del Nevado de Toluca.

Existen diversos estudios previos que se centran en la descripción general de diferentes aspectos de la geología de los valles de Toluca e Ixtlahuaca. En estos trabajos se presentan diversos tipos de análisis de los depósitos y de las estructuras volcánicas presentes en el área. Los volcanes más importantes presentes en la región son el Nevado de Toluca, el volcán San Antonio, la Sierra de las Cruces, el volcán Jocotitlán y la caldera de Amealco. En la región se han identificado pulsos de volcanismo desde el Mioceno hasta el Cuaternario. Dentro de los estudios sobre estas estructuras destacan los realizados por Bloomfield (1975), Bloomfield et al. (1977), Sánchez-Rubio (1984), Aguirre-Díaz (1996 y 2001), García-Palomo (1998), García-Palomo et al. (2000 y 2008), Siebe et al. (1992), Delgado-Granados y Martín del Pozo (1993) y Mora-Álvarez et al. (1991).

La Sierra de las Cruces (SC), en particular, ha representado un desafío para su estudio debido a que es difícil identificar los centros eruptivos individuales. Esto se debe a que el material producido por los centros eruptivos se encuentra apilado, intemperizado o cubierto por centros urbanos por lo que no se ha realizado un estudio detallado de cada uno de ellos. Sin embargo, existe un campo volcánico aislado que ha sido asociado a la Sierra de las Cruces por Sánchez-Rubio (1984), el cual corresponde al Campo Volcánico de Tepexpan. La posición aislada de este

grupo de volcanes hace posible analizar sus características para obtener información de su petrografía, estratigrafía, edad y evolución.

En los trabajos posteriores de la SC, realizados por Mora-Álvarez et al. (1991), Delgado-Granados y Martín del Pozo (1993) o García-Palomo et al. (2008) no se hace referencia específica a este campo volcánico. En la carta E14-2 (Ciudad de México) del SGM (Fig. 1.1) el CVT se muestra como parte de la SC.

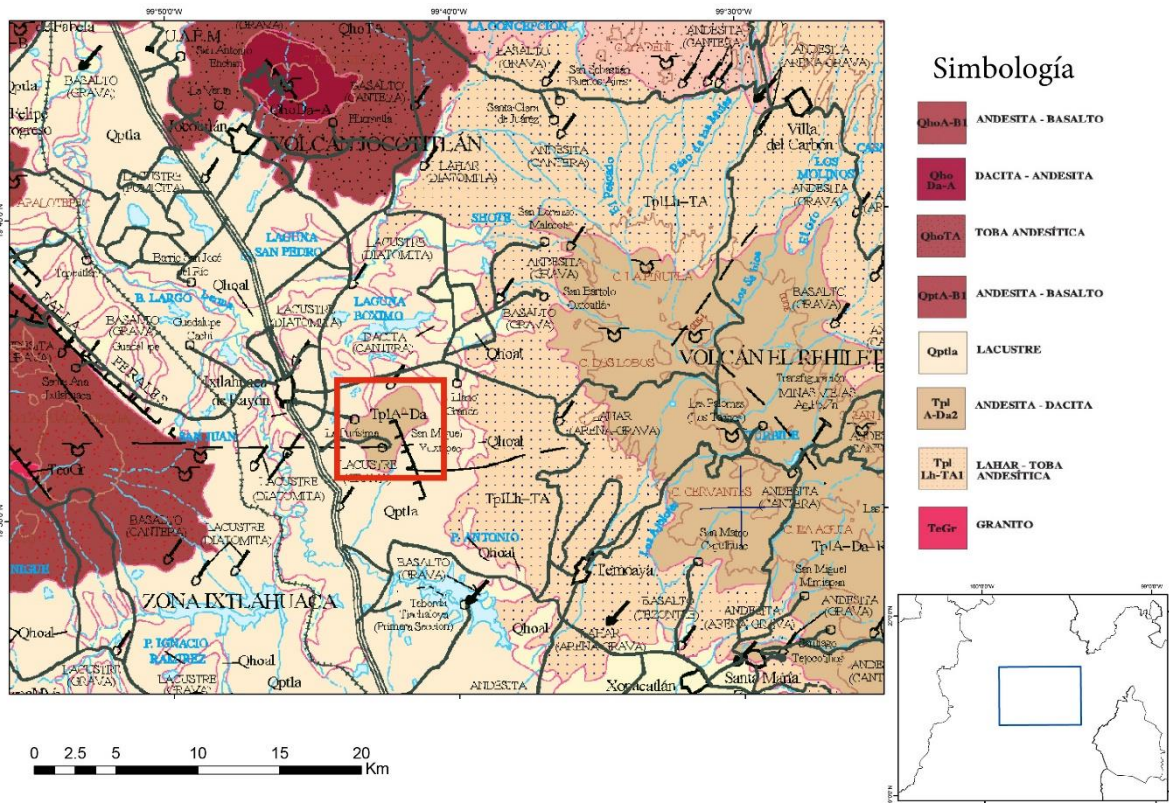


Figura 1.1 Mapa del SGM (tomado de la carta Ciudad de México E14-2), donde se muestra el CVT como parte de la SC. El área de estudio se ubica en el recuadro color rojo.

Actualmente, en diversas tesis, como la de Salinas-Sánchez (2013) y Colin-Rubio (2018) se hace una mención acerca de este campo volcánico como “Domos Ixtlahuaca” y “Domos Santuario” respectivamente. Por otra parte, Ángeles-Moreno et al. (2019) analizan la parte estructural de las fallas de Perales e Ixtlahuaca. En los tres casos existe una descripción general de las unidades que se encuentran en

el área, pero no se encuentran detalles de las estructuras del Campo Volcánico de Tepexpan.

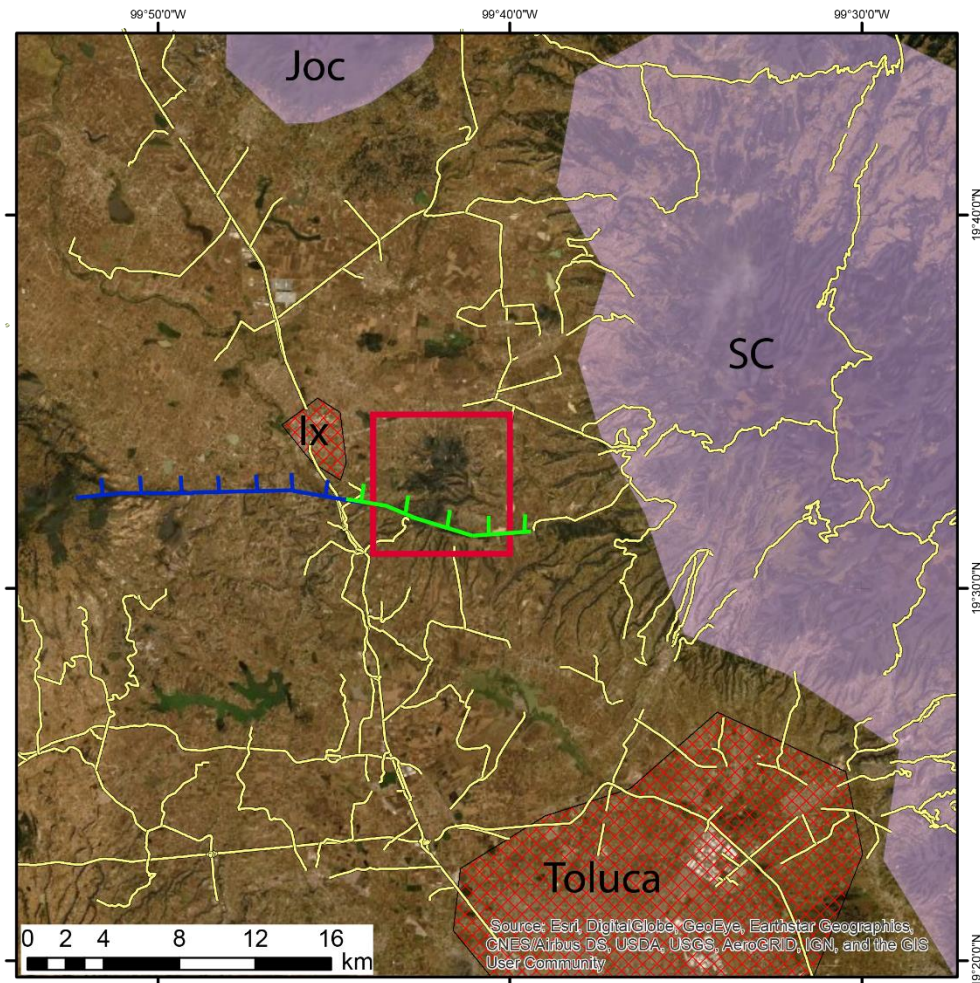
El grupo de petrología del Instituto de Geología encargado del estudio de las rocas silíceas e intermedias de la Sierra Madre del Sur ha realizado diversas investigaciones con el fin de entender la evolución de este tipo de rocas en el sur de México; sin embargo, actualmente ha mostrado interés en algunos focos de volcanismo silíceo de la Faja Volcánica Transmexicana. En este trabajo se presentan los resultados de la investigación geológica que se realizó en el Campo Volcánico de Tepexpan.

1.2 Campo Volcánico de Tepexpan (CVT)

El Campo Volcánico de Tepexpan se localiza (Fig. 1.2) a 25 km aproximadamente al norte de la ciudad de Toluca, el sureste de Ixtlahuaca de Rayón y al oeste de Jiquipilco, en el límite entre el valle de Toluca y el valle de Ixtlahuaca. Al norte del CVT se encuentra el volcán Jocotitlán, al oeste la Sierra de las Cruces, al este la falla Perales y dentro de la zona de estudio, se encuentra la falla Ixtlahuaca. El CVT está formado por 15 conductos volcánicos de pequeña escala que forman estructuras tipo domo (Fig. 1.3).

A pesar de no ser descrito detalladamente por ningún autor de los previamente mencionados, se han reconocido algunos aspectos generales de la estratigrafía del área y de algunas relaciones con los depósitos de otras estructuras aledañas.

Salinas-Sánchez (2013) realiza una descripción de solo tres de los domos, en la cual menciona dacitas hipocristalinas porfiríticas con cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico con una edad de 3 Ma obtenida por medio de K-Ar. Además, describe depósitos de bloques y ceniza en la parte inferior de estos domos. También realiza una descripción petrográfica donde presenta una asociación mineral de la siguiente manera $Pl+Bt+Hbl\pm Qz\pm Sa+Ox$ en una matriz de textura felsítica.



Simbología

-  Carreteras
-  Volcanes
-  Zona de estudio
-  Ciudades
-  Falla de Perales
-  Falla de Ixtlahuaca

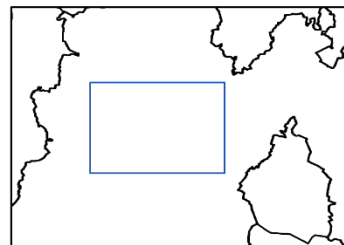


Figura 1.2 Mapa regional donde se observan las principales ciudades y estructuras volcánicas. CVT: Campo Volcánico de Tepexpan, J: Jocotitlán SC: Sierra de las Cruces, SM: Sierra Mazahua, VSA: Volcán San Antonio.

Colin-Rubio (2018) describe los mismos tres domos como andesitas porfíricas con fenocristales de hornblenda, plagioclasa y biotita además de mencionar depósitos de bloques y cenizas.

En los alrededores del área de estudio, Ángeles-Moreno et al. (2019) describe varias unidades informalmente entre las cuales se encuentran ignimbritas de composición silícica, derrames de andesitas y basaltos, flujos y oleadas piroclásticas, depósitos de caída, depósitos lacustres y depósitos sedimentarios fluviales.

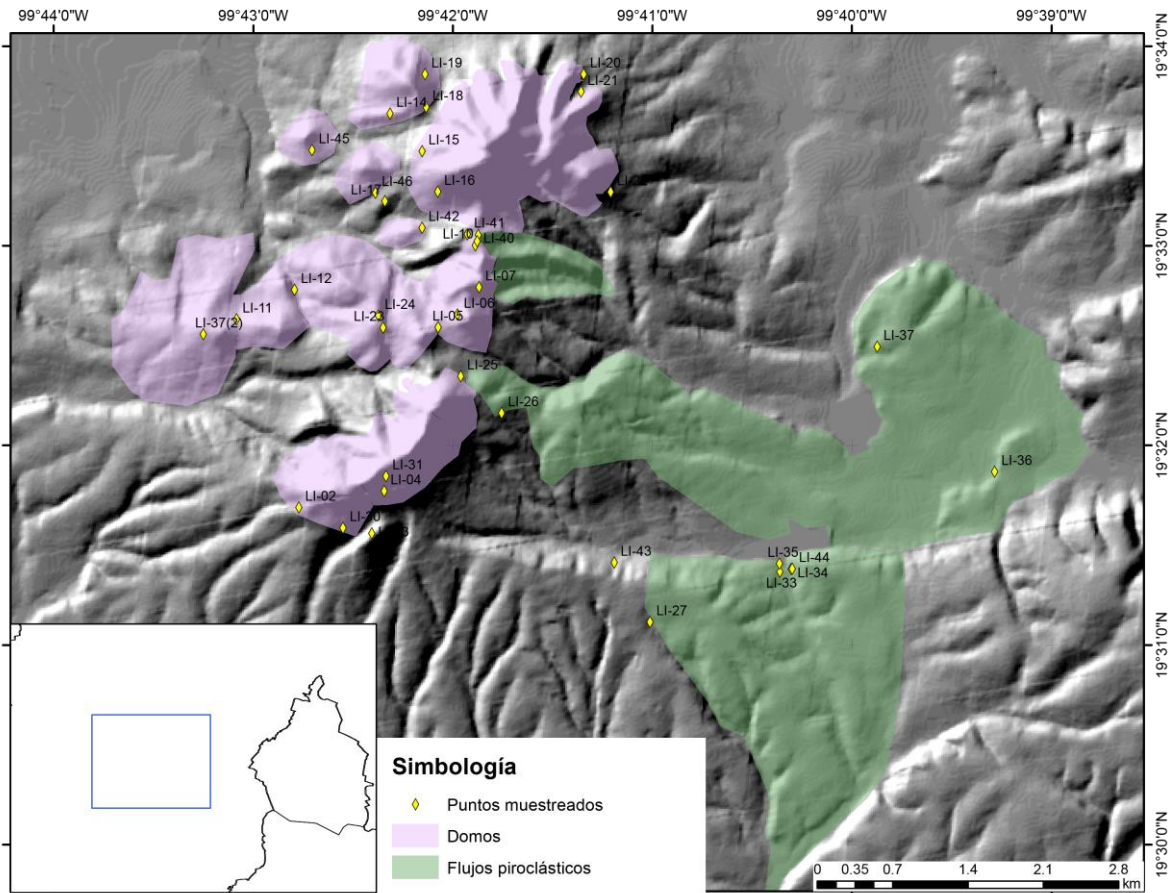


Figura 1.3 Mapa del CVT, en morado se encuentran los domos y en verde los flujos piroclásticos estudiados. Los puntos donde se obtuvieron muestras están representados por rombos de color amarillo.

1.3 Objetivos

El objetivo general del presente estudio fue reconocer las principales estructuras volcánicas del área de Tepexpan, sus cambios composicionales, su petrología y geoquímica, así como las relaciones estratigráficas de las diferentes unidades volcánicas y como fue el emplazamiento de estos cuerpos relacionados con la tectónica de la región.

Dentro de los objetivos particulares, se encuentran los siguientes:

- a) Identificar cada uno de los aparatos volcánicos y su distribución
- b) Identificar las características petrográficas de los diferentes miembros que componen el CVT
- c) Identificar las variaciones composicionales dentro del CVT
- d) Establecer los procesos que dieron lugar a la diversidad geoquímica y petrográfica dentro del CVT
- e) Determinar la edad del CVT
- f) Reconocer la posible relación de sus aparatos con estructuras tectónicas
- g) Reconocer los estilos eruptivos que pudo haber tenido el CVT durante su evolución

1.4 Metas

- a) Realizar petrografía de muestras representativas de cada centro volcánico
- b) Elaborar un mapa geológico
- c) Identificar, a través de análisis químicos, la variabilidad composicional geoquímica
- d) Aportar datos geoquímicos que ayuden a realizar una interpretación sobre la génesis de los magmas

1.5 Metodología general

Primero se realizaron observaciones del área de estudio mediante Google Earth con las cuales se generó, en ArcGIS, un mapa preliminar delimitando los aparatos volcánicos por su morfología. Posteriormente se llevaron a cabo observaciones estratigráficas, análisis de estructuras y descripciones petrográficas de campo. Se recolectaron muestras durante el trabajo de campo con las cuales se realizaron 21 láminas delgadas, 12 estudios de elementos mayores, 7 de elementos traza y se seleccionó una muestra para fechamiento por medio de K-Ar y Ar-Ar.

CAPÍTULO 2. Marco geológico

2.1 Basamento de la Región

De acuerdo con la clasificación de terrenos tectonoestratigráficos de Campa y Coney (1983) el sur de México comprende los terrenos Guerrero, Mixteco, Oaxaca, Juárez, y Maya (Fig. 2.1). Los primeros dos son de relevancia para este estudio debido a que en los límites inferidos del Terreno Guerrero y el Terreno Mixteco se encuentra el Campo Volcánico de Tepexpan. De acuerdo a Campa y Coney (1983) la plataforma de Guerrero Morelos pertenece al Terreno Mixteco, sin embargo, en la división estratigráfica de Sedlock et al. (1993) la mencionada plataforma es asignada al Terreno Guerrero. Debido a que en el área de estudio fue encontrado un xenolito, se hará referencia a los límites mencionados y los xenolitos que han sido encontrados cerca del área de estudio.

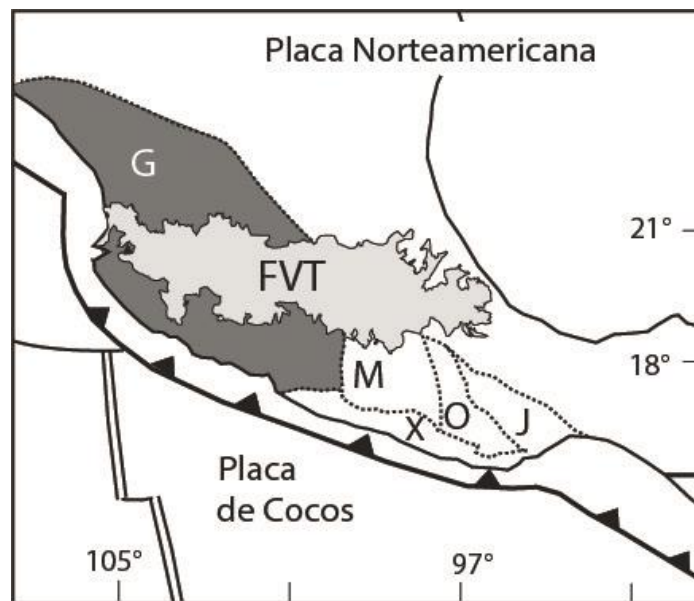


Figura 2.1 Mapa de terrenos que forman el basamento del sur de México. G: Terreno Guerrero; M: Terreno Mixteco; X: Terreno Xolapa; O: Terreno Oaxaca; J: Terreno Juárez; FVT: Faja Volcánica Transmexicana (Modificado de Martini et al. 2009).

En estudios más recientes como los realizados por Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (1997), Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000), Elías-Herrera et al. (2000), Centeno-García et al. (2008 y 2011) y Martini et al. (2009 y 2014) fue reconocido el

basamento que se encuentra debajo de los terrenos tectonoestratigráficos mencionados anteriormente. Para este estudio solo se consideró de relevancia el basamento (esquisto Tejupilco) de la zona donde posiblemente provenga el xenolito encontrado.

2.1.1 Esquisto Tejupilco

Esta unidad fue reportada por Talavera-Mendoza (1994), Elías-Herrera et al. (2000), Campa e Iriando (2004), Centeno-García et al. (2008) y Martini et al. (2009). Algunos de estos autores lo nombran como esquisto Taxco debido a que aflora en la región de Taxco-Tejupilco.

Esta suite metamórfica del Triásico Tardío-Jurásico Temprano es considerada basamento del terreno Arcelia (Elías-Herrera et al., 2000; Martini et al., 2009). Sin embargo, Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) consideran que esta suite es parte del terreno Teloloapan del Cretácico Temprano.

La suite metamórfica Tejupilco consiste de rocas metamórficas de facies de esquisto verdes expuestas en la región Tejupilco-Taxco. Estas rocas son en gran medida filita carbonácea, cuarcita, esquisto pelítico de sericita, esquisto verde (principalmente andesitas y dacitas metavolcanoclásticas), meta toba riolítica, y augen gneis milonítico de composición granítica. Tienen un espesor de más de 2000 m fuertemente deformado (Elías-Herrera et al., 2000).

2.1.2 Terreno Guerrero

El terreno Guerrero, también llamado superterreno Guerrero, constituye aproximadamente una tercera parte de México (Campa y Coney, 1983; Centeno-García et al., 2008). Está caracterizado por sucesiones sedimentarias y volcánicas submarinas y aéreas que van desde el Jurásico (Titoniano) al Cretácico medio (Cenomaniano) producto de arcos oceánicos y continentales (Centeno-García et al., 2008). Está formado por al menos cinco subterrenos: Tahue, Zihuatanejo, Guanajuato, Arcelia y Teloloapan (Fig. 2.2) (Talavera-Mendoza et al., 1995; Mendoza y Suastegui, 2000; Centeno-García et al., 2003; Centeno-García et al., 2005; Centeno-García et al., 2008).

En este trabajo solo serán mencionados los subterrenos Arcelia y Teloloapan por su relevancia dentro del mismo.

2.1.2.1 Subterreno Arcelia

Es un cinturón orientado norte-sur de aproximadamente 15 km de ancho y 250 km de largo (Talavera-Mendoza et al., 2007).

Está compuesto de lavas almohadilladas basálticas y cuerpos ultramáficos, pizarras y esquistos negros y turbiditas volcánicas; todas se encuentran deformadas y parcialmente metamorfoseadas (Ramírez-Espinoza et al., 1991; Talavera-Mendoza et al., 1995; Centeno-García et al., 2008). Está caracterizada por facies profundas marinas de arco primitivo o arco oceánico del Cretácico Temprano (Talavera-Mendoza et al., 1995; Mendoza y Suastegui, 2000; Centeno-García et al., 2008).

Para estas sucesiones se han reportado edades de Ar-Ar y K-Ar de 93.4-105 Ma (Dávila y Guerrero, 1990; Ramírez-Espinoza et al., 1991; Centeno-García et al., 2008). Dentro de este subterreno se encuentra una secuencia Arcelia-Palmar Chico.

2.1.2.1.1 Secuencia Arcelia-Palmar Chico

Se trata de una secuencia parautoctona volcánica-sedimentaria submarina; esta muestra deformación de media a moderada. Presenta metamorfismo no penetrativo de facies de prehnita-pumpelita. Incluye cumulos de máficos a ultramáficos del Albiano. Esta secuencia se encuentra sobre los remanentes de la erosión de la suite metamórfica Tejupilco (Elías-Herrera et al., 2000).

Esta secuencia fue dividida en dos partes por Elías-Herrera et al. (2000) de la siguiente manera:

Parte inferior: Consiste de calizas arcillosas, areniscas y conglomerados, argilita calcárea, lavas almohadilladas en cuerpos lenticulares, pizarra negra y sedimentos silícicos-radiolarios. La arenisca (litoarenita feldespática a arcosa lítica y grauvacas líticas) y conglomerados que contienen cuarzo policristalino, fragmentos de cuarzo, feldespato (plagioclasa, feldespato potásico perfitico, mirmequita), granos de mica y fragmentos de roca de pizarra carbonífera, filita, sericitica, esquistos, cuarcita, granito y rocas metavolcanicas (Elías-Herrera et al., 2000).

Parte superior: Está compuesta de lavas almohadilladas basálticas a andesíticas, brechas almohadilladas, hiloclastitas y sedimentos. En la parte superior se encuentran intercalados lentes de calizas arrecifales fosilíferas. Con los datos paleontológicos se determinó una edad del Albiano- Cenomaniano (Elías-Herrera et al., 2000).

2.1.2.2 Terreno Teloloapan

Este terreno está formado por sucesiones volcano-sedimentarias que se distribuyen en una franja de 100 km de ancho y 300 km de largo que representa la parte más al este del Terreno Guerrero (Talavera-Mendoza et al., 2007).

El terreno Teloloapan consiste en dos regiones distintas: la región este, está caracterizada por flujos de lava y lavas almohadilladas de composición basáltica a andesítica, brechas volcánicas y flujos piroclásticos (Talavera-Mendoza et al., 1995; Centeno-García et al., 2008). Estos depósitos están intercalados con areniscas epiclásticas y conglomerados depositados en aguas someras (Guerrero-Suastegui et al., 1991; Guerrero-Suastegui, 2004; Centeno-García et al., 2008).

En la región oeste se encuentran flujos de lava basáltica, andesítica y félsicas depositados en aguas profundas; estos depósitos tienen un contacto transicional con una delgada secuencia de areniscas y esquistos volcánicos y en algunas localidades estar intercalados con caliza negra finamente laminada altamente tectonizada (Campa y Ramírez, 1979; Guerrero-Suastegui, 2004; Centeno-García et al., 2008).

Ambos son conjuntos de arco marino con variación de andesita basáltica a escaso dacita-riolita (Talavera-Mendoza et al., 1995; Centeno-García et al., 2008). Contienen microfósiles (radiolarios y cocolitos) gasterópodos y bivalvos del Hauteriviano al Aptiano y estas rocas cambian transicionalmente a carbonatos de arco de islas del Aptiano-Albiano (Guerrero-Suastegui et al., 1991; Ramírez-Espinoza et al., 1991; Talavera-Mendoza et al., 1995; Centeno-García et al., 2008).

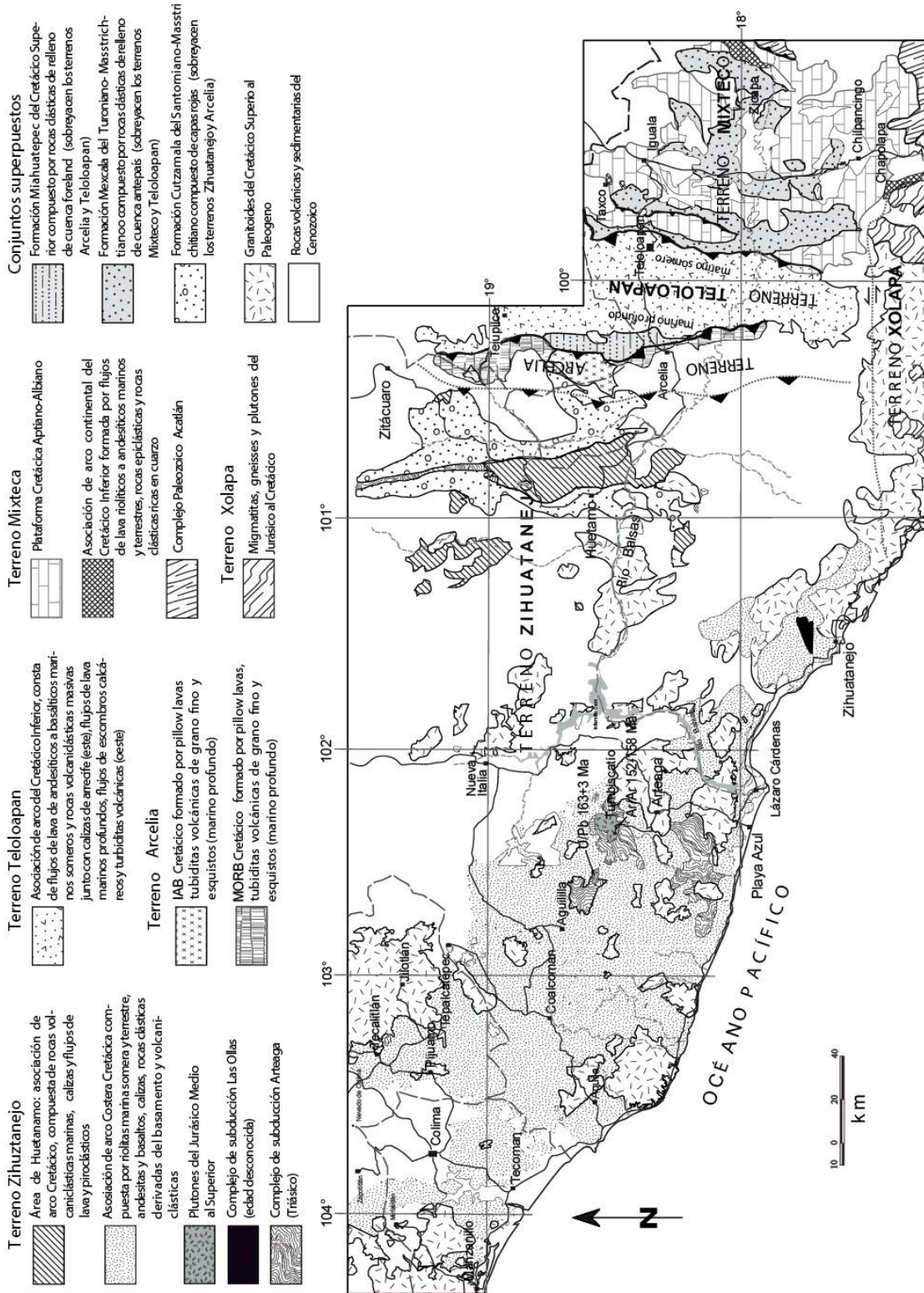


Figura 2.2 Mapa geológico del basamento del suroeste de México, con la geología simplificada de los terrenos Mixteca, Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo (Modificado de Centeno-García et al. 2008).

Este terreno está altamente deformado y metamorfoseado a facies de alto grado de esquisto verde (Centeno-García et al., 2008). Se han reportado edades de lavas félsicas de U-Pb con edades de 137.4 a 145.9 Ma correspondientes al Titoniano-Hauteriviano (Mortensen et al., 2003; Centeno-García et al., 2008).

2.1.3 Plataforma Guerrero-Morelos

Está representada por más de 800 m de calizas y evaporitas de aguas someras del Albiano-Cenomaniano, la cual está cubierta por sedimentos pelágicos, calizas de mar abierto y rocas clásticas terrígenas. El evento compresional de inicios del Cenozoico produce fallas y pliegues con orientación N-S en estas rocas, con fallas normales NE-SW por la deformación extensional (Hernández-Romano et al., 1997). Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) y García-Palomo et al. (2002) reportan en la Cuenca de México y Toluca una secuencia calcárea sedimentaria depositada durante el Cretácico. Esta secuencia incluye calizas masivas con lentes de color negro, capas de yeso, grauvaca interestratificada con limolita y lutita intrusionado por diques graníticos o granodioríticos de 50 ± 10 Ma.

2.1.4 Xenolitos

Existen diversos xenolitos que han sido encontrados cercanos al área de estudio de los cuales se describen algunas de sus características a continuación. Los xenolitos incluyen rocas metamórficas de bajo y alto grado y parecen representar tanto a las sucesiones mesozoicas de la región como un probable basamento del Proterozoico.

2.1.4.1 Xenolitos del Picacho de Pepechuca en la Sierra de la Goleta

El xenolito se encuentra en el campo volcánico que se ubica en la región de Tejupilco-La Goleta. El campo volcánico consiste en al menos 200 km^3 de depósitos piroclásticos de riolita y flujos rio-dacíticos del Paleógeno (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011).

La zona donde se encuentra el xenolito de gneis granulítico es en el Picacho de Pepechuca en el borde norte del campo volcánico la Goleta que se localiza a 15 km al SE de Tejupilco y tiene un contacto intrusivo con esquistos de pelita y sericita de

la parte superior de la suite metamórfica Tejupilco; no se observa una aureola metamórfica (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997).

Se tiene presente un xenolito metapelítico de alto grado con otros tipos de xenolitos como rocas graníticas, pizarras, filitas, cuarcitas, margas, mármol de epidota y fragmentos meta volcánicos deformados o no deformados (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997).

Los xenolitos pelíticos de alto grado tienen formas irregulares que va desde 1 a 10 cm con una estructura gnéisica bien desarrollada con capas félsicas alternadas (2-10 mm de espesor) separadas por bandas discontinuas ricas en biotita (1-3 mm de espesor) (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997).

Su mineralogía consiste en cuarzo, feldespato potásico (ortoclasa, perita en algunos mega cristales), plagioclasa (antiperita en mega cristales), biotita, sillimanita, cordierita, minerales opacos, apatito, espinela, corindón, rutilo y topacio. Estos minerales se encuentran en un complejo arreglo textural granoblástico y grano-lepidoblásticos o nematoblástico (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997).

Estos xenolitos corresponden a un metamorfismo regional del alto grado con una presión de 3 a 5 kb y una temperatura entre 730-760°C; se trata de un xenolito que probablemente provenga de un basamento Precámbrico en esta región (Ortega-Gutiérrez et al., 2012).

2.1.4.2 Xenolito de la Caldera de Amealco

Se ha reportado el hallazgo de un xenolito cuarzo feldespático con facies granulíticas encontrado dentro de la brecha lítica co-ignimbrítica de la toba Amealco en la parte noroeste del anillo de la Caldera de Amealco (Aguirre-Díaz et al., 2002).

El xenolito es un clasto elíptico de 10 cm de longitud de grano medio, no se tienen bandas o plegamiento. Los minerales forman un mosaico equigranular con vidrio intergranular; contiene plagioclasa, cuarzo, ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales accesorios como ilmenita, apatito y circón. Estos cristales son anhedrales y en algunos de ellos se tiene una triple unión (Aguirre-Díaz et al., 2002).

Aguirre-Díaz et al. (2002) realiza análisis en inclusiones fluidas con condiciones de equilibrio resultantes de presión menores a 3.2 kbar y temperatura entre 800-900°C, ambas representarían una profundidad menor de 10 km por lo que el xenolito encontrado pertenece de niveles de medios a superiores en la corteza. Este xenolito tiene una edad de 683 Ma obtenida por medio de Sm-Nd y Rb-Sr correspondiente al Precámbrico.

2.1.4.3 Xenolitos del Nevado de Toluca y Campo Volcánico Tenango

El xenolito se encuentra en el depósito de caída de pómez denominado Pómez Toluca Inferior proveniente del Nevado de Toluca cuenta con 20% de líticos metamórficos e ígneos derivados del basamento local. Los xenolitos metamórficos varían entre 0.5 y 1.5 cm de diámetro y fueron clasificados en dos tipos: esquistos verdes meta ígneos de bajo grado con clorita, epidota, plagioclasa, con algunos fragmentos de filita y gneis de alto grado y algunos esquistos meta sedimentarios. Estos xenolitos se asumen pertenecen al Terreno Guerrero del Cretácico Superior (Martínez-Serrano et al., 2004).

2.1.4.4 Xenolitos de Chalcatzingo

Estos xenolitos se encuentran en un campo volcánico localizado en Morelos, que consta de tres domos con una orientación al N-S a lo largo de una distancia de 8 km. El cuerpo principal que rodea los xenolitos es subvolcánico trondhjemítico de aproximadamente 200 m de altura que muestra evidencia de inyecciones de diques (Ortega-Gutiérrez et al., 2012).

Los xenolitos son diversos y abundantes, varían de 1 a 40 cm de diámetro. Se identificaron cuarcitas, granitoides, cuarcita de granate, gneis granulítico de biotita bandeado, clinopiroxenitas, granulita granatífera, gneis gabrónico, gneis gabrónico con granates y blastomilonita de granate y biotita (Ortega-Gutiérrez et al., 2012).

Estos xenolitos son divididos en dos categorías: xenolitos meta pelíticos los cuales, debido a su texturas y minerales, revelan eventos poli metamórficos que generan una facies granulítica de alta presión con granate, sillimanita, ortopiroxeno seguido de una descompresión y reajustamiento. Además, se reconoció el efecto de

procesos de fusión parcial a facies de granulita de baja presión con sillimanita, cordierita, espinela y menor ortopiroxeno. También se identificaron xenolitos ortogneísicos e ígneos máficos foliados que exhiben texturas ígneas relictas; algunos ortogneises contienen abundante anfíbol de facies de anfíbolita con la asociación mineral Opx-Cpx-Hbl-Pl-óxidos de Fe-Ti y menor biotita (Ortega-Gutiérrez et al., 2012).

Estas rocas varían en una presión de 6 a 11 kbar y temperaturas menores a 800°C, y se considera un xenolito Proterozoico de la corteza continental (Ortega-Gutiérrez et al., 2012).

2.1.4.5 Xenolitos de Coxcatlán

Los xenolitos se encuentran en el Plutón de Coxcatlán, que se localiza en el poblado del mismo nombre, se encuentra dentro del domo estructural regional en la caldera de Tilzapotla con composición monzogranítica (De León-García, 2018).

Los xenolitos tienen un tamaño de entre 2 y 2.5 cm de forma irregular con facies de grano grueso rico en anfíbol. Fueron identificados tres tipos: fragmentos metapelíticos, esquistos de biotita y granito. El fragmento metapelítico presenta una textura xenoblástica con una paragénesis de Sil-Hc-Crn-Bt mientras que el esquistos de biotita está formado por Bt-Qz-Fk-Pl-Zr-Qz con foliación continua de biotita con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. El xenolito de composición granítica presenta una textura inequigranular alotrimórfica con Pl-Or-Qz-Bt-Zr (De León-García, 2018).

2.2 Faja Volcánica Transmexicana

La faja volcánica Transmexicana (FVT) es un arco volcánico producto de la subducción de las placas Rivera y Cocos bajo la placa Norteamérica a lo largo de la trinchera de Acapulco (Ferrari, 2000; Ferrari et al., 2012 y referencia incluidas). Está constituido por cerca de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos; se extiende los estados de Nayarit y Jalisco en la costa del Pacífico

Mexicano a la costa del Golfo de México en Veracruz (Demant, 1978; Gómez-Tuena et al., 2007).

La FVT tiene una longitud aproximada de 1000 km y un ancho irregular que varía entre 80 y 250 km (Gómez-Tuena et al., 2007). Ha sido dividida frecuentemente en tres sectores con base en su geología y características tectónicas; el sector occidental se encuentra limitado al este por el rift de Colima, el volcanismo en esta zona es bimodal por lo que se encuentran estratovolcanes, complejos domos dacítico-riolíticos y centros monogenéticos basáltico-andesíticos (Fig. 2.3) (Ferrari, 2000, Gómez-Tuena et al., 2005).

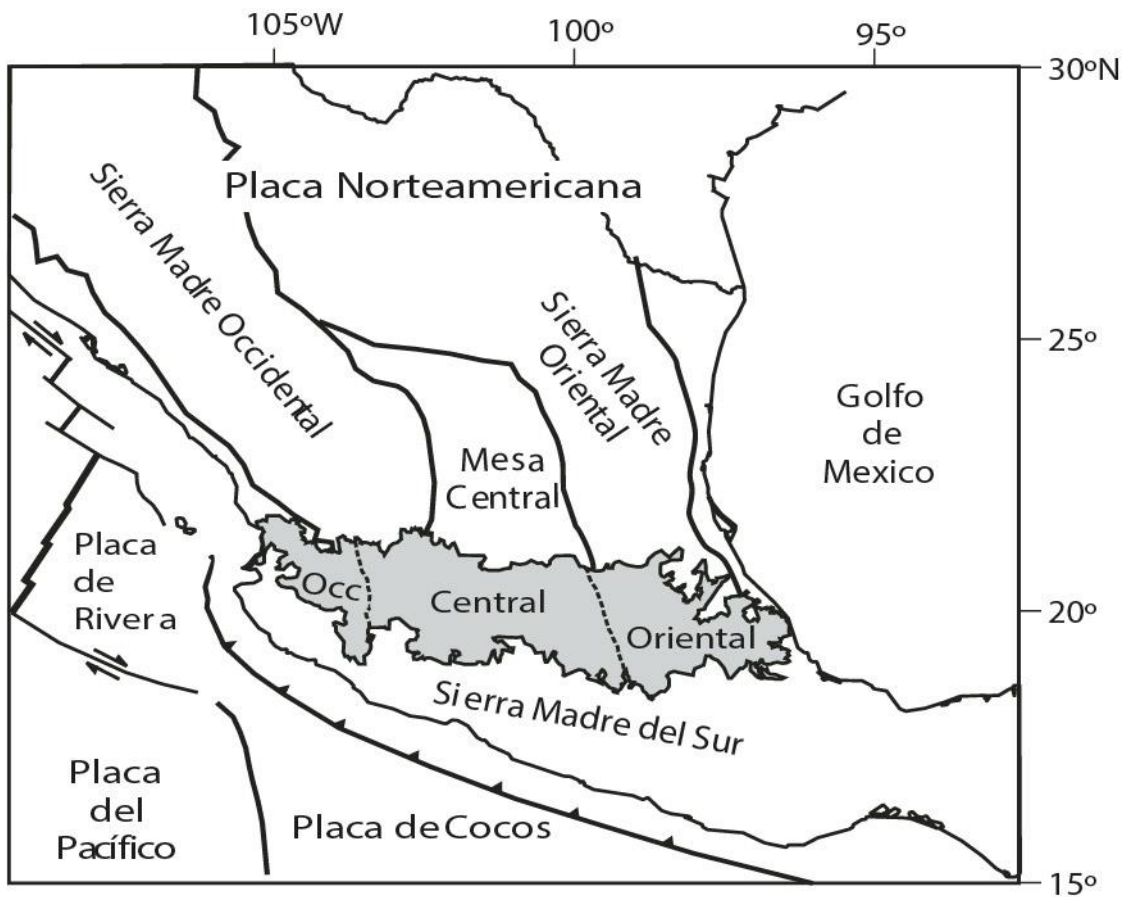


Figura 2.3 Provincias fisiográficas de México, ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (gris) con las divisiones mencionadas (Modificado de Gómez-Tuena et al. 2007).

El sector central se encuentra entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y se caracteriza por centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltico o basáltico-andesítico (Ferrari, 2000; Ferrari et al., 2012). El sector oriental está limitado al este por el sistema de fallas Taxco-Querétaro y se caracteriza por grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición de andesítica a riolítica (Ferrari, 2000; Ferrari et al., 2012).

La FVTM no se encuentra a una distancia constante de la trinchera de Acapulco; el sector occidental es paralelo a la trinchera mientras que los sectores oriental y central tienden a alejarse de ella. El frente volcánico tiene un ángulo de aproximadamente de 15° con respecto a la trinchera (Demant, 1978; Ferrari, 2000; Ferrari et al., 2012).

Dentro de la parte oriental se encuentran los valles de Toluca e Ixtlahuaca, donde se presentan estructuras volcánicas caracterizadas por volcanismo intermedio y silícico ocurrido en dos periodos eruptivos, uno en el Plioceno y otro en el Cuaternario (Fig. 2.4).

2.3 Nevado de Toluca

Se trata de un estratovolcán andesítico-dacítico del Plioceno-Holoceno con una actividad reciente diversa; las primeras emisiones andesítico-dacíticas ocurrieron hace 2.6 Ma. Entre 1.2 Ma y 42,000 años se tienen depósitos de lahares asociados con colapsos del edificio volcánico (García-Palomo et al., 2002).

Hace 42,000 años la actividad explosiva produce una gruesa secuencia de flujos piroclásticos de pómez color rosa y blanco, los cuales están cubiertos por bloques y cenizas fechados en 37,000 años (Macías, 2005). Existen al menos cinco depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas con edades de 37, 32, 38, 26 y 14 Ka respectivamente (García-Palomo et al., 2002).

Posteriormente dos erupciones plinianas producen los depósitos denominados: Pómez Toluca Inferior y Superior (Macías, 2005). La Pómez Toluca Superior se depositó por una erupción compleja que tuvo cuatro columnas plinianas donde las

últimas tres fueron interrumpidas por explosiones hidromagmáticas que generaron oleadas piroclásticas y flujos piroclásticos de pómez (Macías, 2005).

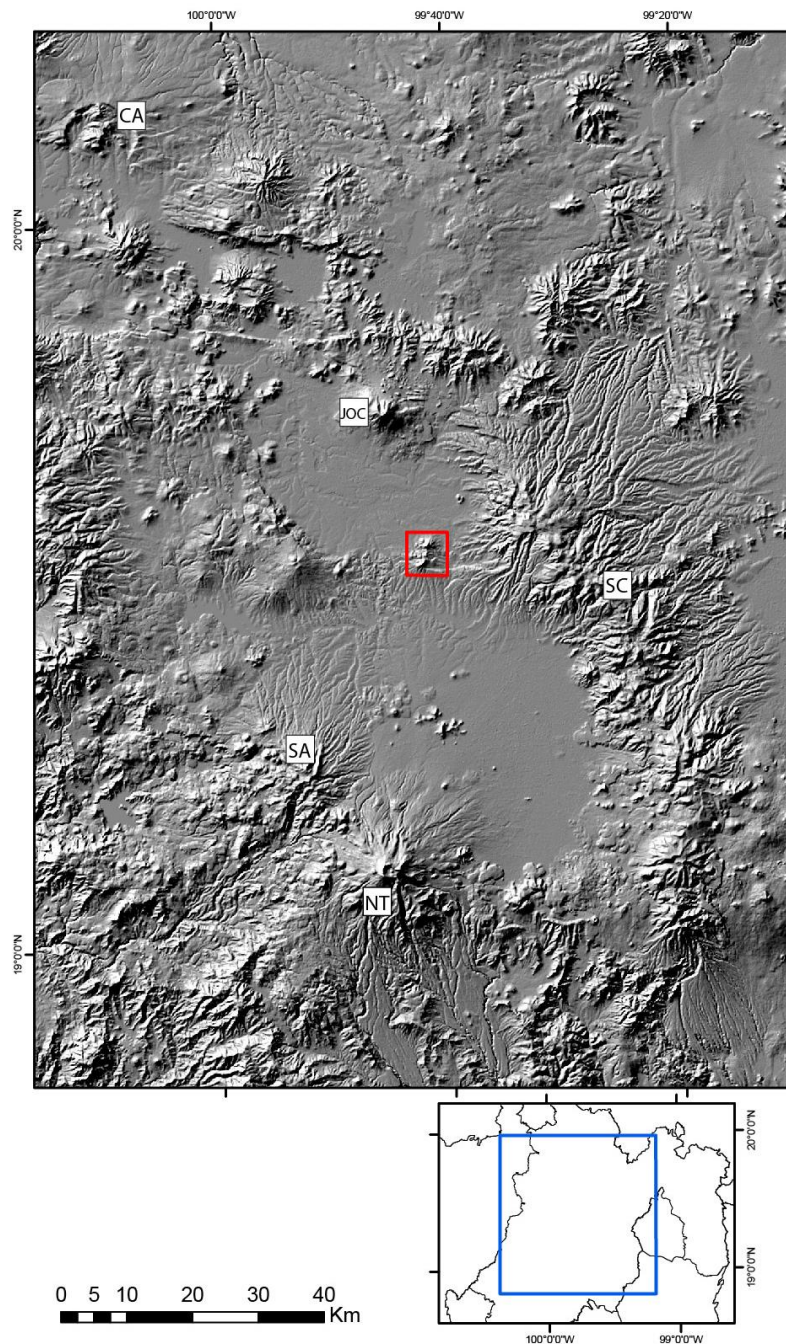


Figura 2.4 Principales estructuras volcánicas cercanas al área de estudio. CA=Caldera de Amealco, JOC=Jocotitlán, SC= Sierra de las Cruces, SA=Volcán San Antonio, NT=Nevado de Toluca. En el recuadro rojo se ubica la zona de estudio

Fue fechada mediante carbono 14 por Arce et al. (2003) con una edad de 10, 5000 años; mientras que la Pómez Toluca Inferior fue fechada por Capra et al. (2006) en 21, 700 años.

El volcanismo ha sido controlado por tres sistemas de fallas activas desde el Mioceno, los cuales son del más viejo al joven: el sistema Taxco-Querétaro (NNW-SSE), el sistema San Antonio (NE-SW) y el sistema Tenango (E-W) (García-Palomo et al., 2002).

2.4 Volcán San Antonio

Es una estructura volcánica que se encuentra al noreste del Nevado de Toluca, la cual tiene un cráter truncado abierto al NE (García-Palomo et al., 2002). Sánchez Rubio (1984) nombra a la secuencia volcánica San Antonio la cual engloba todos los depósitos de este volcán. Se fecho por K-Ar en 3 ± 0.2 Ma considerándolo dentro del Mioceno medio (García-Palomo et al., 2002).

El edificio está compuesto por secuencias delgadas de flujos de lava andesítica porfírica con plagioclasa+hornblenda y en menor cantidad biotita+augita+olivino o enstatita, en una matriz hialopílica con pequeños cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe (Sánchez-Rubio, 1984)

Estos depósitos están cubiertos por materiales piroclásticos que consisten en una capa delgada de depósitos de caída ricos en pómez que se encuentran por encima de depósitos de flujo y de oleadas piroclásticas; también se tienen secuencias de bloques y cenizas en el flanco norte del volcán (García-Palomo et al., 2002).

2.5 Caldera de Amealco

La caldera de Amealco es un centro volcánico de aproximadamente 11 km de diámetro y es una de las cinco calderas más grandes que ocurren en esta provincia volcánica (Aguirre-Díaz, 1996).

Aguirre-Díaz (1996) describe la estratigrafía de la región identificando las unidades pre-cladera, las pertenecientes a la caldera y post-caldera; donde se obtuvo su distribución y volumen emitido de cada unidad.

Dentro de las unidades de la caldera se encuentran la Toba Amealco la cual se trata de una secuencia piroclástica que incluye tres ignimbritas que muestran una mezcla de fragmentos de pómez y matriz vítrea con composiciones de andesita a riolita fechadas en 4.7 Ma (Aguirre-Díaz, 2001). La pómez Ladrillo es posterior a la Toba Amealco, y tiene un volumen de 2.4 km³. La Andesita Amealco y la Dacita Campana son domos emplazados en una fractura anular hace 4.3 Ma. La riolita la Cruz que consiste en cinco domos dentro de la caldera emplazados hace 3.9 Ma. La Andesita Santa Rosa que incluye cinco domos emplazados hace 3.7 Ma (Aguirre-Díaz, 1996).

El conjunto de minerales de los productos de la caldera de Amealco son plagioclasas+hiperstena+augita+titanomagnetita+ilmenita±olivino±apatito±circón. Los domos riolíticos raramente contienen un poco de hornblenda y biotita (Aguirre-Díaz, 1996).

2.6 Jocotitlán

Se trata de un volcán compuesto aislado en el cual estructuras en forma de domo le dan una elongación asimétrica E-W. El edificio está compuesto de flujos de lava dacíticos (Siebe et al., 1992).

Durante el Pleistoceno medio y tardío (≥ 0.6 Ma) inicia el desarrollo del Jocotitlán. En este periodo tuvo al menos una erupción pliniana conocida como "Pómez Amarilla" y una avalancha de escombros. Posteriormente se construye un nuevo edificio a partir de la emisión de flujos de lava andesíticas que terminó con una erupción freatoplíniana que produce una secuencia piroclástica denominada "Pómez Gris-Blanca", la cual consiste en un depósito de caída fina seguida de oleadas piroclásticas húmedas y secas (27.2 K). Conforme se asciende estratigráficamente en el depósito se observa un incremento en el tamaño de los minerales (Plg+Opx+Cpx±Hbl±Ox) y en la pómez (Salinas-Sánchez, 2013).

A partir de esta erupción se forma un amplio cráter en la cima que es rellenando por un domo dacítico que produjo a partir del colapso de la parte norte el depósito de avalanchas de escombros, oleadas y flujos piroclásticos y de bloques y cenizas (10 Ka). Otro evento significativo es el depósito de caída denominado “Pómez Café” que se produjo hace 700 años (Salinas-Sánchez, 2013).

2.7 Sierra de las Cruces

La Sierra de las Cruces es un rasgo volcánico mayor elongado con una longitud de 110 km y ancho de 47 km en el norte y 27 km en el sur, el cual se extiende NNW-SSE y constituye el borde oriental del valle de Toluca (Velasco-Tapia et al., 2013) y separa al este de la Cuenca de México. García Palomo et al. (2008) divide la SC en tres sectores: norte, central y sur, todos ellos contenidos por fallas E-W, los cuales presentan diferencia de altitud, pendiente entre otros.

Incluye 8 estratovolcanes superpuestos cuyos nombres de sur a norte son: Zempoala, La Corona, San Miguel (0.68-1.79 Ma), Salazar, Chimalpa (2.8-3.04), Iturbide (38,590 años-2.9 Ma), La Bufa y La Catedral (3.71 Ma) (Fig. 2.5) (García-Palomo et al., 2008). Estos edificios han tenido actividad de episodios explosivos y efusivos alternados los cuales fueron afectados por fallas (Velasco-Tapia et al., 2013). Se han reportado tres sistemas de fallas principales: N-S, NE-SW y E-W (García-Palomo et al., 2008).

El bloque norte está constituido por los volcanes La Bufa, Rehilete, Iturbide y la Catedral que en conjunto con otras estructuras presentan una orientación N40°W. Se encuentran presentes: rocas piroclásticas y volcanoclásticas provenientes del volcán Iturbide, una estructura colapsada cortada por fallas NW-SE de la caldera Atizapán, afloran derrames de lava y rocas piroclásticas del volcán La Catedral. Está emplazado el domo La Bufa y abanicos piroclásticos provenientes de este. El límite de este bloque con el centro es un complejo arreglo de fallas E-W entre las que se encuentra la falla Ixtlahuaca (García-Palomo et al., 2008).

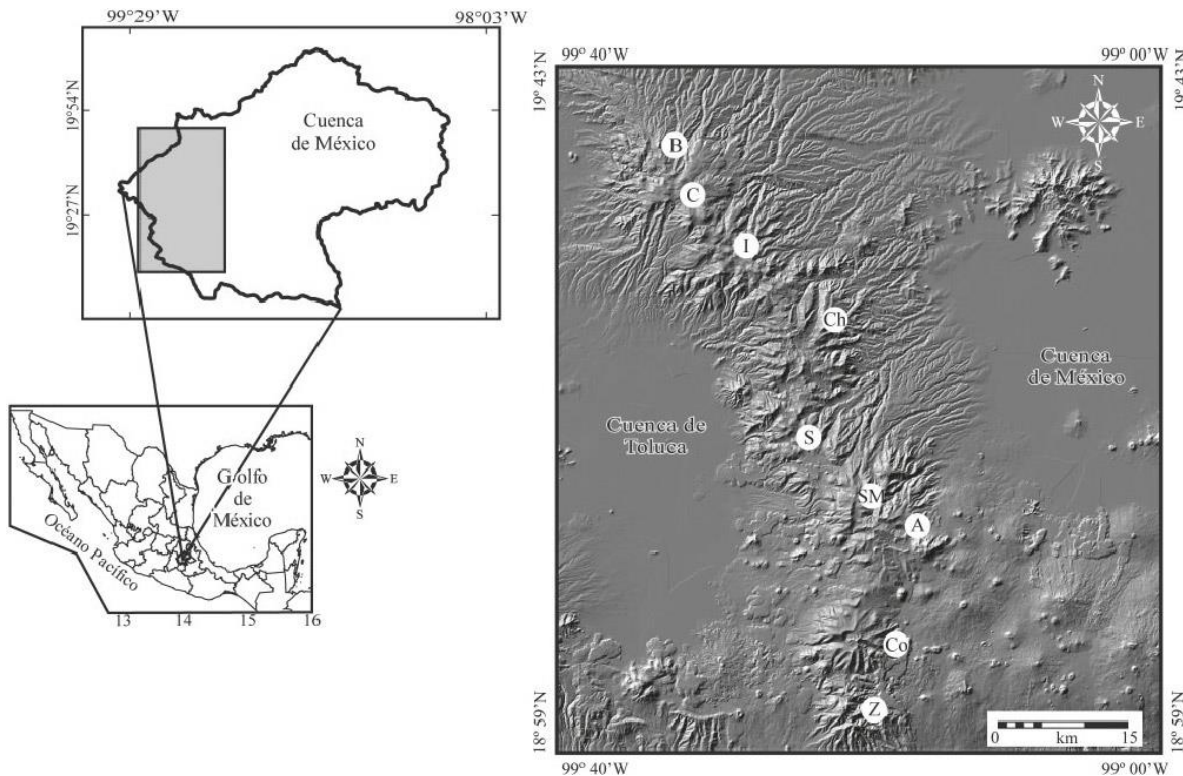


Figura 2.5 Mapa de la Sierra de las Cruces donde los círculos blancos indican la localización de los volcanes. A: Ajusco, B: La Bufa, C: La Catedral, Ch: Chimalpa, Co: La Corona, I: Iturbide, SM: San Miguel, S: Salazar, Z: Zempoala (Modificado de García-Palomo et al. 2008).

El bloque central presenta una orientación principal $N15^{\circ}W$, y muestra un hundimiento con respecto a los otros bloques, la integran los volcanes Chimalpa, Salazar y parte del San Miguel. En él se tiene zonas de fallas normales al oeste del volcán La Catedral además de flujos de lava y piroclásticos de los volcanes Salazar y Chimalpa, así como estructuras volcánicas menores y fallas (García-Palomo et al., 2008).

En el bloque sur se encuentran los volcanes La Corona, Zempoala y el complejo volcánico San Miguel, los cuales presentan una alineación N-S. En este bloque se encuentran diversos depósitos de campo volcánico Chichinautzin (García-Palomo et al., 2008).

Los depósitos de la SC están agrupados como la “Formación las Cruces” definido por Schlaepfer (1968) y descrito por Sánchez-Rubio (1984); sin embargo, el nombre

de las unidades y una descripción más detallada fue dada por Delgado-Granados y Martin del Pozzo (1993) donde identifican dos unidades:

- “Brecha Piroclástica Cantimplora compuesta de lahares y bloques y cenizas. El depósito de bloques y cenizas consta de una brecha piroclástica soldada que incluye fragmentos de lapilli y bloques subangulares a subredondeados (<1 m) de composición dacítica. Los fragmentos de lapilli muestran cristales de $Pl+Px+Hbd+Qz$; estos bloques están envueltos en una matriz fina de arena gris con abundantes fragmentos de líticos (30% volumen). Mientras que los lahares están unconsolidados, compuestos de bloques angulares a subangulares de 20 a 30 cm la mayoría de ellos de composición dacítica porfídicas de color gris claro en una matriz de fragmentos líticos (dacíticos) mezcladas con arcillas; tiene un espesor total de 150 m.”
- “Lava Dacítica Apilulco compuesta por varios flujos dacíticos con fenocristales de plagioclasa zoneada, hornblenda e hiperstena en una matriz microcristalina de plagioclasa, apatito y minerales opacos (titano-magnetita, hematita, magnetita e ilmenita), presentan una foliación primaria con un espesor mayor de 400 m.”

Velasco-Tapia et al. (2013) realiza descripciones petrográficas de diversas muestras dentro de la SC donde encontraron tres grupos mineralógicos:

- “Rocas félsicas con composición dacítica: incluyen muestras que tienen texturas porfíricas o porfíricas vesiculares con diferentes asociaciones minerales como $Pl+Qz+Amp$, $Pl+Amp$, $Opx+Pl+Amp$, $Opx+Cpx+Pl$. Los fenocristales se encuentran de euhedrales a subhedrales en una matriz esencialmente vítrea con microlitos de piroxeno y plagioclasa.”
- “Rocas intermedias y félsicas (andesita a dacita) con evidencias de desequilibrio: estas lavas son porfídicas con dirección de flujo y en algunos casos con vesículas, los fenocristales se encuentran rodeados por una matriz microlítica constituida por plagioclasa y anfíbol sin embargo algunas rocas presentan una matriz vítrea o traquítica. Dentro de las asociaciones

minerales se encuentran $Ol+Pl\pm Amp\pm Opx\pm Qz$, $Pl+Opx\pm Cpx\pm Qz$, $Pl+Amp+Qz$, $Pl+Amp+Qz\pm Opx\pm Cpx$, $Pl+Amp+Opx\pm Cpx$.”

- “Enclaves magmáticos: tienen una textura porfirítica con plagioclasas, ortopiroxeno, anfíbol y cuarzo como fenocristales en una matriz compuesta de plagioclasa acicular y minerales opacos accesorios.”

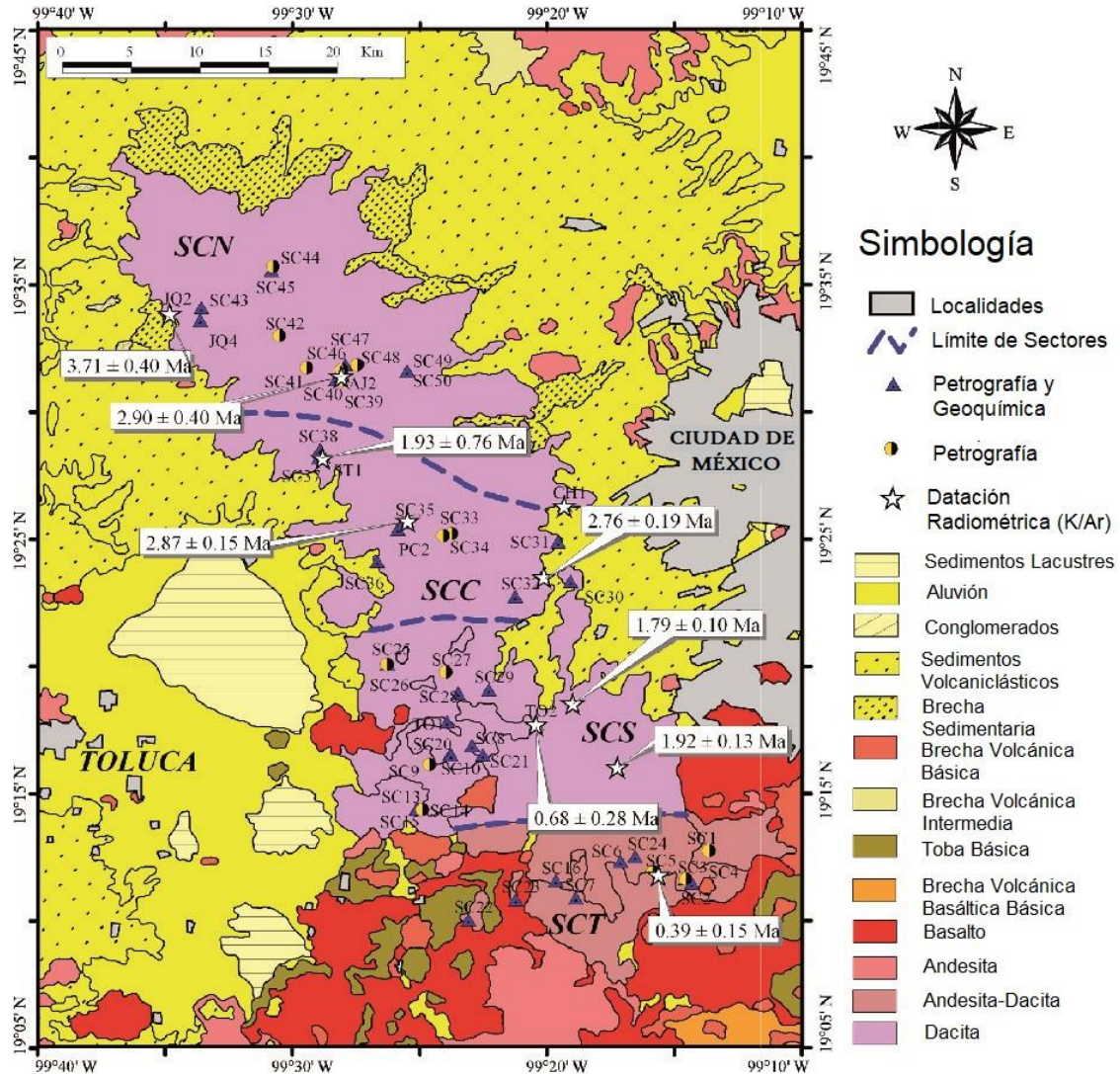


Figura 2.6 Mapa de la SC donde se muestran los diversos fechamientos que se tienen en la región (Modificado de Velasco-Tapia et al., 2013)

Existen diversos fechamientos dentro del área como los realizados por Mooser et al. (1974), Mora-Álvarez et al. (1991), Osete et al. (2000), Aguirre-Díaz et al. (2006) en los cuales se ha establecido un rango de edades entre 3.71 ± 0.4 Ma y 0.39 ± 0.16 Ma. Aunque se han definido edades del Mioceno, la actividad principal ocurrió en el Plioceno tardío-Pleistoceno (Fig. 2.6) (García-Palomo et al., 2008).

En el trabajo realizado por Osete et al. (2000) se infiere que el volcanismo en la Sierra de las Cruces ha migrado hacia el sureste un rango de 16 cm/a entre 3.6 y 1.9 Ma ya que la edad más vieja se presenta en el norte y el más joven en el sur.

Velasco-Tapia et al. (2013) propone un modelo en el cual la mezcla de magmas era uno de los procesos más significativos para la evolución de la SC debido a diversas características de desequilibrio presentes en las dacitas lo cual implica procesos de evolución magmática en un periodo de 3.6 a 0.4 Ma.

2.8 Marco Estratigráfico Regional

La estratigrafía de los valles de Toluca e Ixtlahuaca es compleja debido a el número de estructuras volcánicas presentes en el área, sin embargo, se han integrado una columna regional desde el basamento inferido hasta los depósitos más recientes por Salinas-Sánchez (2013) a partir de observaciones en el valle de Ixtlahuaca y referencias del basamento en localidades relativamente cercanas (Fig. 2.7). Se tiene una secuencia Pre-Cenozoica (la cual incluyen rocas Mesozoicas y Paleozoicas), los afloramientos reportados de esta se encuentran dispersos entre el estado de Michoacán y el Estado de México, donde las más cercanas se ubican cerca del Nevado de Toluca y la Caldera Mazahua. Sobre la secuencia Pre-Cenozoica se encuentran sucesiones del Cenozoico.

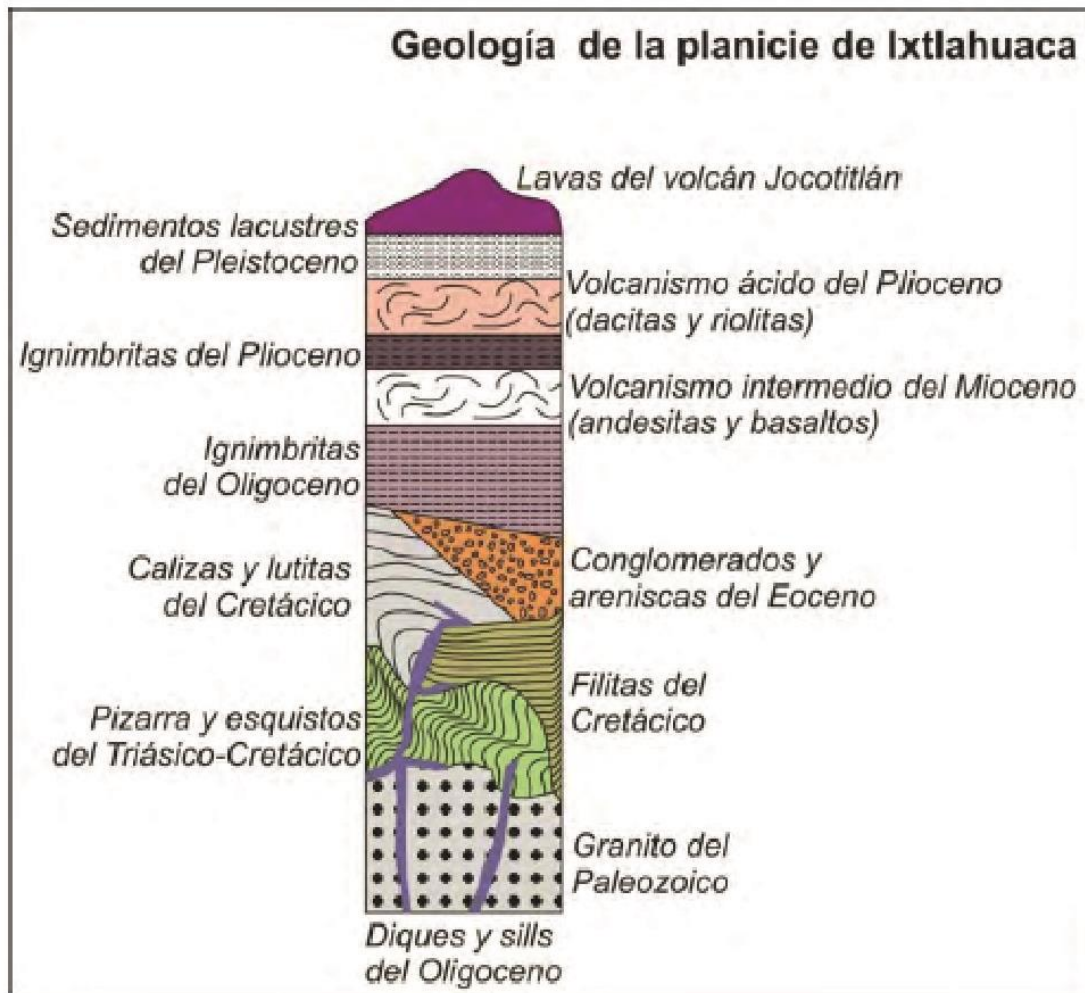


Figura 2.7 Columna estratigráfica de la planicie de Ixtlahuaca (Salinas,2013).

2.8.1 Rocas Cenozoicas

2.8.1.1 Eoceno-Oligoceno

Secuencia sedimentaria de molasa (Formación de Capas Rojas) conformadas por cristales de cuarzo, clastos de caliza, andesita, diorita y rocas metamórficas en una matriz de arenisca que se encuentra en la base del bloque sur del graben de Acambay (Mercer, 2004). Sobre esta, se encuentran rocas volcánicas (ignimbritas) del Oligoceno que se encuentran al W del volcán Jocotitlán (Solé et al., 2007); este volcanismo se presenta en un periodo de entre 49-24 Ma (García-Palomo et al., 2000).

2.8.1.2 Mioceno

Depósitos de la unidad San Nicolas (andesitas basálticas que aflora al sureste del Nevado) con una edad de K-Ar de 21.6 ± 1 Ma; posteriormente se tienen los depósitos de la secuencia vulcano clástica de la Formación Tepoztlán, la cual está constituida por sedimentos piroclásticos, lahares y fluviales producto de la movilización de grandes cantidades de productos eruptivos (García-Palomo et al., 2000). La sucesión tiene un rango de fechamientos de K-Ar y Ar-Ar de 22.8-18.8 Ma (Lenhardt, 2009 y 2010). Durante el Mioceno tardío inicia la actividad volcánica de la Sierra de las Cruces con una secuencia de flujos lávicos andesíticos fechados por K-Ar en 7.5 Ma (García-Palomo et al., 2000).

2.8.1.3 Plioceno

Se encuentran los depósitos de la caldera Mazahua los cuales son flujos ignimbríticos con líticos (hasta 20 cm) de filitas, andesitas y riolitas (Anguita et al., 1991). En el Plioceno tardío se inició la actividad de La Catedral que forma parte de la Sierra de las Cruces la cual presenta una secuencia de ignimbritas de composición riolítica con depósitos de caída de pómez, oleadas piroclásticas y lahares fechados por Ar-Ar en 2.2 ± 0.4 Ma (Aguirre-Díaz et al., 2006).

2.8.2 Rocas del Cuaternario

2.8.2.1 Pleistoceno

El registro estratigráfico del Pleistoceno incluye depósitos del volcán Jocotitlán inicialmente efusivos de 0.6-0.4 Ma de K-Ar con una posterior actividad explosiva de 27 Ka (Salinas y Siebe, 2007; Salinas-Sánchez, 2013). La Sierra de las Cruces presenta unos flujos piroclásticos localizados en la base del volcán Iturbide con una edad de $38\,590 \pm 3210$ años (García-Palomo et al., 2008).

2.8.2.2 Holoceno

En este periodo domina la sedimentación por lo que se encuentran sedimentos lacustres que Sánchez-Rubio (1984) denomina Formación Ixtapatongo con una edad de 23180 a 1880 años (Salinas-Sánchez, 2013). A su vez el volcán Jocotitlán emitió secuencias piroclásticas de depósitos de caída intercaladas con flujos de lava

y oleadas piroclásticas, estas fueron datadas por Siebe et al. (1992) por radio carbón en 1264-1324 cal DC (Salinas-Sánchez, 2013).

2.9 Estratigrafía local

Dentro del área de estudio se encuentra la falla de Ixtlahuaca, una falla normal con una dirección E-W que limita al sur la Cuenca del valle de Ixtlahuaca (Ángeles-Moreno et al., 2019). Tiene aproximadamente 30 km de longitud por 6 km de ancho en su zona de influencia (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990, Colín-Rubio, 2018). La falla de Ixtlahuaca parece atravesar a la SC e influir en los diversos fracturamientos dentro de la misma (García-Palomo et al., 2008).

Con base en el volumen de coluviones y proluviones estudiados por Ortiz y Bocco (1989) se considera que la falla de Ixtlahuaca es la más antigua (en relación con las fallas de Toxi y Acambay); además consideran que si se tratara de una falla profunda podría inferirse que aún se encuentra activa o que estuvo activa durante un periodo muy prolongado.

Colín-Rubio (2018) interpreta con las relaciones que establece con las unidades aledañas a la falla, que esta ha tenido diferentes pulsos de fallamientos, el más antiguo de esos fue el del Oligoceno-Mioceno; por esto es considerada como una falla profunda. Su segundo periodo de actividad se presenta en el Plioceno después de la formación de las rocas volcánicas de La Catedral en la SC (3.7 Ma) y antes del emplazamiento de lo que él denomina domos Santuario (en este trabajo Campo Volcánico de Tepexpan). Además, Colín-Rubio (2018) infiere un último periodo de actividad en el Cuaternario después del emplazamiento de los domos Santuario por un desplazamiento vertical pequeño.

Colín-Rubio (2018) elaboró un mapa más detallado en el cual se presenta la zona de estudio y depósitos cercanos (Fig. 2.8); en este trabajo solo se mencionan las unidades descritas por Colín-Rubio (2018) que se encuentran más cercanas o que tienen un contacto con la zona de estudio. Algunas de estas unidades son descritas en este trabajo, principalmente los lóbulos con depósitos piroclásticos que rodean

el Campo Volcánico de Tepexpan. Cabe resaltar que todas las unidades que se presentan a continuación serán descritas posteriormente en este estudio.

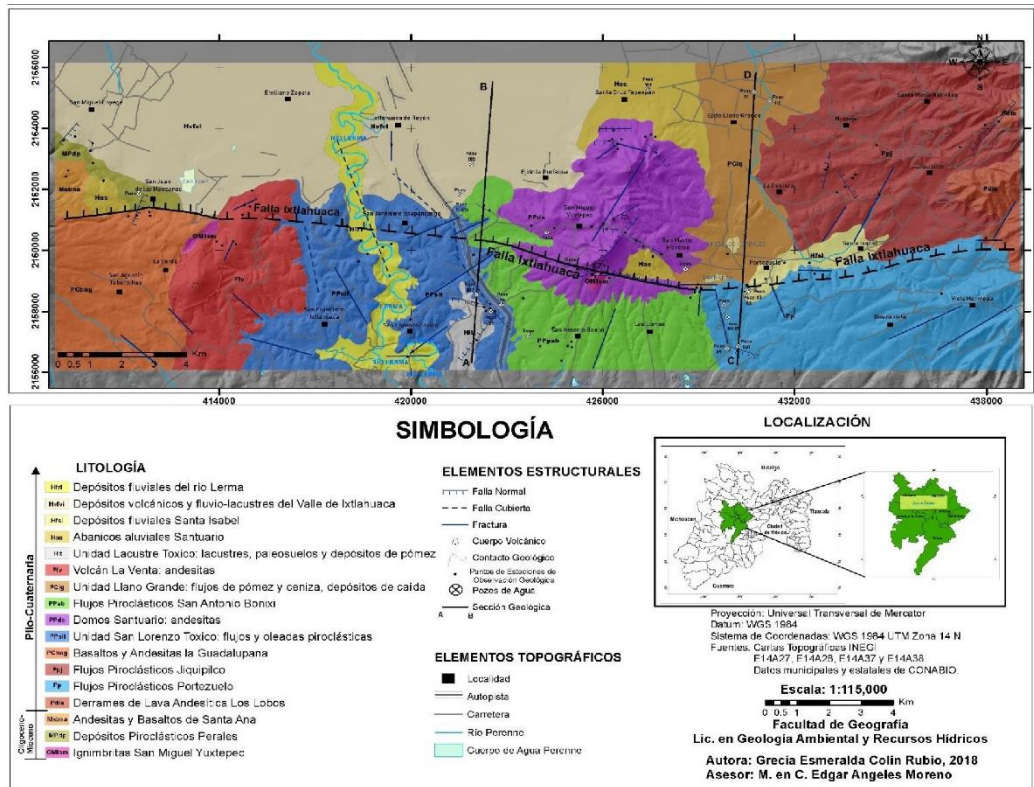


Figura 2.8 Mapa geológico de la Planicie de Ixtlahuaca (Colín,2018). En color morado se ubica los Domos Santuario (CVT en este trabajo).

- Ignimbritas San Miguel Yuxtepec: De acuerdo con Colín-Rubio (2018) es la unidad más vieja dentro del valle que pueden ser observadas en las cercanías de la falla Ixtlahuaca y al sur del Cerro el Águila (Domo 10). Las ignimbritas tienen un color pardo rosado con textura piroclástica, compuesto de pómez y fragmentos líticos volcánicos en una matriz de ceniza; soldada, masiva y compacta, además presenta estratificación vertical y abundantes fracturas. Se encuentra cubierta por los depósitos del volcán La Venta (fuera del área de estudio) y los Domo Santuario (Campo Volcánico de Tepexpan en este trabajo); se le asignó una edad relativa de Oligoceno-Mioceno (Colín-Rubio, 2018).
- Flujos piroclásticos Portezuelo: Compuestos de depósitos de bloques y cenizas estratificados con flujos de pómez y ceniza. Los clastos son de

andesitas con textura porfirítica y afanítica, en algunos casos se identificaron chimeneas de elutriación. Su edad es de 3.7 Ma ya que posiblemente provenga del volcán la Catedral perteneciente a la Sierra de las Cruces (Colín-Rubio, 2018).

- Domos Santuario (CVT en este trabajo): Salinas-Sánchez (2013) describe tres domos que son denominados por el mismo como Domos Ixtlahuaca describiendo rocas volcánicas intermedias (andesita-dacita) con texturas hipocristalinas, matriz granular rosa y gris claro con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita; a los cuales asigna una edad de 3 Ma obtenida por Claus Siebe reportada en la tesis de Salinas-Sánchez (2013). Por otra parte, Colín-Rubio (2018) describe los mismos tres domos determinando una composición andesítica con textura porfirítica y fenocristales de hornblenda, plagioclasa y biotita, además de observar flujos piroclásticos de bloques y cenizas de la misma composición. En el presente estudio se hizo una revisión detallada de esta zona y se reconocieron 15 domos.
- Flujos piroclásticos San Antonio Bonixi: Se localiza en la parte sur de los Domos Santuarios y al norte de Santa Cruz Tepexpan; están compuestos por una intercalación de bloques y cenizas con depósitos de ceniza. Los bloques son de andesita con textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita; los depósitos de caída presentan fragmentos de vidrio, cristales de plagioclasa y biotita. Por sus relaciones estratigráficas sugieren una edad del Plioceno-Pleistoceno (Colín-Rubio, 2018).
- Unidad Llano Grande: Se ubican entre Jilotepec y los Domos Santuario, está constituida por flujos de pómez y ceniza y depósitos de caída de pómez, donde la pómez es de composición andesítica considerados de una edad Plioceno-Cuaternario (Colín-Rubio, 2018).

CAPÍTULO 3. Petrografía

Los cuerpos lávicos del Campo Volcánico de Tepexpan incluyen domos y diques de composición variable. Se realizó una descripción petrográfica de 21 secciones delgadas de las unidades lávicas, las cuales se presentan a continuación. Estas secciones abarcan la mayoría de los domos (con excepción del domo 11 y 15 o Cerro Ojo de Palo, de los cuales no se pudo obtener una buena muestra), muestras pertenecientes a eventos intermedios y una ignimbrita y dos láminas del xenolito encontrado en la zona de estudio. Se realizaron conteos de puntos de las muestras con un microscopio petrográfico y un contador de puntos mecánico, de 450 a 600 puntos por lámina.

Estas muestras fueron agrupadas de acuerdo con sus características petrográficas en tres grupos: litofacies de dacita con piroxeno, litofacies de dacita sin piroxeno y litofacies de andesita.

3.1 Domos

El CVT está compuesto de 15 domos volcánicos distribuidos alrededor del Cerro Santuario (3100 m.s.n.m.) y a lo largo de las franjas se extienden hacia el sur y al suroeste (Fig. 3.1). Los domos están rodeados de depósitos volcanoclásticos. La composición de los domos es dacítica (donde los fenocristales ferromagnesianos más comunes son los anfíboles y biotitas). A continuación, se describen las características petrográficas de cada una de las litofacies anteriormente mencionadas.

3.1.1 Facies de dacita sin piroxeno

Esta litofacies está compuesta por dacitas porfiríticas con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo. Esta litofacies incluye los domos 1 (D3), domo 2 (LI-17), domo 3 (LI-18), domo 4 (LI-22B), domo 5 o Cerro Santuario (LI-09), domo 6 (LI-11), domo 10 o Cerro el Águila (LI-25) y domo 14 (LI-21).

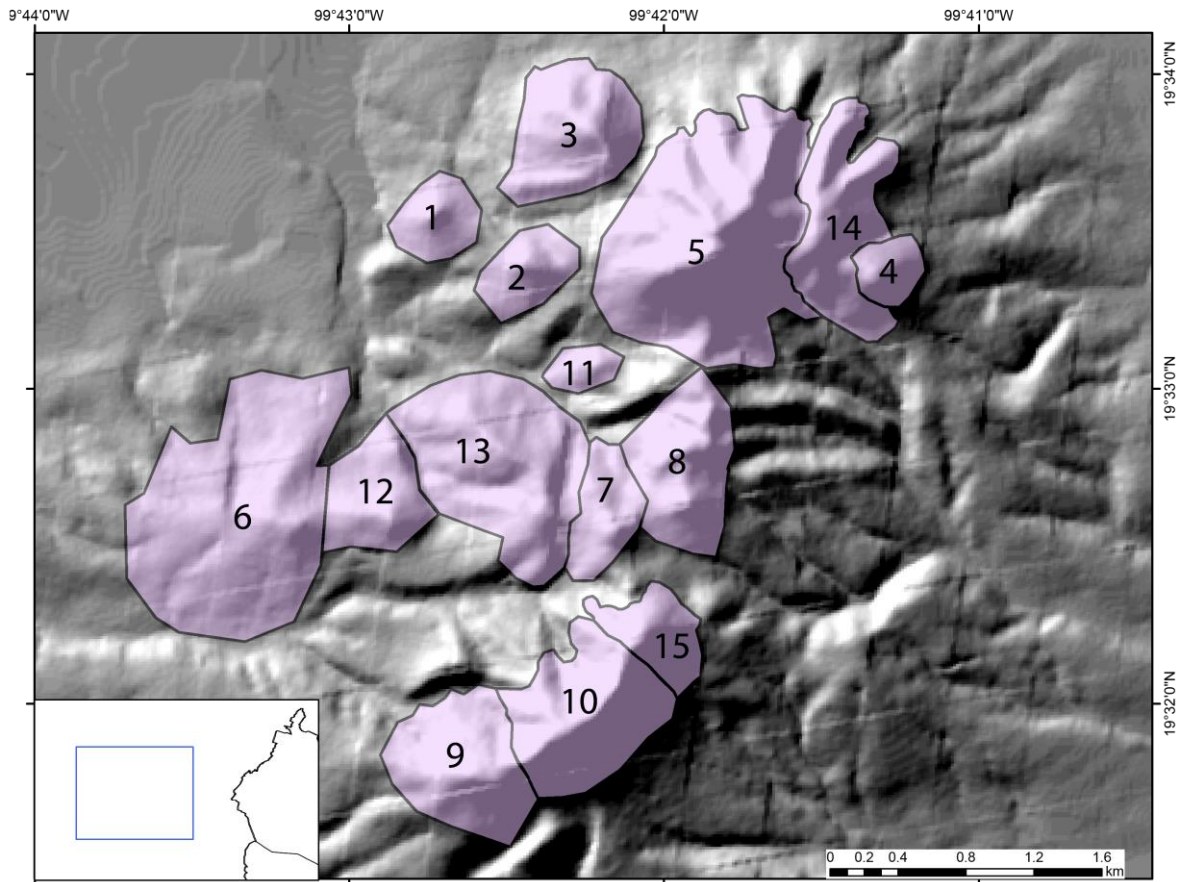


Figura 3.1 Distribución de los domos del CVT. En el recuadro inferior en color negro se ubica el límite occidental de la CDMX.

Los fenocristales de plagioclasa (18.3-26.2%) son subhedrales con tamaños que varían de 5.4 a 0.1 mm. Presentan zoneamiento y en algunos casos textura de tamiz (Fig. 3.2, A). Es común encontrarlas como agregados de cristales. Pueden tener inclusiones de apatito, circones y óxidos de Fe-Ti.

Los fenocristales de anfíbol (3.4-1.3%) varían de euhedrales a subhedrales de tamaño de 1.9 a 0.08 mm. Algunos cristales tienen inclusiones de circones y óxidos de Fe-Ti.

Los fenocristales de biotita (4.5-2.7%) varían de euhedral a subhedral de tamaños de entre 2 y 0.1 mm. Algunos cristales contienen inclusiones de apatitos circones y óxidos de Fe-Ti. Los fenocristales de cuarzo (5.1-0.6%) son anhedral y su tamaño varía de 2.6 y 0.2 mm. Estos se encuentran redondeados. En esta facies se pueden

observar intercrecimiento entre biotita, plagioclasa y anfíbol, así como entre biotita-anfíbol, plagioclasa-anfíbol y plagioclasa-biotita (Fig. 3.2 C y D).

Como su nombre lo dice esta facies no presenta piroxeno o su porcentaje es tan bajo que no fue representativo en los conteos realizados para estos domos.

La matriz de estos domos varía de 73.9-63.3%. A continuación, se describen las características particulares de cada uno.

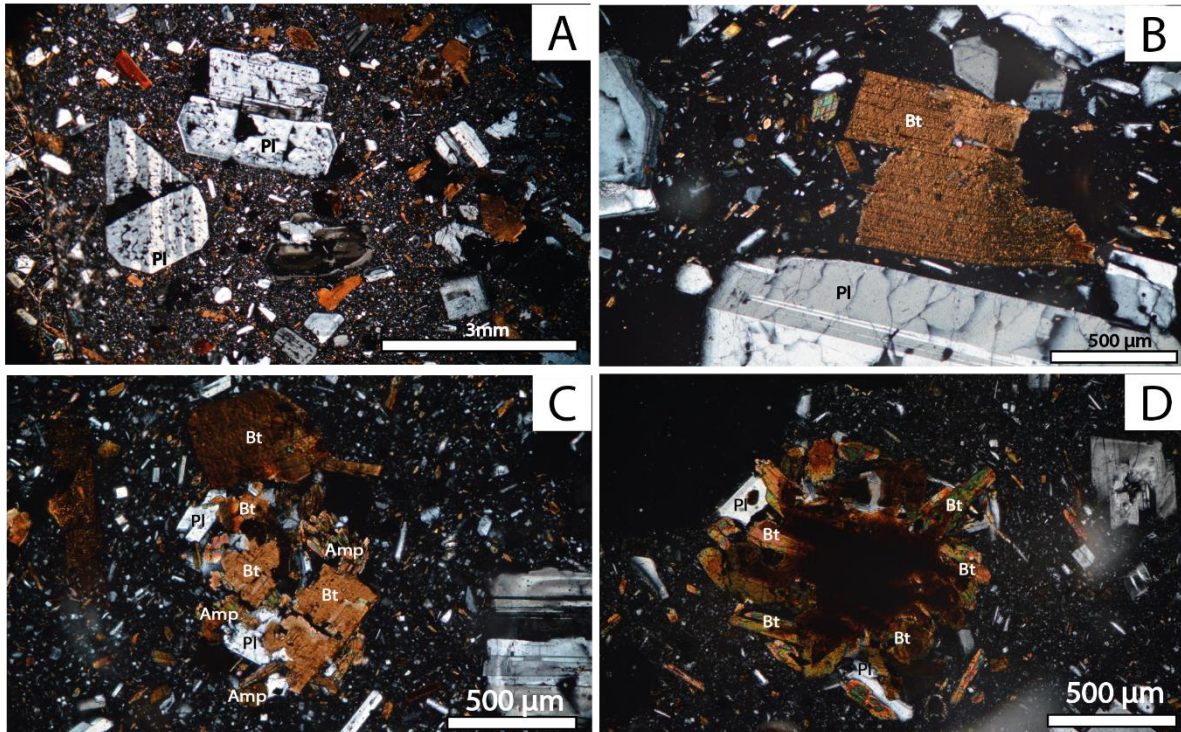


Figura 3.2 Fotografías en nicóles cruzados. A) Plagioclasas con textura tamiz (Domo 12). B) Biotita deformada (Domo 3). C y D) Intercrecimientos entre plagioclasa, biotita y anfíbol (Domo 12 y 7 respectivamente).

Domo 1 (D3)

En este domo los fenocristales de plagioclasa además de las inclusiones ya mencionadas también tienen cristales de biotita y anfíbol. En el caso de las biotitas se observaron algunos cristales deformados (Fig. 3.2, B) y parecen presentar una alineación preferencial.

La matriz de la dacita presenta textura intersertal con microcristales de plagioclasa, biotita, anfíbol, cuarzo, apatitos y óxidos de Fe-Ti sin una orientación preferencial,

los microcristales. Se encuentran rodeados por microlitos de plagioclasa, anfíbol y biotita más pequeños y vidrio.

Domo 2 (LI-17)

Para el caso de este domo, en algunos fenocristales de plagioclasa también se tienen inclusiones de biotita y textura celular (*spongy cellular*). En ocasiones los fenocristales de anfíbol parecen estar alterados a piroxeno y tiene inclusiones de biotita. También se puede observar un borde de oxidación por desequilibrio rodeando a los fenocristales de anfíbol y en algunos casos reemplazados completamente por opacita. Los fenocristales de biotita presentan inclusiones de plagioclasa.

La matriz de este domo es microlítica con textura intergranular; consta de microlitos de plagioclasa euhedral con piroxenos subhedrales con bordes de desequilibrio como los mencionados anteriormente, además de biotitas, anfíbol y óxidos de Fe-Ti dentro de una masa criptocristalina.

Domo 3 (LI-18)

En este domo adicionalmente a los fenocristales fue identificado un xenocristal de titanita subhedral de 4.2 mm debido a que presenta un borde de oxidación por desequilibrio y se encuentra altamente fracturado, presenta un (Fig., 3,3 A y B). Se observan cristales de plagioclasa euhedrales con extinción ondulante como inclusiones en la titanita.

La matriz de este domo es vítrea con textura intersetal, consta de microcristales de plagioclasa y anfíbol principalmente además de óxidos de Fe-Ti donde todos estos están rodeados por vidrio y los microcristales parecen seguir una dirección de flujo.

Domo 4 (LI-22B)

Los fenocristales de plagioclasa presentan inclusiones de biotita subhedral y anfíbol redondeado. Los fenocristales de anfíbol se encuentran oxidados al igual que los de biotita, en estos últimos algunos cristales también se encuentran deformados. Además de tener inclusiones de plagioclasa

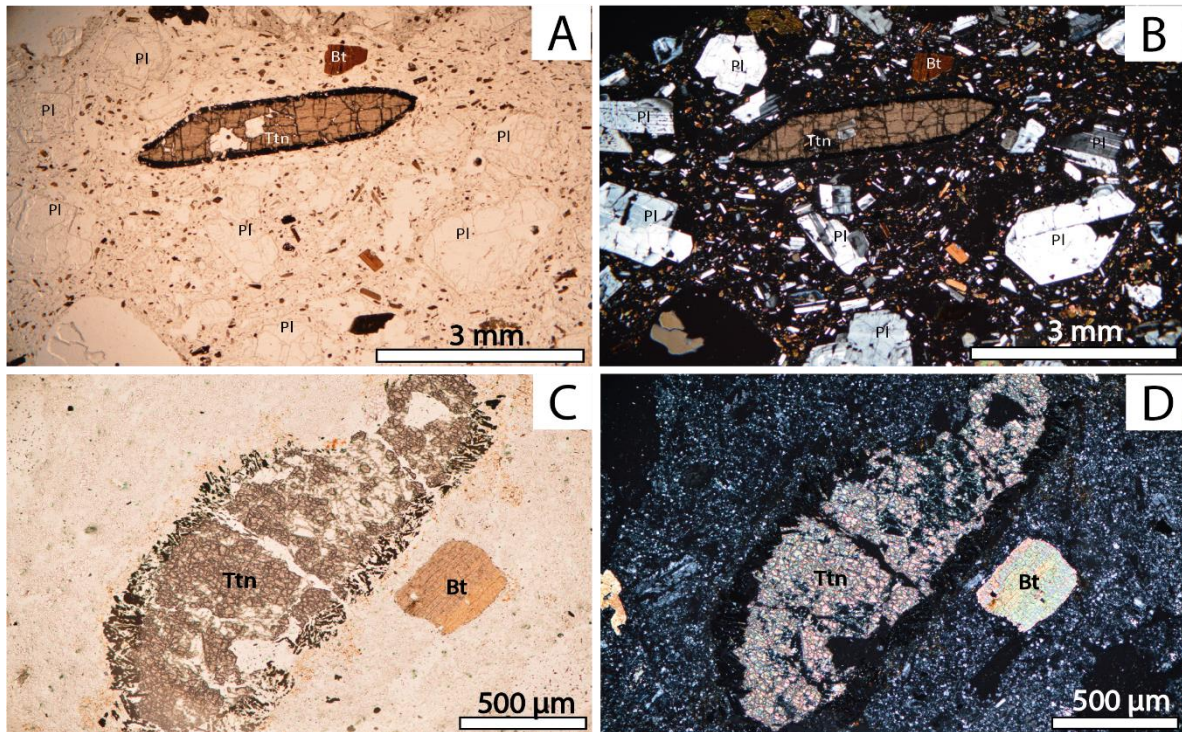


Figura 3.3 A) Xenocristal de titanita en luz paralela, se aprecia el borde de óxidos. B) Mismo cristal en nicole cruzados, se observan cristales de plagioclasa dentro del xenocristal (Domo 3). C) Xenocristal de titanita en luz paralela, el cristal se encuentra altamente fracturado, pero se observa el borde de óxidos. D) Mismo cristal en nicole cruzados (Domo 10).

La matriz de este domo es microlítica con textura intergranular con microcristales de plagioclasa, anfíbol alterada y óxidos de Fe-Ti dentro de una masa criptocristalina.

Domo 5 o Cerro Santuario (LI-09)

En este domo los fenocristales de anfíbol se encuentran rodeados por un borde de óxidos por desequilibrio y en algunos casos están completamente reemplazados por opacita. Algunos cristales contienen fragmentos de plagioclasa. Los fenocristales de biotita se encuentran alterados y con un borde de óxidos por desequilibrio. Estos tienen fragmentos de plagioclasa dentro. En los fenocristales de cuarzo se pueden encontrar inclusiones de apatitos y óxidos de Fe-Ti. Se observan intercrecimientos entre biotita y plagioclasa

La matriz de esta dacita es microlítica con textura intergranular y tiene microcristales ferromagnesianos muy alterados que fueron reemplazados casi en su totalidad por opacita además de plagioclasas euhedrales con extinción ondulante y algunos óxidos de Fe-Ti. Los fenocristales se encuentran en una matriz criptocristalina, la cual no presenta una dirección preferencial en los cristales.

Domo 6 (LI-11)

Dentro de los fenocristales de plagioclasa además de las inclusiones de minerales antes mencionadas también se tienen cristales de biotita y anfíbol. Los fenocristales de anfíbol se encuentran presentan un borde de oxidación por desequilibrio y algunos cristales están reemplazados por opacita, además, tienen inclusiones de plagioclasa. Para los fenocristales de biotita algunos cristales se encuentran deformados, además de tener inclusiones de plagioclasas subredondeadas.

La matriz de este domo es hipocristalina con textura intersertal. Está compuesta de microcristales de plagioclasa subhedral, con anfíboles y biotitas subhedrales y óxidos de Fe-Ti dentro de una masa criptocristalina. Los cristales se encuentran rodeados por microlitos y vidrio, pero no se encuentran orientados.

Domo 10 o Cerro el Águila (LI-25)

Para este domo los fenocristales de plagioclasa tienen inclusiones de anfíbol subhedral. En los fenocristales de anfíbol se tienen un borde de oxidación. Presentan inclusiones de biotita subhedral. Algunos fenocristales de biotita se encuentran deformados o presenta un borde de oxidación. Presentan inclusiones de plagioclasa subhedral. Los fenocristales de cuarzo tienen inclusiones de apatito y óxidos de Fe-Ti. Se encontró un xenocristal de titanita de 2 mm. Se encuentra altamente fracturada (Fig. 3.3, C y D). Está subredondeado. Tiene un borde de óxidos el cual también está muy fracturado e incompleto.

La matriz de este domo tiene textura intersertal con microcristales de plagioclasa que va de subhedral a anhedral, anfíbol subhedral, algunos cuarzos redondeados y óxidos de Fe-Ti, se encuentra rodeados por microlitos y vidrio.

Domo 14 (LI-21)

En este domo los fenocristales de anfíbol en general se encuentran reemplazados por opacita y presenta un borde de óxidos. Algunos de los fenocristales de biotita están deformados.

La matriz de esta dacita es microlítica con textura intergranular y microcristales de plagioclasa de subhedrales a anhedrales. El anfíbol está reemplazado por opacita, y se observan apatitos y óxidos de Fe-Ti en una masa criptocristalina.

3.1.2 Facies de dacita rica en piroxeno

Esta litofacies consta de dacitas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo y ortopiroxeno. Incluye el domo 7 (LI-05), domo 8 (LI-06), domo 9 (LI-04), domo 12 (LI-12) y el domo 13 (LI-07).

Los fenocristales de plagioclasa (24.1-19.1%) son subhedrales y su tamaño varía de 5.3 a 0.1 mm. Presentan zoneamiento y en algunos cristales textura de tamiz. Es común encontrarlos en agregados de cristales y sus bordes están redondeados. Tienen inclusiones de apatito, circones y óxidos de Fe-Ti.

Los fenocristales de anfíbol (5.2-1.7%) varían de euhedrales a subhedrales con tamaño de 4.2 a 0.1 mm. Sus bordes están redondeados y tienen inclusiones de circones, óxidos de Fe-Ti. Los fenocristales de biotita (3.9-0.6%) van de euhedrales a subhedrales y su tamaño varía de 1.6 a 0.06 mm. Presentan inclusiones de circones, apatitos y óxidos de Fe-Ti.

Los fenocristales de cuarzo (2.1-1.1%) son anhedrales y se encuentran subredondeados. Su tamaño varía de 2 a 0.3 mm. Los fenocristales de piroxeno (2.7-0.2%) representados por ortopiroxeno son subhedrales con un tamaño de entre 6 y 0.08 mm. Sus bordes se encuentran redondeados. En algunos cristales se presentan inclusiones de circones, apatito y óxidos de Fe-Ti.

La matriz de estos domos varía entre 74.7- 67%. Las características particulares de cada domo se describen a continuación.

Domo 7 (LI-05)

En este domo las plagioclasas presentan textura celular (*spongy cellular*), además en algunos cristales se tienen inclusiones de anfíbol, biotita y cuarzo. En los fenocristales de anfíbol también de pueden presentar inclusiones de feldespatos. Algunos de los fenocristales de piroxeno se tiene un borde de anfíbol. Se observaron algunas coronas de reacción alrededor de algunos anfíboles, estas coronas están compuestas de plagioclasa o biotita (Fig. 3.4 A y B).

La matriz de esta dacita es hipocristalina con textura intersetal, con micro fenocristales de plagioclasa de euhedrales a subhedrales con extinción ondulante, hornblenda subhedral y óxidos de Fe-Ti rodeados por microlitos y vidrio. Dentro de la matriz se observa una dirección de flujo la cual se puede distinguir debido a bandas de óxidos.

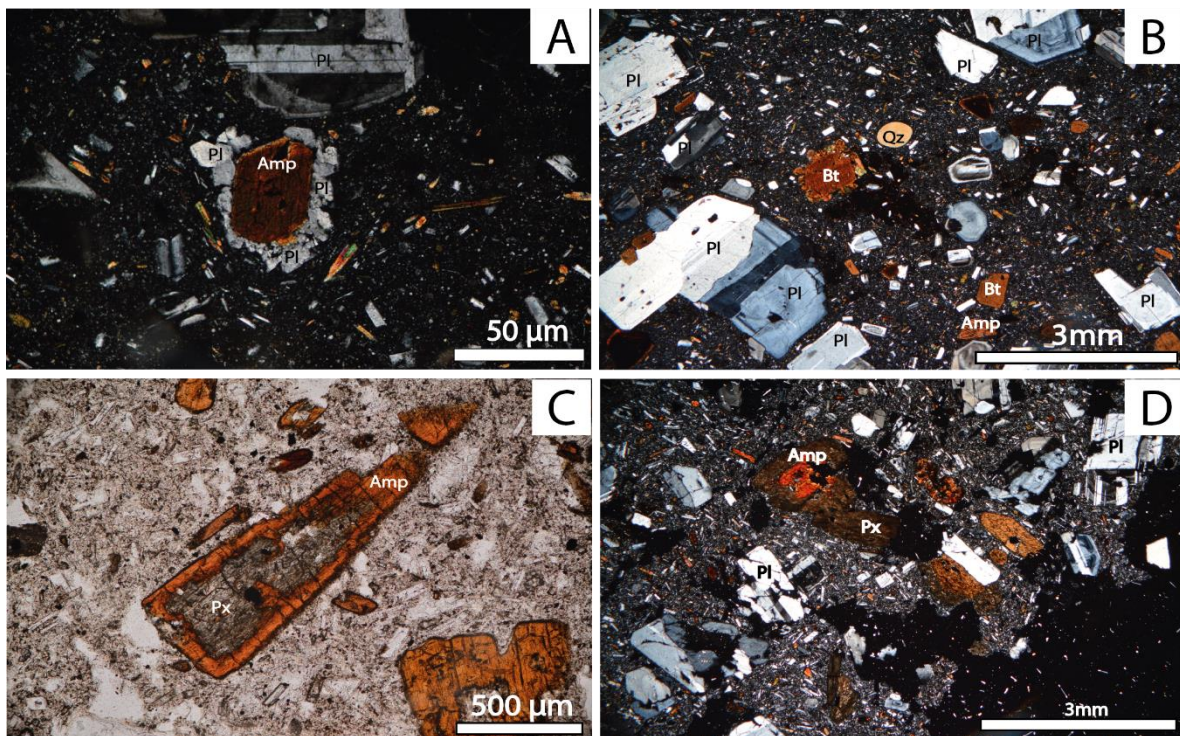


Figura 3.4 A) Corona de reacción de plagioclasa alrededor de un cristal de anfíbol en nicoles cruzados (Domo 7). B) En el centro se observa un cristal de biotita rodeado por cristales de anfíbol en nicoles cruzados (Domo 7). C) Corona de anfíbol rodeando a un piroxeno en luz paralela (Domo 8). D) Cristal de piroxeno rodeando a un anfíbol en nicoles cruzados (Domo 8).

Domo 8 (LI-06)

Para este domo en algunos de los fenocristales de plagioclasa se tienen inclusiones de biotita. Los fenocristales de anfíbol se encuentran altamente alterados, en la mayoría de los cristales se observa un borde de óxidos. Hay presencia de glomerocristales subhedrales. Esta fase mineral se encuentra reaccionando a piroxenos por desequilibrio (Fig. 3.4 C y D) por ello es común encontrar dentro de los anfíboles fragmentos de piroxenos además de óxidos y plagioclasas.

En algunos fenocristales de cuarzo se observaron inclusiones de apatitos e inclusiones de fundido (Fig. 3.5, A y B) de diversas morfologías como prismas rectangulares, cubos o esferas. Los fenocristales de piroxeno se encuentran alterados, sin embargo, los cristales de mayor tamaño se encuentran más alterados que los pequeños. Los cristales de menor tamaño suelen formar glomerocristales. Algunos de los cristales de piroxeno presentan inclusiones de anfíbol. Se encontraron coronas de anfíbol rodeando al piroxeno y viceversa, así como intercrecimientos entre anfíbol y piroxeno.

La matriz de este domo es hipocristalina con textura intersertal y con una gran cantidad de óxidos de Fe-Ti. Los microcristales que se encuentran en la matriz son de las fases minerales antes mencionadas los cuales están rodeados por microlitos y vidrio.

Domo 9 (LI-04)

En este domo los fenocristales de anfíbol presentan un borde de óxidos y en algunos casos están completamente reemplazados por opacita, además de estar reaccionando a piroxenos. También los bordes de los fenocristales de biotita se encuentran rodeados por un halo de óxidos. Los fenocristales de piroxeno se encuentran alterados con una gran presencia de óxidos en ellos. En este domo se encontró un xenocristal de titanita euhedral de 0.8 mm, presenta fracturas y un borde oxidado. Los bordes están subredondeados.

La matriz de este domo es microlítica con textura intergranular y microcristales de plagioclasas, anfíbol alterado y óxidos de Fe-Ti dentro de una masa criptocristalina.

Domo 12 (LI-12)

Para este domo algunos de los fenocristales de plagioclasa tienen como inclusiones fragmentos de biotita. Dentro de los fenocristales de biotita algunas están deformados con inclusiones en algunos cristales de plagioclasa. Se observaron intercrecimientos entre plagioclasa, biotita y anfíbol, así como entre plagioclasa y anfíbol (Fig. 3.2 C y D).

La matriz de esta dacita presenta textura intersertal y microcristales de anfíbol, plagioclasa, biotita y óxidos de Fe-Ti rodeados de microlitos y vidrio.

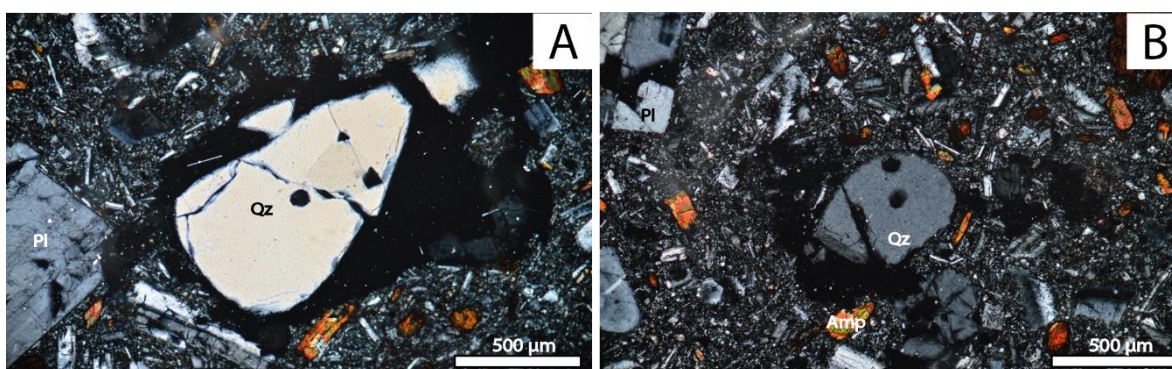


Figura 3.5 A) Cristal de cuarzo con inclusiones vítreas de diferentes morfologías. B) Cristal de cuarzo con inclusiones de fundido circulares. Ambas fotografías pertenecen al Domo 8.

Domo 13 (LI-07)

Este domo muestra características diferentes a los domos anteriores ya que el anfíbol y la biotita se encuentran en la matriz y no como fenocristales grandes además de no observarse fenocristales de cuarzo.

Los fenocristales de plagioclasa (10.9%) varían de euhedral a subhedral de tamaño de 1.5 y 0.1 mm. La mayoría de los cristales presenta zoneamiento. Los fenocristales de piroxenos (3.1%) representados por ortopiroxenos son subhedral de tamaño de 0.56 y 0.08 mm. Se presentan en glomerocristales. Algunos cristales se encuentran redondeados.

La matriz (86%) de este domo es intergranular formada principalmente por cristales de plagioclasa que van de euhedrales a subhedral que se encuentran alineados. Algunas plagioclasas están zoneadas y fracturadas. Se observan pseudomorfos de

probables piroxenos subhedrales que tienen un borde de alteración. La matriz tiene una gran cantidad de óxidos de Fe-Ti. También se tiene biotita subhedral y anfíbol anhedral en menor proporción.

3.2 Rocas Intermedias

Dentro del CVT fueron identificados afloramientos de rocas intermedias de las cuales fueron tomadas muestras y descritas a continuación. Estas rocas son andesitas porfiríticas compuestas por fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno en una matriz microlítica (Fig. 3.6, A y B). Los fenocristales de plagioclasa (2.3-2.0%) van de euhedrales a subhedrales con un tamaño que varía de 3 a 0.2 mm. Presentan zoneamiento y en algunas ocasiones extinción ondulante. En algunos casos se pueden encontrar como agregados de cristales. Tienen inclusiones de circones y óxidos de Fe-Ti. Algunos bordes están redondeados.

Los fenocristales de piroxeno (3.7-1.3%) representados por ortopiroxeno varían de euhedrales a subhedrales con un tamaño de 1.3 y 0.1 mm. Se pueden encontrar como glomerocristales o cristales individuales. Presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti.

La matriz (96.7-94%) de estas rocas es microlítica; las características de su matriz y de cada domo se describen a continuación. Además, se describe una ignimbrita localizada en el domo 5.

Cuerpo lávico-andesítico asociado al domo 3 (LI-13)

La matriz de esta andesita es microlítica compuesta principalmente por plagioclasa alineada y en menor cantidad piroxeno. También se observan óxidos de Fe-Ti y minerales alterados entre los cristales de plagioclasa y piroxeno. Las plagioclasas presentan zoneamiento y se encuentran fracturadas mientras que los piroxenos son anhedral con bordes redondeados o fracturados. En esta andesita los fenocristales de piroxeno pueden presentar macla simple.

Cuerpo lávico-andesítico asociado al domo 5 Cerro Santuario (LI-09B)

También se encuentran pseudomorfos de piroxenos, estos están completamente reemplazados por óxidos (Fig. 3.6, D). Tiene vesículas rellenas de minerales secundarios (Fig. 3.6, C). La matriz de esta roca es microlítica. Está compuesta de una gran cantidad de óxidos de Fe-Ti, algunos pseudomorfos de piroxenos y plagioclasas que varían de euhedral a subhedrales. Se pueden encontrar como agregados de cristales o cristales individuales. Los microlitos presentan una dirección preferencial de flujo. Los fenocristales de plagioclasa de esta roca se encuentran rodeadas por óxidos.

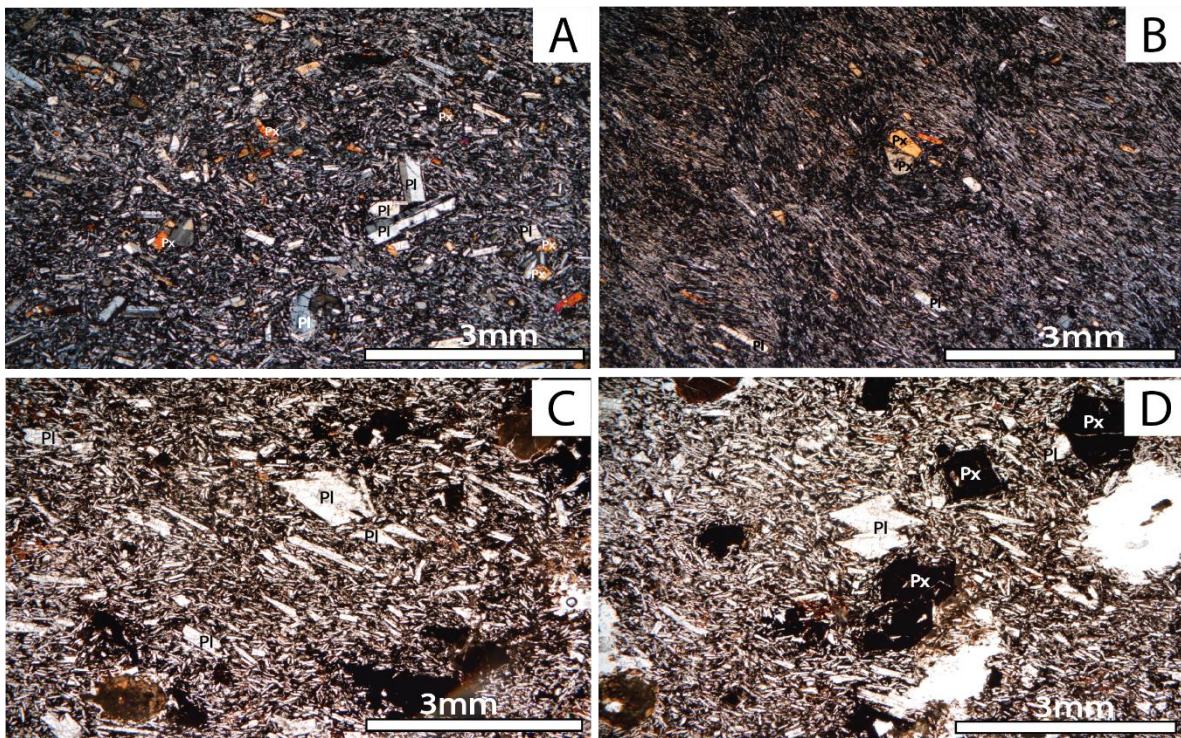


Figura 3.6 A) Andesita en nicoles cruzados donde se observan fenocristales de plagioclasa y piroxeno, en esta muestra se tiene la mayor concentración de cristales dentro de este grupo (Cuerpo lávico-andesítico asociado al domo 8). B) Andesita en nicoles cruzados donde se observan fenocristales de piroxeno y anfíbol, esta muestra tiene el menor número de fenocristales (Cuerpo lávico-andesítico asociado al domo 3). C) Andesita en luz paralela donde se observan los fenocristales de plagioclasa y en la esquina inferior izquierda se muestra una vesícula rellena por minerales secundarios (Cuerpo lávico-andesítico asociado al domo 5). D) Andesita en luz paralela, se observan los fenocristales de plagioclasa y pseudomorfos de piroxeno (Cuerpo lávico-andesítico asociado al domo 5).

Cuerpo lávico-andesítico asociado al domo 9 (LI-03)

La matriz de esta roca es microlítica, está compuesta principalmente de plagioclasa que varían de euhedral a subhedral, una gran cantidad de óxidos de Fe-Ti y cristales subhedrales de piroxeno con un borde de óxidos. Se observa una dirección de flujo preferencial en las plagioclasas. Los fenocristales de piroxeno tienen un halo de óxidos rodeándolos.

Cuerpo lávico-andesítico asociado al domo 8 (LI-10)

La matriz de esta roca es microlítica compuesta por cristales de plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y en menor cantidad piroxeno. En general todos los cristales varían de euhedrales a subhedrales poco fracturados. Los cristales de plagioclasa tienen una orientación preferencial además de que se observan rodeando a los fenocristales. Dentro de la matriz hay zonas que se encuentran más enriquecidas en piroxenos.

Ignimbrita (LI-22)

Esta ignimbrita fue encontrada en la base del domo 4; en general está roca se encontró altamente fracturada y por esta razón es probable que se encuentre alterada. Se encuentra en contacto con una toba. Se realizó la distinción entre toba e ignimbrita con base en la cantidad de matriz que tiene cada roca, donde la toba tiene \geq al 80% de matriz. La descripción mesoscópica de ambas unidades se detalla en el siguiente capítulo.

La ignimbrita se encuentra fuertemente soldada y presenta textura eutaxítica (Fig. 3.7, A) con opacita en pseudomorfos de anfíbol, cristales de plagioclasa y piroxeno, también se observan pómez y líticos volcánicos.

Los cristales de plagioclasa (11.2%) son subhedrales de entre 2.7 y 0.16 mm. Tienen zoneamiento. Los cristales están redondeados y pueden encontrarse en cristales compuestos. Presenta óxidos de Fe-Ti como inclusiones. Los cristales de piroxenos (0.8%) son subhedrales de tamaño de 1.2 y 0.2 mm. Se encuentran muy alterados. Sus bordes están redondeados y oxidados. También se tienen unos pseudomorfos de anfíbol (1.7%) muy alterados.

Se observaron líticos volcánicos, posiblemente de andesita (1.9%) de 2.4 mm aproximadamente (Fig. 3.7, C). Se encuentran alterados y redondeados. Están compuestos por cristales subhedrales y alterados de plagioclasa y piroxeno. Se tienen fragmentos de pómez (10.4%) alargados y aplastados con esferulitas dentro debido a la desvitrificación. Su tamaño varía de entre 9.6 y 2.2 mm (Fig. 3.7, B).

La matriz (74%) es pumicítica de textura eutaxítica fuertemente pigmentada (Fig. 3.7, D). Se observan esquirlas de vidrio (*shards*) aplanados lo que indica una ignimbrita muy soldada. Dentro de la matriz también se tienen esferulitas.

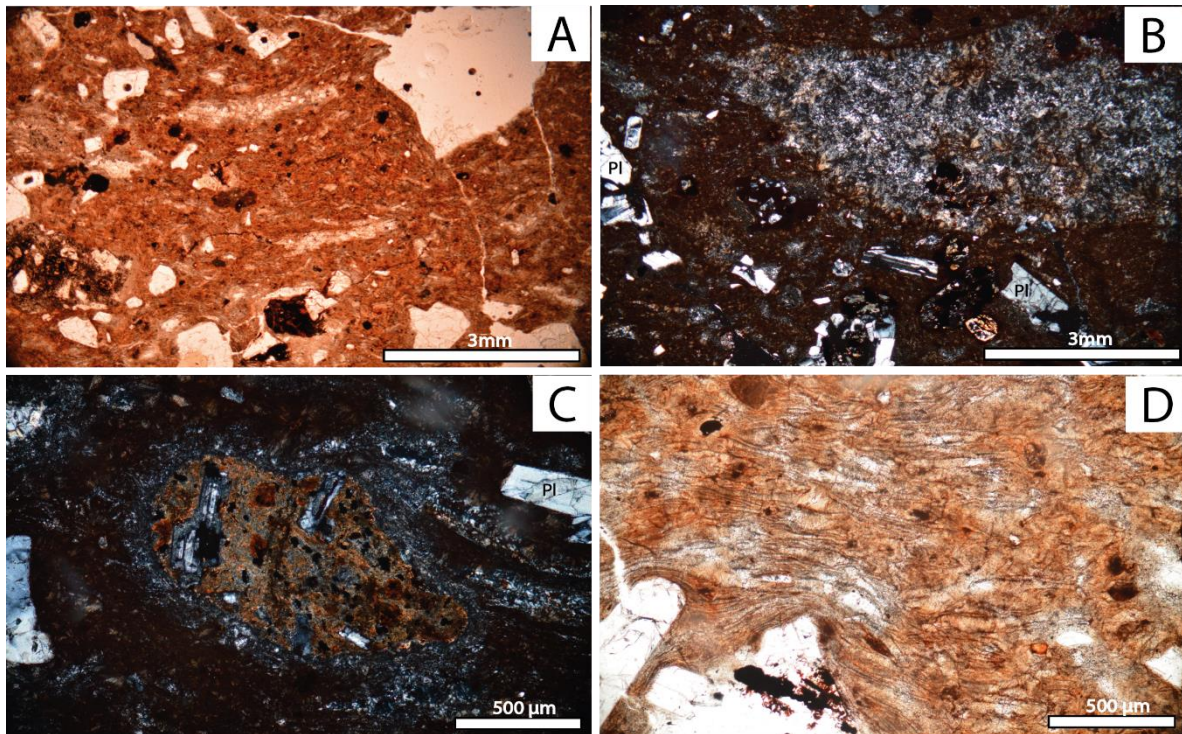


Figura 3.7 A) Fotografía de ignimbrita en luz paralela, se observa la matriz altamente pigmentada, dos pómez alargadas. B) Pómez en nicoles cruzados, se observan esferulitas dentro de ella. C) Lítico en nicoles cruzados altamente alterado, se aprecian cristales de plagioclasa. D) Matriz de la ignimbrita en luz paralela, se aprecia la textura eutaxítica.

3.3 Xenolitos

En la ladera del domo 5 se encontró un bloque xenolito de 5 metros de espesor que consiste en caliza, arenisca, lutita, pizarra y una meta caliza; además de un conglomerado que no fue posible identificar si se trata de parte del basamento.

La caliza es de color gris oscuro y en algunas partes café claro con algunos lentes de color negro, esta caliza es mudstone ya que no se observó ninguna presencia de fósiles, se tiene una pseudo estratificación y se observan algunas vetillas de calcita. Esta caliza está parcialmente silicificada.

Sobre esta caliza se encuentra un conglomerado con matriz de arena fina pigmentada por óxidos, los clastos van de subangulosos a subredondeados de 2.5 a 0.1 cm, de color verde, morado, blanco y gris, así como cristales de cuarzo.

Los clastos probablemente son fragmentos de rocas máficas; en los clastos de color blanco son apreciables algunos cristales máficos alterados.

En contacto lateral con la caliza se localiza una arenisca de arena muy fina bien seleccionada con granos redondeados, se tienen cristales de cuarzo y feldespato, líticos de color negro y posiblemente biotita. Lateralmente se encuentra una lutita de color crema con laminación. Posteriormente se tiene una pizarra de color pardo claro la cual se encuentra pigmentada por óxidos. Se observa una ligera foliación. Entre las capas de la pizarra se presenta una superficie con un lustre metálico y semi pulida.

La arenisca, lutita y pizarra se encuentran sobre una meta caliza mudstone sin fósiles. Está muy fracturada y en algunas muestras se puede apreciar una pequeña falla en la roca. Tiene vetas de calcita de 8 cm aproximadamente, una de ellas es de calcita cristalina romboédrica.

Solamente se realizaron dos secciones delgadas de las cuales se muestra una descripción a continuación

Arenisca LI-15

Se trata de una meta arenisca (Fig. 3.8, A) con mala selección. Los granos comúnmente van de subredondeados a subangulosos, pero algunos de ellos son angulosos. Los granos no presentan orientación.

Está compuesta de fragmentos líticos subredondeados (35%) de los cuales el 20% es esquisto y el 15% de arenisca, cuarzo (15%) subredondeado irregular, plagioclasa (15%) angulosa o subangulosa y entre otros componentes no identificados (10%). Estos se encuentran en una matriz arcillosa (8%) de color amarillo.

El contacto entre los granos es flotante y algunos casos engolfado. Se pueden observar indicios de disolución como procesos diagenéticos. El cementante es sílice. Se identificó una porosidad del 5 %, de la cual 2% es primaria y 3% secundaria.

Fue clasificada como una litoarenita feldespática por lo que su procedencia es de arco magmático. También puede ser llamada vulcanoarenita. Las plagioclasas al ser angulosas y subangulosas nos indican que no hubo transporte y que se tuvo una tectónica inestable y un relieve abrupto.

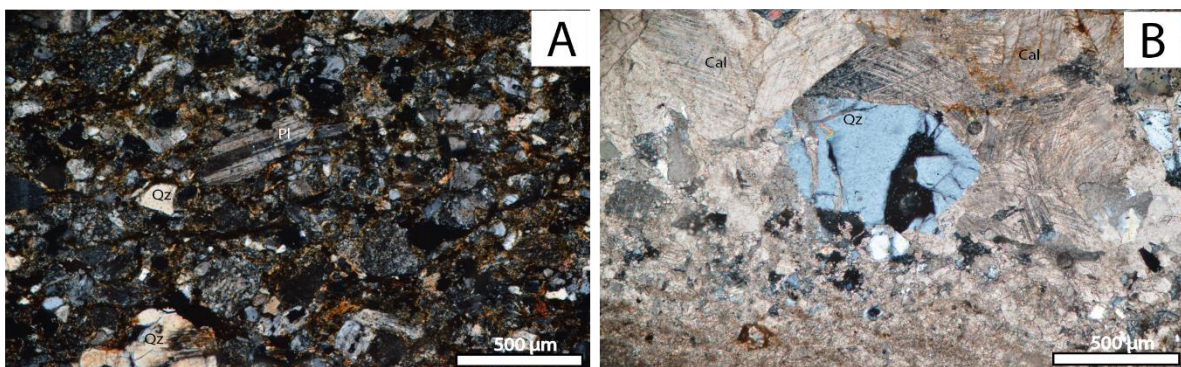


Figura 3.8 Fotografías en nicoles cruzados. A) Metaarenisca en la cual se observan algunos de sus componentes como fragmentos de cuarzo y plagioclasa. B) Caliza mudstone, se observa un fragmento de cuarzo que en la parte superior se encuentra en contacto con una vetilla de calcita y en la parte inferior con la micrita.

Caliza LI-15B

Se trata de una caliza mudstone (Fig. 3.8, B) con evidencia de recristalización. El contenido de espatita es bajo y se encuentra dentro de las vetas recristalizadas. Existe presencia de cuarzo secundario detrítico con poco transporte debido a que no está redondeado. Este cuarzo se encuentra dentro de vetillas de calcita lo que indica que pudo haber ocurrido autogénesis.

No hay presencia de bioclastos. Se observan microestilolitos los cuales indican presión, disolución y diagénesis. Presenta una porosidad secundaria de entre 3 y 5%. También se observan pellets los cuales se presentan amalgamados como textura grumelar.

La aparente ausencia de esqueleto y aglutinantes indica que solo consta de micrita con algunos cristales de cuarzo fracturado, los cuales presentan bordes irregulares por disolución y algunos contactos netos con la micrita lo cual supone recristalización por el aporte de sílice. El ambiente de depósito es de régimen de energía baja.

CAPÍTULO 4. Estratigrafía

En los alrededores del CVT se realizaron 9 columnas estratigráficas (Fig. 4.1), en puntos donde fue posible apreciar diferentes tipos de depósitos, así como su relación entre ellos. No fue posible establecer correlaciones entre las columnas de los puntos mencionados debido a sus características, las cuales se presentan a continuación.

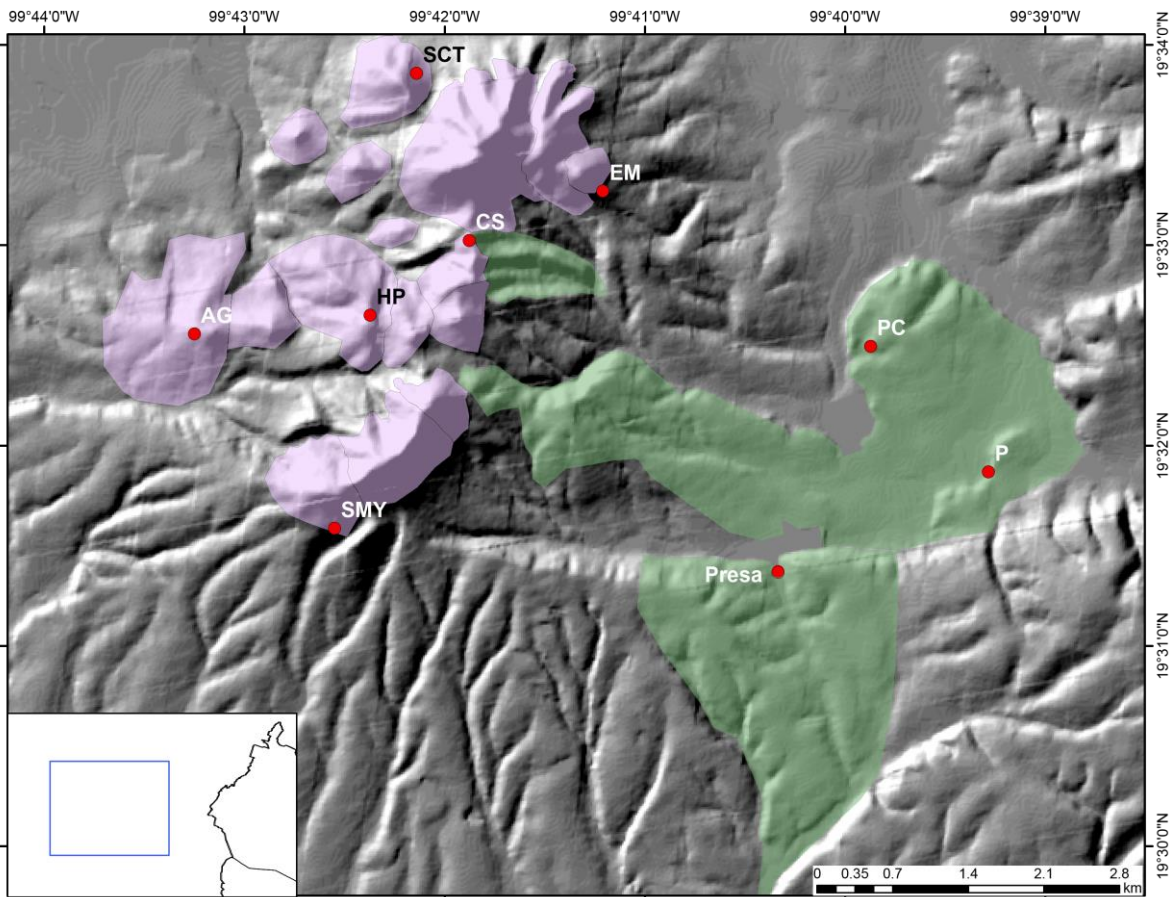


Figura 4.1 Mapa del CVT donde se ubican los puntos de las columnas presentadas a continuación. SCT-Santa Cruz Tepexpan, EM-Ejido de Mañi, CS-Camino al Santuario, HP-Hacienda la Purísima, AG-Arroyo Grande, SMY-Ejido San Miguel Yuxtepec, PC-Presa los Corrales, P-Portezuelo, Presa-Presa

4.1 Camino al santuario (LI-40)

Esta columna (Fig. 4.2) tiene un espesor total de 13.6 m. En la base de esta columna fue identificada andesita de color violáceo afanítica, en la cual se pueden observar fenocristales de plagioclasa (<1%) y algunos minerales producto de alteración.

Sobre la andesita se tiene una toba de caída pumicítica de color café claro, formada en su mayoría por ceniza, contiene pómez tanto redondeadas como alargada (15%) de entre 1.5 y 0.1 cm; se observa cristales de biotita, cuarzo y posiblemente anfíbol (10%) y fragmentos de andesita (1%) de 0.2 cm en promedio.

Sobre esta toba se tiene una ignimbrita de cristales de color rojo con cristales de plagioclasa y cuarzo (15%), pómez desde angulosas a subredondeadas de 8-1.5 cm (5%). La ignimbrita se encuentra soldada ya presenta fiammes de entre 3 y 4 cm. Contiene escasos líticos de color rojo. Finalmente, en la cima de esta columna se tiene la dacita perteneciente al domo 5 (Cerro Santuario).

4.2 Ejido San Miguel Yuxtepec (LI-30)

Esta columna (Fig. 4.3) tiene un espesor total de 20 m. En la base fue identificada una andesita de color negro afanítica, sin embargo, se pudieron apreciar algunos microcristales de plagioclasa euhedral; no se apreciaron vesículas. Esta andesita se encuentra en contacto erosivo con una avalancha (Fig. 4.4). La avalancha sobreyace la andesita y es clasto soportada con clastos angulosos que varían de tamaño de entre 30 y 5 cm.

Posterior a la avalancha, fue identificada una ignimbrita de color rosa claro ligeramente soldada ya que las pómez (20%) se encuentran aplanadas. Los cristales son de plagioclasa y de un mineral máfico que no se pudo reconocer debido a que se encontraba alterado. Las pómez se encuentran tanto alargadas como redondeadas con un tamaño que varía de 1-0.5 cm; también se observaron líticos de 1.5 a 0.5 cm posiblemente de andesita.

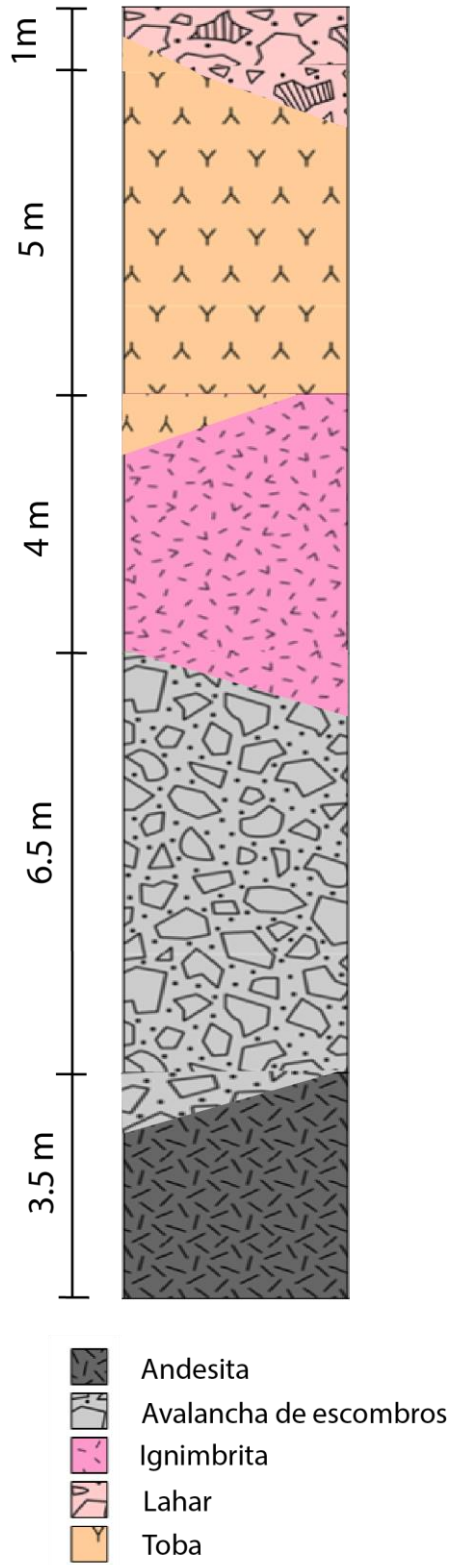


Figura 4.2 Columna San Miguel Yuxtepec

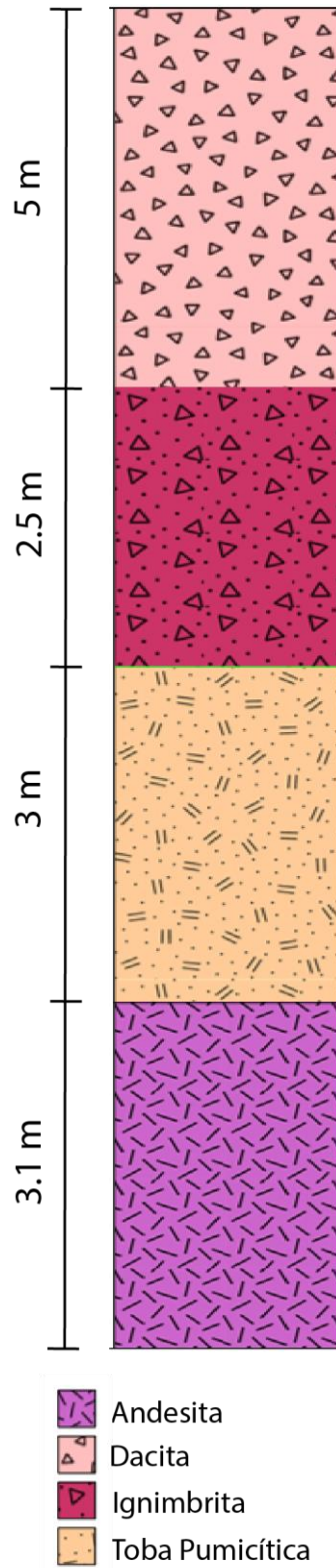


Figura 4.3 Columna Camino al Santuario

Sobre esta ignimbrita se encuentra una toba de caída de color pardo claro compuesta principalmente por ceniza, con cristales de plagioclasa y biotita (<1%), fragmentos de ignimbrita y andesita en promedio de 0.2 cm (<1%) y clastos de pómez que se encontraban redondeadas o alargadas de 1-0.5 cm.

Finalmente, sobreyaciendo a las unidades anteriormente mencionadas se tiene un lahar con clastos de ignimbrita y andesita, el tamaño de estos clastos va aumentando hacia la cima.

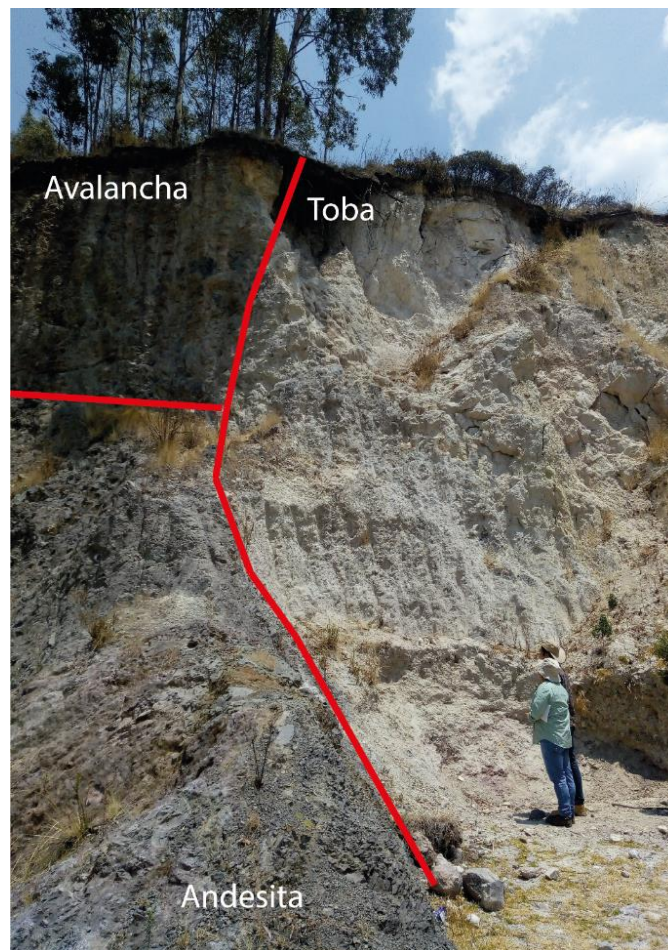


Figura 4.4 Contacto entre unidades de la columna Ejido San Miguel Yuxtepec

4.3 Ejido de Mañi (LI-22)

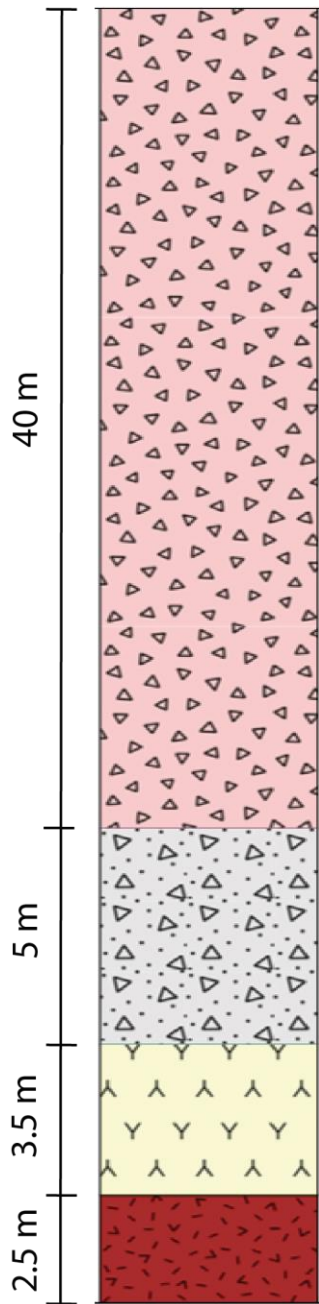
Esta columna (Fig. 4.5) consta de 51 m. En la base se tiene una ignimbrita de color rojo con una gran cantidad de cristales de plagioclasa y pómez (25%), las pómez son redondeadas de entre 1 y 0.2 cm. Se observan algunos cristales alterados posiblemente máficos. En este caso no se tiene presencia de líticos ni fiammes.

Sobre esta ignimbrita se encuentra una toba de caída de color amarillo claro compuesto principalmente por ceniza, con algunas partículas de tamaño lapilli (1%), cristales de biotita y anfíbol (1%). Encima encontramos una toba de caída pumicítica de color claro con una matriz de ceniza, con pómez (30%) subredondeadas de entre 2 y 0.1 cm, así como cristales de biotita y anfíbol (1%), líticos de color pardo o negro posiblemente máficos (1%).

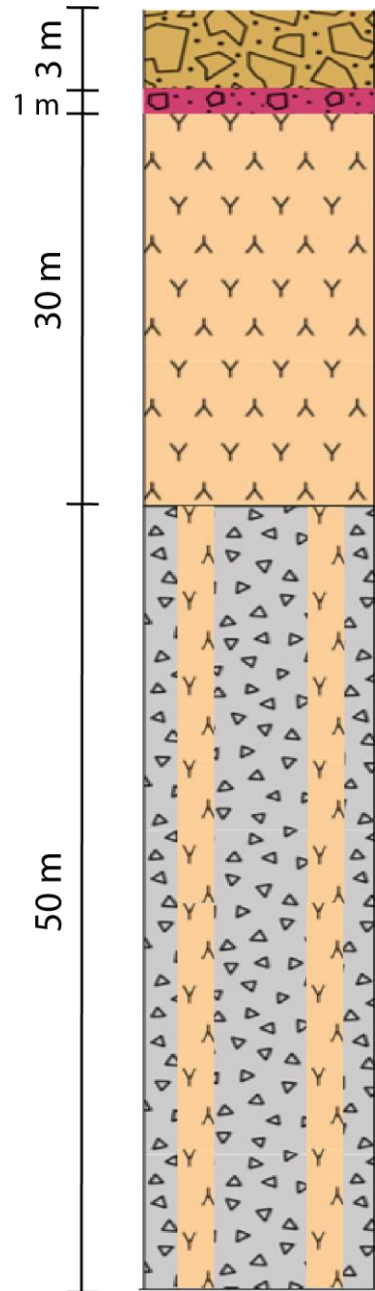
En la cima se tiene la dacita perteneciente al domo 4, esta es de color rosa claro porfirítica con mega cristales de plagioclasa, biotita, hornblenda y cuarzo de hasta 0.5 cm.

4.4 Santa Cruz Tepexpan (LI-19)

Esta columna (Fig. 4.6) tiene un espesor total de 84 m. En la base se encuentra la dacita porfirítica perteneciente al domo 3 de color gris claro con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda. Sobreyaciendo a esta dacita se tiene una toba de caída de color arena compuesta en su mayoría por ceniza, contiene pómez alargadas y redondeadas (<1%), fragmentos de roca angulosos (8%), estos fragmentos son de dacita porfirítica de color gris y una de color rojizo debido a que la matriz se encuentra pigmentada por oxidación, además de andesita de color negro con cristales de plagioclasa. Los fragmentos varían de tamaño de entre 10 y 2 cm. En este punto se observaron los conductos alimentadores de los depósitos piroclásticos, lo cual al menos en este caso indica que estos depósitos provienen del Campo Volcánico de Tepexpan. (Fig. 4.7).



- Dacita
- Ignimbrita
- Toba
- Toba Pumicítica



- Avalancha de escombros
- Brecha piroclástica
- Dacita
- Toba

Figura 4.5 Columna de Ejido de Mañi

Figura 4.6 Columna de Santa Cruz Tepexpan

Sobre esta toba se observa una brecha piroclástica con fragmentos de color rojo matriz-soportada con fragmentos de roca angulares (80%) de entre 1-0.1 cm. La matriz es de color blanco. Tiene minerales como cuarzo y plagioclasa. En la cima se tiene una avalancha de escombros, clasto soportado con una matriz de color café claro. Los clastos son de gran tamaño de entre 40 y 2 cm, son de andesita y dacita además de dos ignimbritas una de color rojo y otra negra ambas con una gran cantidad de cristales y pómez (30-40%), los cristales de ambos son de plagioclasa y las pómez redondeadas de 0.5-2 cm. Contienen algunos fragmentos de roca de color rojo (<1%) además de fiammes alargadas de 0.5-2.5 cm. Estas ignimbritas no fueron localizadas en ningún afloramiento *in situ* o en algún otro depósito.



Figura 4.7 Conducto alimentador de la Toba en la columna Santa Cruz Tepexpan

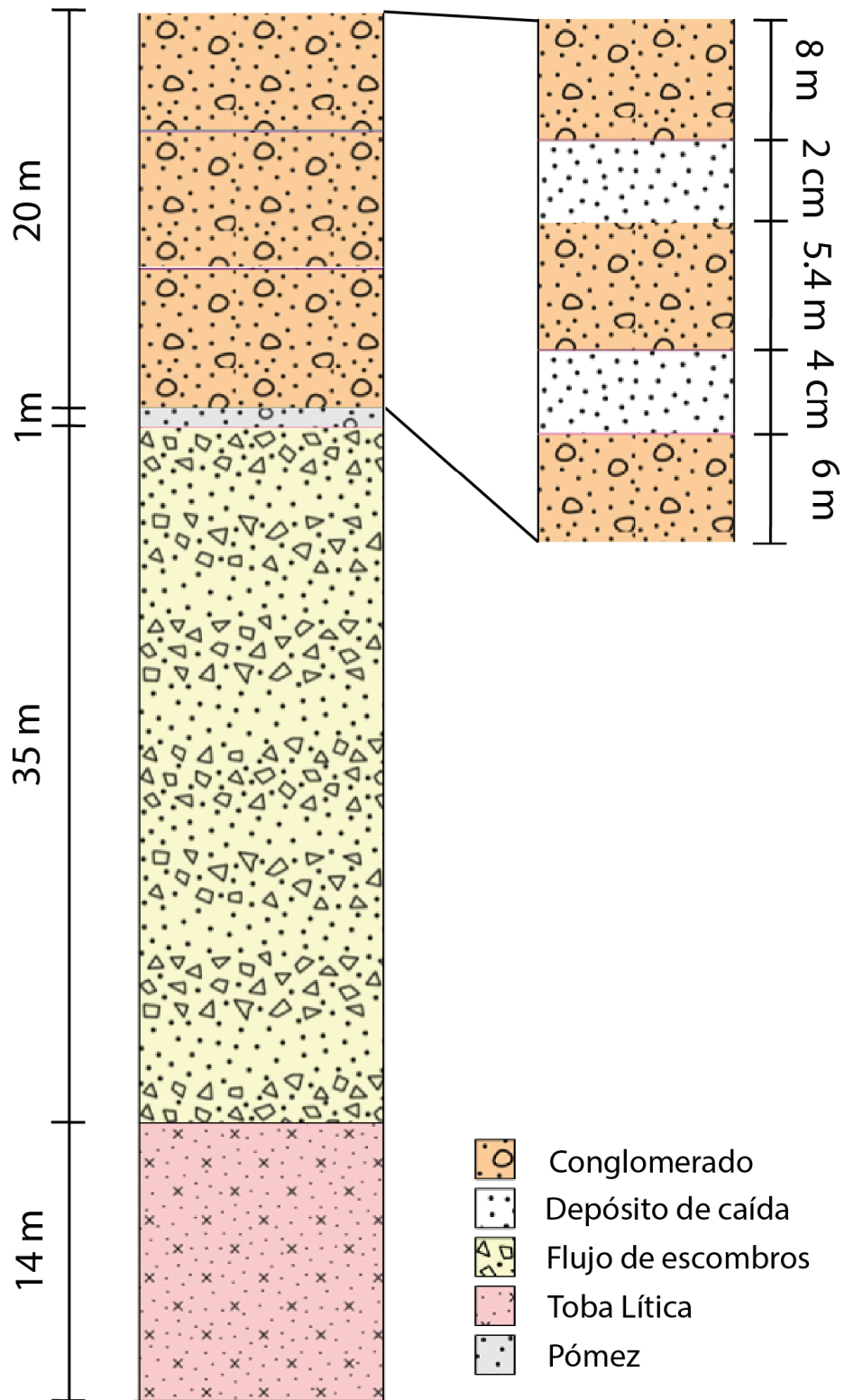


Figura 4.8 Columna de arroyo Grande

4.5 Arroyo Grande (LI-37/2)

Esta columna (Fig. 4.8) tiene un espesor total de 70 m. Tiene en la base una toba de caída lítica de color rosa claro compuesta en su mayoría por ceniza, contiene algunos fragmentos de roca (10%) angulosos de color gris, rojo y blanco de entre 2 y 0.1 cm, pómez redondeadas (2%) de 4 mm en promedio, cristales de plagioclasa y hornblenda (<1%). Sobre esta toba (Fig. 4.9) se encuentra un flujo de escombros matriz soportada, la matriz es de arena mientras que los clastos angulosos son máficos y dacita posiblemente del domo 12 que muestra dirección de flujo. Los clastos varían de 40 a 5 cm.

Sobreyaciendo el flujo de escombros se tiene un depósito de pómez redondeadas (Fig. 4.10). Sobre a este se encuentra un conglomerado con lentes de arenisca, este conglomerado tiene clastos subangulosos de dacita de tamaño de entre 30 y 4 cm. Dentro del conglomerado se observaron depósitos de caída de pocos centímetros de espesor de color blanco con pómez redondeadas.



Figura 4.9 Contactos entre unidades en Arroyo Grande



Figura 4.10 Depósito de pómez redondeadas de Arroyo Grande

4.6 Presa

Dentro de esta columna (Fig. 4.11) se encontraron diversos depósitos ignimbríticos diferentes en un área muy corta con un espesor de 12 m. En la base se tiene una ignimbrita rica en cristales, contiene cristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo (45%) además de líticos de andesita (1%) y pómez subredondeadas (5%). Esta ignimbrita se encuentra soldada por lo que muestra una textura eutaxítica. Sobreyaciendo a esta unidad se tiene una ignimbrita pumicítica de color café con pómez redondeadas (12%) y algunos cristales de plagioclasa (2%).

Sobre esta ignimbrita se encontró un lahar matriz-soportado de color gris con clastos redondeados de andesita de entre 10 y 5 cm. Encima de este lahar se encuentra una ignimbrita rica en cristales diferente a la que se mencionó anteriormente, esta es de color blanco con una matriz de arena y una gran cantidad de cristales (40%) posiblemente de feldespato, biotita y anfíbol. Se tienen algunos fragmentos de roca de color rojo y negro de entre 1 y 0.4 cm (9%) y pómez alargadas de 1.5 cm en promedio (4%).

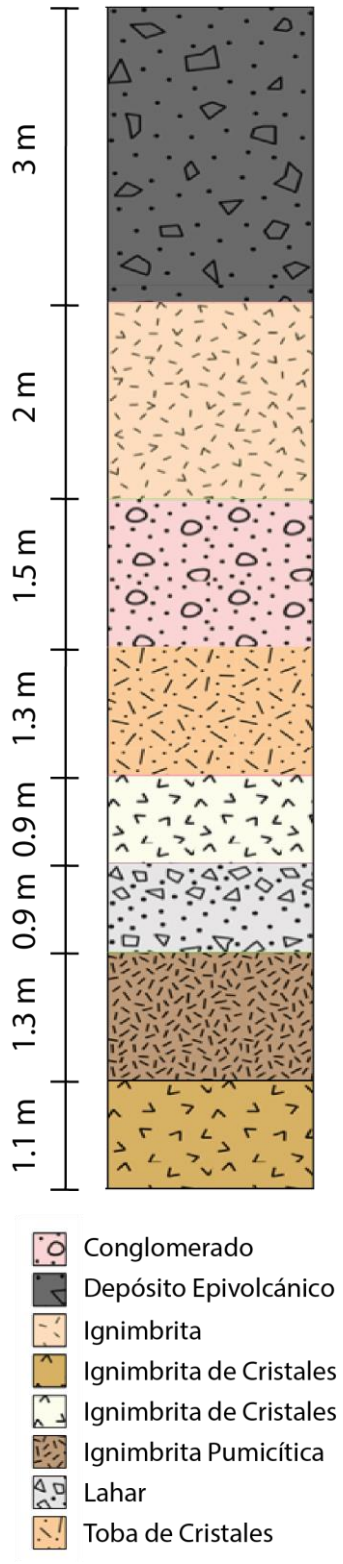


Figura 4.11 Columna de la Presa

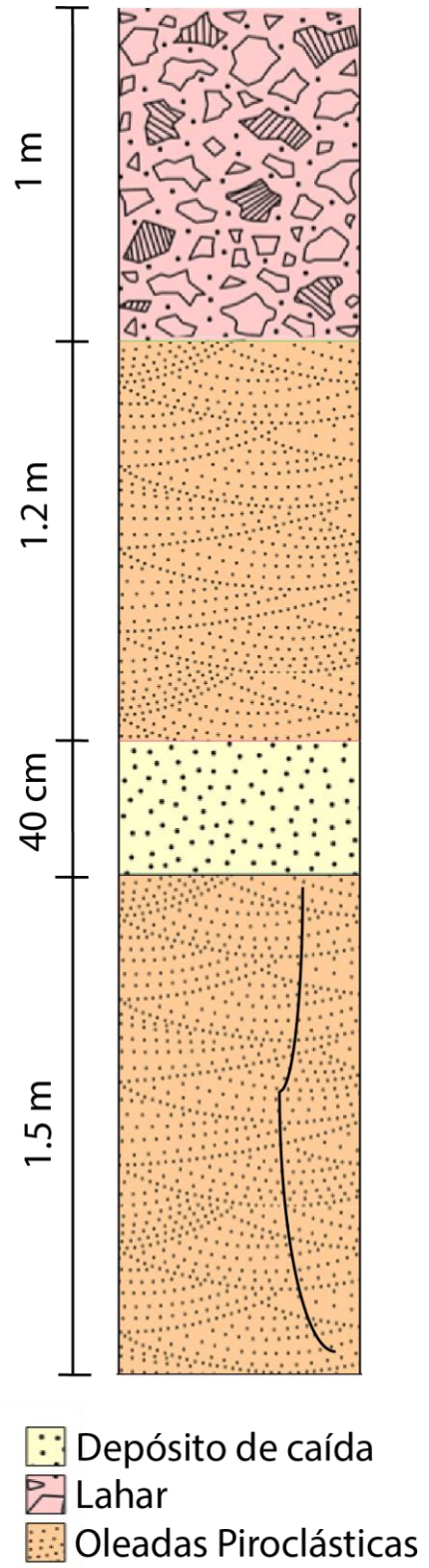


Figura 4.12 Columna de Portezuelo

En la parte superior de esta ignimbrita de cristales se tiene una toba de caída de cristales, la cual está compuesta en su mayoría por ceniza, con fenocristales de plagioclasa, biotita y hornblenda (10%) y algunas pómez pequeñas redondeadas (1%). En esta toba además se encontró un posible xenolito de un granito, sin embargo, es muy pequeño (3mm).

Sobre la toba se tiene un conglomerado con matriz de arena, los clastos son de andesita de entre 8 y 2 cm.

Subyaciendo al conglomerado se tiene una ignimbrita es de color crema con pómez subangulosos de 12 a 1 cm (10%), fragmentos de roca de dacita porfirítica subangulosos (3%) y cristales de plagioclasa y biotita (5%). En la cima de esta columna se tiene un depósito epiclástico de color gris oscuro matriz soportada compuesta de lodo con líticos subangulosos de dacita porfirítica de color gris y rojo, andesita y cuarzo.

4.7 Portezuelo (LI-36)

Esta columna (Fig. 4.12) consta de 4.1 m. Se tiene en la base depósitos de oleadas piroclásticas que presentan estratificación cruzada (Fig. 4.13), tiene algunos clastos subangulosos de entre 5 y 10 cm de andesita y dacita con una matriz de color verde. Dentro de este depósito se observaron pibes o pipas de desgasificación de 20 cm en promedio (Fig. 4.14).



Figura 4.13 Estratificación cruzada dentro de las oleadas piroclásticas

Entre este depósito se observó un depósito de caída, con pómez redondeados. Este depósito se acuña lateralmente (Fig. 4.15). Sobreyaciendo la oleada piroclástica se tiene un lahar con una matriz de lodo y clastos de tamaño de 45 a 8 cm.



Figura 4.14 Pipas de desgasificación dentro de las oleadas piroclástica en Portezuelo

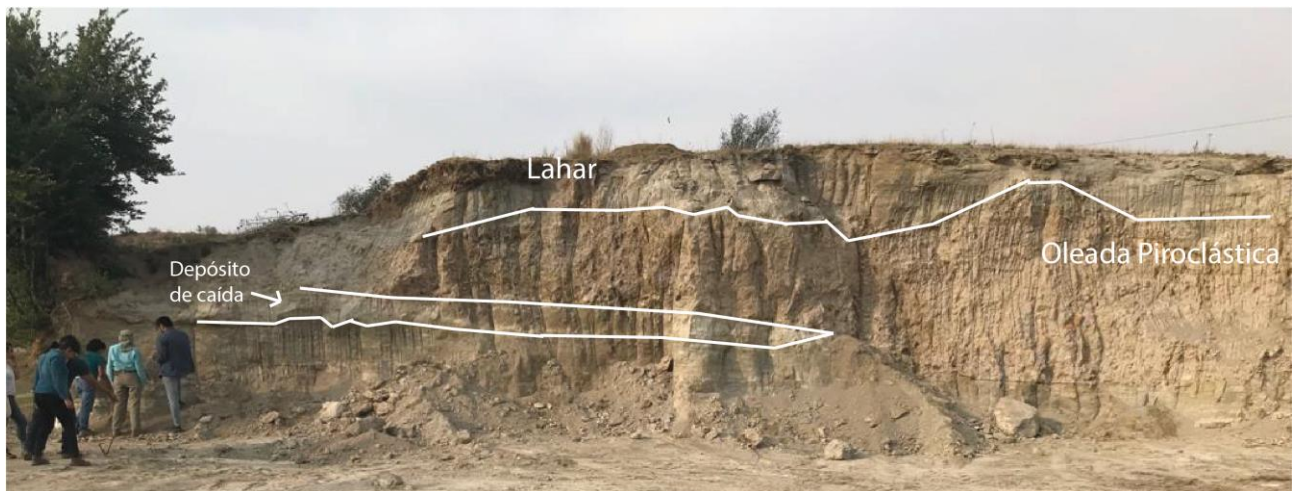


Figura 4.15 Contacto entre unidades en la columna Portezuelo

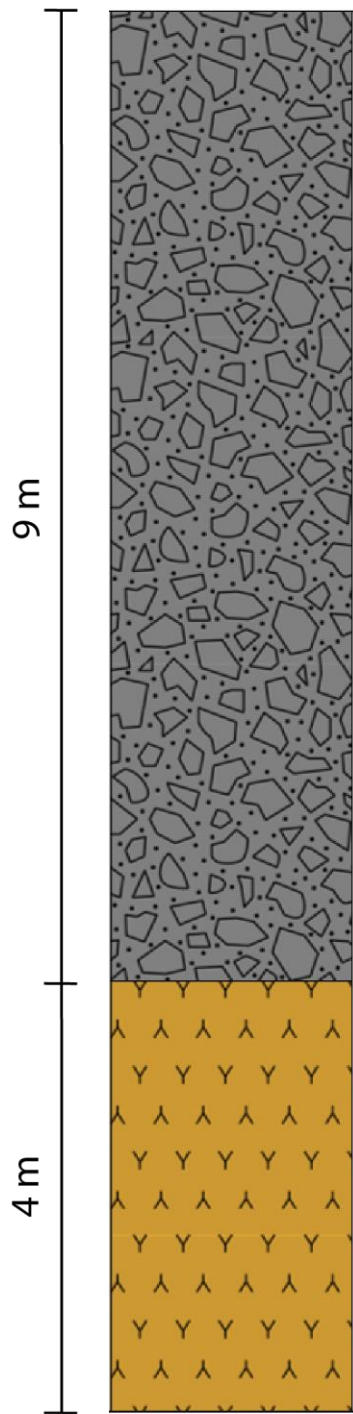
4.8 Hacienda la Purísima (LI-38/24)

Esta columna (Fig. 4.17) tiene un espesor total de 13 m. En la base se tiene una toba de caída de color café claro compuesta en su mayoría de ceniza con cristales de biotita y cuarzo (3%), fragmentos de roca (<1%) de color rojo o negro de entre 0.5-0.2 cm y pómez (<1%) redondeadas de 0.5 cm en promedio.

Sobre esta toba se encuentra una avalancha (Fig. 4.16) de matriz soportada, está compuesta de clastos angulosos de 35 a 3 cm. Los clastos son de dacita del domo 12.



Figura 4.16 Contacto entre unidades de la Hacienda la Purísima





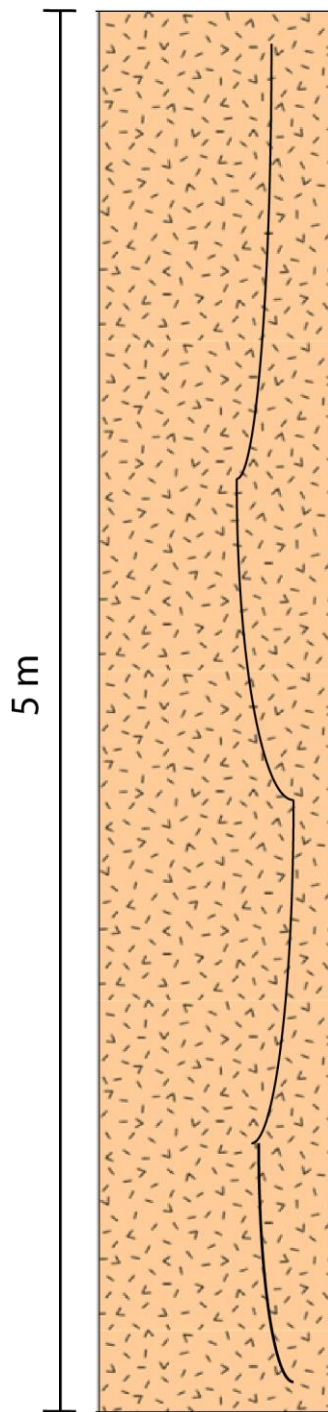
-  Avalancha de escombros
-  Toba

Figura 4.17 Columna de la Hacienda la Purísima



-  Ignimbrita

Figura 4.18 Columna de la Presa los Corrales

4.9 Presa Los Corrales (LI-37)

Esta columna (Fig. 4.18) solo consta de una unidad con un espesor de 5 m. Se trata de una ignimbrita lítica de color arena (pardo claro), con fragmentos de roca (15%) angulosos de andesita y algunos de dacita oxidada de 5 a 2 cm. También tiene clastos de pómez redondeadas (10%) de 2 a 0.5 cm de diámetro y algunos cristales de biotita. Es depósito tiene pipas de desgasificación de más de 3 m de largo (Fig. 4.19).



Figura 4.19 Pipa de desgasificación dentro de la ignimbrita de la Presa los Corrales

CAPÍTULO 5. Geoquímica y geocronología

5.1 Geoquímica

Con el objeto de clasificar las rocas volcánicas y obtener información con respecto a la variabilidad composicional de la zona y hacer inferencia sobre su origen, se realizaron estudios de elementos mayores y elementos traza de un grupo representativo de muestras.

Las muestras fueron seleccionadas con base en lo observado en láminas delgadas. Se obtuvieron 12 análisis de elementos mayores de los cuales 11 corresponden a algún domo de la zona de estudio y un posible conducto alimentador de estos. En el caso de los elementos traza se realizaron 5 análisis en su totalidad de los domos. Los datos de ambos análisis se presentan en los anexos.

La medición de los elementos mayores fue realizada por fluorescencia de rayos X en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica (LANGEM) por medio de un espectrómetro de rayos X (Rigaku Primus II) equipado con un tubo de rodio y ventana de berilio de 30 micras. Las muestras fueron preparadas según lo descrito por Lozano y Bernal (2005).

Los elementos trazan se midieron en un ICPMS Thermo Series XII con plasma inductivamente acoplado en el Centro de Geociencias (CGEO) de la UNAM. Las muestras se prepararon según lo descrito por Mori et al. (2007).

Los resultados fueron comparados con los obtenidos previamente por Salinas-Sánchez (2013) del CVT y Jocotitlán, adicionalmente de los de la Sierra de las Cruces de Velasco-Tapia et al. (2013). Con la finalidad de identificar si el área de estudio tiene relación con alguna de las estructuras volcánicas más cercanas.

La distribución obtenida de los elementos mayores en el diagrama TAS (Fig. 5.1), muestran que todas las muestras se encuentran dentro del campo subcalino las cuales son típicas de arco. Las muestras LI-03 y LI-07 correspondiente al posible conducto alimentador y a el domo 13 respectivamente caen dentro del campo de las andesitas. Las muestras LI-17 (domo 2) y LI-09 (domo 5) se encuentran en el

límite entre las dacitas y riolitas. Mientras que el resto de los domos están en el campo de las dacitas.

Los datos obtenidos por Salinas-Sánchez (2013) se encuentran en el mismo campo que los obtenidos en este trabajo. Mientras que para poder tener una certeza de que los datos presentados en este trabajo tienen similitudes con las muestras del Jocotitlán o de la SC es necesario tener más elementos de comparación; ya que estos datos presentados por Salinas-Sánchez (2013) y Velasco-Tapia et al. (2013) abarcan una gran variedad composicional.

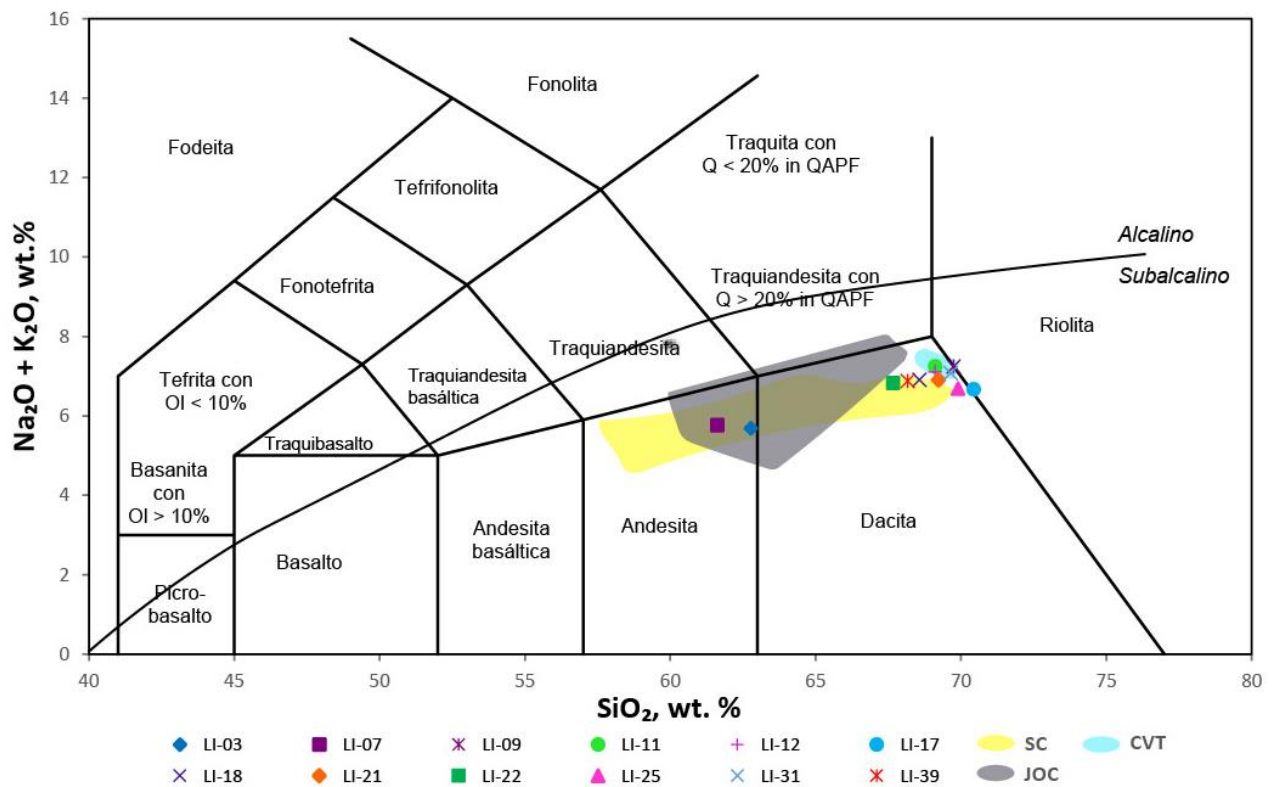


Figura 5.1 Diagrama TAS donde se muestran los resultados de las muestras analizadas, además de los resultados de otros estudios. JOC-Jocotitlán, CVT-Campo Volcánico de Tepexpan, SC-Sierra de las Cruces. Modificado de Le Bas et al. (1986). La línea que divide los campos alcalino y subalcalino es la propuesta por Irvine y Baragar (1971).

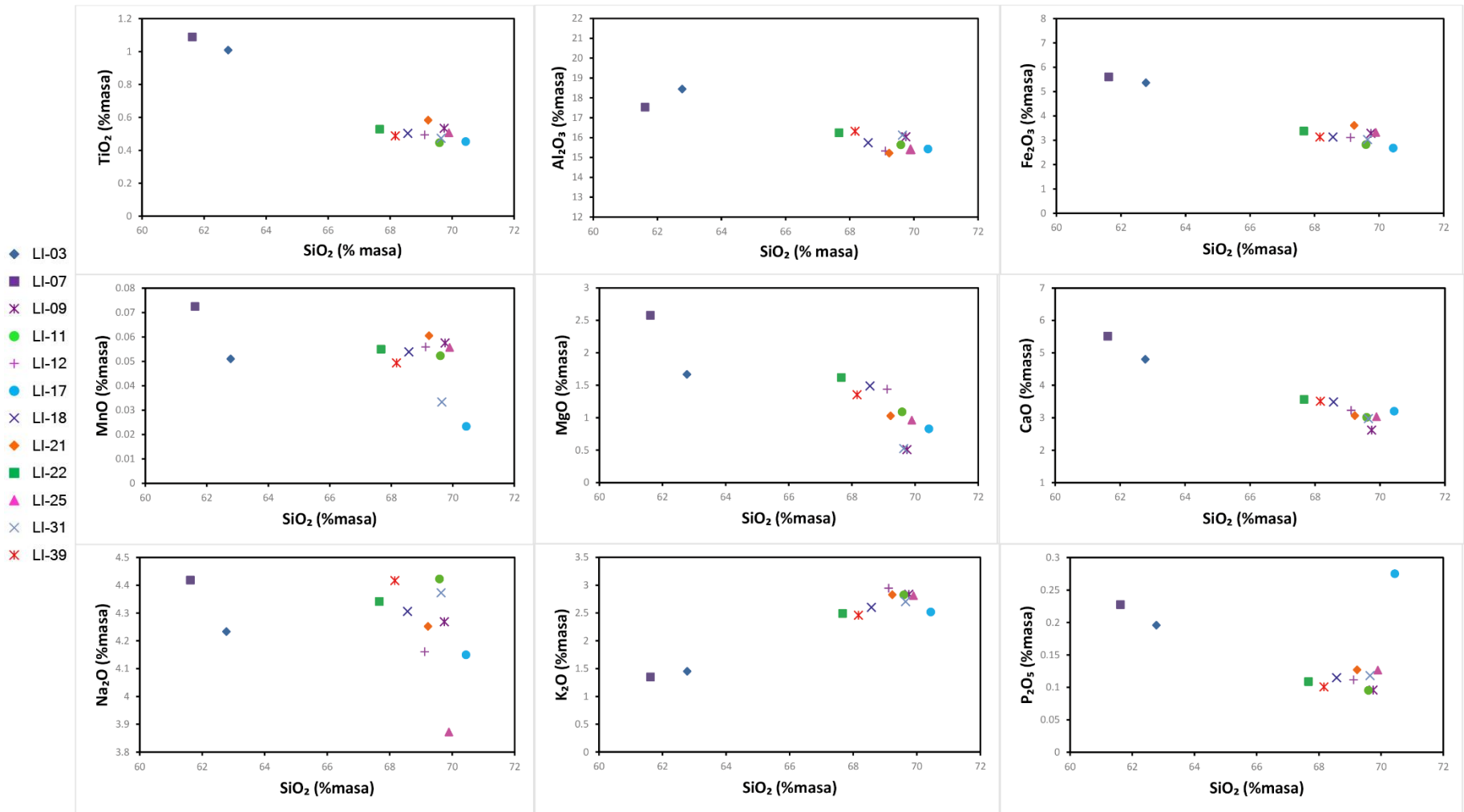


Figura 5.2 Diagramas tipo Harker de los domos del CVT y una andesita

En el caso de los diagramas Harker (Fig. 5.2) se muestran diferentes tendencias dentro de los elementos mayores. A medida que el sílice aumenta el contenido de TiO_2 tiende a disminuir esto puede estar asociado principalmente a la cristalización continua de óxidos de hierro-titanio.

Para el caso del Al_2O_3 se puede observar una tendencia negativa de los miembros más máficos a los félsicos que puede ser asociado a cristalización de plagioclasa y durante la parte final de la evolución parece no haber mucha cristalización de plagioclasa, por lo que las muestras no se encuentran muy diversas. El Fe_2O_3 disminuye posiblemente debido a la continua cristalización de minerales como biotita, anfíbol y en menor medida piroxeno. En el MnO no se aprecia ninguna tendencia.

Conforme el sílice aumenta el MgO disminuye; esto es posible que se deba a la cristalización de minerales como anfíbol y biotita. Para el CaO , conforme el sílice aumenta el calcio tiende a disminuir, lo que sugiere principalmente cristalización de plagioclasa y en menor medida anfíbol.

El Na_2O no muestra ninguna tendencia. El K_2O tiende a aumentar a medida que el sílice también incrementa. Mientras que el P_2O_5 disminuye cuando el sílice aumenta.

En el diagrama de Frost y Frost (2008) (Fig. 5.3) las muestras se encuentran en el límite de las rocas ricas en hierro y ricas en magnesio. En este caso también se tienen similitudes en algunas muestras con las de Salinas-Sánchez, (2013) y con la SC de Velasco-Tapia et al. (2013).

Las muestras en el diagrama de Frost et al. (2001) (Fig. 5.4) en su mayoría se encuentran dentro del campo calci-alcalino. Las muestras LI-07 (domo 13) y LI-25 (domo 10) se encuentran entre el límite entre el campo calci-alcalino y cálcico. La muestra LI-17 (domo 2) es la única que cae dentro del campo cálcico. Los datos de este trabajo parecen tener una tendencia parecida a las presentadas por Velasco-Tapia et al. (2013) de la SC, sin embargo, también presenta similitud con los de Salinas-Sánchez (2013).

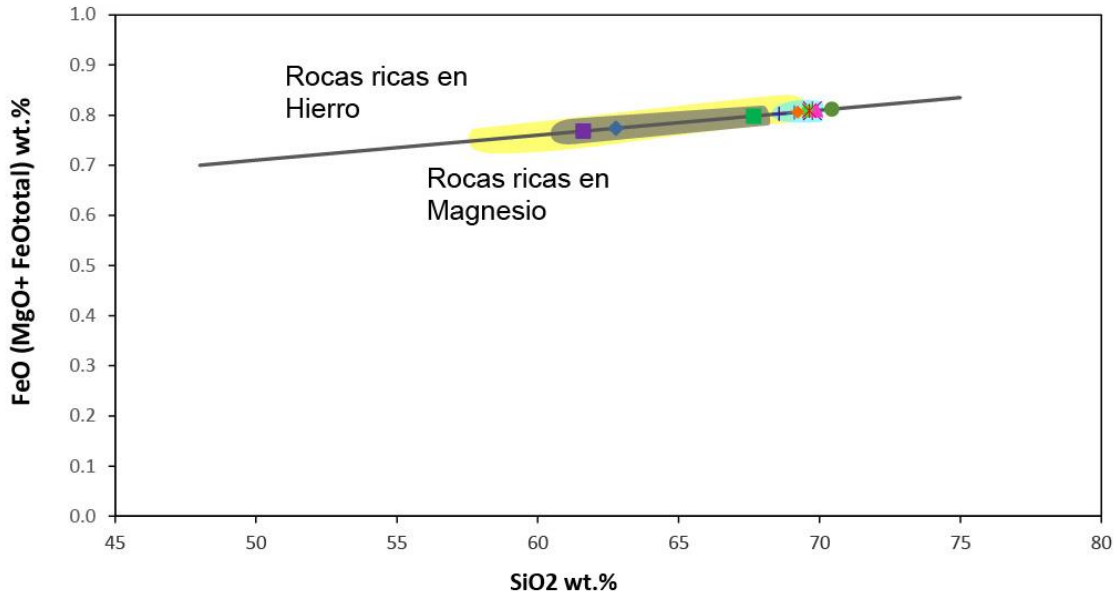


Figura 5.3 Modificado de Frost y Frost (2008).

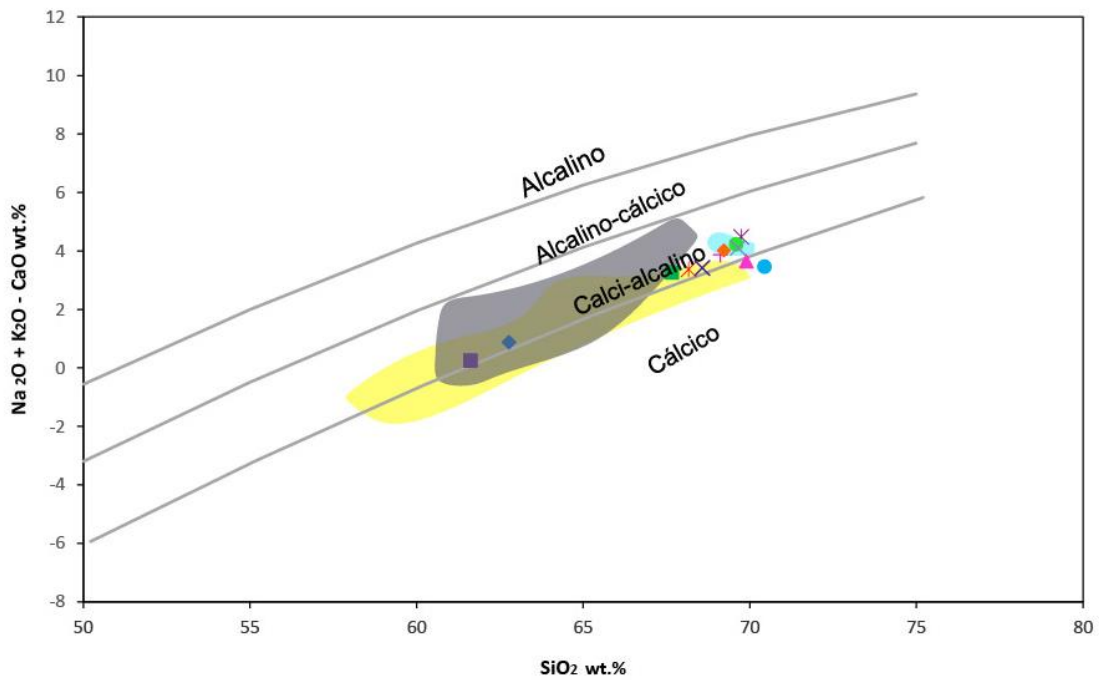


Figura 5.4 Modificado de Frost et al. (2001).

En el caso del diagrama AFM (Fig. 5.5) todas las muestras se encuentran en el campo calci-alcálico lo que nos indica magmatismo asociado a subducción. Solo en algunas muestras se observan similitudes con los datos presentados por Salinas-Sánchez (2013), mientras que en el caso de Jocotitlán y la SC no es posible identificar similitudes claras con los datos presentados en este trabajo debido a que la mayoría de los datos presentados por Velasco-Tapia et al. (2013) y Salinas-Sánchez (2013) se encuentran más lejanos del álcalis que los presentados en este estudio.

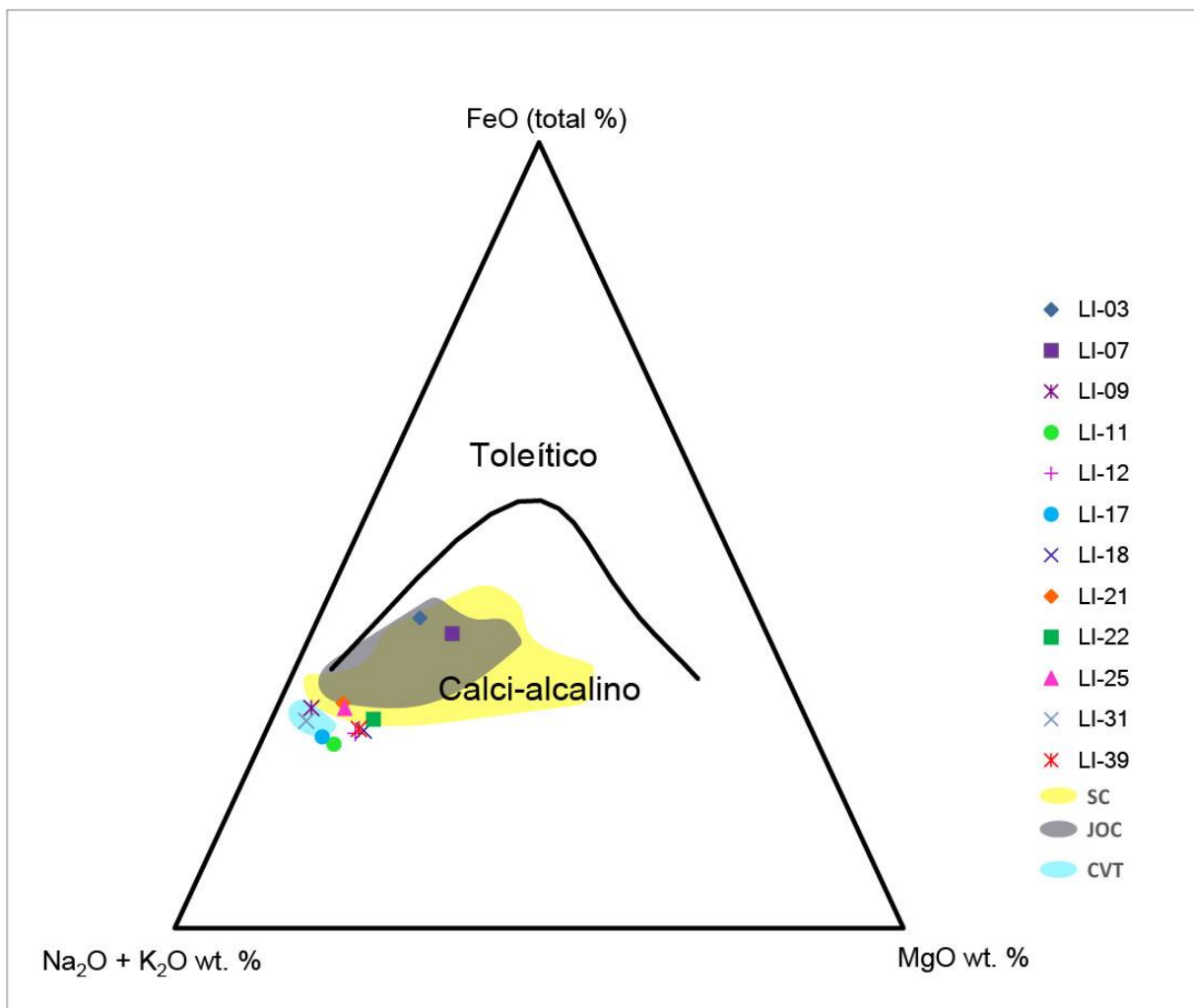


Figura 5.5 Diagrama AFM. Modificado de Irvine y Baragar (1971).

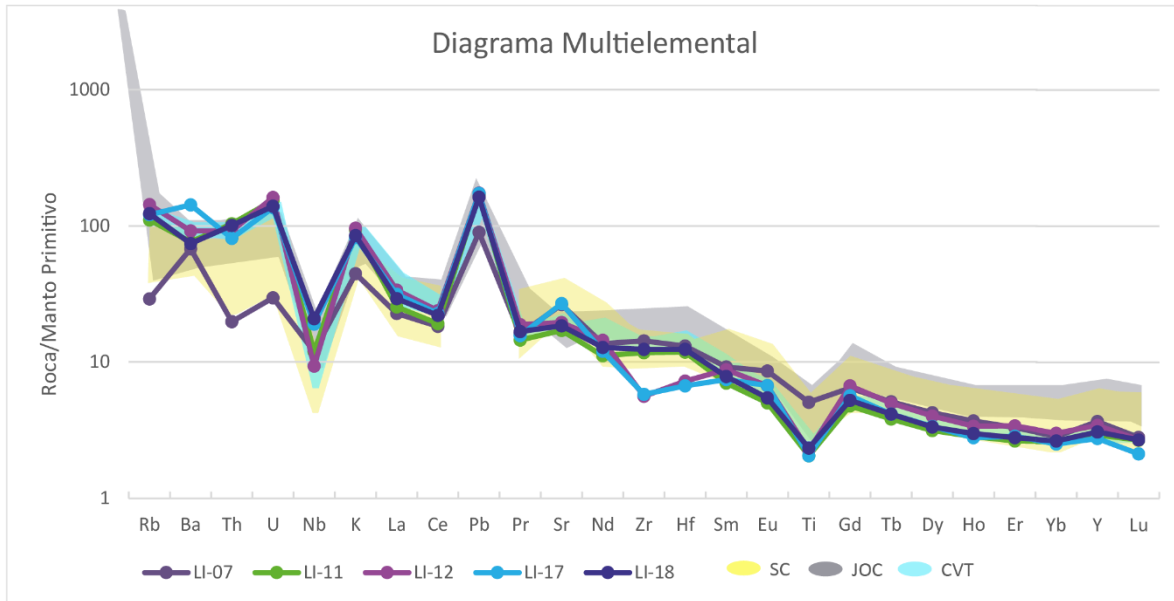


Figura 5.6 Diagrama multielemental o tipo spider. Los datos fueron normalizados de acuerdo con los presentados por Sun y McDonough (1989).

Los resultados de los elementos trazan fueron representados en un diagrama multielemental (Fig. 5.6). Se pueden observar anomalías positivas en elementos como el U, K, Pb y Sr y ligeramente en el Eu e Y; mientras que se tienen anomalías negativas de Nb y Ti. Para el caso de los elementos traza se observan similitudes con los datos de Salinas-Sánchez (2013) del CVT, también es posible observar una tendencia similar a los datos obtenidos por Velasco-Tapia et al. (2013) de la SC.

En las tierras raras (Fig. 5.7) en general se tiene una tendencia lineal con una anomalía variable en el Eu, en el caso de la muestra LI-11 y LI-18 negativa, mientras que la LI-07 es positiva. Se observa una mayor similitud con los datos de la SC que con los datos del Jocotitlán, debido a que los resultados de los elementos traza del Jocotitlán muestran anomalías que no se presentan en los datos obtenidos del CVT como la de Rb, Zr y Hf. Además, en los valores obtenidos de las tierras raras de Salinas-Sánchez, (2013) presentan valores ligeramente mayores que los obtenidos en este estudio.

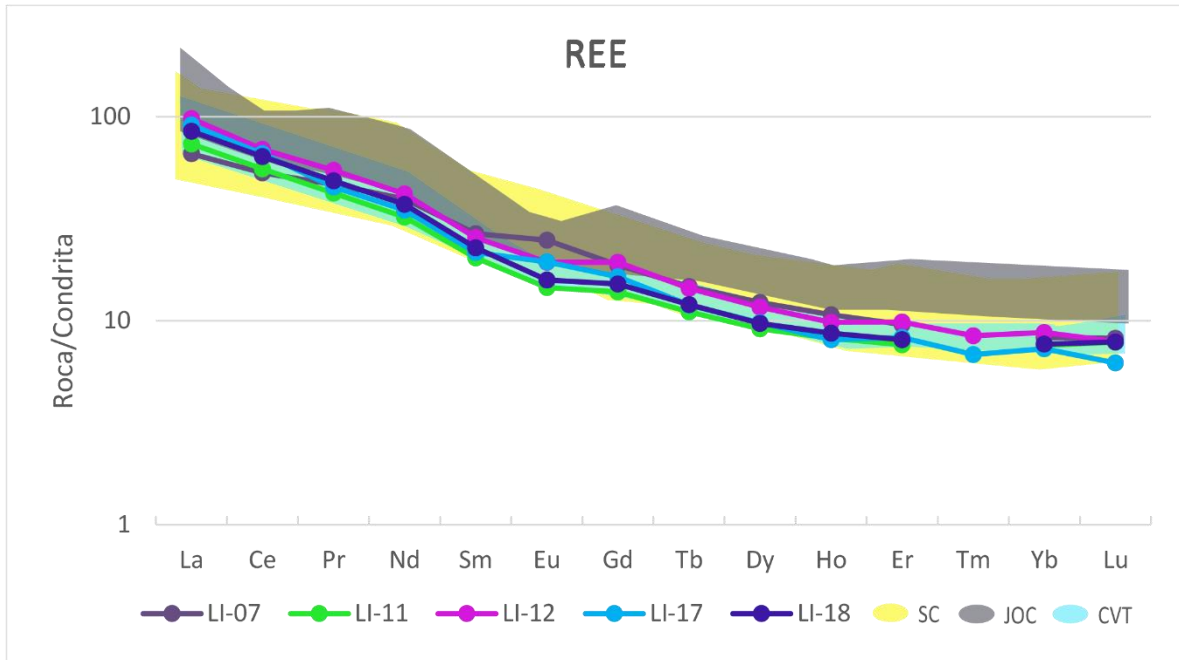


Figura 5.7 Diagrama de REE. Los datos fueron normalizados de acuerdo con los presentados de McDonough y Sun (1995).

5.2 Geocronología

Adicionalmente a los análisis geoquímicos, fue seleccionada una muestra para su fechamiento por medio de K-Ar y Ar-Ar, la cual corresponde a la LI-21 del domo 14. Para este fechamiento se obtuvo un concentrado de biotita.

La muestra fue descostrada y posteriormente triturada. Se tamizó y seleccionó la fracción 100- 400 μ y a esta fracción se le realizó una separación magnética por medio del Frantz. La fracción de cristales máficos se colocaron en la mesa vibratoria para separar las biotitas. Finalmente, con un microscopio estereoscópico se realizó una separación y selección manual de las biotitas (dejando fuera las biotitas oxidadas y algunos cristales que aun quedaron dentro de esta fracción).

El fechamiento K-Ar se realizó en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) con el espectrómetro de masas de gases nobles (MM1200B) con línea de extracción de gases nobles mediante láser de infrarrojo (CO₂) en el Instituto de Geología, UNAM. El análisis fue realizado por el Dr. Jesús

Solé Viñas y la determinación de potasio por el Quím. Rufino Lozano Santa Cruz. El procedimiento para la obtención del K se obtuvo según lo descrito por Solé y Enrique (2001). Mientras que la obtención del Ar esta descrito por Solé (2009).

Muestra	Coordenadas	Material fechado	%K	%40Ar	Edad (Ma)	± (1s) (Ma)
LI-21	19.562911N -99.689303 O	Biotita	7.39	37.8	1.6	0.1

Tabla 1. Resultados del fechamiento de biotitas pro medio de K-Ar

La edad obtenida por medio de este método (Tabla 1) es de 1.6 ± 0.1 Ma. La cual es muy diferente a la obtenida por Salinas-Sánchez (2013) de 3 Ma.

El fechamiento de Ar-Ar fue realizado en el Laboratorio Interinstitucional de Geocronología Ar (LIGAr) perteneciente al Centro de Geociencias de la UNAM, por medio de un espectrómetro de masas multicolector para gases nobles NGX (Isotopx Ltd.) por el método de calentamiento por pasos. Para la extracción del Ar se utiliza un horno de temperatura controlada TC-9 de Pond Engineering. Las muestras fueron preparadas de acuerdo con Montoya-Lopera et al. (2020) con algunas variaciones debido al material utilizados para el fechamiento.

Las muestras fueron irradiadas en el reactor nuclear de la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá. Se utilizó como monitor de irradiación el estándar de sanidino Fish Canyon Tuff FCT-2 (28.198 ± 0.044 Ma; Kuiper et al., 2008).

El resultado del fechamiento de Ar-Ar (Fig. 5.8) con una mejor estimación de edad es de 1.86 ± 0.11 Ma, la cual también se encuentra alejada de la reportada por Salinas-Sánchez, (2013) pero coincide con la edad obtenida por medio del fechamiento de K-Ar presentada anteriormente.

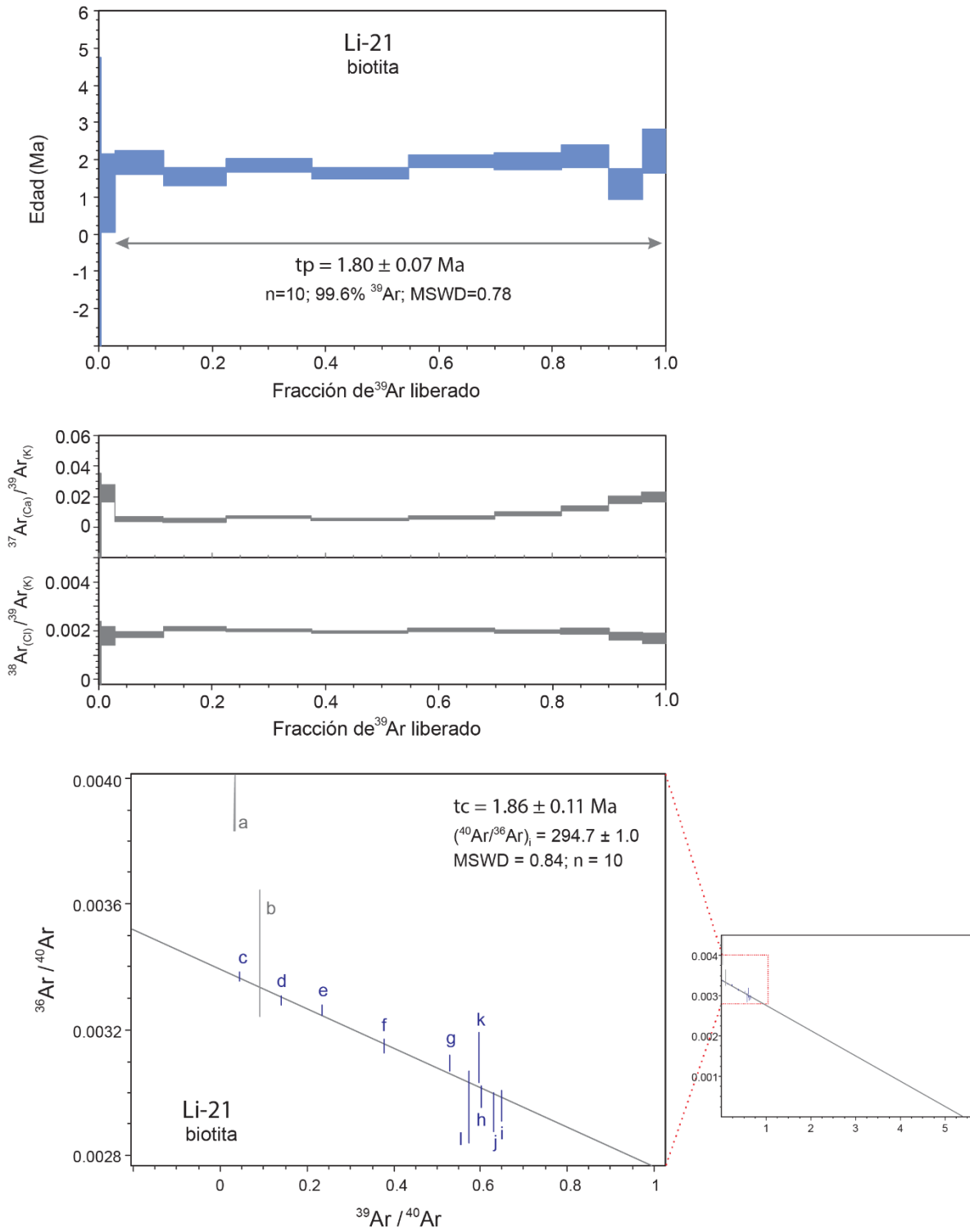


Figura 5.8 Resultados del fechamiento Ar-Ar.

CAPÍTULO 6. Discusión

6.1 Centros volcánicos y su distribución

Como resultado del trabajo de campo realizado en este estudio y de las observaciones geomorfológicas realizadas por medio de Google Earth, se reconocieron 15 conductos volcánicos que forman estructuras tipo domo los cuales conforman el Campo Volcánico de Tepexpan. Cabe resaltar que en estudios previos en la zona como los de Salinas-Sánchez (2012) y Colín-Rubio (2018) la descripción de estos domos fue realizada de forma general y no fue reconocida la totalidad de conductos volcánicos del CVT.

Algunos de estos domos se encuentran juntos o en contacto formando conjuntos compuestos, sin embargo, es posible, de acuerdo con su geomorfología, separarlos. Este es el caso de los domos Barth 9, 10, o Cerro el Águila, y 15, o Cerro Ojo de Palo, los cuales forman una alineación al NE-SW y se localizan en la parte sur del CVT. Los domos 6, 7, 8, 12 y 13 también se encuentran juntos y se observa una alineación E-W.

En contacto con el domo 5 o Cerro Santuario (domo principal) se encuentran el domo 4 y 14, estos en conjunto con el domo 3 (que se encuentra un poco alejado hacia el NW) forman una alineación NW-SE. Esta alineación también se presenta en los domos 1, 2 y 11, los cuales se encuentran alejados entre si además de ser los de menor tamaño dentro del CVT.

Estas alineaciones, se presume, son debidas a la tectónica presente en la zona, la cual se tratará un poco más adelante.

La totalidad de los aparatos reconocidos son domos de lava dacíticos, sin embargo, hay otros tipos de productos asociados a estos domos como los derrames lávicos andesíticos y un dique andesítico asociado con un conducto alimentador de otro posible domo no desarrollado del todo, así como acumulaciones de depósitos piroclásticos y volcaniclásticos. El volumen de lava emitido por este campo

volcánico es de 3,412.7 km³ sin contar los depósitos piroclásticos que se encuentran en los lóbulos.

Los depósitos piroclásticos y volcanoclásticos fueron reconocidos en la base de algunos domos o en los alrededores del CVT. Algunos de estos pertenecen al CVT mientras otros posiblemente provienen de otro centro volcánico mayor cercano y esto se discutirá más adelante.

6.2 Petrología

Dentro del CVT se identificaron unidades como las dacitas que conforman casi la totalidad de los domos, cuerpos lávicos andesíticos, así como diversos depósitos piroclásticos. Las variaciones composicionales entre ellos se deben a los distintos grados de diferenciación.

Annen et al. (2006) propone un modelo para la generación de magmas de intermedios a silícicos a través de una zona caliente profunda. En su modelo sills máficos son emplazados sucesivamente en la corteza inferior y media. Con este emplazamiento de sills la corteza se calienta generando esta zona caliente profunda. Después de un periodo de incubación el cual es definido como el intervalo de tiempo entre la intrusión del primer sill máfico y el inicio de la formación del fundido silícico. El fundido generado por la fusión parcial de la corteza y el magma residual de la cristalización incompleta del magma máfico ascienden por zonas de baja resistencia.

Annen et al. (2006) propone que en esta zona caliente pueden ocurrir procesos como AFC (asimilación y cristalización fraccionada) y MASH (fusión, asimilación, almacenamiento y homogenización). Debido a que no se realizaron análisis isotópicos no se puede asegurar las rocas pertenecientes la CVT provienen del mismo magma parental, pero con base en las relaciones morfológicas, cercanía y anidamiento se asume que se formaron en un mismo tiempo provenientes de magmas primarios parecidos de una misma zona a profundidad, en el caso del CVT no hay evidencia de que los procesos de diferenciación ocurrieran en una zona profunda por lo que posiblemente ocurrieron en la corteza media. Debido a los

diferentes grados de cristalización fraccionada se observan componentes minerales diferentes en las dacitas de los domos como la ausencia o presencia de piroxeno.

En las muestras obtenidas del CVT fueron observados diversos rasgos de desequilibrio como lo son textura de tamiz y zoneamiento en las plagioclasas, bordes de reacción entre diversos minerales. La presencia de estos bordes de reacción nos sugiere una mezcla de magmas incompleto entre un magma seco y uno hidratado, ya que se tienen relaciones entre piroxeno y anfíbol que forman coronas de reacción unos con otros. También la presencia de textura celular (*spongy cellular*) en plagioclasas podría indicar una mezcla de magmas.

En el caso de las plagioclasas, es posible que la textura de tamiz se haya producido debido al ascenso y descompresión. Fueron observados cuarzos redondeados, lo cual, de acuerdo con Watt et al. (1997) pueden ser interpretados como xenocristales o fenocristales que fueron incorporados en las primeras etapas, y que estos fueron redondeados por fusión o disolución involucrando un desequilibrio térmico.

De igual manera, en diversas muestras se identificaron xenocristales de titanita las cuales cuentan con un borde de reacción compuesto de óxidos, estos xenocristales pueden indicar la asimilación de la corteza.

Las rocas reportadas en la Sierra de las Cruces presentan similitudes petrológicas con las del presente estudio, sin embargo, existen algunas diferencias significativas como que en la SC se tiene presencia de rocas más máficas con clinopiroxeno y olivino y ausencia de biotita. También se han reportado en la SC enclaves magmáticos que no fueron observados en el presente estudio. Velasco-Tapia et al. (2013) reporta rasgos de desequilibrio como textura de tamiz y zoneamiento en plagioclasas, así como coronas de reacción de clinopiroxeno rodeando a un cuarzo. A pesar de las similitudes del CVT con las rocas reportadas en la Sierra de las Cruces, existen diferencias importantes en su mineralogía, por lo que podía suponerse que existieron diferentes procesos que afectaron su composición.

En el caso de Jocotitlán, Salinas-Sánchez (2013) también reporta andesitas y dacitas con similitudes a las rocas del CVT sin fenocristales de biotita y con presencia de clinopiroxeno y olivino. También menciona rasgos de desequilibrio

como textura tamiz, zoneamiento en plagioclasas y coronas de reacción compuestas de micro fenocristales de ortopiroxeno.

6.3 Xenolito

El bloque xenolítico reportado en este estudio compuesto por caliza, arenisca, lutita, pizarra y meta caliza corresponde al Terreno Guerrero, subterreno Arcelia específicamente de la Secuencia Arcelia- Palmar Chico en la parte inferior debido a sus similitudes en lo reportado por Elías-Herrera et al. (2000) con excepción de la meta arenisca. Otros reportes cercanos al CVT como lo es el de los diversos xenolitos encontrados en el Nevado de Toluca por Martínez-Serrano et al. (2004) también fueron interpretados como parte del terreno Guerrero, lo que confirma que el basamento del valle de Toluca corresponde al Terreno Guerrero.

Por otra parte, este bloque xenolítico corresponde al xenolito del basamento reportado más cercano a la Cuenca de la Ciudad de México, por lo que posiblemente el basamento del valle de México también pueda corresponder al Terreno Guerrero.

6.4 Unidades volcánicas del CVT

Como ya se mencionó se reconocieron diversos depósitos con características diferentes entre las que se encuentran ignimbritas, tobas de caída, avalanchas, lahares, flujos de escombros, así como las unidades lávicas ya mencionadas. En los depósitos piroclásticos se tiene cierta incertidumbre de si estos forman parte del CVT o provienen de otras estructuras cercanas como lo puede ser Jocotitlán, la Sierra de las Cruces o inclusive del Nevado de Toluca por lo que se siguió un criterio morfológico para identificar los depósitos pertenecientes al CVT.

Los depósitos piroclásticos en su mayoría se encuentran rodeando al CVT, formando abanicos con los cuales se puede ubicar si estos abanicos provienen del campo volcánico. Esto fue identificado con base en la morfología de cada abanico y en el espesor de las unidades descritas.

En general las unidades descritas y representadas en el capítulo 4 se asume pertenecen al CVT, sin embargo, algunos puntos donde se realizaron estas columnas están en duda como lo son: Los Corrales y Portezuelo, ambas se encuentran dentro de un abanico que se presume proviene del CVT sin embargo están ubicadas en la parte final de este abanico la cual es la más alejada del campo por lo que no se tiene una certeza que su procedencia sea el CVT. La columna de La Presa se cree que no pertenece a este campo debido a la falta de conexión morfológica, así como unidades con poco espesor.

Dentro de los depósitos que, si se reconocen como parte del CVT en particular los depósitos piroclásticos como las ignimbritas y tobas, no se puede afirmar con seguridad en qué momento se emplazaron debido que sus relaciones estratigráficas con las lavas no son claras. Estos depósitos también presentan composición silícica ya que principalmente en las ignimbritas se pueden observar cristales de plagioclasa, biotita, hornblenda y cuarzo.

En el caso de las avalanchas y lahares es claro que provienen del CVT debido a la formación de los domos. Las avalanchas de acuerdo con Cas y Wright (1988) se originan por una caída de rocas y en ambientes volcánicos estas están asociadas al colapso de un sector mayor de un volcán acompañado por un lanzamiento explosivo simultáneo. Mientras que los lahares son flujos donde se tienen sedimentos de muy grueso a muy fino donde los sedimentos son consistentes con escombros volcánicos contemporáneos.

Las avalanchas se encuentran compuestas por clastos de dacita que forman los domos porque no se tiene duda que fueron formadas por el colapso de algunos domos. Los lahares con excepción de las columnas que se mencionaron que posiblemente no pertenezcan al CVT también se observaron clastos pertenecientes a los domos. Las avalanchas se ubican principalmente en las laderas de los domos, sin embargo, los lahares no tienen una ubicación preferencial.

Los depósitos reportados en este estudio fueron comparados con las descripciones realizadas de Colín-Rubio (2018), la ignimbrita reportada por este con el nombre de

San Miguel Yuxtepec fue identificada en este estudio en la columna Ejido San Miguel Yuxtepec con características similares.

Para los otros depósitos que fueron reportados que se encuentran dentro del área de estudio no se tienen similitudes con las columnas presentadas en este estudio, ya que en general Colin-Rubio (2018) menciona depósitos de bloques y cenizas, flujo de pómez y ceniza y depósitos de caída de pómez. Mientras que en este estudio fueron identificadas diversas ignimbritas, tobas de caída, avalanchas, lahares, entre otros.

6.5 Geoquímica

Los domos pertenecientes al CVT entran dentro del campo subalcalino los cuales son típicos de arco y son de composición dacítica en su mayoría con algunos domos entre el límite dacita y riolita. Una muestra de los domos pertenece al campo de las andesitas y se presume que pertenece a un conducto alimentador, al igual una muestra lávica de andesita entra dentro del campo de las andesitas.

Para el caso de los diagramas tipo Harker se tiene una disminución de elementos como FeO, MgO y CaO esto debido a la formación inicial y fraccionamiento de minerales máficos mientras que el Al_2O_3 muestran un ligero incremento y posterior disminución conforme aumenta el contenido de sílice debido a la formación de plagioclasa. El K_2O muestra una tendencia positiva típica de este tipo de magmas. El TiO_2 y el P_2O_5 tienen una tendencia negativa, en el caso del primero debido al fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti y del segundo posiblemente debido a los cristales accesorios de apatito. En el caso del MnO y Na_2O no se aprecian tendencias claras.

En el diagrama AFM las muestras se encuentran en el campo calcialcalino el cual nos indica procesos de subducción en el que el magma parental tuvo una cristalización temprana de fases ricas en Fe y que posiblemente todas las rocas del CVT provengan de un magma parental donde las dacitas tuvieron una mayor diferenciación.

El diagrama multielemental muestra patrones como anomalías positivas de K y Pb y negativas de Nb y Ti las cuales son típicas de un ambiente de subducción. La anomalía negativa de Nb indica una fuente del manto asociada a una zona de subducción, ya que tiene poca movilidad en la cuña del manto; así como que el Nb pudo haber tenido alguna retención en minerales como el rutilo (Rollinson, 1993). En las tierras raras se tiene en general una tendencia lineal con un enriquecimiento en las tierras raras ligeras con respecto a las pesadas. Se observan ligera anomalía negativa de Eu en la muestra LI-11 y LI-18, mientras que en la muestra LI-07 esta anomalía es positiva, sin embargo, en ambos casos la anomalía no es significativa. Las tierras raras pesadas tienen un comportamiento plano, con valores de Gd/Yb de entre 1.3 y 2.3, lo que indica que el fraccionamiento no ocurrió a grandes profundidades.

6.6 Geocronología

Se obtuvieron dos edades de una muestra perteneciente al domo 14, la primera de K-Ar con un resultado de 1.6 ± 0.1 Ma y la segunda de Ar-Ar de 1.86 ± 0.11 Ma. Ambas edades son congruentes entre sí dentro del error, sin embargo, discrepan con la edad obtenida por Salinas-Sánchez (2013) de 3 Ma. Esto posiblemente se deba que esa edad fue obtenida de un domo diferente al fechado en este estudio.

Teniendo esto en cuenta se podría considerar que el desarrollo de estos de domos abarca al menos desde 3 hasta 1.6 Ma. Lo cual significaría que el volcanismo del CVT es contemporáneo con el de la Sierra de las Cruces. Específicamente la edad reportada en este estudio entraría dentro del rango de edad del volcanismo de la parte sur del a Sierra de las Cruces.

En comparación con la edad reportada del Jocotitlán por Salinas-Sánchez (2013) de ≥ 0.6 Ma de lo que él denomina Jocotitlán Temprano, el CVT es más antiguo por la edad reportada en este estudio y por Salinas-Sánchez (2013). Ya que posterior a los depósitos mencionados del Jocotitlán se encuentran unos aún más recientes.

6.7 Estructuras tectónicas

En el área de estudio se trató de identificar rasgos pertenecientes a la falla de Ixtlahuaca, sin embargo, no se encontró ningún indicador de la falla como estrías o un plano de falla, solamente se observa una diferencia de altitud donde en su mayoría se tiene material suelto cubierto por vegetación.

En su trabajo Colín-Rubio (2018) identificó una serie de fallas menores y fracturas dentro del CVT; estas son fallas normales con orientaciones E-W, NW-SE y NE-SW los cuales se asocian al alineamiento en el emplazamiento de este campo volcánico. En el presente estudio no se estudiaron estas estructuras menores ya que no se apreciaron rasgos de los que fue descrito previamente además de que en algunos casos los lugares donde se reportan los datos estructurales no son específicos para corroborar la información.

6.8 Estilo eruptivo del CVT

El estilo eruptivo del Campo Volcánico de Tepexpan es esencialmente lávico, con magmas silícicos viscosos con escasez de volátiles que origina la construcción de domos. No se tuvieron grandes eventos explosivos, sin embargo, las ignimbritas que se reconocen dentro del campo representan algunos episodios explosivos pequeños.

Las dacitas y andesitas observadas pudieron ser contemporáneas al momento de la erupción. La presencia de lóbulos y clastos de andesita y dacita en los depósitos volcanoclásticos indican que posiblemente las lavas precedieron a eventos explosivos posteriores.

Los domos fueron emplazados en diferentes momentos durante la evolución del campo, como lo sugiere la geocronología. En este caso no se puede establecer una cronología entre los domos basados en su geomorfología ya que esta es similar, pero es claro que se construyó en aproximadamente un 1.5 Ma.

Conclusiones

El Campo Volcánico de Tepexpan está compuesto por 15 conductos que forman estructuras tipo domo.

Estos domos están formados por dacitas, pero se identificaron otras rocas como andesitas y depósitos piroclásticos como ignimbritas y pómez de caída, así como depósitos volcanoclásticos como lahares, avalanchas y flujos de escombros.

La identificación de diversos rasgos de desequilibrio indica un rápido ascenso del magma, así como mezcla de magmas y posible asimilación cortical.

El bloque xenolítico encontrado dentro el área de estudio pertenece a la Secuencia Arcelia-Palmar Chico dentro del Terreno Guerrero.

Las rocas muestran una firma geoquímica perteneciente a una zona de arco, posiblemente dacitas y andesitas son derivadas de un mismo magma parental.

Los domos presentan estas alineaciones debido a fallas menores y fracturas presentes en la zona.

La convergencia de estas estructuras tectónicas facilitó el ascenso de magmas en una posición alejada de la Sierra de las Cruces.

La edad del CVT varía de 3 a 1.6 Ma lo que es consistente con las edades reportadas en la Sierra de las Cruces, esto indica que el magmatismo en esta región abarca aproximadamente estas edades.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G.J., 1996, Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencia Geológicas*, 13, 1, 10-51.
- Aguirre-Díaz, G.J., 2001, Recurrent magma mingling in successive ignimbrites from Amealco caldera, central Mexico: *Bull Volcanol*, 63, 238-251.
- Aguirre-Díaz, G.J., Dubois, M., Laureyns, J., Schaaf, P., 2002, Nature and P-T conditions of the Crust Beneath the Central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian Crustal Xenolith: *International Geology Review*, 44, 222-242.
- Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., Rendón-Marquéz, G., 2006, La Caldera de La Catedral, Sierra de Las Cruces, una caldera al norponiente de la Ciudad de México (resumen): *Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana*, Puerto Vallarta, Jal.: *Geos*, 26, 215.
- Ángeles-Moreno, E., Colín-Rubio, G.E., De Jesús-García, A., Cabadas-Báez, H.V., 2019, Geología de las Fallas Ixtlahuaca y Perales: Importancia de sus relaciones estructurales con la estratigrafía del Valle de Ixtlahuaca, Estado de México (resumen): en *Convención Geológica Nacional*, Ciudad de México, México.
- Anguita, F., Verma, S.P., García, L., Milán, M., Samaniego, M.D., 1991, Mazahua: Una nueva caldera en el Cinturón Volcánico Mexicano: *Geofísica Internacional*, 30, 149-172.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, S.J., 2006, The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones; *Journal of Petrology*, 47, 3, 505-539.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L., 2003, The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and Hazard implication: *GSA Bulletin*, 115, 2.
- Bloomfield, K., 1975, A late-Quaternary monogenetic volcanic field in central Mexico: *Geologische Rundschau*, 64, 476-497.
- Bloomfield, K., Sánchez, G.R., Wilson L., 1977, Plinian eruptions of Nevado de Toluca volcano, México: *Geologische Rundschau*, 66, 120-146.
- Campa, M.F., Ramírez, J., 1979, La Evolución Geológica y la Metalogénesis de Guerrero: *Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico-Científica*, 1, 84.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 6, 1040-1051.

Campa, M.F., Iriondo, A., 2004, Significado de dataciones cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la plataforma Guerrero-Morelos (resumen): IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS-UGM, Bol. Inf., 24, 2, 173.

Capra, L., Carreras, L., Arce, J.L., Macías, J.L., 2006, The Lower Toluca Pumice: A ca. 21,700 yr B.P, Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, México: Geological Society of America, Special Paper, 402.0

Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1988, Volcanic Successions modern and ancient: Londres, Chapman and Hall, 528.

Centeno-García, E., Olvera-Carranza, K., Corona-Esquivel, R., Camprubí, A., Tritlla, J., Sánchez-Martínez, S., 2003, Depositional environment and paleogeographic distribution of the Jurassic-Cretaceous arc in the western and northern Guerrero Terrane, Mexico: GSA 99th Cordilleran Section Annual Meeting Abstracts with Programs, 35, 4, 76.

Centeno-García, E., Gehrels, G., Diaz-Salgado, C., Talavera-Mendoza, O., 2005, Zircon provenance of Triassic (Paleozoic?) turbidites from central and western Mexico: Implications for the early evolution of the Guerrero Arc: Geological Society of America Abstracts with Programs, 37, 4, 12.

Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: The Geological Society of America, Special Paper, 436.

Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc: GSA Bulletin, 123, 9-10, 1776-1797.

Colin-Rubio, G.E., 2018, Geología de la falla de Ixtlahuaca y sus controles estructurales sobre los recursos hídricos en los municipios de Ixtlahuaca y Jiquipilco, Estado de México: Toluca, Estado de México, Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Geografía. Tesis de Licenciatura, 126.

Dávila, V.M., Guerrero, M., 1990, Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcánica-sedimentaria de Arcelia, Estado de Guerrero: Sociedad Geológica Mexicana, 10th Convención Geológica Nacional, Libro de Resúmenes, 83.

De la Teja-Segura, M.A., Sánchez-Garrido, E., Moctezuma-Salgado, M.D., De los Santos-Montaño, J.J., 1997, Carta Geológico-Minera Ciudad de México E14-2, 1:250,000: Estado de México, Tlaxcala, D.F., Puebla, Hidalgo, Morelos, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.

- De León-García, M.C., 2018, Petrología y condiciones de cristalización del Plutón de Coxcatlán, Estado de Guerrero: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, 164.
- Delgado-Granados, H., Martín del Pozo, A.L., 1993, Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City: *Geofísica Internacional*, 32, 3, 511-522.
- Demant, A., 1978, Características del eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 2, 2, 172-187.
- Díaz-Bravo, B.A., Morán-Zenteno, D.J., 2011, The exhumed Eocene Sultepec-Goleta Volcanic Center of southern Mexico: record of partial collapse and ignimbritic volcanism fed by wide pyroclastic dike complexes: *Bull Volcanology*, 73, 917-932.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 1997, Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug- Precambrian crust beneath the southern Guerrero Terrane, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 1, 101-109.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000, Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 355-375.
- Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 84-92.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks: *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2008, A geochemical classification for feldspathic igneous rocks: *Journal of Petrology*, 49, 1955-1969.
- García-Palomo, A., 1998, Evolución estructural en las inmediaciones del Volcán Nevado de Toluca, Edo. de México: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica. Tesis de Maestría, 157.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., 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., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espíndola, J.M., 2002, Geology of Nevado de Toluca volcano and surrounding areas, central Mexico: Geological Society of America, Map and Chart Series MCH089.

García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L., 2008, El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 1, 158-178.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 3.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2007, Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America, Special Paper, 422.

Guerrero-Suastegui, M., Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O., Campa-Uranga, M.F., 1991, El desarrollo carbonatado del Cretácico Inferior asociado al arco de Teloloapan, Noroccidente del Estado de Guerrero: Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoir, 67–70.

Guerrero-Suastegui, M., 2004, Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur; with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico: St.John's, Newfoundland, Memorial University, Tesis Doctoral, 600.

Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., Barceló-Duarte, J., 1997, Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico: *Cretaceous Research*, 18, 661-686.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.

Kuiper, K.F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Renne, P.R., Wijbrans, J. R., 2008, Synchronizing Rock Clocks of Earth History: *Science*, 320, 500-504.

Le Bas, M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, 745-750.

Lenhardt, N., 2009, Sedimentology, stratigraphy and palynology of the volcanoclastic Tepoztlán Formation (Lower Miocene, Central Mexico): Implications for the evolution of the Transmexican Volcanic Belt: Alemania, Technische Universität Darmstadt, Tesis Doctoral, 141.

- Lenhardt, N., 2010, Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico); *Bulletin of Volcanology*, 72, 817-832.
- Lozano R., Bernal J.P., 2005, Characterization of new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element análisis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 3, 329-344.
- Macías, J.L., 2005, Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, LVII, 3, 379-424.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 9, 1, 33-50.
- Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J.J., Macías, J.L., 2004, Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenando Volcanic Field, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138, 77-110.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V.A., 2009, Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion: *The Geological Society of America, Memoir*, 204.
- Martini, M., Solari, L., López-Martínez, M., 2014, Correlating the Arpeos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane: *Geosphere*, 10, 6, 1385-1401.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth: *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Mercer, L.T., 2004, Geology of the Tierras Blancas area in the southeastern Acambay Graben, Central Mexico: USA, Brigham Young University, Tesis de Maestría, 127.
- Mendoza, O.T., Suastegui, M.G., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western México): Implications for the tectonomagmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 297–324.
- Montoya-Lopera, P., Levresse, G., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Hernández-Quevedo, G., Abdullin, F., Mata, L., 2020, New geological, geochronological and geochemical characterization of the San Dimas mineral system: Evidence for a

telescoped Eocene-Oligocene Ag/Au deposit in the Sierra Madre Occidental, Mexico: *Ore Geology Reviews*, 118.

Mora-Alvarez, G., Caballero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchiumi, Sh., 1991, Southward migration of volcanic activity in the Sierra de las Cruces, basin of Mexico- A preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study: *Geofísica International*, 30, 2, 61-70.

Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Chemical Geology*, 244, 452-473.

Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., 2003, U-Pb zircon age and Pb isotopic constraints on the age and origin of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero Terrane of central Mexico: *Geological Society of America*, 35, 4, 61.

Mooser, F., Nair, A.E.M., Negendank, J.F.W., 1974, Paleomagnetic investigations of Tertiary and Quaternary igneous rocks; VII, A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico: *Geologische Rundschau*, 63, 451-483.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Mori, L., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., Solari, L.A., 2012, Petrology of high-grade crustal xenoliths in the Chalcatzingo Miocene subvolcanic field, southern Mexico: buried basement of the Guerrero-Morelos platform and tectonostratigraphic implications: *International Geology Review*, 54, 14, 1597-1634.

Ortiz, M.A., Bocco, G., 1989, Análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México: *Geofísica Internacional*, 28, 3, 507-530.

Osete, M.L., Ruiz-Martínez, V.C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D.H., 2000, Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de las Cruces, Mexico: palaeomagnetic and radiometric evidence: *Tectonophysics*, 318, 201-215.

Ramírez-Espinosa, J., Campa, M.F., Talavera, O., Guerrero, M., 1991, Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas: *Convención sobre la evolución Geológica Mexicana*, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoir, 163–166.

Rollinson, H.R., 1993, *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*: Inglaterra, Longman Group, 352.

Salinas, S., Siebe, C., 2007, Phreato-plinian activity, a previously unrecognized Hazard at Jocotitlan Volcano, Central Mexico: *Cities on Volcanoes 5 Conference*, Shimabara, Japan, 19-23.

Salinas-Sánchez, S., 2013, Geología, petrología y geoquímica del volcán Jocotitlán, Estado de México: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Tesis de maestría, 175.

Sánchez-Rubio, G., 1984, Cenozoic volcanism in the Toluca-Amealco región, central Mexico: Londres, The University of London, Imperial College of Science and Technology, Royal School of Mines, Department of Geology, Tesis de Doctorado, 323.

Schlaepfer, C., 1968, Hoja México 14Q-h(5), con resumen de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos, UNAM, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100 000.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper, 278, 153.

Siebe, C., Komorowski, J.C., Sheridan, M.F., 1992, Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán volcano, central Mexico: Bulletin of Volcanology, 54, 573-589.

Solé, J., Enrique, P., 2001, X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating: Analytica Chimica Acta 440, 199-205.

Solé, J., Salinas, J.C., González-Torres, E., Cendejas-Cruz, J.E., 2007, Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24, 104-119.

Solé, J., 2009, Determination of K-Ar ages in milligram samples using an infrared laser for argon extration: Rapid Communications in Mass Spectrometry, 23, 3679-3590.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society Special Publication, 42, 313-345.

Talavera-Mendoza, O., 1994, Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique meridional): Contribution à la connaissance de l' évolution géodynamique des cordillères mexicaines: Géologie Alpine, 70, 47-242.

Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., Guerrero-Suástegui, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane: A Lower Cretaceous evolved intraoceanic island arc: Geofísica Internacional, 34, 3-22.

Talavera-Mendoza, O., Suastegui, M.G., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-

magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 297-324.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Centeno-García, E., 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic: *GSA Bulletin*, 119, 9-10, 1052-1065.

Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R., 1989, Geología de la cuenca de México: *Geofísica Internacional*, 28, 2.

Velasco-Tapia, F., Rodríguez-Saavedra, P., Márquez, A., Navarro de León, I., De Ignacio, C., Marroquín-Guerra, S.G., Quintanilla-Garza, J., Rangel-Álvarez, O.M., 2013, Mineralogical and geochemical evidence of magma mingling/mixing in the Sierra de las Cruces volcanic range, Mexican Volcanic Belt: *Journal of Iberian Geology*, 39, 147-166.

Watt, G.R, Wright, P., Galloway, S., McLean, C., 1997, Cathodoluminescence and trace element zoning in quartz phenocrysts and xenocrysts; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 20, 4337-4348.

Anexos

Coordenadas de puntos muestreados

Punto	N	W	Punto	N	W
LI-01	19.521935	-99.728519	LI-23	19.543182	-99.705843
LI-02	19.528159	-99.712894	LI-24	19.544192	-99.706235
LI-03	19.525996	-99.706792	LI-25	19.539125	-99.699363
LI-04	19.529524	-99.705755	LI-26	19.536051	-99.695936
LI-05	19.54323	-99.701234	LI-27	19.518602	-99.683552
LI-06	19.544291	-99.69964	LI-30	19.52647	-99.70918
LI-07	19.546565	-99.697827	LI-31	19.5308	-99.70561
LI-08	19.550924	-99.697886	LI-33	19.52281	-99.67269
LI-10	19.550083	-99.698135	LI-34	19.52303	-99.67176
LI-11	19.543892	-99.7181	LI-35	19.52347	-99.67272
LI-12	19.546361	-99.713247	LI-36	19.53116	-99.65474
LI-14	19.56107	-99.70527	LI-37	19.54161	-99.66456
LI-15	19.557942	-99.702583	LI-37(2)	19.54265	-99.72085
LI-16	19.554539	-99.701285	LI-40	19.5504	-99.69798
LI-17	19.553747	-99.705693	LI-41	19.55098	-99.69879
LI-18	19.561623	-99.702244	LI-42	19.55153	-99.70258
LI-19	19.56435	-99.70235	LI-43	19.523575	-99.686529
LI-20	19.564358	-99.689083	LI-44	19.523048	-99.671647
LI-21	19.562911	-99.689303	LI-45	19.558018	-99.711773
LI-22	19.554526	-99.686842	LI-46	19.554458	-99.706475

Conteos

Muestra	Total	Pl	Amp	Bt	Qz	Px	Ttn	Matriz	Líticos	Pómez
LI-18	473	94	14	13	4	0	4	344	0	0
LI-06	482	116	20	3	7	13	0	323	0	0
LI-04	466	89	8	9	10	3	0	348	0	0
LI-21	540	135	15	19	10	0	0	362	0	0
LI-22B	601	133	19	21	3	0	0	424	0	0
LI-09	475	87	16	12	24	0	0	335	0	0
LI-12	462	110	12	13	5	1	0	329	0	0
LI-07	551	60	0	0	0	17	0	474	0	0
D3	508	127	12	23	22	0	0	324	0	0
LI-05	460	94	24	18	5	1	0	318	0	0
LI-11	485	127	11	16	24	0	0	307	0	0
LI-17	446	99	6	13	9	0	0	319	0	0
LI-25	524	108	11	16	3	0	1	387	0	0
LI-22	473	53	8	0	2	2	0	350	9	49
LI-10	545	11	0	0	0	7	0	527	0	0
LI-13	431	10	0	0	0	16	0	405	0	0

Resultados de Elementos Mayores

La medición de los elementos mayores fue realizada por fluorescencia de rayos X en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica (LANGEM) por medio de un espectrómetro de rayos X (Rigaku Primus II) equipado con un tubo de rodio y ventana de berilio de 30 micras. Las muestras fueron preparadas según lo descrito por Lozano y Bernal (2005).

% masa	LI-03	LI-07	LI-09	LI-11	LI-12	LI-17	LI-18	LI-21	LI-22	LI-25	LI-31	LI-39
SiO₂	61.507	61.205	69.077	69.189	68.001	69.332	67.424	68.609	66.44	68.952	68.911	67.596
TiO₂	0.988	1.081	0.528	0.443	0.486	0.446	0.494	0.578	0.518	0.499	0.468	0.483
Al₂O₃	18.074	17.415	15.891	15.547	15.084	15.182	15.478	15.083	15.953	15.204	15.956	16.185
Fe₂O₃	5.256	5.562	3.257	2.807	3.066	2.641	3.082	3.577	3.319	3.278	2.998	3.109
MnO	0.05	0.072	0.057	0.052	0.055	0.023	0.053	0.06	0.054	0.055	0.033	0.049
MgO	1.635	2.562	0.504	1.085	1.418	0.817	1.464	1.019	1.592	0.95	0.52	1.344
CaO	4.708	5.478	2.597	2.999	3.178	3.155	3.429	3.04	3.5	2.992	2.943	3.48
Na₂O	4.148	4.389	4.228	4.397	4.094	4.085	4.234	4.214	4.263	3.82	4.327	4.38
K₂O	1.422	1.34	2.808	2.808	2.898	2.478	2.557	2.802	2.445	2.775	2.676	2.44
P₂O₅	0.192	0.226	0.095	0.095	0.11	0.271	0.113	0.126	0.107	0.125	0.117	0.1
PXC	2.02	0.67	0.96	0.71	1.61	1.57	1.67	0.89	1.81	1.35	1.05	0.86

Resultados de Elementos Traza

Los elementos trazan se midieron en un ICPMS Thermo Series XII con plasma inductivamente acoplado en el Centro de Geociencias (CGEO) de la UNAM. Las muestras se prepararon según lo descrito por Mori et al. (2007).

ug/g	LI-07	LI-11	LI-12	LI-17	LI-18
Sc	12.0590969	4.28813559	7.63612903	6.64027963	6.10457474
Rb	20.9227092	48.8624511	90.9793548	76.6577896	51.8729381
Sr	590.109562	225.723598	411.425806	568.029294	283.927191
Y	15.0431607	7.48774446	15.6845161	12.5489348	10.2847938
Zr	146.487384	48.6101695	62.9535484	64.861518	69.5064433
Nb	8.34628154	7.68415906	6.66406452	13.5366178	14.412049
Mo	0.78944223	1.49374185	2.2436129	1.0120506	1.42306701
Sn	0.90723772	1.65762712	1.82167742	1.70765646	1.7179768
Ba	493.73174	573.194263	643.051613	997.237017	523.47616
La	17.3306773	4.37930248	23.2093548	21.5818908	10.7628866
Ce	31.0066401	20.0762712	42.3296774	40.3861518	30.0876289
Pr	4.34511952	1.22718383	5.20080645	4.30592543	3.05734536
Nd	17.7711155	4.90609518	19.5908387	16.2834221	10.491817

Sm	3.81195219	1.3220339	3.91122581	3.30199734	2.62113402
Eu	1.51779548	0.52691004	1.12412903	1.12929427	1.13543814
Gd	3.90836653	1.51134289	3.98477419	3.37629827	2.78195876
Tb	0.58681275	0.22394394	0.53956774	0.44768975	0.65298325
Dy	3.10517928	1.41355932	2.96051613	2.48868176	2.36056701
Ho	0.60298539	0.27160365	0.55544774	0.4568735	0.66225773
Er	1.67139442	0.9096219	1.63424516	1.36997337	1.46246134
Tm	0.24177424	0.12119948	0.21554581	0.17441278	0.41617526
Yb	1.47399734	0.94623207	1.48634839	1.24079893	1.39927835
Lu	0.2187251	0.11718383	0.20074839	0.15770972	0.41018041
Hf	4.01945551	1.67509778	2.23548387	2.06451398	2.25953608
Ta	1.84814077	1.83813559	1.61787097	6.90073236	5.09613402
Pb	6.18579017	8.63559322	12.3625806	12.3249001	10.5960052
Th	1.9752988	2.16219035	7.79612903	6.9063249	4.72190722
U	0.71998672	0.95006519	3.3916129	2.86617843	1.64987113