



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**“GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO SAN MIGUEL, SIERRA
DE LAS CRUCES, SUROESTE DE LA CUENCA DE MÉXICO”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:

JOSÉ IVÁN SALINAS GARCÉS

DIRECTOR DE TESIS:

JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA



Agradecimientos

Primeramente a mis padres, por darme la vida, además de que han sido un ejemplo de perseverancia, superación, constancia e inteligencia.

A mi familia, quienes siempre me han apoyado en el transcurso de mi vida. A mis hermanos: Saraí y Oswaldo por las experiencias que hemos pasado, actividades compartidas, chistes, regaños, pláticas. Es un verdadero placer formar parte de ustedes.

Al Instituto de Geología por las facilidades brindadas para la realización de la tesis así como por la beca otorgada durante la elaboración de la tesis. En especial agradezco a la Ing. Consuelo Macías por las facilidades prestadas para el uso del taller de molienda. A la Quím. Patricia Girón, por el apoyo para la realización de los análisis químicos de roca total por el método de Fluorescencia de Rayos X (FRX). A la M.C. Ofelia Pérez Arvizu (Centro de Geociencias, UNAM) por el apoyo en la realización de los análisis de roca total por el método ICP-MS.

Al proyecto PAPIIT IN104214 (J.L. Arce), por el apoyo otorgado para las salidas al campo así como la realización de los análisis necesarios para el desarrollo y conclusión de esta tesis.

A mis sinodales: Dra. Laura Mori, Dr. Enrique González Torres, Dr. Giovanni Sosa Ceballos y Dr. Gilberto Silva Romo, les agradezco su tiempo, disposición y comentarios que contribuyeron a mejorar este trabajo de tesis.

A mi asesor de tesis, Dr. José Luis Arce, por aceptarme como tesista y sobre todo por su enorme paciencia, confianza, consejos, tiempo, disposición y conocimientos para realizar este trabajo. Estoy agradecido con usted doc.

Al “equipo avatar” (Beto y Eli), una pareja ejemplar, por los múltiples consejos, pláticas, los partidos de baloncesto, los viajes que nos llevó a conocernos mejor y por su apoyo incondicional en esta etapa.

A Jess e Isela por su compañerismo y tiempo muerto en varias ocasiones en el laboratorio, así como también su apoyo. También agradezco a Jonathan por sus enseñanzas en ArcGis.

A mis compañeros de generación: Gilberto, Luz, Wasa, Kike, Tapia, “Los bertos”, Miguelón, Toral, Oscarín, Fanny, Chuby, “Los tortolos”, Lozada, Hatziry, Karen, Poblano, Memo, Guille, Ángeles, Lupe, Dionisio, Luis Cilleros, Jess, Cesar, Elder, Iván (Nápoles), “El puma” y los que faltan. Por aquellos momentos compartidos en clase, en las salidas a campo, en las fiestas y hacer parte de la universidad un camino divertido.

A Brenda, por su valiosísima amistad, compañía, pláticas, chistes, consejos, apoyo, caminatas, salidas al lunch, por ser una compañera y amiga a todo dar.

Finalmente agradezco a Karla por la enorme tarea de tolerarme y aceptarme como soy así como por su apoyo incondicional. Sigamos adelante.

Índice

RESUMEN

Capítulo 1 Introducción.....	1
1.1 Localización	3
1.2 Objetivos	4
1.3 Metodología	6
1.3.1 Trabajo de gabinete	6
1.3.2. Trabajo de Campo	6
1.3.3 Trabajo de Laboratorio.....	7
1.3.3.1 Elaboración de secciones delgadas.	7
1.3.3.2 Preparación de muestras para análisis químico.	8
1.4 Importancia de estudio	9
1.5 Antecedentes	10
CAPITULO 2 Marco Geológico	13
2.1 Faja Volcánica Transmexicana.....	13
2.1.1 Arco del Mioceno temprano y medio	16
2.1.2 Episodio máfico del Mioceno tardío	17
2.1.3 Vulcanismo silíceo bimodal del Mioceno tardío- Plioceno temprano.....	18
2.1.4 Arco del Plioceno tardío-Cuaternario.	18
2.2. Sierra de las Cruces	19
2.2.1. Complejo Volcánico San Miguel	20
2.3 Estratigrafía	21
2.3.1. Rocas del basamento	22
2.3.2. Rocas volcánicas.....	23
CAPÍTULO 3 Geología del CVSM	26
3.1 Rocas dacíticas	28
3.1.1. Dacitas de biotita	28
3.1.2 Dacitas de Anfíbol.....	30
3.2 Rocas andesíticas	33
3.2.1 Andesitas de anfíbol	33
3.3 Depósitos piroclásticos y lahares	34

3.4 Vulcanismo monogenético.....	41
3.5 Análisis morfométrico	44
3.6 Geología estructural.....	48
3.6.1 <i>Falla San Miguel</i>	51
CAPÍTULO 4 Petrografía y Geoquímica.....	56
4.1 Petrografía.....	56
4.2 Rocas dacíticas	56
4.2.1 <i>Dacitas de Biotita</i>	56
4.2.2 <i>Dacitas de Anfíbol</i>	59
4.3 Rocas andesíticas	62
4.3.1 <i>Andesitas de Anfíbol</i>	62
4.4 Campo Volcánico Chichinautzin	64
4.5 Geoquímica	67
4.5.1 <i>Elementos Mayores</i>	67
4.5.2 <i>Elementos Traza</i>	71
4.5.3 <i>Tierras Raras</i>	75
CAPITULO 5 Discusión.....	80
5.1. Evolución Del Complejo Volcánico San Miguel	80
5.2. Diferenciación magmática del Complejo Volcánico San Miguel	82
5.3 Génesis de magmas en el Complejo volcánico San Miguel.....	85
5.3.1. Magmas ricos en Sr	86
CAPITULO 6 Conclusiones	90
REFERENCIAS.....	92

Resumen

El Complejo Volcánico San Miguel (CVSM) es un conjunto de estructuras volcánicas localizada en la parte sur de la Sierra de las Cruces, dentro del sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, constituido por varios derrames de lava de composición principalmente dacítica y en menor abundancia andesítica, además de productos piroclásticos y depósitos de lahar en la parte oeste y noreste del complejo. En los sectores sur, este y oeste se encuentra en contacto con estructuras monogenéticas del Campo Volcánico Chichinautzin (CVC). El CVSM se edificó en la intersección de tres sistemas de falla, con orientación N-S, NE-SO y E-O.

De acuerdo con la información petrográfica, geoquímica y datos de campo, se plasmaron en un mapa, distintas unidades de lava, como dacitas de biotita, dacitas de anfíbol y andesitas de anfíbol, así como los depósitos piroclásticos y epiclásticos y el vulcanismo monogenético. En todos los productos del CVSM las plagioclasas es la fase mineral más abundante, también se observó piroxeno y cuarzo en pequeñas cantidades. Todas las rocas del CVSM y CVC son de afinidad calcialcalina y con correlaciones positivas y negativas entre los elementos mayores que sugieren un origen por procesos de cristalización fraccionada. El diagrama de multielementos refleja enriquecimientos en elementos LILE con respecto a los HSFE, así como anomalías negativas de Nb, Ta y altos valores en Pb, lo cual es una característica típica de magmas generados en zonas de subducción. Además las altas relaciones de Sm/La y Ba/La, sugieren un importante aporte de sedimentos subducidos y poca influencia de fluidos respectivamente. Dentro del CVC además, existen rocas de afinidad shoshonítica, ya que presentan enriquecimiento considerable en Sr, Pb, Ba, probablemente derivado del aporte de fluidos del slab subducido o bien por asimilación de la corteza continental.

El vulcanismo en el CVSM, inició hace 2.1 Ma, con el emplazamiento de domos dacíticos, seguido por el emplazamiento de lavas dacíticas hace 1.7 Ma. Las lavas andesíticas probablemente ocurrieron de manera contemporánea y culminó con el emplazamiento de

los domos Las Palmas, también de composición andesítica. El volcán monogenético Jumento, que forma parte del CVC, al parecer es el producto volcánico más joven del área de estudio, incluso mucho más joven que el volcán Xitle. con base en el análisis de parámetros morfométricos.

Capítulo 1

Introducción

La geología de México se caracteriza por las grandes extensiones de afloramientos de rocas volcánicas, como por ejemplo, la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) formada hace ~22 Ma, la cual ha sido una de las provincias volcánicas más estudiadas, desde el punto de vista geológico. Los estudios sobre esta provincia han sido con el propósito de comprender su génesis y la diversidad composicional; existen estudios geofísicos que tratan de explicar las características del sistema de subducción, como la oblicuidad del arco con respecto a la trinchera Mesoamericana, así como la complejidad de una subducción plana en el centro de México, la edad y diferencia de velocidad de subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana (Pardo y Suárez, 1995). A pesar de los múltiples estudios, aún existen preguntas sin resolver, como por el ejemplo el hiatus volcánico para el Mioceno medio a tardío (Ferrari *et al.*, 1999), o la historia eruptiva de cada una de las estructuras volcánicas de grandes dimensiones (Pico de Orizaba, Popocatepetl, Volcán de Colima, entre otros (Macías, 2005).

En este trabajo de tesis se estudia una estructura volcánica denominada: Complejo Volcánico San Miguel (Romero-Terán, 2001; García-Palomo *et al.*, 2008), el cual forma parte de la Sierra de las Cruces, que a su vez, esta sierra forma el límite occidental de la Cuenca de México (Fig.1.1). Para este estudio se llevó a cabo trabajo de campo, análisis de laboratorio y trabajo de gabinete, del cual resultó un mapa de esta estructura volcánica y sus alrededores, con base en descripciones petrográficas y análisis químicos. De esta manera, se pretende complementar el conocimiento de las estructuras volcánicas de la Sierra de las Cruces, y al mismo tiempo se aportan datos de distribución de depósitos volcánicos del Complejo Volcánico San Miguel y su composición química.

La Sierra de las Cruces tiene una orientación NO-SE en la parte norte, cambiando a una orientación N-S en la parte sur, y forma una barrera topográfica entre la Cuenca de México con una altitud de 2,240 m. y la Cuenca de Toluca con 2,400 m (Fig. 1.1). La Sierra de las Cruces se compone principalmente de ocho estructuras volcánicas, entre ellas existen estratovolcanes (La Bufa, La Catedral, Iturbide, Chimalpa, Salazar, San Miguel, La Corona y Zempoala), calderas y domos, así como pequeñas estructuras como el Ajusco (Mooser *et al.*, 1974, García-Palomo *et al.*, 2008). En la parte sur, las estructuras Zempoala y La Corona se intersectan con productos volcánicos del Campo Volcánico Chichinautzin (CVC) (Fig.1.1).

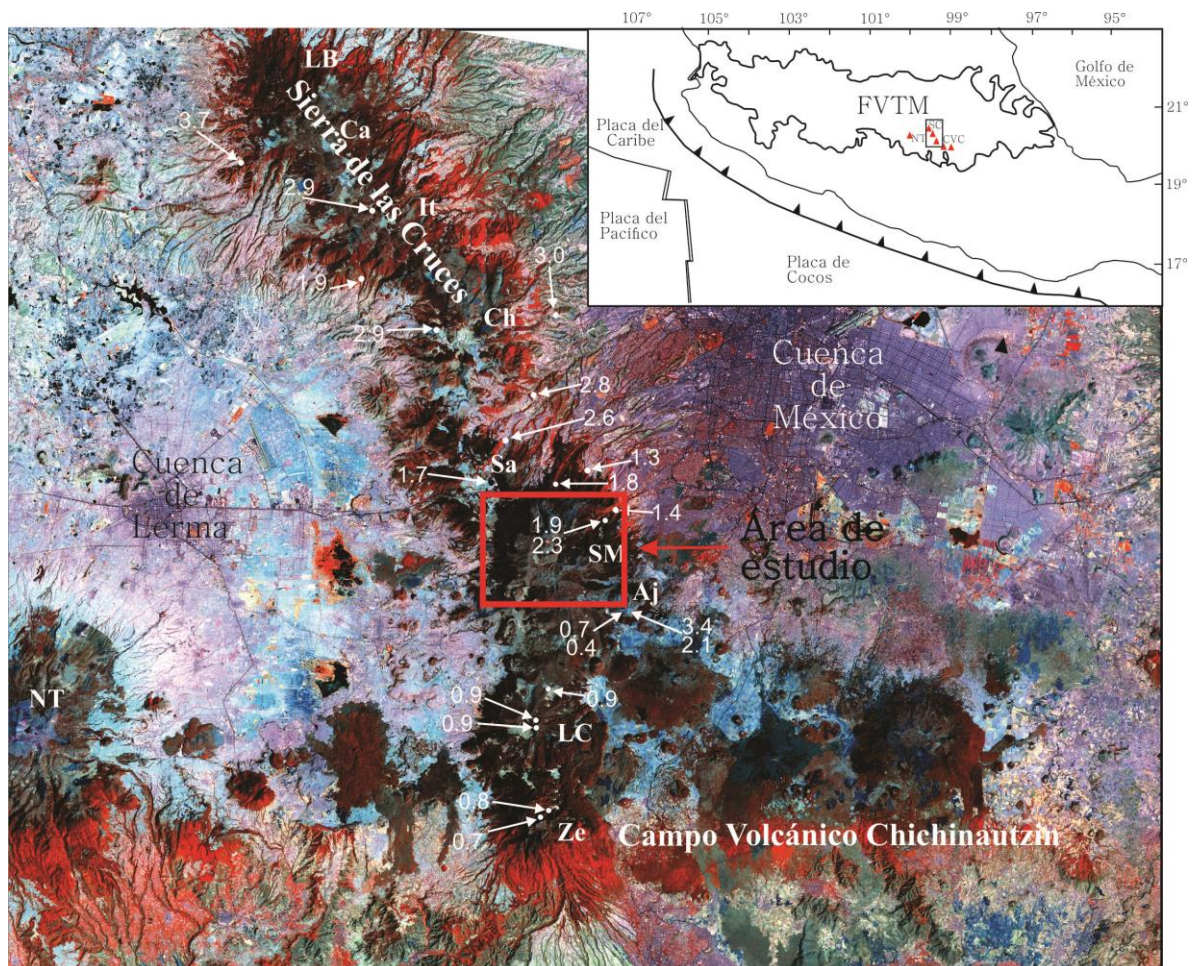


Fig.1.1. a) Imagen de satélite donde se muestra el área de estudio (recuadro), dentro de la Sierra de las Cruces, que divide a las cuencas de México y Lerma. b) Mapa donde se muestra la Faja Volcánica Transmexicana y la localización de la Sierra de las Cruces. Además se muestran las edades radiométricas de varios autores (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000; Mejía *et al.*, 2005; Arce *et al.*, 2008). LB: La Bufa, Ca: La Catedral, It: Iturbide, Chi: Chimalpa, Sa: Salazar, SM: San Miguel, LC: La Corona, Ze: Zempoala, Aj: Ajusco, NT: Nevado de Toluca.

Las estructuras volcánicas de la Sierra de las Cruces, están constituidas predominantemente por productos andesíticos y dacíticos, ya sea flujos de lava, domos de lava o depósitos piroclásticos, como depósitos de caída, avalancha de escombros y flujos piroclásticos de bloques y cenizas, así como depósitos de flujos de escombros (Mooser *et al.*, 1974; Arce *et al.*, 2008; García-Palomo *et al.*, 2008). Los fechamientos radiométricos en la Sierra de las Cruces sugieren una migración espacio-temporal de norte a sur, considerando las edades de las siguientes estructuras: La Catedral con 3.7 Ma (Aguirre-Díaz *et al.*, 2006a), Iturbide entre 2.9 y 1.9 Ma (Osete *et al.*, 2000), Chimalpa con una edad de 2.8 a 3.04 Ma (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000), Salazar con edades entre 2.7 y 1.7 Ma (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Mejía *et al.*, 2005), San Miguel con edades que varían entre 2.28 y 1.28 Ma (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Mejía *et al.*, 2005), La Corona con 0.9 Ma (Arce *et al.*, 2008) y Zempoala con la edad más reciente dentro de la Sierra de las Cruces con 0.7 Ma (Arce *et al.*, 2008). A pesar de estos fechamientos, no se tiene un control estratigráfico adecuado ni tampoco existe un mapa de distribución de los diferentes productos volcánicos de cada una de estas ocho estructuras que conforman a la Sierra de las Cruces. De modo que en el presente trabajo se lleva a cabo un estudio más detallado de la estructura denominada Complejo Volcánico San Miguel.

1.1 Localización

El Complejo volcánico San Miguel (CVSM), está ubicado en el extremo suroeste de la Cuenca de México, se distribuye en los límites entre el Estado de México y parte occidental del Distrito Federal, dentro de las coordenadas 19°21' y 19° 09' Latitud norte; y 99° 25' y 99°14' Longitud oeste. Dicha área se encuentra en el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana y en la parte sur de la Sierra de las Cruces (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; García-Palomo *et al.*, 2008) (Fig. 1.1).

Las principales vías de acceso al área de estudio son la carretera Picacho-Ajusco No. 154, que inicia en la Delegación Tlalpan, D.F., y que posteriormente se transforma en el circuito Ajusco hasta llegar al valle del Tezontle. Esta misma vía es la que conduce al poblado de

Xalatlaco, Estado de México (Fig. 1.2). Otra vía importante es la carretera Santiago-La Marquesa, la cual atraviesa por las faldas del sector oeste de San Miguel, cortando algunos afloramientos. También está la autopista Toluca-México, a partir de la cual se desprenden caminos de terracería que conducen a la cima de las estructuras que conforman al complejo San Miguel. Para estudiar otras estructuras de la zona de estudio se visitaron áreas como el Parque Nacional Desierto de los Leones, Parque Nacional Los Dínamos, en la delegación Magdalena Contreras. Sin embargo, para acceder a la parte más interna del complejo San Miguel, se puede tomar la carretera México-Toluca libre con el fin de llegar a la colonia, “La Pila”, Cuajimalpa. (Fig.1.2).

1.2 Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es determinar la distribución de las distintas rocas emitidas por este complejo volcánico y determinar sus variaciones geoquímicas, petrográficas y tipos de depósitos, con el fin de construir un mapa geológico. Con estos datos de campo y con la ayuda de análisis químicos de roca total y análisis petrográfico, hacer una caracterización de cada unidad litológica y definir la génesis de estas rocas que conforman a dicho complejo.

Los objetivos particulares planteados para este proyecto de tesis son los siguientes:

- ♣ Elaborar un mapa geológico a detalle, con el fin de determinar las unidades, estructuras y litologías que conforman esta área.
- ♣ Describir de manera general y particular los tipos de depósitos volcánicos que se encuentran en el San Miguel y sus alrededores.
- ♣ Caracterizar petrográficamente de las unidades que conforman el CVSM y otras estructuras (como volcanes monogenéticos de los alrededores).
- ♣ Caracterizar químicamente a los productos expulsados por el complejo volcánico así como las estructuras aledañas (Campo Volcánico Chichinautzin).

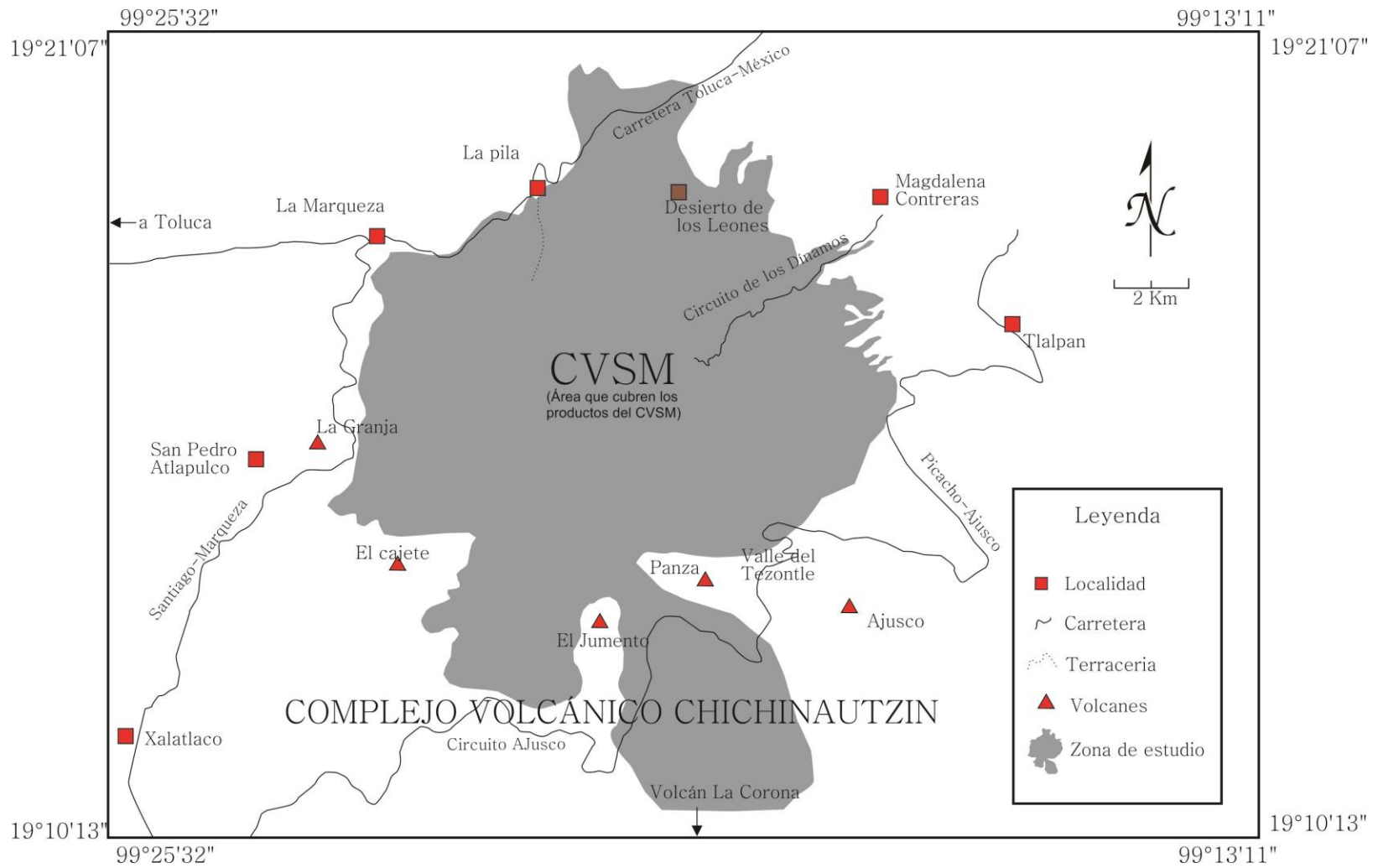


Fig.1.2. Mapa de localización y vías de acceso al Complejo Volcánico San Miguel (CVSM). Se muestran las principales localidades y estructuras volcánicas aledañas a la zona de estudio (El Ajusco-Sierra de las Cruces) así como estructuras del Campo Volcánico Chichinautzin (CVC).

1.3 Metodología

A continuación se describe la metodología que se siguió durante este trabajo para alcanzar los objetivos planteados.

1.3.1 Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete consistió en la recopilación de datos publicados, necesarios para el análisis de información previa del área de estudio, que consistió en el análisis de mapas topográficos de las cartas Milpa Alta (E14A49), Tenango de Arista (E14A48), Ciudad México (E14A39) y Toluca de Lerdo (E14A38) a escala 1:50 000. Así mismo, se solicitó al Instituto Nacional de Geografía y Estadística e Informática (INEGI) imágenes Lidar que se utilizaron para elaborar modelos de elevación (MDT) y modelos sombreados de relieve, que sirvieron para realizar un análisis morfoestructural de las principales estructuras y unidades del CVSM, con apoyo del software (Arcgis 10.1). A partir de los análisis morfoestructurales, se elaboró un mapa preliminar mediante los modelos sombreados de relieve de las distintas estructuras y sus respectivos depósitos, el cual fue utilizado para el trabajo de campo, en donde se modificó y/o corroboró la interpretación.

Los datos obtenidos en campo fueron utilizados con el software antes mencionado, para la ubicación exacta de las muestras, así como el trazo de los contactos entre las distintas unidades litológicas del mapa geológico del Complejo Volcánico San Miguel.

1.3.2. Trabajo de Campo

Para el trabajo de campo se efectuaron diversas salidas al área de estudio, para lo cual se utilizaron mapas con los modelos digitales de elevación previamente elaborados en Arc Map, para diferenciar de una manera más fácil las estructuras que conforman el Complejo Volcánico San Miguel y zonas aledañas. Se describieron afloramientos tomando en cuenta la textura, mineralogía y morfología así como caracterizar los depósitos, de acuerdo a sus constituyentes, composición mineralógica, espesor, dimensiones de los constituyentes, entre otras. En algunos conos como el Jumento se obtuvo la pendiente del flanco del cono directamente en el campo (Ver capítulo 3). Además se llevó a cabo un muestreo de rocas

de varios afloramientos, para posteriores análisis químicos y petrográficos.

1.3.3 Trabajo de Laboratorio

El trabajo de laboratorio consistió en diversas actividades de las cuales se describen a continuación las más significativas.

- 1) Petrografía: Se seleccionó un total de 25 muestras de roca correspondientes a las diferentes estructuras o depósitos volcánicos, para elaborar láminas delgadas en el taller de laminación del Instituto de Geología, UNAM y su posterior descripción petrográfica con ayuda del microscopio petrográfico Olympus modelo BX-51. Para el análisis petrográfico se identificaron las principales fases minerales, característicos de cada estructura, para de este modo poder agrupar en unidades con base en su asociación mineralógica y abundancia. También se realizó una estimación visual del porcentaje de cristales.
- 2) Geoquímica de roca total: Se seleccionaron 23 muestras de las más frescas, de cada una de las estructuras y/o depósitos volcánicos, para llevar a cabo análisis químicos de roca total, con los métodos de Fluorescencia de Rayos X para la obtención de elementos mayores (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, UNAM) y Espectrómetro de Masas-Plasma de Acoplamiento Inductivo, para la obtención de elementos traza y tierras raras (Laboratorio Ultralimpio del Centro de Geociencias, UNAM).

1.3.3.1 Elaboración de secciones delgadas.

Se llevaron a cabo 25 láminas delgadas bajo el siguiente procedimiento:

- 1.- Las rocas fueron cortadas formando fragmentos rectangulares mediante una cortadora TARGET. Posteriormente se pulió una cara de cada fragmento, utilizando abrasivos de #400, #600 y #1000 micras, hasta obtener una superficie del fragmento pulida, para después ser pegado con una resina epóxica, sobre un portaobjetos de vidrio.
- 2.- Una vez que la muestra es pegado al portaobjetos, se procede a cortar el bloque de

roca mediante una cortadora de precisión milimétrica BUEHLER, con punta de diamante, la cual sujeta la muestra al vacío, cortando la roca hasta alcanzar un grosor de 1mm.

3.- Posteriormente, la muestra es devastada mediante abrasivos de #400, #600 y #1000 hasta alcanzar un grosor de 30 micras.

1.3.3.2 Preparación de muestras para análisis químico.

Por otra parte se pulverización 23 fragmentos de roca, en el laboratorio de molienda del Instituto de Geología, UNAM, para análisis químicos.

1.- Las muestras fueron trituradas por medio de una prensa modelo LAB-5OTON-5HP, hasta dejar pequeñas esquirlas de 1cm-2cm de tamaño, los cuales se colectan hasta obtener aproximadamente 100 gr de cada muestra.

2.- Posteriormente las esquirlas fueron lavadas con agua destilada, para remover aquellas partículas ajenas a la muestra. Después las muestras se ponen a secar en un horno a 80°C durante 1 día.

3.- El siguiente paso consiste en introducir las muestras en un pulverizador o molino vibratorio HERZOG H100, el cual cuenta con un mortero compuesto de anillos de tungsteno. Al iniciar el procedimiento se vierte poca muestra en los anillos del mortero y se introduce en el molino vibratorio durante 1 minuto, con el fin de pre-contaminar. Posteriormente se vierte la muestra restante, para pulverizarla durante 2 minutos, hasta obtener una textura de la muestra muy fina parecido a la del talco.

Los análisis se realizaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM, por la Quim. Patricia Girón García, del Instituto de Geología. El procedimiento del análisis para elementos mayores está descrito en Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995). Estos elementos son reportados en % en peso. Además, se determinó la pérdida por calcinación (PxC) que se realizó calentando a 1000°C por una hora, un gramo de muestra en “base seca”, en un crisol de porcelana y dejando enfriar lentamente hasta temperatura ambiente para obtener el peso calcinado. El cálculo de la

PXC se realizó con la siguiente fórmula: (%) PXC = (peso seco - peso calcinado)*100. Por otra parte, también se realizaron análisis por *Espectrometría de Masas con Acoplamiento Inductivo (ICP-MS, por sus siglas en inglés)*, en el Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, de la UNAM, por la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu. Para mayor información sobre la metodología usada para los análisis por *ICP-MS* ver el trabajo de Mori *et al.* (2007).

1.4 Importancia de estudio

El conocimiento geológico es la base para otros estudios, ya sea de peligros geológicos, yacimientos minerales, o incluso de estudios de aguas subterráneas. Además, la información geológica puede servir de base para las autoridades correspondientes en la planeación de obras y/o asentamientos humanos. Por lo tanto, es indispensable el estudio geológico de nuestro territorio, especialmente en donde se encuentran asentadas grandes poblaciones, como el D.F, o las ciudades del centro, como Puebla, Toluca, Cuernavaca entre otras.

En este sentido, el área de estudio contempla en su totalidad rocas volcánicas, de distinta edad. En muchos casos son edades relativas, por lo tanto es indispensable establecer la temporalidad de los eventos volcánicos que han generado a las distintas estructuras volcánicas. El CVSM se trata de un conjunto de estructuras amalgamadas (García-Palomo *et al.*, 2008), que consisten de domos de lava, flujos de lava, los cuales generan pendientes abruptas, así como depósitos piroclásticos y lahares (flujos hiperconcentrados) hacia el sector noreste.

En el presente estudio se presenta un mapa geológico con la distribución espacial de todas las unidades de roca, así como la ubicación de fallas y/o fracturas y la composición química de las rocas que conforman al complejo San Miguel. Esta información servirá de base para futuros estudios de peligros geológicos en general, más aun considerando las inundaciones que han ocurrido a lo largo del río Magdalena (parte este del CVSM), o los deslizamientos de terrazas en la zona de Santa Fe, debido a que las obras antropogénicas

han dejado paredes muy inestables, verticales y con un material poco competente como lo son los depósitos de flujos piroclásticos o depósitos de flujos de escombros. La información del mapa ayudará en un futuro a delimitar las áreas más susceptibles a derrumbes, solamente considerando el tipo de roca y la pendiente.

1.5 Antecedentes

La Sierra de las Cruces es una cadena volcánica que tiene una orientación NO-SE en la parte norte, cambiando a una orientación N-S en la parte sur, con 110 km de longitud y un ancho de 47 km y 27 km de norte a sur respectivamente. Se han logrado reconocer ocho estratovolcanes que son: La Bufa (3,460 m), La Catedral (3,780 m), Iturbide (3,620 m), Chimalpa (3,420 m), Salazar (3,660 m), San Miguel (3870 m), La Corona (3,770 m) y Zempoala (3,690 m) así como pequeñas estructuras como el Ajusco (García-Palomo *et al.*, 2008).

Varios trabajos hablan sobre la Sierra de las Cruces, entre los más antiguos, mencionan su distribución así como los materiales que constituyen a esta cadena volcánica, además de ser estudios que se enfocan principalmente a entender a la Cuenca de México, donde se define la zona de cizallamiento Tenochtitlan como una estructura regional con dirección NE-SO, que atraviesa el centro de la Ciudad de México. (Fries, 1960; Mooser *et al.*, 1974; De Cserna *et al.*, 1988). Sin embargo, es a partir de los años 90's en que se realizaron los primeros trabajos con más detalle, esencialmente de carácter vulcanológico (Delgado-Granados y Martín del Pozzo, 1993), así como estudios paleomagnéticos incluyendo edades radiométricas por el método K-Ar (Mora-Álvarez *et al.*, 1991). Posteriormente se realizaron otros estudios paleomagnéticos, que incluyeron también fechamientos Ar-Ar (Osete *et al.*, 2000; Mejía *et al.*, 2005; Aguirre-Díaz *et al.*, 2006a) aportando información temporal, para corroborar o desechar la idea de una migración de la actividad volcánica de norte a sur, propuesto inicialmente por Mora-Álvarez (1991). En otro estudio dedicado exclusivamente al estudio del CVSM, se presenta de manera general la cartografía, y petrografía así como descripciones de las principales fases eruptivas, separándolos en

ocho fases: Tépec, Tenámtl, Mixtli, Xomulli, Totolin, Acolli, Acatzingo y Tlan, proponiendo la estratigrafía en esa área. Sin embargo, la nomenclatura que se utilizó es confusa, ya que propone una gran cantidad de formaciones, cuando en realidad se trata de nombres informales y además realizó pocos análisis químicos por FRX, y una petrografía poco clara.

En la presente tesis, se utilizan datos publicados hasta la fecha, complementado con descripciones de campo, análisis químico y petrográfico, con el fin de proponer un nuevo mapa con unidades litológicas de acuerdo a sus características físicas (tipo de roca, mineralogía, composición y en su caso, edad), así como una evolución de las rocas de San Miguel y establecer una discusión sobre la génesis de los magmas en esta área.

Finalmente, los estudios más recientes se han enfocado a zonas más particulares de la Sierra de las Cruces, por ejemplo el estudio de los volcanes que conforman la terminación sur de la sierra, como Zempoala y La Corona (Arce *et al.*, 2008) así como un estudio morfoestructural, en el cual se definen las ocho estructuras volcánicas de la Sierra de las Cruces, divididas en tres grandes bloques (Bloque Norte, Bloque Central y Bloque Sur), con base en sus características geológicas, estructurales y morfológicas (García-Palomo *et al.*, 2008), definiendo tres sistemas de fallas principales (N-S, NE-SO y E-O) (Fig. 1.3).

El límite entre el bloque norte y el bloque central está definida por una amplia zona de falla conocida como la falla Ixtlahuaca (Ortiz-Pérez y Bocco, 1989) que tiene una orientación E-O, y la falla Otomí que tiene la misma orientación que se encuentra en la parte este de la hacia la Sierra de las Cruces (García-Palomo *et al.*, 2008). En el límite del bloque central y el bloque del sur, está definida por la presencia de fallas con dirección NW-SO, como son la falla Satélite y la falla Contreras.

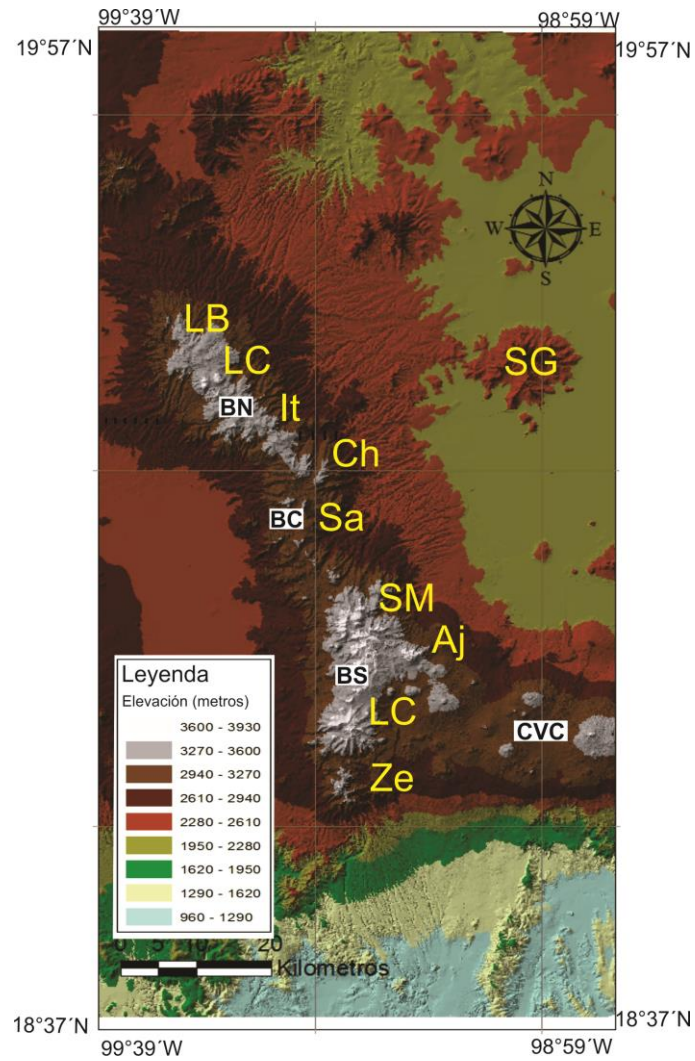


Fig. 1.3. Mapa altimétrico con la ubicación de los ocho estratovolcanes que conforman la Sierra de las Cruces. Se aprecia una diferencia de altitud entre bloques: BN: Bloque Norte, BC: Bloque Central, BS: Bloque Sur. SG: Sierra de Guadalupe, CVC: Complejo Volcánico Chichinautzin, LB: La Bufa, LC: La Catedral, It: Iturbide, Ch: Chimalpa, Sa: Salazar, SM: San Miguel, Aj: Ajusco, LC: La Corona, Ze: Zempoala.

CAPITULO 2

Marco Geológico

2.1 Faja Volcánica Transmexicana

De acuerdo con la geología de México, gran parte del territorio está ocupado por provincias volcánicas (Fig. 2.1) (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), de las cuales la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es una de las provincias más importantes debido a su extensión, edad y estructuras volcánicas activas, cuyo origen se remonta desde el Mioceno inferior (Ferrari *et al.*, 2012), como resultado de una rotación anti-horario del arco volcánico de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 1999).

De acuerdo con los últimos estudios, el inicio del vulcanismo en la FVTM tuvo lugar entre 21.6 a 22.8 Ma como el comienzo del vulcanismo en esta provincia volcánica (Lenhardt *et al.*, 2010). En general la FVTM se define como un arco volcánico, con más de 8000 estructuras volcánicas, con una longitud de ~1200 km y se distribuye desde las costas del Pacífico, en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco hasta las costas del Golfo de México, en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978). Esta provincia tiene una orientación E-O en la parte central y oriental y una orientación NO-SE en la parte occidental (Gómez-Tuena *et al.*, 2007a) formando un ángulo cercano de 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana.

El origen de la FVTM se debe principalmente al proceso de subducción que ocurre en el borde convergente entre la placa de Cocos y Rivera, las cuales están siendo subducidas por la placa Norteamericana a una velocidad y ángulo de inclinación diferentes a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, originando cambios en la dirección, intensidad y velocidad de subducción, haciendo de la FVTM una provincia geológica compleja.

Típicamente se ha dividido a la FVTM en tres sectores, debido a sus características

geológicas y tectónicas (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988) y con el fin de facilitar su entendimiento. El sector occidental, comprende desde las costas de Nayarit y Jalisco hasta la junta triple de los rifts de Zacoalco, Colima y Chapala (Allan, 1986); mientras que el sector central abarca desde la junta triple antes mencionada, hasta el sistema de fallas Taxco – San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez y Nieto Samaniego, 2005); y el sector oriental abarca desde el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, hasta las costas del Golfo de México. (Fig. 2.2).

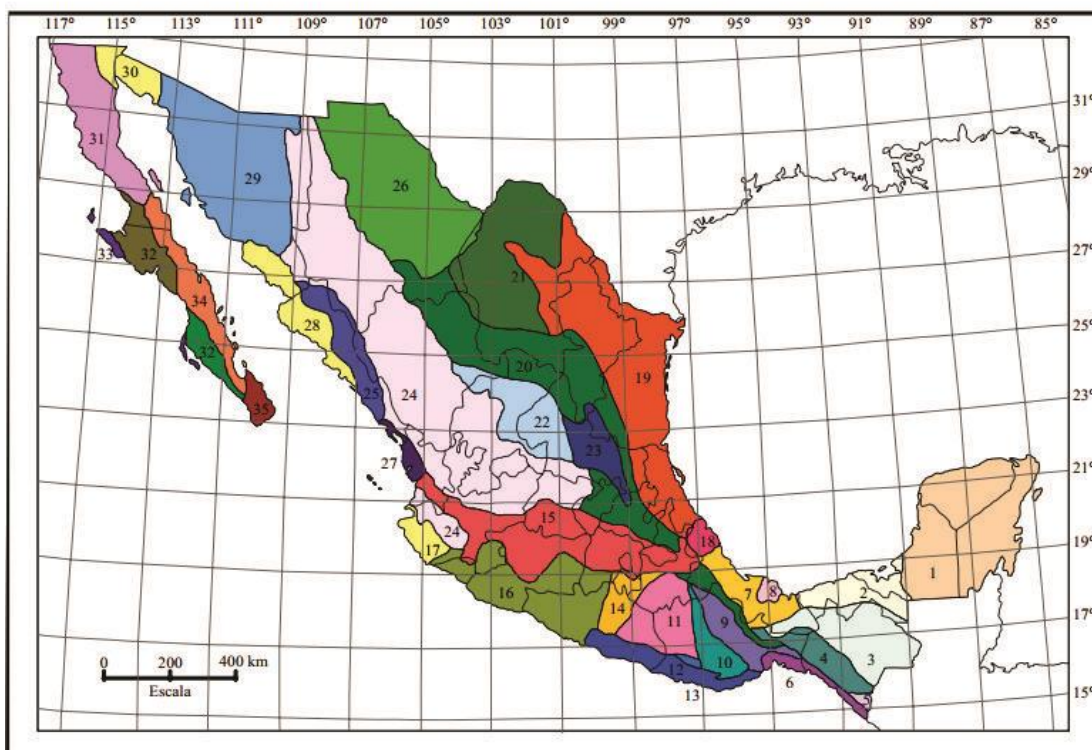


Fig.2.1. Distribución de las provincias geológicas de la República Mexicana. Resalta la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana (rojo) atravesando de este a oeste el territorio mexicano. Mapa tomado de Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992). 1, Plataforma de Yucatán; 2, Cuenca Deltaica de Tabasco; 3, Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas; 4, Batolito de Chiapas; 5, Macizo Ígneo de Sononusco; 6, Cuenca de Tehuantepec; 7, Cuenca Deltaica de Veracruz; 8, Macizo Volcánico de los Tuxtlas; 9, Cuicateca; 10, Zapoteca; 11, Mixteca; 12, Chatina; 13, Juchateca; 14, Plataforma de Morelos; 15, Faja Volcánica Transmexicana; 16, Complejo Orogénico de Guerrero-Colima; 17, Batolito de Jalisco; 18, Macizo Ígneo de Palma Sola; 19, Miogeoclinal del Golfo de México; 20, Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas; 21, Plataforma de Coahuila; 22, Zacatecana; 23, Plataforma de Valles-San Luis Potosí; 24, Faja Ignimbrítica Mexicana; 25, Cinturón Orogénico Sinaloense; 26, Chihuahuense; 27, Cuenca de Nayarit; 28 Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa; 29 Sonorense; 30 Delta Colorado; 31, Batolito de Juárez-San Pedro Mártir; 32, Cuenca de Vizcaíno-Purísima; 33, Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita; 34, Faja Volcánica de La Giganta; 35, Complejo Plutónico de La Paz.

Para tener un amplio entendimiento del movimiento de la placa Rivera y de Cocos, se llevaron a cabo varios estudios relacionados a la geometría, tectónica y sismicidad de las placas en subducción (Nixon, 1982, Pardo y Suárez, 1995). Mientras que estudios más recientes involucran a los experimentos MASE (Meso American Subduction Experiment) y MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone) (Pérez-Campos *et al*, 2008) con el fin de definir la profundidad y la geometría de las placas que se encuentran en subducción por debajo de la FVTM, basados en imágenes de tomografía. En estos experimentos se concluye que en la parte occidental de la FVTM, está siendo subducida la placa de Rivera, a un ángulo inicial de 40° y posteriormente cambia a un ángulo de 70° por debajo del arco, hasta alcanzar una profundidad de 350 km (Yang *et al.*, 2009) con una tasa de subducción entre 1.7 y 2.2 cm/año (DeMets *et al.*, 1994).

Por otra parte, la placa de Cocos es subducida en la parte central y oriental de la faja, mostrando un ángulo de subducción cerca de la trinchera de 15° y posteriormente cambia a una subducción plana que ocurre hasta los 300 km desde la trinchera, para posteriormente cambiar a un ángulo de 75° (por debajo de la Cuenca de México), ubicándose a una profundidad de ~450 km (Pérez-Campos *et al*, 2008), con una tasa de subducción de ~ 6 cm/año (DeMets *et al.*, 1994). Las edades de las placas es variable, la de Rivera con edades de 9 a ~13 Ma y la de Cocos entre 12.7 y 16 Ma (Pardo y Suarez, 1995, DeMets *et al.*, 1994).

La FVTM resalta por la presencia de grandes estratovolcanes activos, como el Pico de Orizaba, Popocatepetl, Nevado de Toluca y Colima, entre otros (Macías, 2005). Desde un punto de vista evolutivo, la historia geológica de la FVTM se ha dividido en cuatro episodios de vulcanismo (Ferrari *et al.*, 2012).

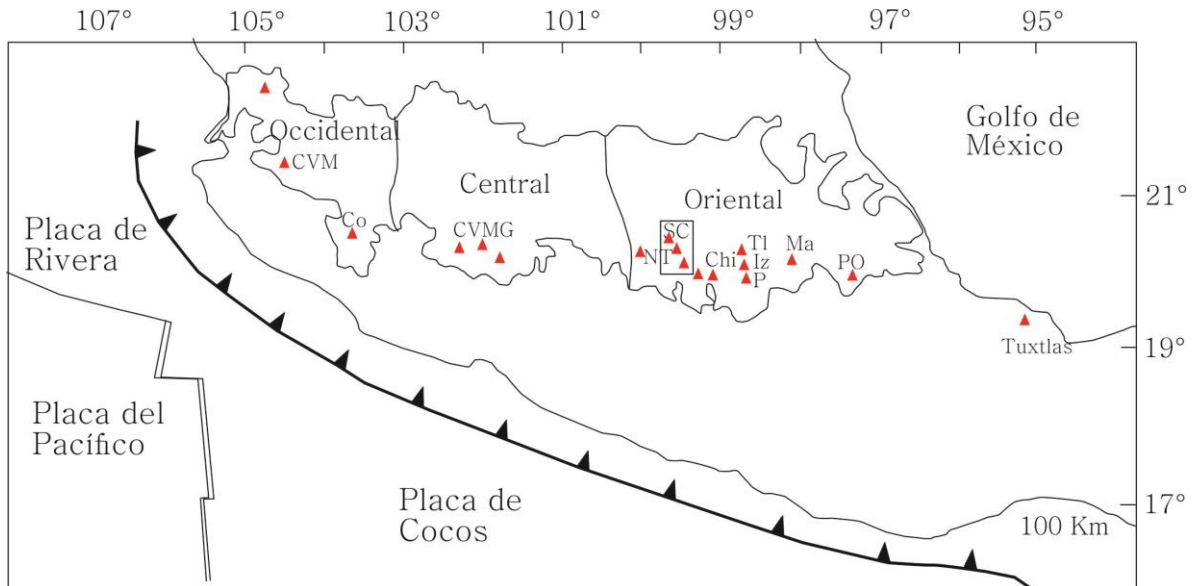


Fig.2.2. Mapa de la FVTM en donde se delimitan los tres sectores, así como la distribución de los campos volcánicos y estructuras volcánicas más representativos de México. CVM: Campo Volcánico Mascota, Co: volcán de Colima, CVMG: Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, SC: Sierra de las Cruces, NT: Nevado de Toluca, Chi: Campo volcánico Chichinautzin, SN: Sierra Nevada, PO: Pico de Orizaba.

2.1.1 Arco del Mioceno temprano y medio

La actividad volcánica en la FVTM inició en el Mioceno temprano, con el emplazamiento de un arco volcánico con dirección preferencial este-oeste en el centro de México (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012) (Fig. 2.3a). En esta parte se encuentra conformada por secuencias de lavas basálticas y andesíticas en el área de Tenancingo y Malinalco, Estado de México en donde las edades más antiguas son de 19.5 y 21 Ma de acuerdo a lavas fechadas por el método de Ar-Ar (Ferrari *et al.*, 2003; García Palomo *et al.*, 2000). Sin embargo estudios recientes han propuesto que la actividad inicial de la FVTM alcanza edades entre 21.6 y 22.8 Ma (Lenhardt *et al.*, 2010). Posteriormente la actividad volcánica migra hacia el norte, alejándose de la trinchera, formando estratovolcanes y conos de lava como Palo Huérfano, La Joya y Zamorano en Querétaro-Guanajuato (Carrasco-Núñez *et al.*, 1989; Pérez-Venzor *et al.*, 1996; Valdez-Moreno *et al.*, 1998; Verma y Carrasco-Núñez, 2003), la Sierra de Guadalupe y varios centros volcánicos al noroeste de la Ciudad de México (Jacobo-Albarrán, 1986), campo volcánico Apán-Tezontepec (García-Palomo *et al.*, 2002) entre otros.

2.1.2 Episodio máfico del Mioceno tardío

Durante este periodo, el ocurre un importante episodio de vulcanismo máfico para el Mioceno tardío, el cual abarca desde las costas de Nayarit, hasta las costas de Veracruz (Fig. 2.3b) posicionándose hacia el norte del arco precedente con edades que se vuelven más jóvenes de oeste a este (Ferrari *et al.*, 2000b). La actividad volcánica generó estructuras como mesetas basálticas, emplazadas generalmente a través de fisuras con edades entre 11 y 7 Ma (Richter *et al.*, 1995; Ferrari *et al.*, 2000a; Pasquaré *et al.*, 1991). En el sector oeste las rocas máficas presentan características geoquímicas típicas de subducción (Ferrari *et al.*, 2000b), mientras que el vulcanismo en la parte oriental de Hidalgo y al norte de Veracruz (Tlanchinol, Tantima, Álamo) presentan características de intraplaca (Orozco-Esquivel *et al.*, 2003).

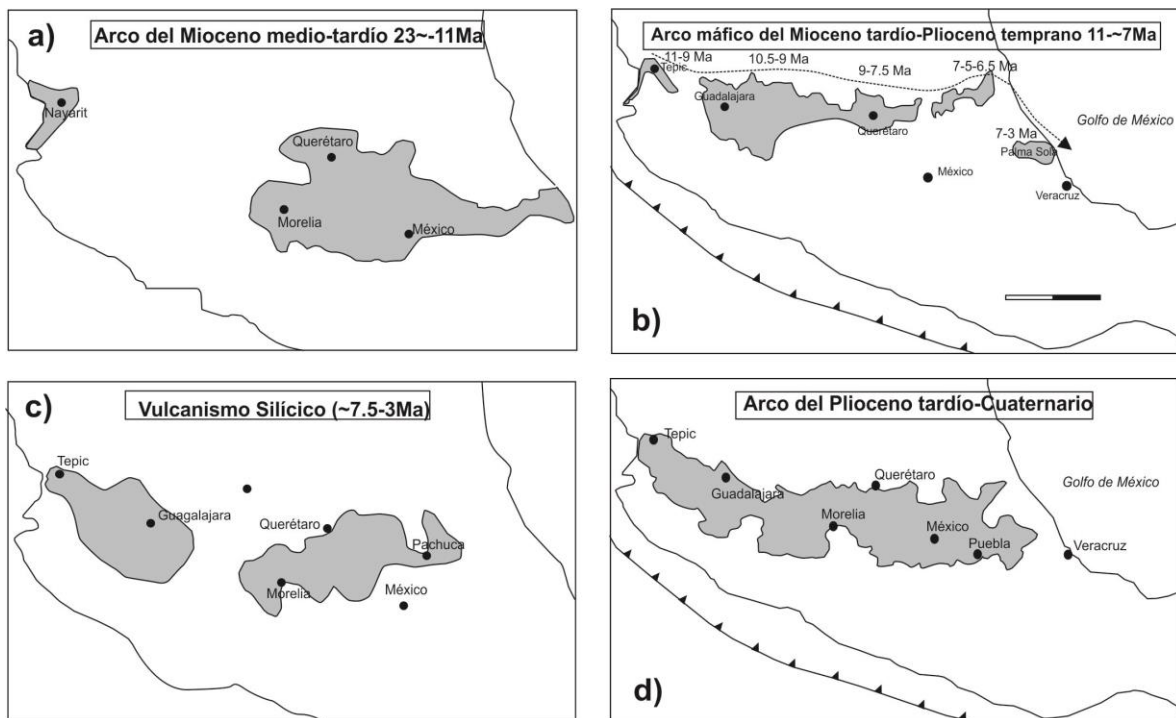


Fig.2.3. Principales episodios eruptivos que ha tenido la FVTM (Ferrari *et al.*, 2009; 2012). a) Vulcanismo del Miocénico. b) Vulcanismo máfico. c) Vulcanismo silícico y bimodal. d) Arco del Plioceno-Cuaternario. Modificado de Ferrari *et al.*, 2012.

2.1.3 Vulcanismo silíceo bimodal del Mioceno tardío- Plioceno temprano

Este episodio se caracteriza por la disminución de la actividad volcánica y además por cambios en la composición química de los productos, siendo éstos más diferenciados. Este episodio ocurre a finales del Mioceno y principios del Plioceno, con el emplazamiento de magmas dacíticos y riolíticos, formando estructuras de domos y grandes volúmenes de ignimbritas, distribuidos en una franja al sur del arco máfico del episodio anterior. En la parte oeste de la FVTM existe poca actividad de este episodio félsico, caracterizado por el emplazamiento de lavas riolíticas e ignimbritas entre Santa María del Oro y Plan de Barrancas (Ferrari *et al.*, 2000a), así como domos de lava y flujos piroclásticos al norte de Guadalajara (Ferrari *et al.*, 2000a; Rossotti *et al.*, 2002), con edades de entre 7.5 y 3 Ma (Gilbert *et al.*, 1985; Rossotti *et al.*, 2002).

En la parte central de la FVTM, el episodio silíceo generó estructuras caldéricas, con depósitos de ignimbritas de gran volumen, como por ejemplo las calderas de Amazcala de 7.3-6.6 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001), Amealco de 4.7 Ma (Aguirre-Díaz y McDowell, 2000), Los Azufres de ~6-3 Ma (Ferrari *et al.*, 1991) entre otras.

En la porción oriental de la FVTM también se han reportado sucesiones piroclásticas del Plioceno temprano (4.9-4.5 Ma) que se encuentran intercaladas y cubiertas por lavas basálticas y que constituyen un arreglo petrológico bimodal (Cantagrel y Robin, 1979; Ochoa-Camarillo, 1997). (Figura 2.3c).

2.1.4 Arco del Plioceno tardío-Cuaternario.

La cuarta y última etapa es de las que cubren mayor área, sobreponiéndose a los productos de las etapas anteriores (Fig. 2.3d). Esta etapa se caracteriza por un arco de composición dominante andesítico-basáltico, desarrollado en el límite del Plioceno temprano y Plioceno tardío (Righter *et al.*, 1995; Ferrari *et al.*, 2000a). En la parte occidental de la FVTM se reconocieron lavas típicas de subducción así como lavas con características de intraplaca, con edades de 3.6 Ma (Righter *et al.*, 1996).

Este arco se caracteriza por la edificación de campos volcánicos monogenéticos (Michoacán-Guanajuato, Mascota, Chichinautzin, Apan-Tezontepec (Bloomfield, 1975; Hasenaka y Carmichael, 1985; Martín Del Pozzo, 1982; Márquez *et al.*, 1999; Siebe *et al.*, 2004; García-Palomo *et al.*, 2002). También están considerados los estratovolcanes como el Pico de Orizaba, Volcán de Colima, Tequila, Cerobuco, Las Navajas.

En sector oriental de la FVTM tiene lugar vulcanismo intermedio hace ~ 3.7 Ma con el emplazamiento de diferentes centros poligenético como la formación de la Sierra de las Cruces, ubicado al occidente de la Ciudad de México (Mora-Álvarez *et al.*, 1991, Osete *et al.*, 2000) mientras que en la parte sur de las Sierra de las Cruces es donde pertenece el área de estudio de este trabajo. (Fig. 2.2).

2.2. Sierra de las Cruces

Como parte del último episodio de vulcanismo se desarrolló la Sierra de las Cruces, la cual tiene una longitud de 110 km, con una forma alargada, en la parte norte orientada NO-SE y de la parte central a su terminación sur cambia a una orientación N-S (Fig.1.1). La composición de los productos volcánicos de esta sierra es similar en todas las estructuras que la componen, variando de andesita a dacita (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Mooser *et al.*, 1974; Gun y Mooser, 1970), y con edades desde 3.7 Ma para la parte norte (La Catedral; Aguirre-Díaz *et al.*, 2006a), la parte central las edades son variables (de 4.14 ± 0.37 a 2.61 ± 0.52 Ma; Mejía *et al.*, 2005) y la terminación sur presenta edades de 1.2 a 0.7 Ma (Arce *et al.*, 2008). El volcán San Miguel junto con los volcanes Ajusco, La Corona y Zempoala, conforman la terminación sur de la Sierra de las Cruces. Con base en las edades disponibles hasta la fecha, se ha propuesto que el vulcanismo migró de norte a sur (Mora-Álvarez *et al.*, 1991).

2.2.1. Complejo Volcánico San Miguel

El volcán San Miguel forma parte del sector sur de la Sierra de las Cruces y debido a que está conformado por una amalgama de estructuras como por ejemplo varios domos de lava, donde se le ha denominado como complejo volcánico San Miguel (Romero-Terán, 2001) (Fig. 2.4),

El CVSM se caracteriza por tener un vulcanismo efusivo y explosivo que dieron origen a depósitos piroclásticos, depósitos de lahares, emplazamiento de domos y flujos de lava. En la parte sur del CVSM, existe una intersección entre la Sierra de las Cruces y productos del Campo Volcánico Chichinautzin (Fig. 1.2.). Las edades radiométricas más antiguas para el complejo San Miguel es de aproximadamente 2.29 Ma (Mora-Álvarez *et al*, 1991), mientras que el Ajusco es de aproximadamente entre 0.73 – 0.3 Ma. Los productos más antiguos del Campo Volcánico Chichinautzin han sido fechados en 1.2 Ma (Arce *et al.*, 2013b) y los más recientes en 1600 años antes del presente (A.P.) (Siebe, 2000), de modo que existe un traslape en edades entre ambos tipos de vulcanismo.

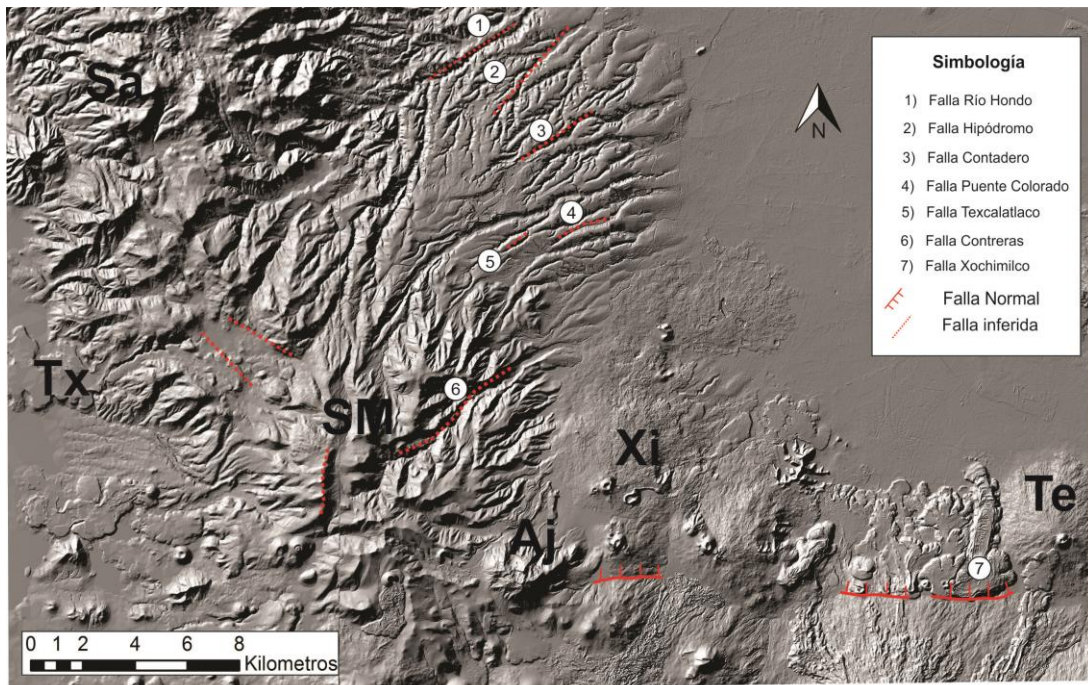


Fig.2.4. Modelo digital de elevación del área del complejo volcánico San Miguel, en el que se muestran las principales fallas que afectan a esta estructura. Se destaca la orientación de las fallas inferidas “Enjambre de fallas las cruces”, con una orientación NE-SO (De Cserna *et al.*, 1988) y la falla Xochimilco al oeste del CVSM (Colín-Rodríguez, 2006). Tx: Texontepec, Sa: Salazar, SM: San Miguel, Aj: Ajusco, Xi: Xitle, Te: Tehutli.

La geología estructural del Complejo San Miguel ha sido establecida mediante la interpretación de fotos aéreas y con análisis morfológico (De Cserna *et al.*, 1988; Romero-Terán, 2001; García-Palomo *et al.*, 2008), en donde se han descrito distintas fallas, como por ejemplo en la parte NE de San Miguel se encuentran las fallas Río Hondo, Contadero, Hipódromo, Texcalatlaco, Puente Colorado y Contreras también conocido como “Enjambre de fallas las cruces” (Fig. 2.4) con dirección general N55°E (De Cserna *et al.*, 1988).

Otra estructura notable es la falla Xochimilco (Colín-Rodríguez, 2006; García-Palomo *et al.*, 2008), que se localiza en la parte este de la zona de estudio (Fig. 2.4) y se manifiesta como un lineamiento E-O con una longitud de 55 km, caracterizado por un rompimiento topográfico a la cual se asocian varios aparatos volcánicos y flujos de lava fisurales del Campo Volcánico Chichinautzin. Según estos mismos autores, en los planos de falla se han encontrado algunos indicadores cinemáticos como brecha de falla y harina de falla, de forma sigmoidal, vertical lo que sugiere un desplazamiento normal hacia el norte.

Sin embargo, la mayoría de las fallas y/o fracturas que se han propuesto para el área de estudio son inferidas, debido a que tales estructuras están cubiertas por depósitos más jóvenes o por vegetación y suelo, pero que aún es posible observar su expresión topográfica en los modelos digitales y fotos aéreas.

2.3 Estratigrafía

La información estratigráfica disponible del área de estudio ha sido publicada en varios trabajos, como artículos, tesis, informes técnicos, entre otros. Los pozos profundos que se han perforado en la Cuenca de México, como Mixhuca-1, Copilco-1, Roma-1, Tulyehualco-1, Texcoco-1 y San Lorenzo Tezonco (De Cserna *et al.*, 1988, Pérez-Cruz, 1988; Arce *et al.*, 2013a) han aportado información valiosa del subsuelo. Además, los trabajos de geología superficial (De Cserna *et al.*, 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; García-Palomo *et al.*, 2002; Lenhardt *et al.*, 2010) también proporcionan información geológica

que puede ser utilizado en la construcción de la estratigrafía de la región de estudio (Fig. 2.5).

2.3.1. Rocas del basamento

Las rocas más antiguas que se han descrito para esta región están conformadas por las formaciones Xochicalco, Morelos, Cuautla y Mexcala (Fries, 1960), con edades que van desde el Aptiano hasta el Coniaciano (Cretácico superior). En general estas formaciones están conformadas por interestratificaciones de calizas, dolomitas con variaciones de pedernal y anhidrita. La formación más joven (Mexcala) del Coniaciano (Fries, 1960) está compuesta por inter-estratificaciones de areniscas, lutitas y limolitas calcáreas con escasos lentes de pedernal (Fries, 1960). La presencia de una o más de estas formaciones en superficie, se encuentran en la parte sur de Cuernavaca, así como en los pozos profundos de la Cuenca de México, como en los pozos Mixhuca y Tulyehualco aparecen calizas de la Formación Morelos a una profundidad de 1575 metros y 2041 metros respectivamente, que confirman la presencia de este basamento en el área de estudio.

Posteriormente, se encuentran rocas del Grupo Balsas, que representan a las rocas más antiguas del Paleógeno, y que descansan sobre formaciones cretácicas (Fries, 1960) El Grupo Balsas está compuesta por depósitos continentales de clastos calcáreos del Eoceno tardío-Oligoceno temprano. Estas rocas además están intercaladas con limos, arcillas, así como rocas piroclásticas y lavas de composición andesítica (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). De igual manera, estas rocas en superficie se han descrito en partes cercanas a Iguala y Taxco (Edward, 1955, Fries, 1960), en el distrito minero El Oro-Tlalpujahua en el límite de los estados de México y Michoacán (Flores, 1946) así como al norte de la Ciudad de México (Simon y Mapes, 1956) y además se encontró en el pozo profundo Texcoco-1, en la Cuenca de México (Schlaepfer, 1968) por tal motivo es muy probable que también se encuentre por debajo del complejo San Miguel.

2.3.2. Rocas volcánicas

Las rocas volcánicas más antiguas que se han descrito en la región de estudio, pertenecen a la denominada Formación Tilzapotla (Fries, 1960) con edades del Oligoceno, entre 30 y 25 Ma (Jaffe *et al.*, 1959; Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Característicamente esta formación se conforma de derrames de lava y extensos depósitos de ignimbrita, ambos de composición riolítica y dacítica, con abundante biotita, con espesores de hasta 250 metros (Fries, 1960; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989), reconocidos en los pozos Copilco-1, Mixhuca-1 y Roma-1 (De Cserna *et al.*, 1988).

Otro paquete de rocas volcánicas son aquellas conformadas por la Formación Tepoztlán, la cual fue definida como detritos volcánicos andesíticos (Fries, 1960). En superficie se tienen dos afloramientos típicos, uno localizado en los alrededores de Tepoztlán, Morelos (de donde toma su nombre) y otro en los alrededores de Malinalco, estado de México (García-Palomo *et al.*, 2000; García-Palomo *et al.*, 2002; Lenhardt *et al.*, 2010). En estos sitios se describieron depósitos de lahar, intercalados con lavas de distinta composición, así como depósitos piroclásticos, como parte de esta formación. Estos mismos autores llevaron a cabo fechamientos radiométricos en ambos sitios, que han permitido ubicar a esta formación en un intervalo de tiempo de 18.7 a 22.8 Ma. En la cuenca de México, fue reconocida esta formación en el pozo San Lorenzo Tezonco, con un espesor considerable de 290 m, con edades que varían de 13 a 20.1 Ma (Arce *et al.*, 2013a; 2014), constituida por una variedad de litologías, tanto lavas andesítico-basálticas, como andesitas, dacitas y riolitas.

De acuerdo al orden cronológico, la Sierra de las Cruces de la que forma parte el complejo San Miguel, también forma parte de las rocas volcánicas del área de estudio. Esta sierra fue descrita inicialmente por Mooser *et al.* (1974); Fries (1960) y De Cserna (1988), como Andesita Zempoala. Posteriormente se ha agrupado a las rocas de toda la sierra como parte de una misma unidad, pero con edades muy variables, desde 3.7 Ma en la parte norte (Aguirre-Díaz *et al.*, 2006a) hasta 0.7 Ma para el volcán Zempoala, localizado al sur

de la sierra (Arce *et al.*, 2008). En general, estas rocas se caracterizan por tener una textura porfídica y una composición de andesitas y dacitas (Romero-Terán, 2001).

La columna estratigráfica finaliza con las rocas del Campo Volcánico Chichinautzin, las cuales presentan una variedad composicional muy grande, desde basaltos hasta dacitas, con variaciones químicas y mineralógicas importantes (Bloomfield, 1975; Márquez *et al.*, 1999, Siebe *et al.*, 2004, Siebe *et al.*, 2005, Meriggi *et al.*, 2008; Martín del Pozzo, 1982; Velazco-Tapia, 2003). Este campo está conformado por más de 220 volcanes, distribuidos a lo largo de una franja irregular, con orientación general este-oeste (Bloomfield, 1975). Las edades fueron constreñidas para el Pleistoceno tardío, de 40 mil años al Reciente (Bloomfield, 1975; Márquez *et al.*, 1999; Wallace y Carmichael, 1999; Siebe *et al.*, 2004; Siebe *et al.*, 2005; Siebe *et al.*, 2000), aunque recientemente se ha demostrado que los inicios del vulcanismo en este campo ocurrió hace 1.2 ma (Arce *et al.*, 2013b), es decir que en algún momento coexistió con vulcanismo de la Sierra de las Cruces.

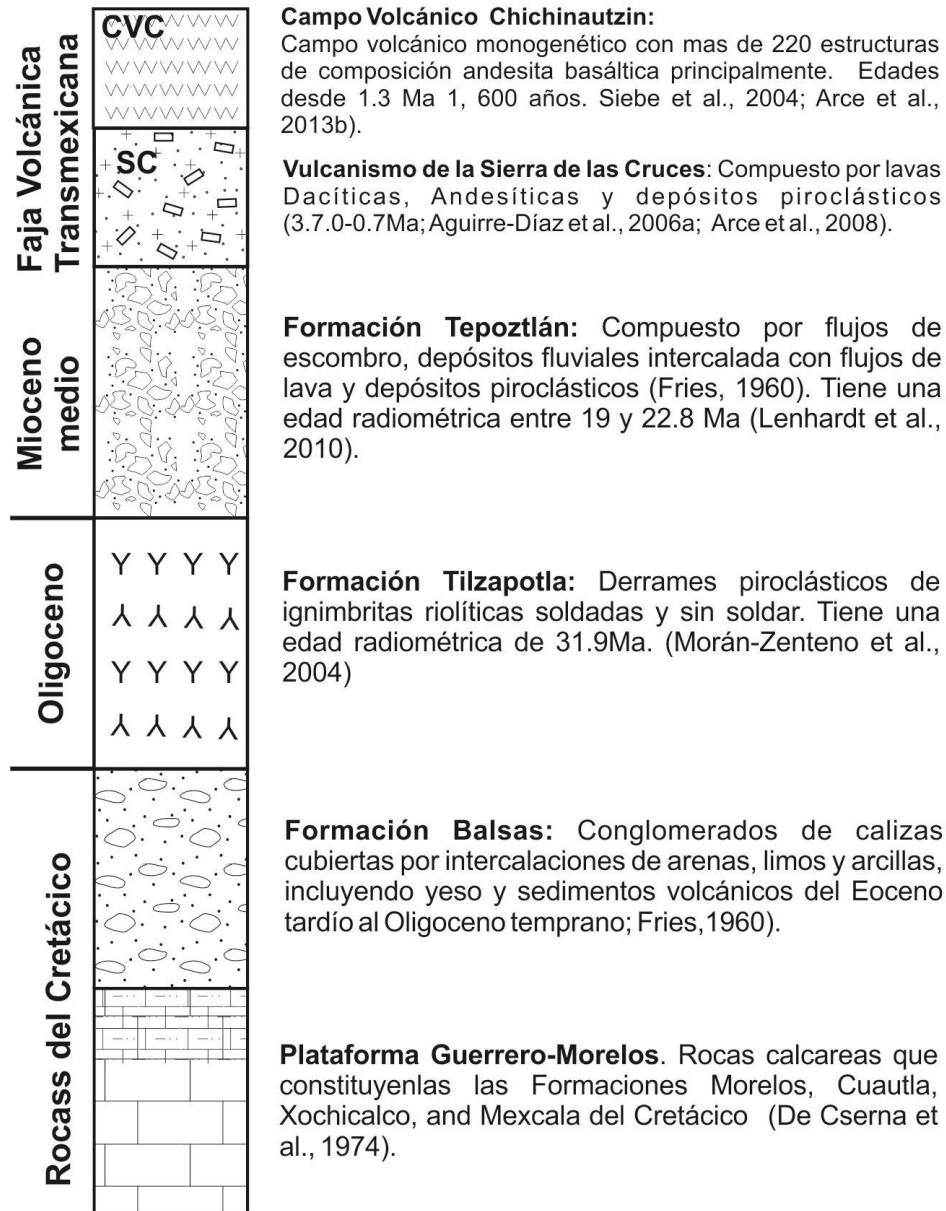


Fig.2.5. Columna estratigráfica del área del Complejo San Miguel, constituido principalmente por un basamento del Terreno Guerrero-Morelos del Cretácico, rocas del Eoceno y del Plioceno (Modificado de Arce et al., 2013b).

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA DEL CVSM

Como se mencionó en la metodología, para el estudio geológico del área de San Miguel se elaboró un mapa en modelo digital de terreno (MDT), el cual fue utilizado como base para la descripción de afloramientos. En campo, este mapa fue modificado de acuerdo a las descripciones que se hicieron de cada afloramiento junto con el análisis petrográfico y geoquímico. Se llevó a cabo una división de unidades litológicas del área de estudio, de acuerdo a características físicas de las rocas, así como composición química y mineralógica. Además se tomaron datos de trabajos previos para complementar datos obtenidos en el presente trabajo.

De manera general, se reconocieron distintas estructuras (Fig. 3.1) mismas que son mencionadas en el texto y de acuerdo a la información geocronológica, la actividad del complejo volcánico San Miguel (CVSM) tuvo lugar durante el Plioceno tardío al Pleistoceno temprano con edades que varían de 1.92 - 1.79 Ma (Mora-Álvarez *et. al.*, 1991) y 2.29 - 1.28 Ma (Mejía *et al.*, 2005).

El Complejo Volcánico San Miguel (Romero-Terán, 2001; García-Palomo *et al.*, 2008), está conformado por diversas estructuras, dentro de las que destacan domos alineados norte-sur, domos en la parte central del complejo (Las Palmas) con un diámetro de 2.1 km de largo por 1.38 km de ancho aproximadamente. Alrededor de estos domos existen otras estructuras dispuestas en forma alineada en la misma dirección (Fig. 3.1), constituidas principalmente por lavas en bloque, como son: cerro El muñeco que se encuentra del lado oeste, cerro El Caballete y San Miguel hacia el norte. Estas estructuras presentan visibles grados de erosión, generalmente de mayor intensidad a menor intensidad de norte a sur.

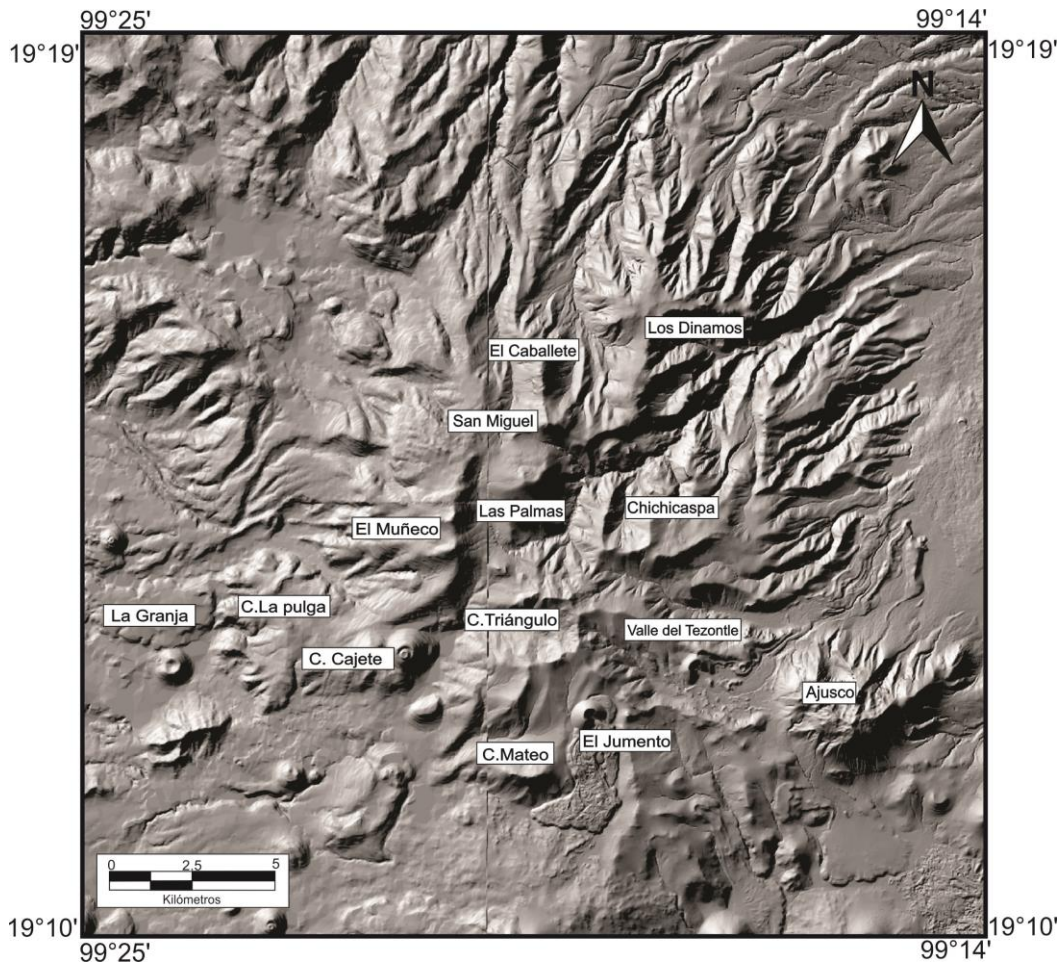


Fig.3.1. Modelo digital de elevación, del área del Complejo Volcánico San Miguel, en el que se muestran las principales estructuras y que son mencionadas en el texto.

A continuación se describen las distintas unidades que se reconocieron en el área de San Miguel. Para diferenciar a las unidades se consideró lo siguiente: descripciones del afloramiento, descripción de muestra de mano, análisis petrográfico y análisis químico de roca total (estos dos últimos se detallan en el capítulo 4) y también se consideró la edad, cuando fue posible. Esta información se plasmó en un mapa geológico (Fig. 3.21) en un modelo sombreado de elevación que se muestra al final de este capítulo, donde se complementó con información estratigráfica, estructural y geomorfológica.

En la parte sur del complejo San Miguel se encuentran algunos volcanes monogenéticos (conos de escoria, conos cineríticos y lavas asociadas) del CVC (Fig. 3.1), de los que destacan Jumento y La Granja, entre otros.

Con el fin de facilitar la descripción de unidades volcánicas que se describen a continuación, se consideró la composición química de roca total (elementos mayores y traza), así como la asociación mineralógica de todas las muestras analizadas (cuyos datos se presentan en el Capítulo 4). Esto debido a que la descripción en campo no fue suficiente para diferenciar a las distintas unidades del CVSM, ya que son muy parecidas en color, textura y una mineralogía muy similar. A partir de esta clasificación, las rocas del CVSM se separaron en unidades de dacitas y unidades de andesita.

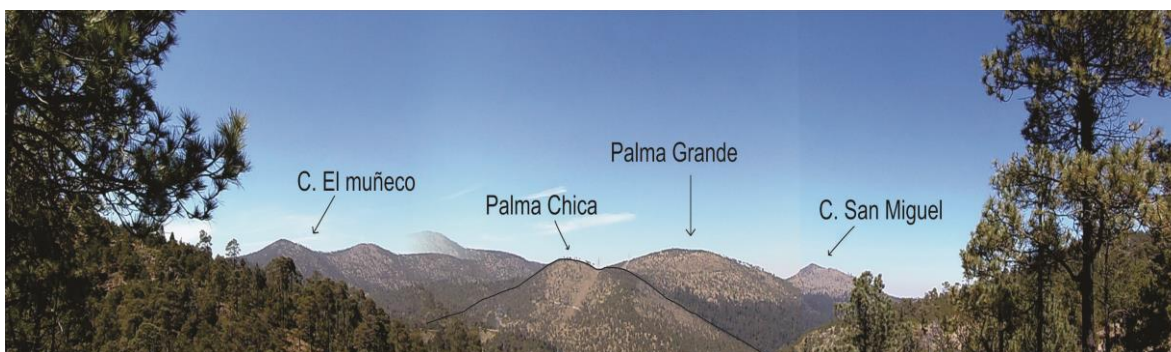


Fig.3.2. Vista panorámica de sur a norte, en la que se observan las estructuras centrales del complejo San Miguel, que corresponden a los domos Las Palmas. Estos domos están alineados N-S. También se aprecia el Cerro San Miguel, así como el cerro El Muñeco, los cuales también presentan un alineamiento N-S.

3.1 Rocas dacíticas

De manera general, la mayoría de los productos del Complejo San Miguel son lavas de composición dacítica, sin embargo estas dacitas a su vez fueron subdivididas en dos grupos, con base en su asociación mineralógica (ver Capítulo 4, de análisis petrográfico), un grupo con abundante anfíbol y el otro con importante presencia de biotita.

3.1.1. Dacitas de biotita

Esta unidad se encuentra representada en cuatro estructuras del CVSM que incluyen: 1) Cerro el Triángulo (Fig. 3.1), localizado al noroeste del volcán Jumento y al norte del cerro Mateo y que se encuentra al este del valle del Tezontle. Este cerro presenta una forma alargada de 2.83 km, con orientación aproximada este-oeste, compuesto de lavas masivas y superficies subredondeadas debido a la meteorización. En muestra de mano (SM-1327, SM-1347) esta roca presenta una textura porfídica con fenocristales de plagioclasas,

biotita y escaso anfíbol, embebidos dentro de una pasta de grano fino; 2) Cerro Chichicaspa (SM-1344, SM-1318) localizado al este de los domos Las Palmas (Figs. 3.1). El Cerro Chichicaspa está conformado por lavas en bloque, que afloran al inicio (al este) del Parque Nacional Los Dinamos, en la Delegación Magdalena Contreras. En este sitio se observaron bloques de ~15 metros de diámetro, mostrando pseudo-estratificación. Las dacitas presentan textura porfídica compuesto por fenocristales de plagioclasas (3-2 mm), anfíbol y biotita, soportados por una matriz fina, de color gris. Subyaciendo a estas rocas se muestran depósitos de lahar (flujos hiperconcentrados), constituido por bloques subredondeados soportados por matriz del tamaño de arena gruesa, de color gris y rojizo por la meteorización. Es probable que estos lahares también correspondan con depósitos similares al noreste del CVSM extendiéndose ~10.5 km, dando lugar a formas de abanico (zona de Santa Fe) en forma de “cola de caballo” (Fig. 3.1); 3) El cerro La pulga se sitúa al sureste del poblado de San Pedro Atlapulco (Fig. 3.3), en campo se observa que la lava está cubierta por abundante suelo y vegetación, solamente es posible ver algunos afloramientos en cantiles verticales de 30m de alto. Estas lavas son masivas en la parte basal, mientras que en la parte superior, muestra diaclasamiento vertical y subhorizontal.

En muestra de mano se describió una textura porfídica, compuesto por fenocristales de plagioclasas, biotita y anfíbol en algunos casos, soportados en una matriz fina de color rojizo debido al intemperismo; 4) Los domos San Miguel y el Caballete, ubicados al norte de los domos Las Palmas (Fig. 3.1), forman una pequeña cadena con orientación nortesur. El domo San Miguel tiene diámetros de 0.73 km por 0.70 km, formando una estructura cómica, conformada por lavas en bloque, con una familia de diaclasas orientadas E-O. Existen zonas en donde se aprecian direcciones del flujo de lava pero siempre con la misma familia de fracturas E-O. En muestra de mano, las rocas tienen una textura porfídica, compuestas por fenocristales de plagioclasas, de hasta 1 cm de diámetro, escaso piroxeno y cuarzo, embebidos en una matriz de grano fino de color gris claro. No se observaron fenocristales de anfíbol. El Cerro el Caballete tiene una forma elongada, con un ancho de 1.3 km y 3.15 km de longitud (Fig. 3.1), en su terminación norte, se aprecia una estructura en herradura, probablemente producto de un colapso

gravitacional. La lava exhibe escaso fracturamiento vertical, aproximadamente con 5 m de separación entre cada plano de fractura. En muestra de mano, la roca tiene una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa subhedrales y en algunos casos se observan glomero-cristales de plagioclasa. Raramente se logra observar cuarzo, piroxeno y anfíbol. La matriz es una pasta fina de color gris.



Fig.3.3. Imagen de satélite, en el cual se observa el CVSM y estructuras alrededores como son el volcán La Granja y Cerro La Pulga, que se encuentran al sur del poblado de San Pedro Atlapulco.

3.1.2 Dacitas de Anfíbol

Estas dacitas están conformando principalmente tres estructuras: 1) Cerro El Muñeco, localizado en la parte oeste de los domos Las Palmas, con una morfología alargada de 6 km aproximadamente, orientado norte-sur (Fig. 3.1). En la parte norte de este cerro, se aprecian crestas más erosionadas y suavizadas, mientras que las crestas con formas más angulosas están hacia el sur. Las rocas de esta estructura están formadas por lavas masivas, con diaclasamiento vertical. Existen pocos afloramientos de la roca “in situ”, generalmente cubiertos por suelo y vegetación. Estas rocas (SM-1343) se caracterizan por

tener una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, biotita, abundante anfíbol y piroxeno, embebidos en una matriz fina de color gris; 2) Rocas que afloran en el Parque Nacional de los Dinamos (SM-1323, SM-1319) y Parque Nacional Desierto de los Leones (SM-1339) forman una misma estructura, limitada al oeste por el Cerro el Caballete, mientras que en la parte sur están limitadas por un lineamiento denominado falla Contreras (De Cserna *et al.*, 1988) (Fig. 2.4). Esta estructura está conformada por lavas masivas, en ocasiones formando escarpes con diclasamiento vertical. En algunas zonas el diaclasamiento es subhorizontal, probablemente debido a la dirección del flujo (Fig.3.4). Las rocas presentan una textura porfídica con grandes fenocristales de plagioclasa (7 mm) y anfíbol (2 mm) así como pequeños microfenocristales de piroxeno, soportados en una matriz fina de color gris. Además se encontraron enclaves de 6 cm de longitud, de color gris oscuro, constituidos por fenocristales de biotita y clinopiroxeno (ver capítulo 4, fig.4.2).



Fig.3.4. a) Fotografía de un afloramiento de dacitas de anfíbol, en el Desierto de los Leones, con diaclasamiento subhorizontal. El marro mide 1.10 m. **b)** Fotografía de afloramiento de dacitas de anfíbol con diaclasamiento, en el Parque Nacional Los Dinamos, sobreyaciendo a un depósito de flujo de escombros.

3) La tercera estructura donde afloran las dacitas de anfíbol es en el valle del Tezontle, localizado justamente al norte del volcán Panza (Fig. 3.1). Esta estructura tiene una forma

alargada, orientada SE-NO, conformada por lavas masivas, de color gris claro, con superficies suavizadas y cubiertas por vegetación. En muestra de mano, se aprecia una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, soportadas en una matriz de color café claro. Una característica peculiar de estas rocas es la abundancia de fenocristales grandes de anfíbol (6 mm), que incluso se aprecian a simple vista. En la parte sur del valle del Tezontle, se observan lavas masivas, formando un cuerpo alargado y con la misma orientación hacia el NO (Fig. 3.1), formando frentes abruptos con familias de fracturas verticales. En muestra de mano, estas lavas presentan una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, soportados en una matriz fina, de color gris oscuro. Una de las características de estas lavas es que se observaron enclaves en las muestras de mano, con dimensiones variables desde algunos milímetros hasta 4.0 cm, de formas subredondeadas y compuestos por microfenocristales de biotita en una matriz gris clara (Fig. 3.5).

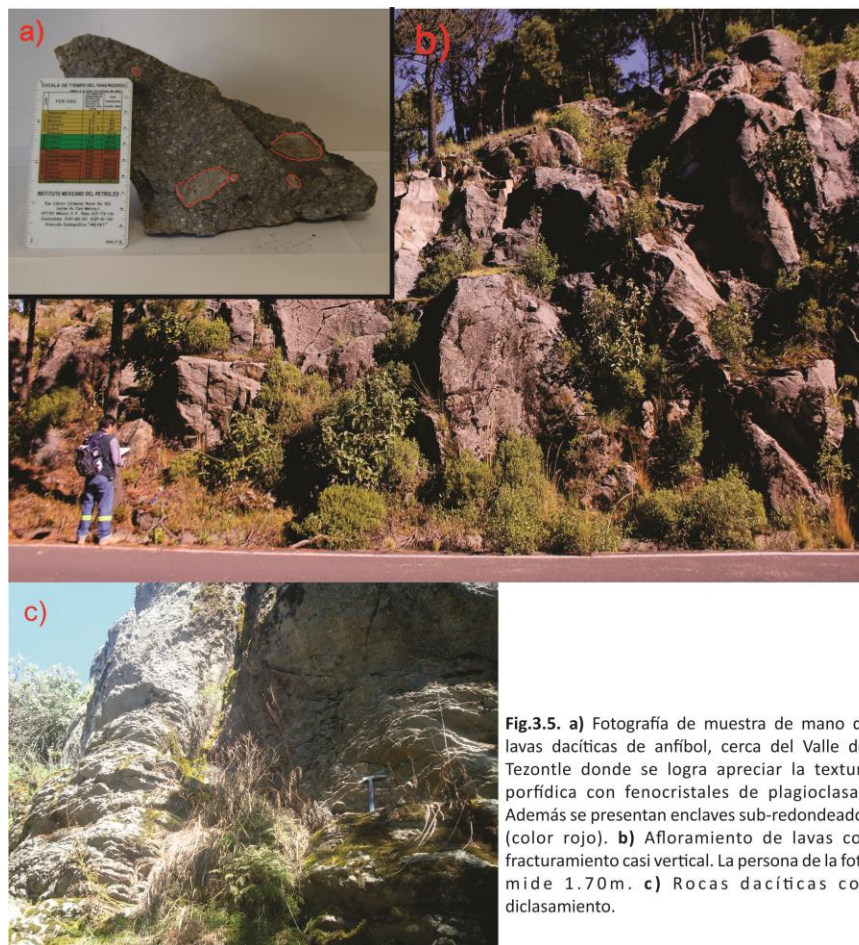


Fig.3.5. a) Fotografía de muestra de mano de lavas dacíticas de anfíbol, cerca del Valle del Tezontle donde se logra apreciar la textura porfídica con fenocristales de plagioclasas. Además se presentan enclaves sub-redondeados (color rojo). **b)** Afloramiento de lavas con fracturamiento casi vertical. La persona de la foto mide 1.70m. **c)** Rocas dacíticas con diclasamiento.

3.2 Rocas andesíticas

3.2.1 Andesitas de anfíbol

Las lavas andesíticas son menos abundantes y en general son homogéneas en cuanto a asociación mineralógica, sin embargo debido a que invariablemente presentan fenocristales de anfíbol, se les ha denominado “andesitas de anfíbol”.

Una de las estructuras andesíticas lo conforma el cerro el Triángulo localizado al sur de los domos Las Palmas (Fig. 3.1). Esta estructura tiene una forma irregular, alargada en dirección E-O y con dimensiones de 1.17 km de largo por 0.79 km de ancho. En los afloramientos se observó diaclasamiento vertical, así como cierto grado de intemperismo provocando tonalidades rojizas y rosadas. En muestra de mano se observa una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa de forma tabular, de 1 mm de diámetro, anfíbol y escaso piroxeno, dentro de una matriz de color gris claro. La diferencia primordial con las dacitas, es que las andesitas presentan ligeramente una mayor abundancia de fenocristales de piroxeno (tabla 4.1, Capítulo 4).

Los domos las Palmas (Fig.3.1), también de composición andesítica se localizan en el centro de la estructura y probablemente representan el evento volcánico más reciente de San Miguel, debido a que presenta una morfología bien preservada. Estos domos presentan cierto alineamiento en dirección N-S. Además no se observaron depósitos volcánicos de otro tipo encima de estos domos. En conjunto, los domos tienen dimensiones de 2.15 km de largo por 1.91 km de ancho. En muestra de mano se observa una textura porfídica, con fenocristales de anfíbol rodeados por delgadas bordes de opacita. Por otra parte la plagioclasa se presenta como fenocristales muy grandes, de 3cm–7mm con bordes corroidos.

3.3 Depósitos piroclásticos y lahares

En la zona de estudio también se describieron depósitos piroclásticos y depósitos de lahares, aunque con afloramientos restringidos, por lo que no fue posible hacer un mapeo más detallado de estos depósitos. Dentro de éstos, se describieron depósitos de flujo piroclástico de bloques y cenizas, hacia el sector occidental del complejo San Miguel, a 2.37 km hacia el NE del poblado de San Pedro Atlapulco (Fig. 1.2.), en donde presenta un espesor mínimo de 15 m, con matriz soportada y deleznable, compuesto por bloques del tamaño de 80 cm de dacita, soportados en una matriz de ceniza fina de color gris. Los bloques que conforman a este depósito son de color gris claro, de textura porfídica, con grandes fenocristales de plagioclasas, tabular de hasta 6 mm, contiene también microfenocristales de cuarzo, biotita y anfíboles (Fig. 3.6.). Aunque en menor proporción, también se describieron líticos rojizos, con la misma textura porfídica y la misma mineralogía que los líticos de color gris. Mediante observaciones de los modelos de relieve, se cree que tales depósitos fueron emitidos del cerro el Muñeco y del cerro La Pulga, de donde iniciaron su distribución hacia la parte occidental del CVSM alcanzando distancias de hasta 3 km (Fig.3.7).

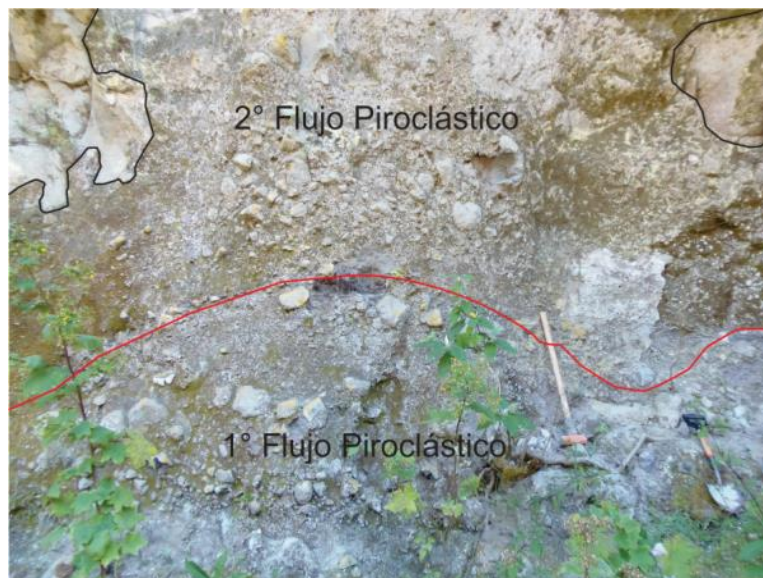


Fig.3.6. Fotografía del afloramiento cerca del poblado de San Pedro Atlapulco (SM-1316), en donde se observan dos unidades de flujo piroclástico de bloques y cenizas. Se observan bloques de 1 m y fragmentos más pequeños, inmersos en una matriz de ceniza fina. El marro mide 1.10m.

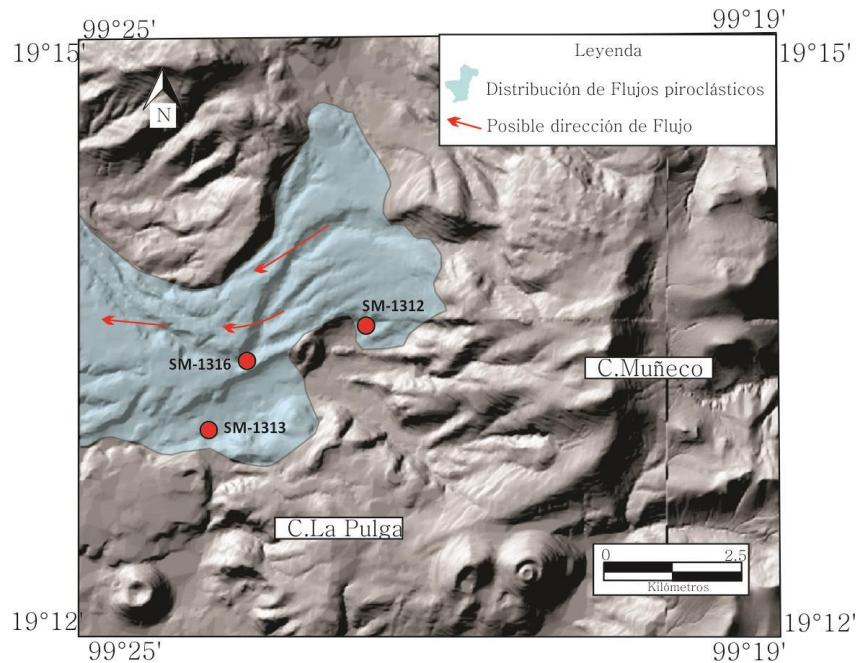


Fig.3.7. Modelo digital de elevación donde se muestra la distribución aproximada de los flujos de bloques y cenizas (en azul) en la parte occidental del CVSM.

En la parte este de los domos las Palmas, se observaron depósitos de lahar (flujos de escombros) que se distribuyen desde los domos antes mencionados hasta el Parque Nacional de los Dinamos (Fig. 3.8), compuestos de bloques de 35 cm a 15 cm de diámetro, subredondeados y heterolitológico, de color rojizo y gris con presencia de “poros”, probablemente debido al escape del agua, una vez depositado el material.

Intercalado con los depósitos de lahar, se observan depósitos de escoria de caída, del tamaño del lapilli fino y ceniza (Fig. 3.8 d), con un espesor total de 40 cm de color negro a rojizo (por oxidación), dispuesto en varias capas de espesor continuo, muy deleznable. En general se alternan los horizontes negros y rojizos, pero están constituidos por los mismos materiales. De acuerdo a estas características, la fuente de emisión de estos piroclastos debe ser un cono monogenético. En este caso el cono más cercano a este afloramiento corresponde al volcán Panza, ubicado a una distancia de 4.4 km hacia el sur (S30°E), la cual pudiere ser, la fuente de estos productos. A pesar de que en campo no se logró ver una continuidad en los depósitos, es probable que los flujos de escombros se distribuyan de manera continua hacia el este, recorriendo aproximadamente 4 km.

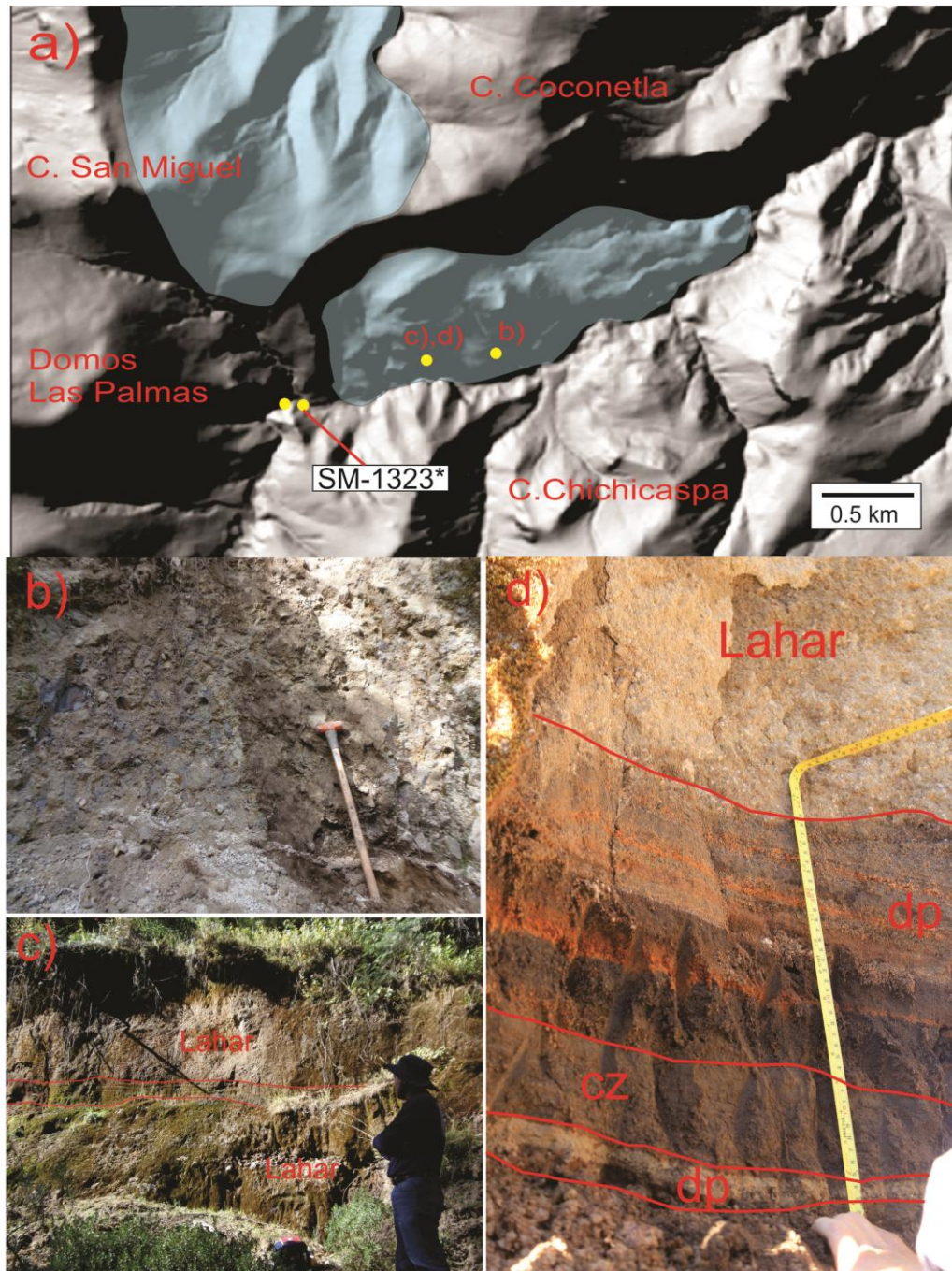


Fig.3.8. **a)** Modelo digital de elevación de la parte centro-oriental del Complejo Volcánico San Miguel, en donde se ubican las fotos de los incisos b), d) y c). En azul se marca la distribución aproximada de los depósitos de flujos de escombros. **b)** Fotografía del afloramiento en el interior de los Dínamos, como se muestra en a), se trata de un depósito de flujo de escombros, masivo, heterolitológico. **c)** Fotografía del afloramiento en el interior de Los Dínamos, en donde se observan depósitos de flujo de escombros parcialmente cubierto por suelo. **d)** Fotografía del afloramiento en el interior de Los Dínamos, en donde se aprecia una intercalación de depósitos de caída de escoria (lapilli fino y ceniza), sobreyadido por otro depósito de flujo de escombros (lahar). * Muestra del enclave. cz: cenizas, dp: depósito de caída.

En el área del Valle del Tezontle también se describió un depósito piroclástico, conformado por una intercalación de depósitos de caída de escoria y ceniza, con depósitos de oleada piroclástica húmeda, con rasgos de deformación plástica y estructuras de impacto (Fig. 3.9). Es muy probable que no se trate del mismo depósito de escorias de caída, observado en la parte noreste de San Miguel (Fig. 3.8d), debido a que en aquel afloramiento no se observaron oleadas piroclásticas. Los espesores de los depósitos de caída de escoria son de apenas 1 cm, conformadas por escorias, subangulares a subredondeadas, de color negro y rojizo, de tamaño lapilli, granosportados y deleznable. No fue posible determinar la fuente de emisión de este depósito, sin embargo, el cono más cercano a este afloramiento es el volcán El Jumento localizado a una distancia de 1 km hacia el sur. Por lo que éste podría ser el punto de emisión de estos depósitos.

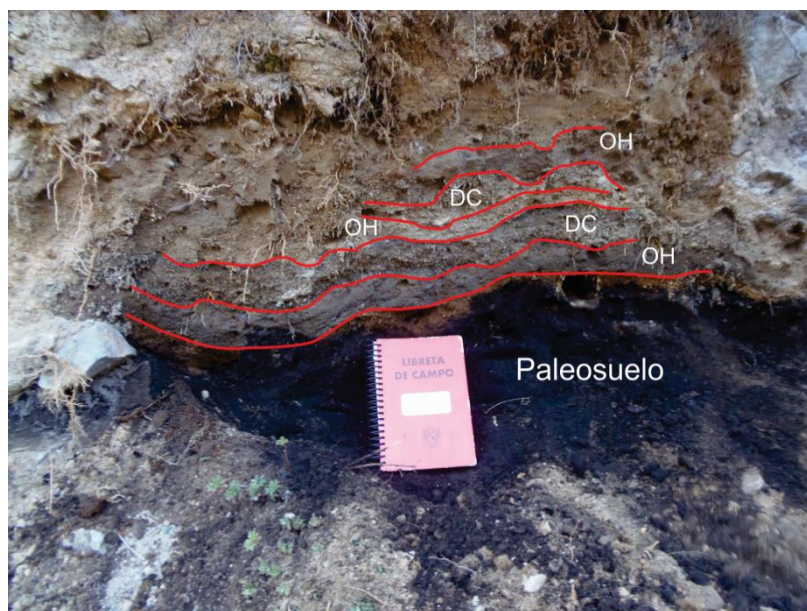


Fig.3.9. Fotografía del afloramiento SM-1346, ubicado en el Cerro el triángulo donde se observa un paquete de depósitos piroclásticos, que sobreyacen a un paleosuelo de color negro y a la vez a rocas dacíticas. Nótese las capas intercaladas entre oleadas húmedas (OH) y depósitos de caída (DC).

Las oleadas húmedas están alternadas con los depósitos de caída, con espesores variables (5 cm en algunas zonas), todo el paquete presenta ondulaciones, en ocasiones muy suavizadas, pero en otras muy marcadas (Fig. 3.9). Estos depósitos de oleadas contienen fragmentos líticos subangulares y de colores moteados de 1cm de tamaño en las capas

inferiores, mientras que en las capas superiores contienen bloques subangulares de dacita con fenocristales de plagioclasa, en una matriz gris oscura. Los bloques de dacita se presentan con alteraciones hidrotermales, por lo que es probable que estos fragmentos hayan sido arrancados de rocas encajonantes, tal vez de partes profundas de la Sierra de las Cruces.

En la parte este del cerro San Miguel y El Caballete se encuentra un valle, dentro del cual yacen depósitos de flujos de escombros (Fig. 3.8.a), masivos, compuestos por bloques redondeados de 40cm, hasta fragmentos pequeños de 5 cm y 1 cm, soportados por una matriz de ceniza gruesa. La mineralogía de los bloques que conforman a este depósito exhiben una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, pocos cristales de biotita y piroxeno (5%), aglomeraciones de anfíbol y cuarzo. Estos depósitos se extienden ~3.5 km hacia el norte.

En el mapa de la Fig. 3.1, se observa una serie de “lomas alargadas” desplegadas como ramificaciones en la parte noreste del complejo San Miguel, adoptando un drenaje de “cola de caballo” (Fig. 3.1), abarca las delegaciones Magdalena Contreras, Cuajimalpa de Morelos y Álvaro Obregón. Debido al difícil acceso a cortes o afloramientos de estos abanicos, solamente se describió una barranca, localizada en la Delegación Magdalena Contreras (afloramiento SM-1348), en los cortes de construcción de la “Supervía Poniente” (Fig. 3.21), de donde se construyó una columna representativa que se describe a continuación (Fig.3.10).

La parte basal (que al parecer conforma la mayor parte de los abanicos) se encuentra un depósito de lahar (flujo de escombros) de color gris amarillento, masivo y endurecido, compuesto por fragmentos subredondeados, de 15-17 cm e incluso bloques de hasta 2 m de fragmentos de lava dacítica, heterolitológico (Fig. 3.10.a). La matriz está conformada de ceniza gruesa a media, de color gris. Los bloques que se desprenden del depósito dejan un “molde” lo que sugiere la presencia de agua durante el emplazamiento de este material y por lo tanto no queda duda de que se trata de un depósito de flujo de escombros. Además, se observaron fallas locales, aparentemente laterales, cuyas

fracturas de aproximadamente 7.5 cm de abertura están rellenas de harina de falla de color ocre, con fragmentos de menos de 1cm de tamaño. Este depósito presenta al menos tiene un espesor de 20 m, en este afloramiento.

Sobreyaciendo al depósito de flujo de escombros, se encuentra un depósito denominado “Capa A”, constituido por fragmentos de lapilli de pómez (1.5 mm de diámetro) de color blanco, subangulares, soportados grano-grano, por lo que se clasificó como un depósito de caída, con un espesor de 1.15 m (Fig. 3.10). Sobreyaciendo a esta capa, aparece un paleosuelo de color café claro, limo-arcilloso, con un espesor de 90 cm.

Sobreyaciendo al paleosuelo de la capa B, se encuentra un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas, denominado como “Capa C”, constituido por bloques de color gris claro, soportados en una matriz de ceniza de color gris claro (Fig. 3.10b), con fenocristales de plagioclasa y anfíbol (que corresponde con una composición dacítica) muy deleznable y con un espesor mínimo de 4 m.

Sobreyaciendo a la capa C, se encuentra un depósito de lahar (definido como flujo hiperconcentrado), denominado “Capa D” masivo, pero a diferencia del flujo de escombros, éste presenta una mayor cantidad de matriz y muy pocos bloques. Por encima de esta capa, aparece un paleosuelo de color café oscuro, de 40 cm de espesor.

Sobreyaciendo al paleosuelo de la capa D, se encuentra un tercer depósito de lapilli de pómez, definido como “Capa E”, de color gris claro a blanco, granosoportado con tamaño grueso (4 cm), fragmentos subangulares y homogénea en dimensiones y composición de los fragmentos. Por lo tanto se clasificó como un depósito de caída, ya que el espesor también es constante de aproximadamente 1.46 m (Fig. 3.10C).

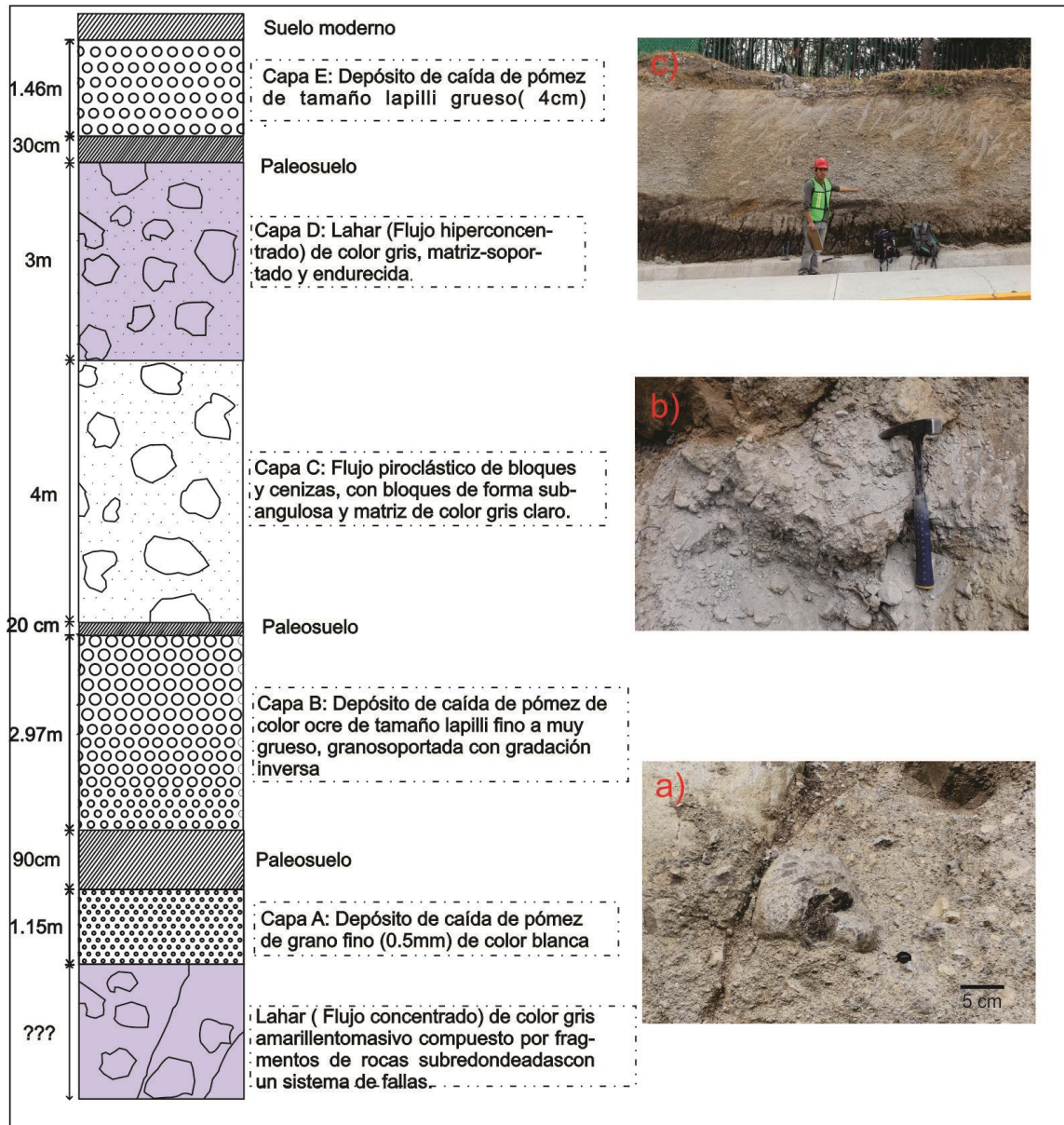


Fig.3.10. Columna estratigráfica de la barranca Supervía Poniente (afloramiento SM-1348), en la delegación Magdalena Contreras. En esta barranca se reconocieron varias unidades de lahar y depósitos piroclásticos. A) Depósito de flujo de escombros basal (Capa A); b) Depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas (Capa C); c) Depósito de pómez de caída blanca (Capa E).

3.4 Vulcanismo monogenético

Como se ha mencionado, en el área de estudio se traslapa el vulcanismo de la Sierra de las Cruces con el vulcanismo del Campo Volcánico Chichinautzin. EL CVC es un campo de vulcanismo monogenético, distribuido en una franja aproximadamente orientada este-oeste, desde las faldas del volcán Popocatepetl, hasta las faldas del Nevado de Toluca (Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982; Márquez *et al.*, 1999; Siebe *et al.*, 2004; Siebe *et al.*, 2005; Meriggi *et al.*, 2008; Velazco-Tapia, 2003). En las cercanías del complejo San Miguel y sobre los mapas topográficos y modelos digitales se reconocieron varios volcanes, sin embargo en este trabajo solamente se describieron y muestrearon cinco de éstos, denominados volcán Panza, Panza 2, La Granja, El Cajete y El Jumento (Fig. 3.11).

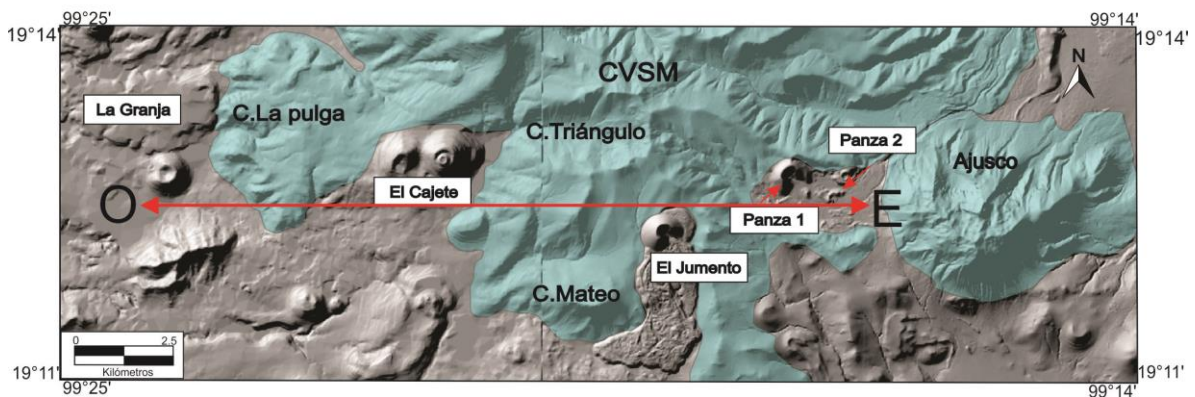


Fig.3.11. Modelo digital de elevación donde se muestra el traslape entre la Sierra de las Cruces (azul) y el Campo volcánico Chichinautzin. Nótese la orientación general E-O de los conos monogenéticos (gris) que se encuentran al sur del CVSM.

De manera general, el intervalo de tiempo que se ha propuesto para el CVC es muy amplio, ya que se han descrito volcanes de 1.2 Ma, 0.8 Ma, 0.2 Ma (Arce *et al.*, 2013b), hasta muy jóvenes como el Xitle que hizo erupción hace 1600 años (Siebe, 2000). La Composición química del CVC es muy heterogénea, ya que varía desde basaltos, hasta dacitas, aunque existe un predominio de andesitas basálticas (Bloomfield, 1975; Márquez *et al.*, 1999; Wallace y Carmichael, 1999; Siebe *et al.*, 2004; Meriggi *et al.*, 2008; Straub *et al.*, 2013).

Los conos ubicados en el Valle del Tezontle (Panza 1 y Panza 2) se encuentran muy degradados por actividad humana, sin embargo aún es posible reconocer a 2 conos de escoria.

El volcán Panza es una estructura cónica con dimensiones de 0.7 km de radio basal, que junto con el cerro Panza 2, están situados dentro de una depresión alineada NO65°SE y propuesta como un graben (gaben del Tezontle; Delgado-Granados y Martín del Pozo, 1993), debido a un periodo de extensión originada en el Plioceno tardío. El cerro Panza se caracteriza por tener fragmentos de escoria, del tamaño del lapilli, de color oscuro y rojo, con una asociación mineralógica de olivino y xenocristales de cuarzo de 1 cm. Alrededor de estas estructuras se depositaron bombas volcánicas de 1.5 m de largo aproximadamente, de formas elipsoidales.

El volcán La Granja se localiza a 1 km hacia el sur del poblado de San Pedro Atlapulco (Fig. 3.3), y está conformado por bombas volcánicas, fragmentos de lava (15-10cm) y escorias son de lapilli grueso (3 cm), soportados grano-grano, muy deleznable. Por último el Volcán El Cajete presenta una forma de cono casi perfecta, con un cráter bien definido, sin embargo presenta una cubierta de vegetación muy importante, por lo que no fue posible hacer mayores descripciones, Sin embargo solo se pudo obtener una muestra con lo cual se hicieron análisis químicos y descripción petrográfica (Ver capítulo 4).

En la parte sur de San Miguel, cerca del domo Mateo, se encuentra el volcán Jumento (Figs. 3.11 y 3.12), el cual llama la atención por su forma bien definida, así como por la morfología bien preservada de sus derrames de lava. El Jumento se trata de un cono abierto hacia el sur, con forma simétrica. En especial, se pueden llegar a diferenciar tres flujos de lava de composición andesítico-basáltica (Fig.3.12; ver capítulo 4 de geoquímica). De manera preliminar se realizó una delimitación de sus derrames de lava. El primer flujo emitido por el Jumento, es el que recorrió mayor distancia, extendiéndose hasta el domo San Mateo, dando una forma sinuosa, debido a las barreras topográficas aledañas, mismo hecho sugiere su juventud relativa respecto a las demás rocas. El segundo flujo corresponde a una lava de menor extensión que se depositó de lado este con respecto al

primer flujo, Este segundo flujo de lava tiene frentes de 10 metros de altura, constituido por lavas en bloque, de dimensiones métricas, con poca cubierta vegetal. El tercer flujo de lava cubre parcialmente al primero flujo, y rodea de lado izquierdo al segundo flujo, permitiendo desarrollar estructuras de *levée*, tanto laterales como frontales, extendiéndose alrededor de 2.5 km hacia el sur. En zonas más cercanas al cráter, casi en la base sur del cono, se observó un cuarto derrame de lava diferente en morfología y con ausencia total de vegetación (Fig. 3.12b) y suelo, con dirección al SE, con bloques de menores dimensiones (50 – 90 cm). Esta unidad de lava apenas es perceptible en las imágenes, debido a sus dimensiones (235 m longitud x 84 m de ancho). Aparentemente, este último derrame de lava fue emitido a partir de una fractura con orientación NO-SE (Fig. 3.12).

El cono Jumento está constituido por intercalaciones de depósitos de caída de escoria del tamaño del lapilli grueso a lapilli fino, sugiriendo cambios energéticos durante la erupción, típico de erupciones estrombolianas (Schmincke, 2004). Alrededor del cono se presentan bombas volcánicas desde 50 cm hasta 2m (Fig. 3.12c) de longitud con fracturamiento causado al momento de depositarse.

Los parámetros morfométricos de conos monogenéticos de escoria han sido utilizados ampliamente para determinar edades relativas (Wood, 1980; Martin del Pozzo, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1985). Esta herramienta es de suma utilidad cuando no es posible determinar la edad radiométrica, ya sea por ausencia de material para fechar (ausencia de materia orgánica en el caso de carbono 14) o que otros métodos no sean adecuados para rocas jóvenes, debido a su vida media (como el $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ o K-Ar). En éste trabajo, se tomó la decisión de obtener los parámetros morfométricos del Jumento, debido a que el cono está bastante bien preservado, sin drenaje y además la morfología de los flujos de lava sugieren una edad relativamente joven. Dentro del CVC se tiene registrado al Xitle como el volcán más joven (1600 años antes del presente; Siebe, 2000), por lo que se decidió hacer una comparación con este volcán, así como con el volcán Parícutín, el cual se formó en el año de 1943 a 1952 de naturaleza estromboliana (Scandone, 1979).

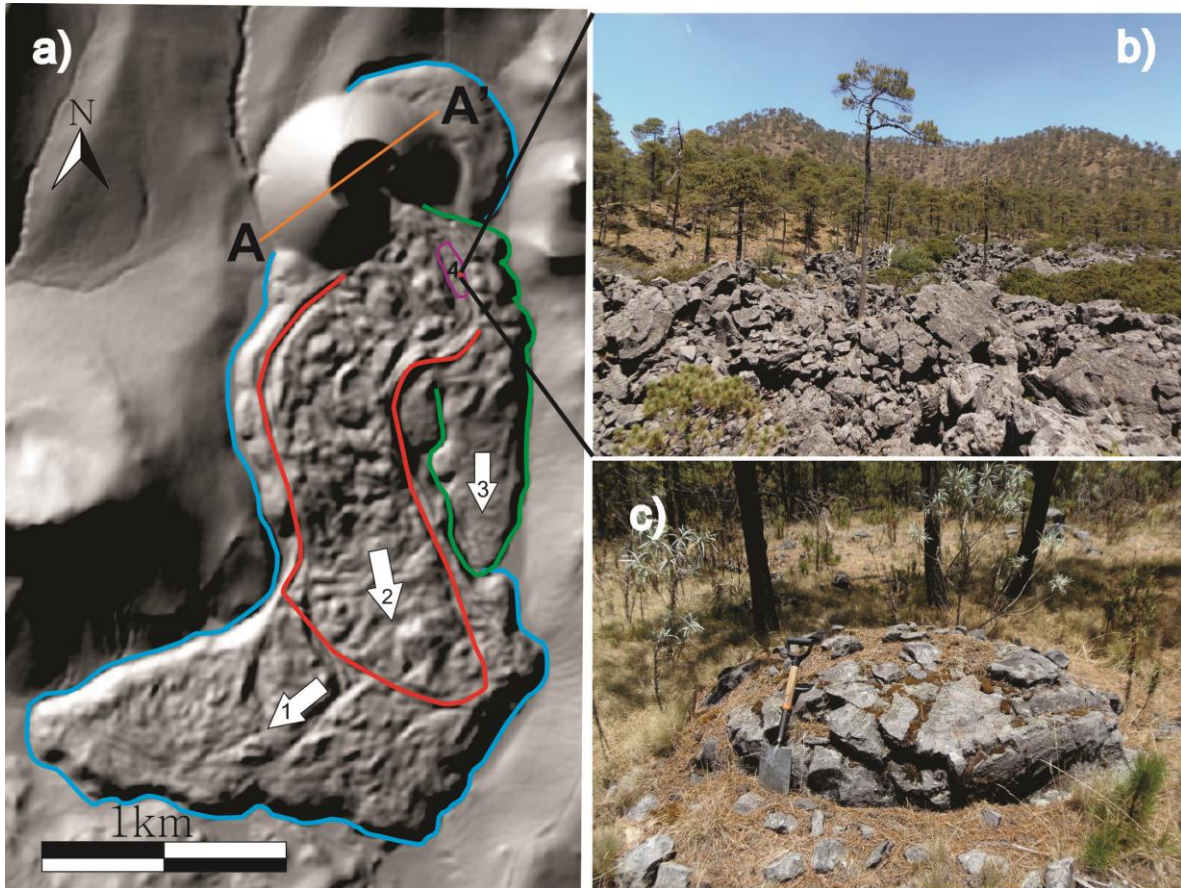


Fig.3.12. a) Modelo digital de elevación, en donde se muestra el volcán Jumento, con los cuatro principales derrames de lava. **b)** Fotografía del cráter (al fondo) abierto hacia el sur, con un frente del cuarto derrame de lava (en morado fig. 3.12 a), constituido por bloques. Nótese la ausencia de vegetación y suelo en este derrame. **c)** Fotografía de una bomba volcánica, con fracturamiento, expulsado por el volcán Jumento en sus etapas explosivas. La pala mide 70 cm de longitud.

3.5 Análisis morfométrico

La medida de la geometría de los conos cineríticos (Fig.3.13) se puede usar para determinar los efectos de degradación morfométrica de un volcán. Para ello, Wood (1980), propone ciertos parámetros que deben ser tomados en cuenta para una aproximación con la edad de un volcán. Mediante estos datos se puede establecer el grado de degradación de un cono cinerítico o de escorias.

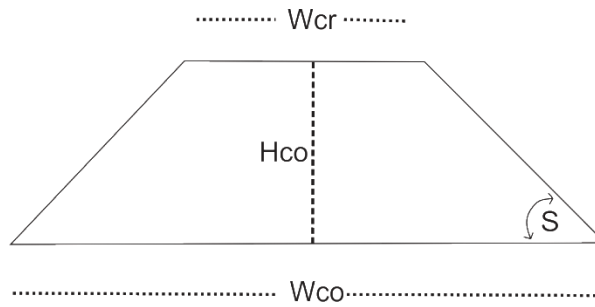


Fig.3.13. Esquema donde se representan los parámetros considerados para el análisis morfométrico de un cono de escorias. W_{cr} : diámetro del cráter, W_{co} : Diámetro basal del cono, H_{co} : altura del cono, s : pendiente (Wood, 1980).

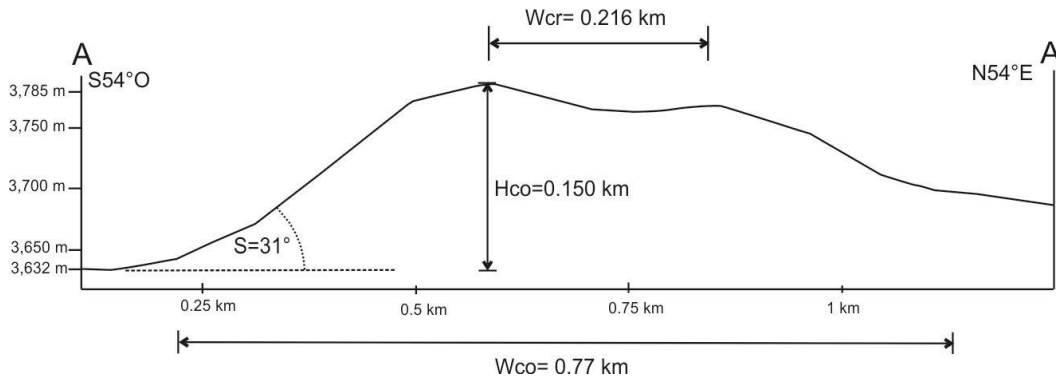


Fig. 3.14. Esquema donde se muestra el perfil topográfico del Jumento A-A', de la figura 3.12°, con los parámetros que se consideraron para en análisis morfométrico.

Para determinar el comportamiento de estos parámetros morfométricos, Wood (1980) analizó 38 conos del Complejo Volcánico San Francisco con diferentes edades, en donde comparó y agrupó los conos de la misma edad, resultando una relación directa entre estos parámetros y la edad de cada cono (Fig. 3.15; Tabla 3.1). Con estos datos, este mismo autor propuso una clasificación con las edades y los parámetros que se muestra a continuación (Fig.3.15, Tabla 3.2).

Tabla 3.1. Datos morfométricos para los volcanes monogenéticos: Paricutín, Xitle y Jumento, H_{co} = altura del cono; W_{co} = base del cono; W_{cr} , diámetro del cráter; S =pendiente.

Volcán	H_{co} (km)	W_{co} (km)	W_{cr} (km)	S
Paricutín	.230	0.851	0.25	32°
Xitle	.120	.675	.370	32°
Jumento	.150	0.77	.216	31°

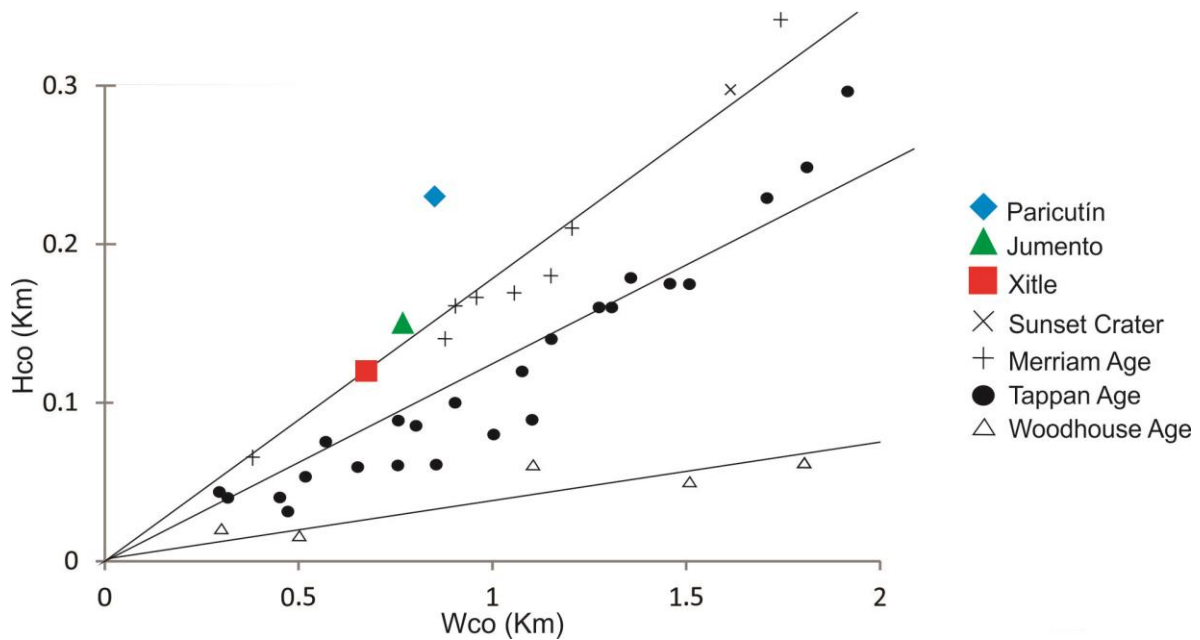


Fig.3.15. Gráfica de la altura del cono (Hco) vs diámetro de la base del cono (Wco), para los volcanes Paricutín, Jumento y Xitle, comparados con las edades de algunos conos del Campo volcánico de San Francisco (Moore *et al.*, 1976). Las líneas indican la tendencia y rango de edad que tienen estos conos de acuerdo con la tabla 3.2.

Tipo de Volcán	Edad
Sunset age	0.001 Ma.
Merriam age	0.05 Ma.
Tappan age	0.2-0.7 Ma.
Woodhouse age	0.8-3.0 Ma.
Rim Basalt age	3-4 Ma.
Cedar Ranch age	5.5-6 Ma.

Tabla 3.2. Intervalo de edades para los volcanes del Campo volcánico San Francisco, de acuerdo a sus parámetros morfométricos, graficados en la Fig. 3.15 (Colton, 1967).

De acuerdo con Wood (1980), la degradación de un cono cinerítico o al menos los valores de los parámetros morfométricos, pueden ser afectados por tres procesos: 1) Cuando los flujos de lava modifican los flancos del volcán, llegando a enterrar o provocar un colapso de la estructura cónica de la estructura; 2) Cuando la cantidad de lluvias que se presentan en un área, puede provocar que las partículas más finas sean arrastradas hacia partes más bajas, provocando que la pendiente se vuelva menos pronunciada; 3) El clima, ya que puede afectar directamente mediante el intemperismo de la roca, transformándola a

materiales menos estables, como es el caso de las cenizas que pueden llegar a transformarse en arcillas.

Uno de los principios más importantes de la morfometría es que los diámetros del cráter o de la base del cono, no cambian o la variación es muy poca conforme pasa el tiempo Wood (1980). Así también, conforme los volcanes sean más antiguos, presentarán una relación Hco/Wco más baja, en comparación con los conos más recientes. De esta manera, la gráfica (Figs. 3.15 y 3.16) y los datos de Wood (1980) sugieren que la edad del Jumento está entre la edad del Paricutín y la edad del Xitle, de modo que cabe la posibilidad de que el Jumento sea el volcán más joven del Campo Volcánico Chichinautzin, es decir menos de 1600 años A.P. En la figura 3.14 se muestra un perfil del Jumento con los valores de sus respectivos parámetros morfométricos ocupados en este trabajo.

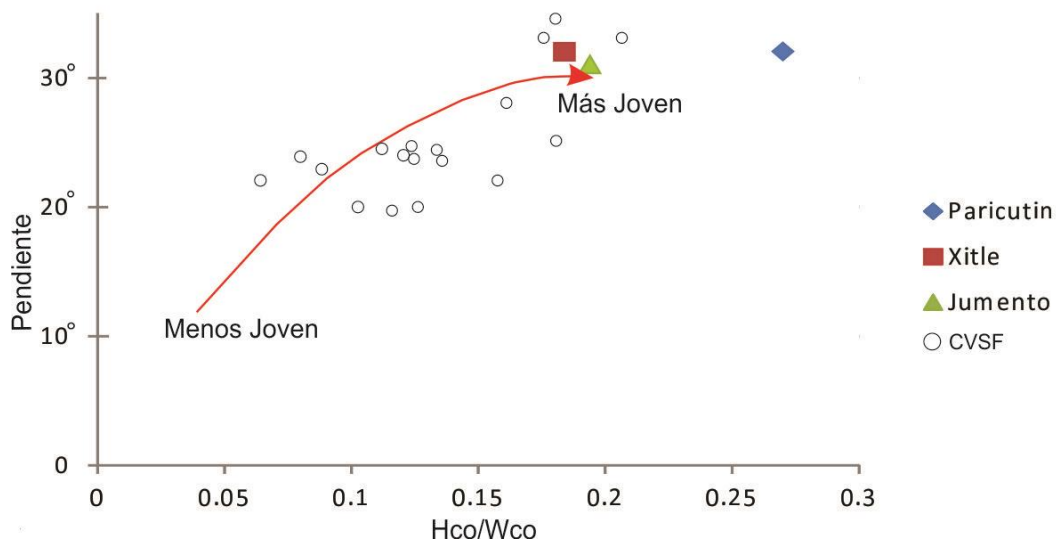


Fig.3.16 Gráfica de la pendiente vs la relación Hco/Wco , comparando los resultados, entre Paricutín, Jumento y Xitle. Claramente se observa la juventud del Paricutín y el Jumento con respecto al Xitle. Datos del Campo Volcánico de San Francisco (CVSF) fueron tomados de Wood (1980).

3.6 Geología estructural

Como ya se mencionó, en la Sierra de las Cruces se han reconocido principalmente tres sistemas de fallas que son: N-S, NE-SO y E-O (García-Palomo *et al.*, 2008). El sistema N-S es considerado el sistema más antiguo y ha sido reactivado en diferentes tiempos, ya que se han determinado periodos de actividad durante el Eoceno tardío (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). Esta reactivación ha afectado a la misma Sierra de las Cruces durante el Plioceno tardío, debido a que las fallas cortan flujos de bloques y cenizas con edades de 600,000, 430,000 y 270,000 años (Mooser *et al.*, 1974). Otra característica que permite definir la presencia de este elemento, es la alineación local de estructuras en dirección N-S de los domos denominados “Las Palmas”, los cuales se localizan en el centro del Complejo volcánico San Miguel, y que posiblemente son las últimas estructuras emplazadas en el Pleistoceno temprano. Tomando en cuenta las edades radiométricas que se tienen hasta la fecha del CVSM (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000; Mejía *et al.*, 2005) y a la buena morfología de esta estructura como la falta de presencia de drenaje, se puede sugerir que esta estructura tenga edades menores a 1.28 Ma, y en donde posiblemente deba su origen a la zona de falla Tula-Mixhuca (García-Palomo y Guerrero-Orozco, 2006) (ver apartado 3.6.1), donde esta falla ha sido descrita al este de la Sierra de las Cruces (Fig.13.17), afectando rocas y flujos piroclásticos en la región de Los Cipreses y estructuras volcánicas como la caldera de Atizapán, la cual es cortada por la falla del mismo nombre, durante el Pleistoceno temprano, por lo tanto es muy probable que la activación de la falla Tula-Mixhuca coincida en este tiempo con la formación de la falla San Miguel (Flores-Moro, 2006; Mooser, 1992).

Se ha descrito la estructura fosa Tula-Mixhuca, como una amplia zona de deformación localizada entre la ciudad de Tula, Estado de Hidalgo y la porción sur de la cuenca de México, con una longitud aproximada de 80 km y un ancho de 30 km (García-Palomo y Guerrero-Orozco, 2006). Asociada a esta falla se han descrito brechas de falla, harina de falla, estructuras sigmoidales, fracturamiento y estrías verticales con escalones

incongruentes (Mooser, 1992; Alaniz-Álvarez y Nieto Samaniego, 2005; García-Palomo y Guerrero-Orozco, 2006).

La zona de fallas NE-SO, está relacionada con la zona de cizallamiento Tenochtitlán (De Cserna *et al.*, 1988), la cual se extiende desde Petatlán, Guerrero, atravesando la porción norte de la Cuenca de México. Se le ha descrito como una estructura reactivada, que actuó como un sistema de fallas laterales izquierdo durante el Mioceno tardío en la región de Apan, Hidalgo (García-Palomo *et al.*, 2002, Norinni *et al.*, 2006) y posteriormente como fallas normales durante el Pleistoceno (García-Palomo *et al.*, 2000; Aguirre-Díaz *et al.*, 2006b; Blatter y Carmichael, 1998).

Esta zona de cizallamiento ha sido identificada en la Sierra de las Cruces como fallas normales con geometría lítrica con un arreglo paralelo que presentan un rumbo general entre N45E a N65E. Ejemplos de estas fallas son la Catedral, localizada en la parte norte de las Sierra de las Cruces, con una longitud de 40 km, con buzamiento hacia el NO, que afecta a flujos piroclásticos provenientes del volcán La Catedral, descrito por García-Palomo *et al.* (2008). Otras fallas con esta dirección corresponden a la zona de fallas de la Sierra de Guadalupe y Barrientos, las cuales conforman las fosas de Cuauhtepic y San Martín Obispo (García-Palomo *et al.*, 2005).

La fosa de las Lomas (Mooser, 1992), también corresponde a la zona de cizalla Tenochtitlan, es una estructura que se localiza en la parte central de la Sierra de las Cruces con orientación N53°E y está delimitada por la falla Satélite y la falla Contreras. Esta fosa coincide con la zona de hundimiento regional del bloque central de la Sierra de las Cruces (Fig. 13.17).

El tercer y último sistema de fallas tiene una orientación este-oeste, la cual está relacionada a la zona de fallas Chapala-Tula (Johnson y Harrison, 1990) que se caracteriza por la presencia de fosas tectónicas delimitadas por la fosa de Chapala, Cuitzeo, Acambay, Barrientos (Mooser, 1992; Flores-Moro, 2006), Tlahuac-Tulyehualo (Colín-Rodríguez, 2006; Magaña, 2003).

Las fallas con dirección E-O, tienen generalmente longitudes cortas, con arreglos escalonados formando varias estructuras importantes, como por ejemplo la falla Ixtlahuaca con una longitud de 30 km y 6 km de ancho a la cual se le asocia una serie de fallas en escalón (Ortíz-Pérez y Bocco, 1989).

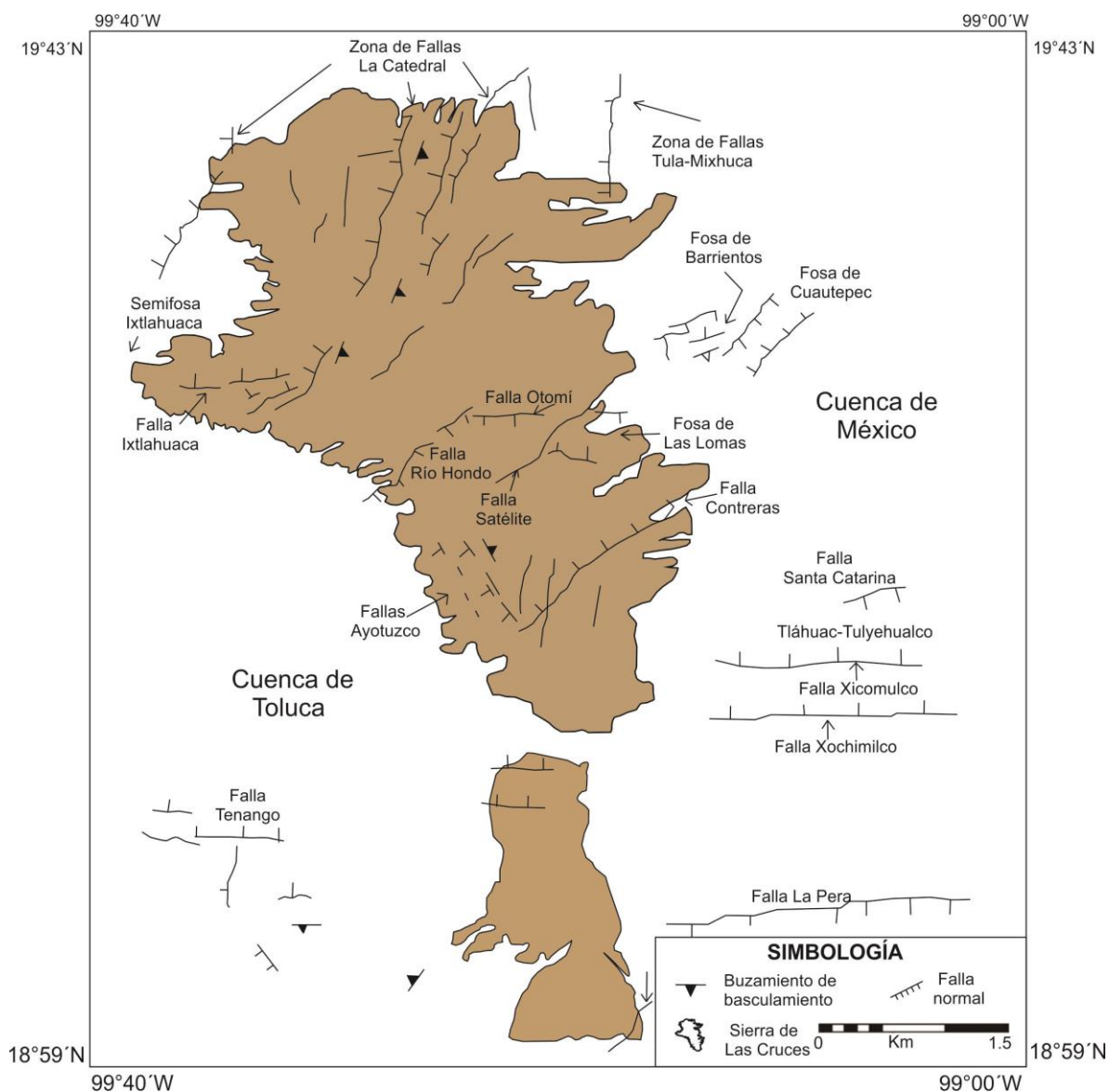


Fig. 3.17. Mapa donde se muestran las principales fallas de la Sierra de las Cruces. Retomada de García-Palomo et al. (2008).

Otra falla con orientación E-O es el sistema de fallas Tenango que se caracteriza por una serie de fallas escalonadas que forman a la semifosa de Toluca, con buzamiento hacia el norte y basculamiento hacia el sur (García-Palomo et al., 2000). Por último se ha definido una estructura denominada como “pilar tectónico” orientada E-O y corresponde con el Campo Volcánico Chichinautzin (Fig. 3.17), delimitado hacia el norte por la fosa Tlahuac-Tulyehualco y hacia el sur por la falla La Pera (Delgado-Granados *et al.*, 1995; García-Palomo *et al.*, 2008; Colín-Rodríguez, 2006).

3.6.1 Falla San Miguel

En el presente trabajo fue posible documentar el sistema de fallas N-S en la parte sur del complejo San Miguel, específicamente en el “Cerro El Triángulo” (Fig. 3.1) (denominado así en este trabajo). En esta zona las rocas muestran una serie de fracturamientos, brechas de falla, así como aberturas entre los bloques de hasta 1.5cm, provocando intensa alteración de la roca y originando un color rosado. En total se encontraron tres familias de fracturas N-S, NE-SO y NO-SE asociadas a la falla, (Fig. 3.18). Con el fin de determinar la dirección preferencial del fracturamiento y determinar el movimiento de la falla, se procedió a tomar datos estructurales (rumbo y echado de los planos) de dichas fracturas. Se observaron y midieron indicadores cinemáticos en varios de los planos de falla, como estrías y escalonamientos, con lo cual fue posible determinar que el tipo de movimiento fue normal (Fig. 3.19).

En la tabla 3.3 se muestran los datos estructurales tomados en campo, mostrando que la dirección principal de éstas norte-sur (Fig. 3.20). Por otro lado los rumbos de los planos de falla con estrías sugieren que el movimiento fue hacia el oeste (el bloque bajo se encuentra hacia el oeste).

Si se prolonga la falla hacia el norte, se observa un alineamiento que coincide con esta falla, así como con el domo San Miguel y cerro el Caballete, los cuales están alargados en la misma dirección N-S. Mientras que en los domos “Las Palmas”, es posible que se hayan emplazado dentro de un graben que correspondería con el bloque caído asociado a esta falla N-S (Fig. 3.20).

Familia 1 (Plano de falla)(Rbo/Inc)	Familia 2 (Rbo/buz)	Familia 3 (Rbo/Inc)
134°/48	46°/59	180°/84
134°/41	43°/57	185°/86
135°/34	39°/70	170°/80
104°/30	51°/80	10°/79
141°/72	29°/70	185°/86
204°/35	32°/64	185°/87
194°/37	20°/80	176°/80
	33°/45	185°/83
	20°/85	15°/80
	32°/64	25°/89
	65°/70	20°/84
	45°/57	190°/87
	62°/43	200°/70
	49°/66	16°/70
	34°/75	11°/83
	32°/52	190°/87
	71°/52	170°/70
	30°/80	5°/85

Tabla 3.3 Datos de rumbo (Rbo) y buzamiento (buz) de cada una de los planos de falla y fracturas que corresponden a la Falla San Miguel.

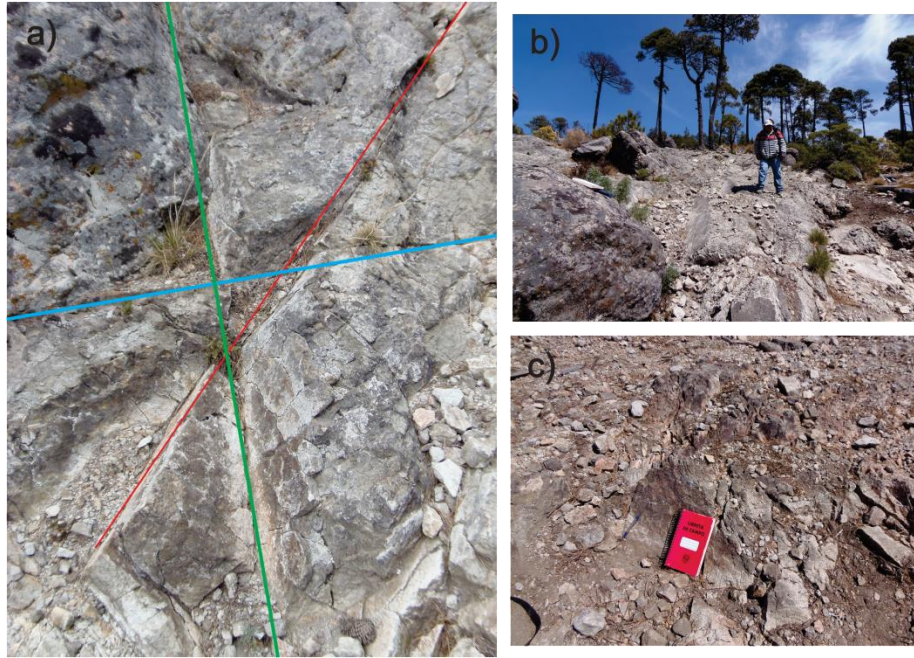


Fig.3.18 a) Fotografía del sistema de fracturas asociado con la falla San Miguel (afloramiento SM-1328). Se aprecian tres principales direcciones de fracturas. De color verde se muestra el plano principal de la falla donde se describieron las estrías. Las líneas de color rojo y azul son las fracturas secundarias **b)** Fotografía de la zona de brecha de falla mostrando rocas de forma subangular de 1cm hasta bloques 80cm (foto tomada en el mismo afloramiento). **c)** Fotografía de un detalle del plano de falla principal con dirección NO-SE. Este plano se repite en diversas áreas en la brecha de falla (foto tomada en el mismo afloramiento).

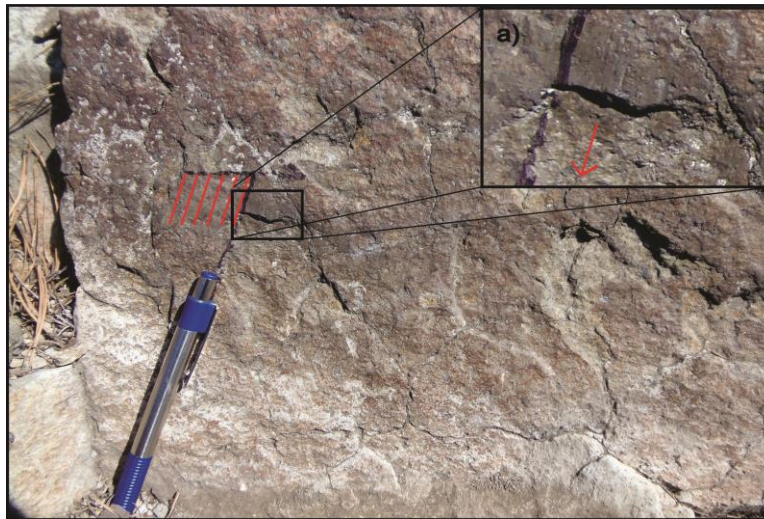


Fig.3.19. Fotografía de un detalle del plano de falla, con indicadores cinemáticos como estrías (líneas rojas). **a)** Se obtuvo rumbo, buzamiento y pitch (70°). a) Se muestra un segundo indicador cinemático: escalonamientos indicando la dirección de movimiento.

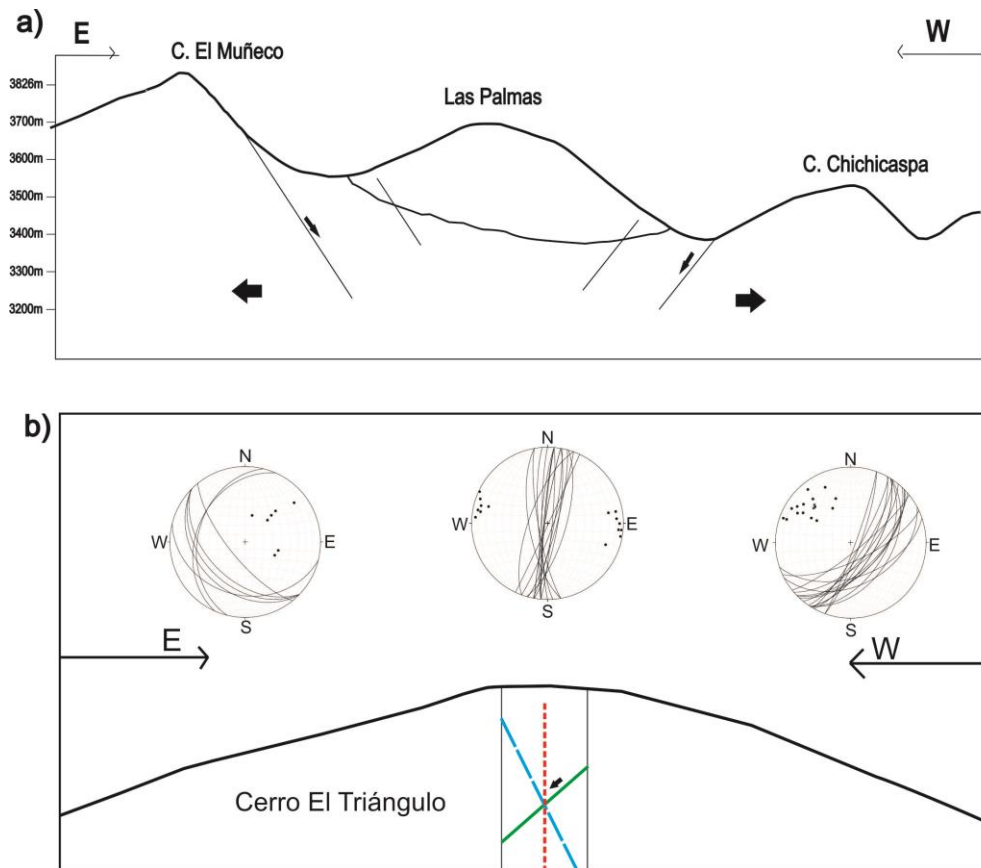


Fig.3.20. a) Esquema donde se muestra la interpretación de un sistema de “horst y graben” asociados a la falla normal San Miguel. En la zona de extensión fueron emplazados los domos “Las Palmas”. **b)** Estereogramas de los datos estructurales obtenidos en campo, en donde está representado el sistema de falla San Miguel.

A continuación se muestra el mapa geológico final del Complejo Volcánico San Miguel (Fig. 3.21), donde se muestra las principales estructuras con su composición correspondiente obtenidas a partir de los resultados de trabajo de esta tesis, así como de trabajos anteriores.

MAPA GEOLÓGICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO SAN MIGUEL

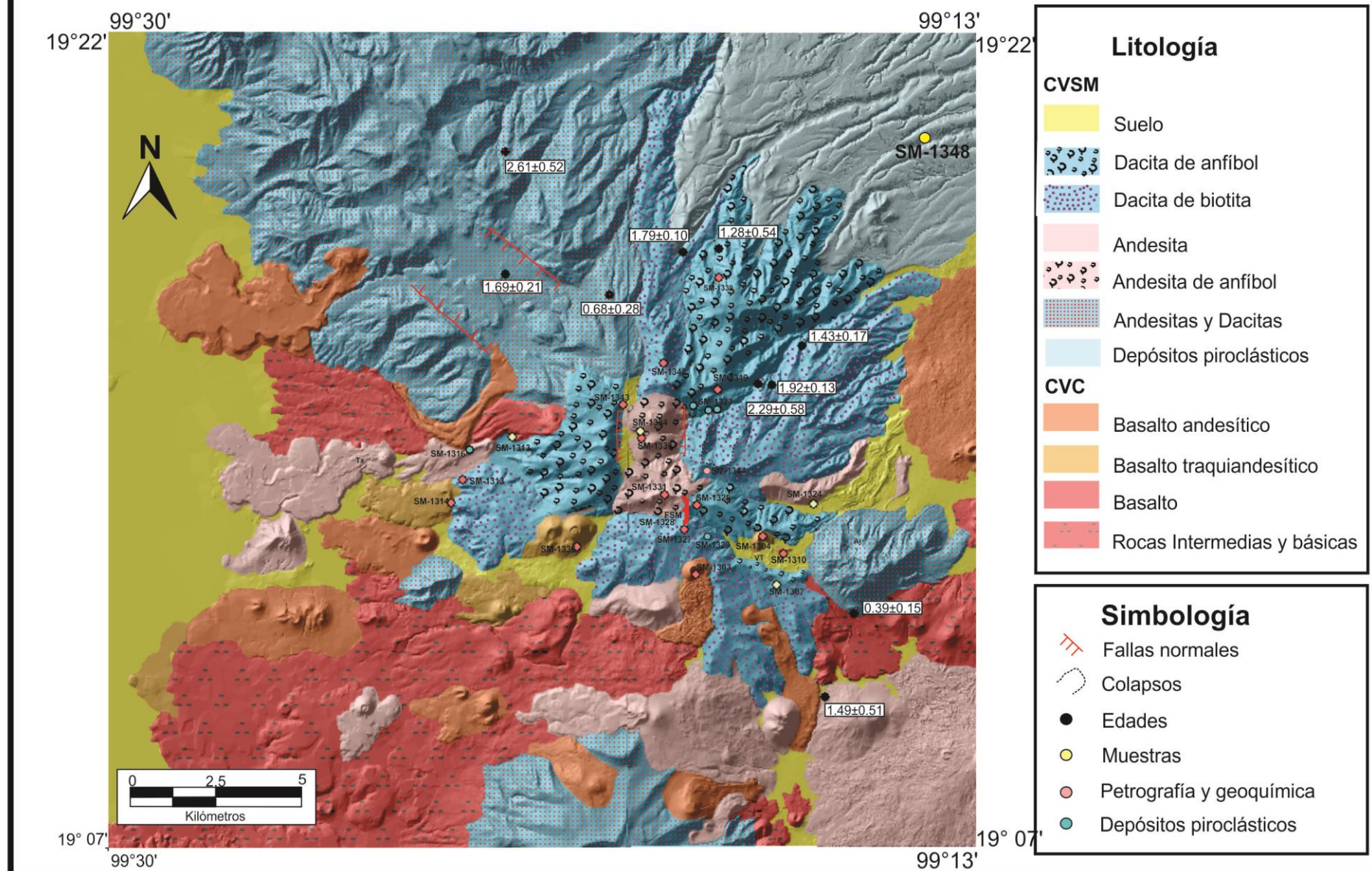


Figura 3.21. Mapa Geológico del Complejo volcánico San Miguel mostrando las principales unidades que lo conforman. Edades retomadas de otros autores (Mora-Álvarez et al., 1991; Osete et al., 2000; Mejía et al., 2005), Las composiciones química de la Sierra Chichinautzin fue retomada de Meriggi et al., 2008. Tx: Texontepec, Aj: Ajusco, FSM: Falla San Miguel, VT: Valle del Tezontle.

CAPÍTULO 4

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

4.1 Petrografía

Para este capítulo se describieron en total 25 láminas delgadas, las cuales fueron agrupadas de acuerdo a sus características petrográficas en distintas unidades, como se describen abajo. De todas las láminas, cinco pertenecen a volcanes monogenéticos, del Campo Volcánico Chichinautzin, denominados Cajete, El Jumento, El Negro, Panza 1 y Panza 2. Como se describió en el Capítulo 3, de igual manera se agruparon en lavas dacíticas de biotita, lavas dacíticas de anfíbol, lavas andesíticas de anfíbol y volcanes monogenéticos. A continuación se presenta una descripción general de cada unidad litológica, destacando la textura, mineralogía, forma y tamaño de los cristales, así como la abundancia, lo cual puede arrojar información valiosa para comprender la evolución del magma. En la tabla 4.1 se presentan los porcentajes mineralógicos en cada lámina delgada, los cuales se estimaron visualmente.

4.2 Rocas dacíticas

4.2.1 Dacitas de Biotita

Las dacitas de biotita se distribuyen a lo largo de 4 estructuras (Fig. 3.19) como son: cerro Chichicaspa (SM-1344), cerro San Miguel (SM-1341), cerro Caballete (SM-1342), cerro El Triángulo (SM-1327, SM-1447) y cerro la Pulga (SM-1313), éste último localizado a menos de 1 km al sureste del pueblo San Pedro Atlapulco, situado al oeste del CVSM. Para este grupo de dacitas, los fenocristales de biotita representan alrededor de 6 % en volumen, no se observaron fenocristales de anfíbol, a excepción de la estructuras cerro la Pulga, la cual presenta pequeños fenocristales y pseudomorfos de anfíbol que representan el 1% en

volumen de la muestra, mientras que para los fenocristales de biotita representan el 4% en volumen.

Las dacitas de biotita en general son hipocristalinas, compuestas de fenocristales de plagioclasa, biotita, escaso piroxeno, cuarzo, minerales opacos y pseudomorfos, que de acuerdo con la forma de éstos, corresponde a cristales de biotita. Los cristales están embebidos en una matriz microlítica (plagioclasa y piroxeno) y vítrea (Fig. 4.1).

Los fenocristales de plagioclasa se presentan de forma subhedral, tabular, con bordes ligeramente reabsorbidos, con una abundancia del 20% en volumen. Las dimensiones de las plagioclasas varían de 4 mm hasta 1.2 cm. El maclado que presentan comúnmente es polisintético, además de evidencias de desequilibrio, como por ejemplo la textura tipo tamiz y bordes reabsorbidos (Fig 4.1a). Un ejemplo son los fenocristales de plagioclasa del cerro San Miguel, los cuales todas tienen textura de tamiz y cuarzo con borde de reacción de clinopiroxenos (Fig.4.1d).

Los fenocristales de biotita representan el 5% en volumen de la roca y tienen un tamaño desde 0.4 mm hasta 1.2 mm, con formas subhedrales y anhedrales y a diferencia del anfíbol, para la biotita se reconoció el crucero en una dirección (Fig. 4.1b). El pleocroísmo de la biotita varía de amarillo claro a castaño oscuro. Se observaron bordes corroídos y comúnmente rodeada por una corona de óxidos, en ocasiones los óxidos llegan a reemplazar por completo a la biotita, dando lugar a los pseudomorfos, que representan un 13 % en volumen de la roca.

Los pocos fenocristales de anfíbol suman alrededor del 2%, y se encuentran totalmente reemplazados por óxidos (ilmenita y titanomagnetita) formando en algunos casos aglomeraciones de pseudomorfos de anfíbol (como fue el caso de las muestras del cerro el Triángulo), mientras que en otras se presentan como pequeños microfenocristales (0.1mm–0.6mm) y disseminados en la matriz. Para poder diferenciar entre los pseudomorfos de biotita y anfíbol, se consideró la forma de éstos (Fig. 4.1c).

Los fenocristales de piroxeno representan alrededor del 3 % en volumen, tanto ortopiroxeno como clinopiroxeno, que se presenta con formas subhedrales de 0.6 mm de

tamaño. De igual manera, los fenocristales de cuarzo tienen un tamaño de 0.7 mm, se presentan con bordes subredondeados, con fracturas irregulares (Fig. 4.1c).

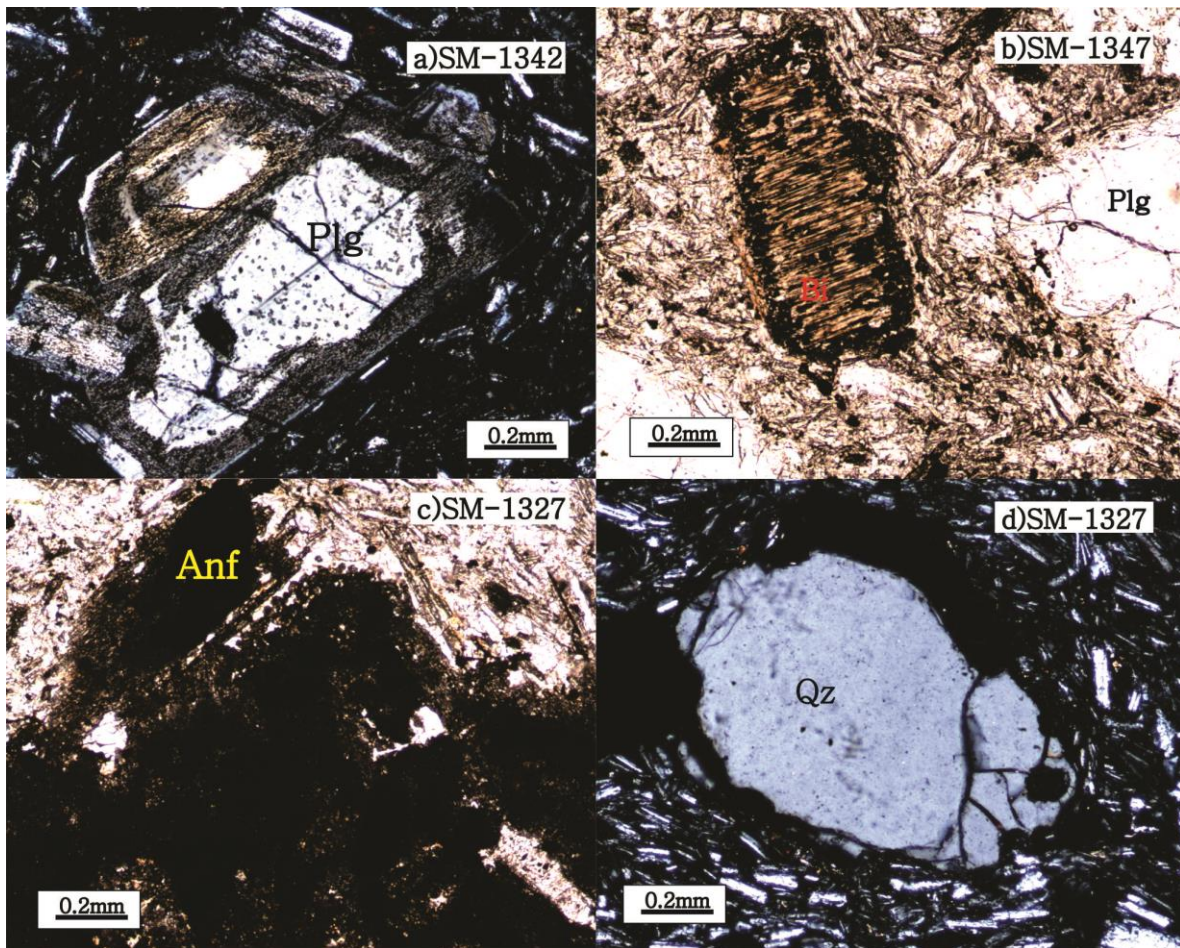


Fig.4.1. Microfotografías que conforman la unidad de Dacitas de Biotita. **a)** Fenocristales de plagioclasa en el cerro El Caballete donde se muestra la textura de tipo tamiz. **b)** Fenocristal de biotita del cerro El Triángulo, con minerales opacos (Ilmenita y titanomagnetita) reemplazando parcialmente a la biotita. **c)** Aglomeración de pseudomorfos de anfíbol. **d)** Fenocristal de cuarzo subredondeado y fracturado. Plg, plagioclasa; Bt, biotita; Qz, cuarzo; Cpx, clinopiroxeno; Mtz, matriz; Anf, anfíbol.

4.2.2 Dacitas de Anfíbol

Esta unidad se caracteriza por su relativo, alto contenido en fenocristales de anfíbol y conforman las estructuras cerro El Muñeco, cerro Coconetla, Valle del Tezontle entre otros (ver Fig. 3.19). Estas lavas se caracterizan por contener entre 11 % y 12 % de anfíbol, y un bajo porcentaje de biotita (alrededor de 1 % en volumen). En general, las dacitas de anfíbol, son rocas hipocristalinas, con textura porfídica, compuestas por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, así como porcentajes bajos de biotita y piroxeno, soportados en una matriz vítrea y microlítica de plagioclasa.

Los fenocristales de plagioclasa representan el 22 % en volumen de la roca con tamaños de 1mm hasta 6mm con formas subhedrales, tabulares a anhedrales y con bordes corroídos. En todas las plagioclasas es notable la presencia de texturas de desequilibrio como la textura tipo tamiz, zoneamiento y/o los bordes corroídos (Fig. 4.2a).

La mayoría de las estructuras que contienen anfíbol, también contienen biotita, en muchos casos se presentan como minerales pseudomorfos, reemplazados totalmente por minerales opacos (ilmenita y titanomagnetita). En algunas rocas se aprecia la textura traquítica, como es el caso del cerro El Muñeco (Fig. 4.2b). Fue posible distinguir entre los cristales de anfíbol y biotita debido a la forma y características particulares que se le conoce como el tipo de crucero. Los fenocristales de anfíbol, presentan formas subhedrales, en algunos casos es posible apreciar el crucero en 2 direcciones. La mayoría de los anfíboles presentan bordes de opacita alcanzando bordes muy gruesos o incluso en ocasiones son reemplazados por completo por los minerales opacos (Fig. 4.2b y c). Para el caso del valle del Tezontle (SM-1325, SM-1326, SM-1345) los anfíboles presentan una corona de opacita muy delgada (Fig. 4.2g).

La escasa biotita que se encuentra, representa el 1% en volumen. Se presenta de forma anhedral, con pleocroísmo de amarillo oscuro a amarillo claro. Mientras que en algunos cristales aparecen parcialmente reemplazados por óxidos (Fig. 4.2h).

Otro mineral que se encuentra en bajas concentraciones es el piroxeno, tanto orto como clinopiroxeno. El clinopiroxeno contiene un relieve moderado, con dimensiones de 8 mm y de forma subhedral, con color de birrefringencia anaranjado del 1° orden con ángulo de extinción de 40°, formando pequeños aglomeraciones junto con ortopiroxenos (Fig. 4.2d). Mientras que el ortopiroxeno, se presenta en cortes basales y longitudinales, mostrando características como ángulos de extinción bajas (~5°), así como color de birrefringencia gris del primer orden y relieve alto.

En las dacitas de anfíbol se observaron enclaves (Fig. 4.1.e y f), como por ejemplo en el Parque Nacional de los Dinamos y en el Valle del Tezontle. Al menos uno de estos enclaves está conformado por fenocristales de clinopiroxeno y biotita, con forma subhedral. Los fenocristales de biotita tienen pleocroísmo de color castaño claro a castaño rojizo, lo que sugiere un enriquecimiento en Fe de estas biotitas, o probablemente que han sufrido alteración posterior (oxidación), formando algunas aglomeraciones con cristales de clinopiroxenos.

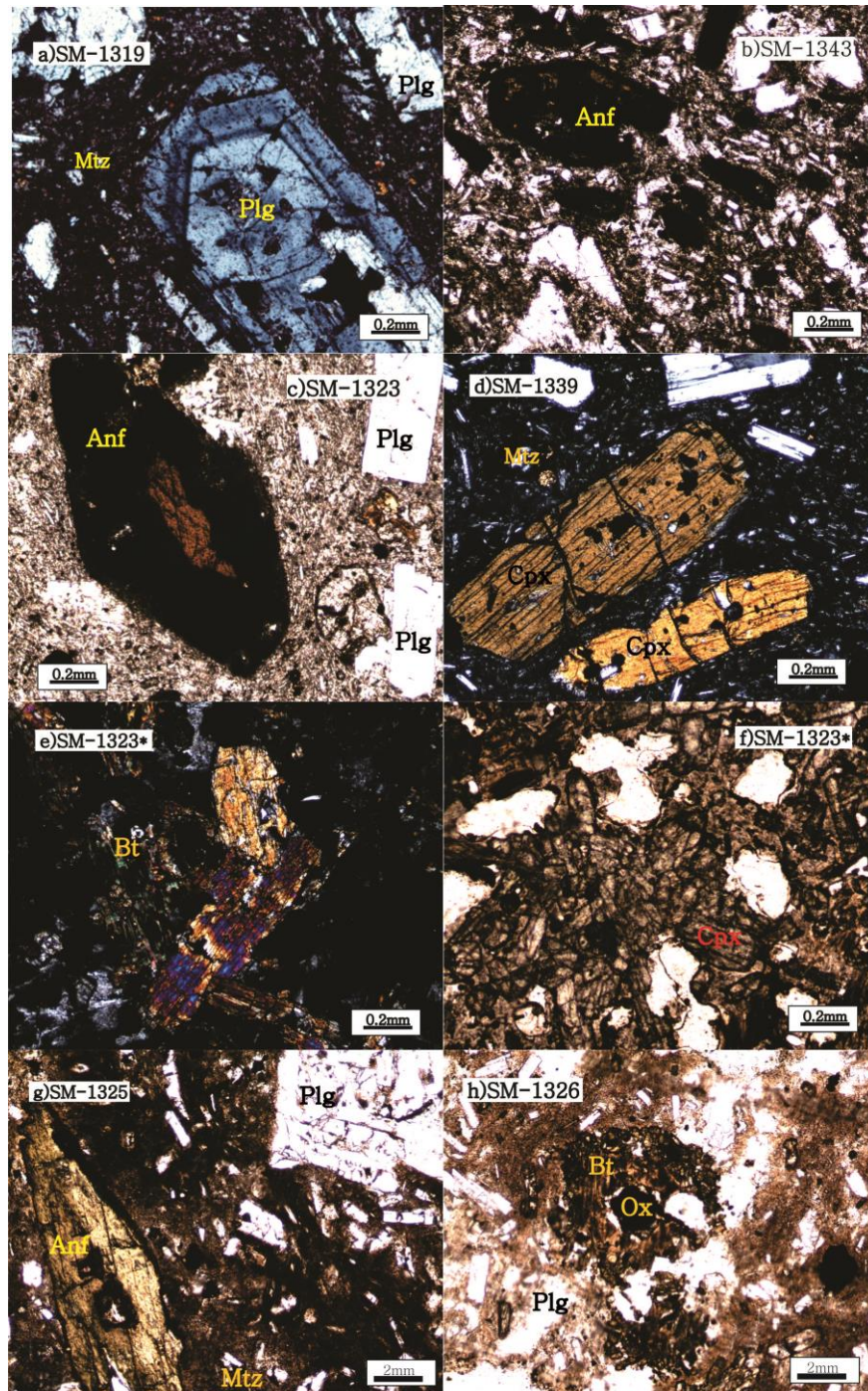


Fig.4.2. Microfotografías de la unidad de dacitas de anfíbol. a) Fenocristal de plagioclasa tabular con zoneamiento y rasgos de reabsorción en el centro. b) Cristales pseudomorfos de anfíbol y biotita en muestras del cerro El Muñeco. c) Fenocristal de anfíbol, con crucero en 2 direcciones con una grueso borde de opacita. d) Fenocristales de clinopiroxeno con fracturamiento y crucero, soportada en una matriz microlítica de plagioclasa y vidrio. e) y f) Microfotografías del enclave con cristales de biotita y clinopiroxeno, formando una textura glomeroporfídica. g) Fenocristal euhedral de anfíbol con crucero en dos direcciones. h) Cristal anhedral de biotita con óxidos alrededor y sobre el cristal. * Lámina delgada del enclave localizado en El Parque Nacional Los Dínamos. Plg, plagioclasa; Anf, anfíbol, Cpx, clinopiroxeno; Bt, biotita; Ox, óxidos de Fe y Ti; Mtz, matriz.

4.3 Rocas andesíticas

4.3.1 Andesitas de Anfíbol

Esta unidad está conformada por el cerro El triángulo (SM-1330, SM-1331, SM-1332) (ver mapa Fig. 3.21) y los domos Las Palmas (SM-1333, SM-1334). Estas rocas presentan en general una textura porfídica, constituidas por fenocristales de plagioclasa, biotita, anfíbol y piroxeno, soportados en una matriz de color gris, constituido de microlitos de plagioclasa, piroxeno y vidrio (Fig. 4.3).

Los fenocristales de plagioclasa representan un 15 % en volumen, tienen un tamaño de 4 mm, con un ángulo de extinción entre 21° y 25° y maclado polisintético. En general, la mayoría de estos fenocristales se encuentra de forma subhedral-anhedral y bordes subredondeados, en ocasiones con textura de tipo tamiz y zoneamiento en la mayoría de los fenocristales (Fig. 4.3d).

Los fenocristales de anfíbol en especial para las muestras de los domos Las Palmas (Fig. 4.3e y f) son de menores dimensiones (0.1 mm) y tienen un pleocroísmo de verde pistache a un color castaño, muy birrefringentes y extinción oblicua de 22°. Alrededor de los cristales de anfíbol se observa una corona de opacita, en ocasiones los cristales de anfíbol han sido reemplazados en su totalidad (pseudomorfo), pero aún conservando su hábito cristalino. En algunas muestras se observaron aglomeraciones de anfíboles y plagioclasas.

Los clinopiroxenos representan el 7 % en volumen aproximadamente, y se pueden observar como microfenocristales con relieve moderado e incoloro en luz paralela, mientras que en nícoles cruzados se observa una birrefringencia alta (anaranjada 1° orden) y extinción de 25°. Las dimensiones de estos cristales es de aproximadamente 0.2 mm, en ocasiones forman aglomeraciones de clinopiroxenos (Fig. 4.3b).

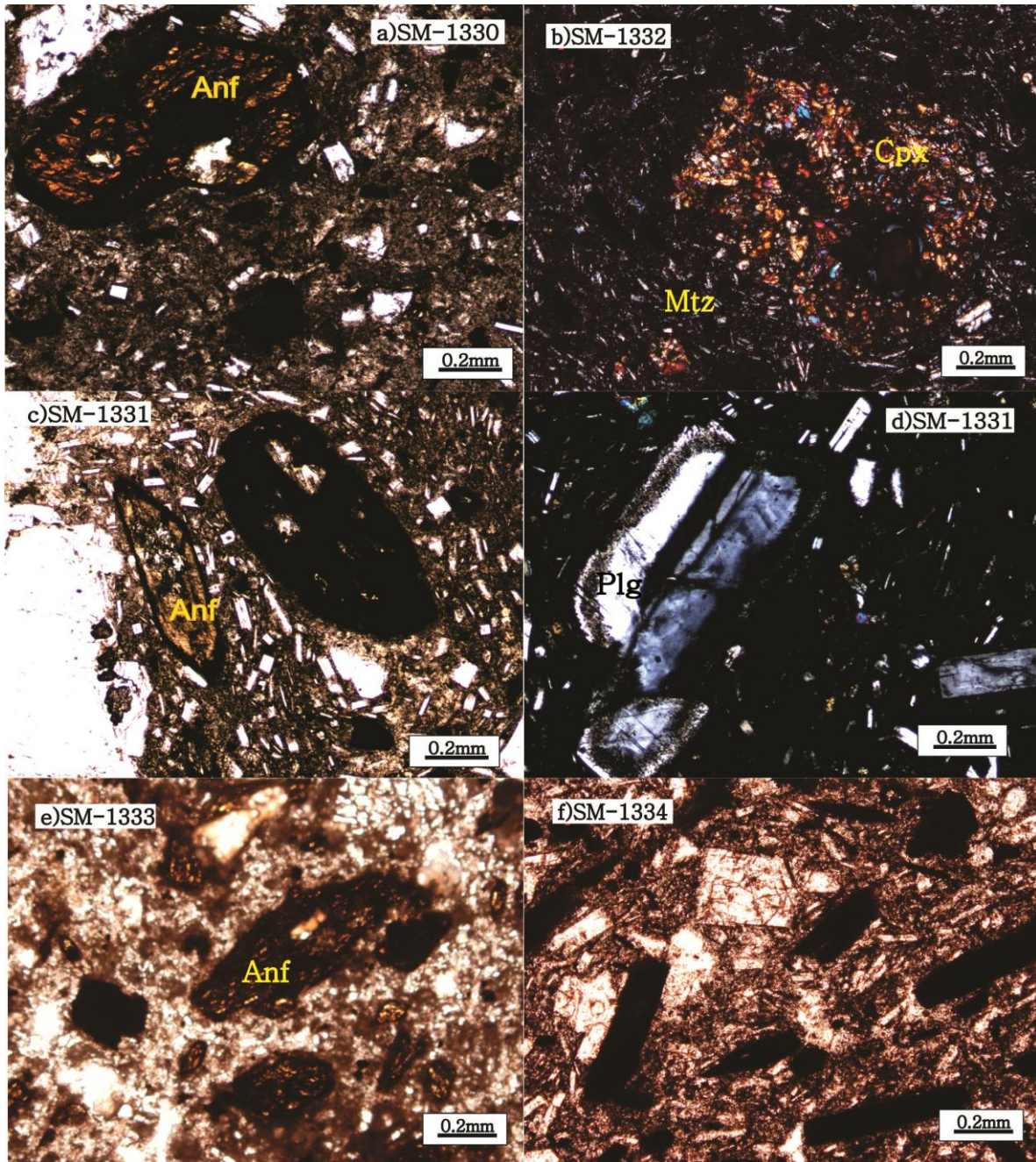


Fig.4.3. Microfotografías de los principales minerales que conforman la unidad de andesitas de anfíbol. **a)** Microfotografía en luz paralela de cristales de anfíbol con cortes basales donde se aprecia el crucero en 2 direcciones en el Cerro el Triángulo. **b)** Microfotografía de aglomeración de microcristales de clinopiroxenos presentes en el cerro El Triángulo, en nícoles cruzados. **c)** Cristales de anfíbol subhedral con cavidades (izquierda) y pseudomorfo de anfíbol reemplazado por óxidos (Ilmenita y titanomagnetita) en luz paralela. **d)** Microfotografía de plagioclasa subhedral con bordes corroídos y con disolución tomada con luz polarizada. **e)** Fenocristal de anfíbol en luz paralela en Palma Chica. **f)** Microfotografía de fenocristales de anfíbol con plagioclasas subhedrales en Palma Grande en luz paralela. Plg, plagioclasa; Anf, anfíbol; Cpx, clinopiroxeno; Mtz, matriz.

4.4 Campo Volcánico Chichinautzin

Los productos de los conos que conforman el Campo Volcánico Chichinautzin varían de composición entre andesitas basálticas y traquiandesitas basálticas (ver sección de geoquímica). En este trabajo se estudiaron los volcanes El Jumento (SM-1303), Cajete (SM-1336), La Granja (SM-1314), Panza (SM-1304) y Panza2 (SM-1310). De forma general, las rocas presentan una textura porfídica, constituidas de fenocristales de olivino (15-25 % en volumen), óxidos de Fe y Ti, microcristales de clinopiroxeno y plagioclasas en algunos casos (SM-1314, SM-1304), y se encuentran embebidos en una matriz microlítica (plagioclasa y clinopiroxeno) y vítrea. De forma secundaria se presentan xenocristales de cuarzo con coronas de reacción compuestos por cristales de clinopiroxeno.

Para el caso del volcán el Jumento, presenta un grado de cristalinidad hipocristalino, compuesto por microfenocristales de plagioclasa, con dimensiones de 0.2 mm, con textura traquítica y maclado tipo albita. Los fenocristales de olivino son de un tamaño promedio de 0.5 mm, presentando una forma subhedral – euhedral, bipiramidal, de alto relieve e incoloro en luz paralela, con fracturas y en ocasiones sus bordes presentan corrosión e incluso presentan textura de tipo tamiz (poco desarrollado) con inclusiones de vidrio (Fig.4.4 a y b).

Para el caso del volcán Cajete (Fig. 4.4 c y d) y el volcán Panza (Fig 4.5 a y b), las muestras son hipocristalinas, con textura porfídica, compuestas por fenocristales de plagioclasa subhedral, en muy bajas proporciones, con maclado polisintético y con ángulo promedio de extinción de 27° , (andesina), el olivino representa el 20 % en volumen, de forma subhedral, con formas poligonales bien definidas, mientras que los xenocristales de cuarzo, que son de formas subredondeadas, típicamente tienen una corona de reacción conformada por clinopiroxeno. La matriz es vítrea y microlítica para estas muestras, conformada de microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno (Fig. 4.4 c y d). El volcán Panza 2, muestra una textura vesicular y porfídica, compuesto por fenocristales de olivino, plagioclasa y pocos xenocristales de cuarzo con bordes de reacción, embebidos en una matriz fina y microlítica de plagioclasa, vidrio y clinopiroxeno.

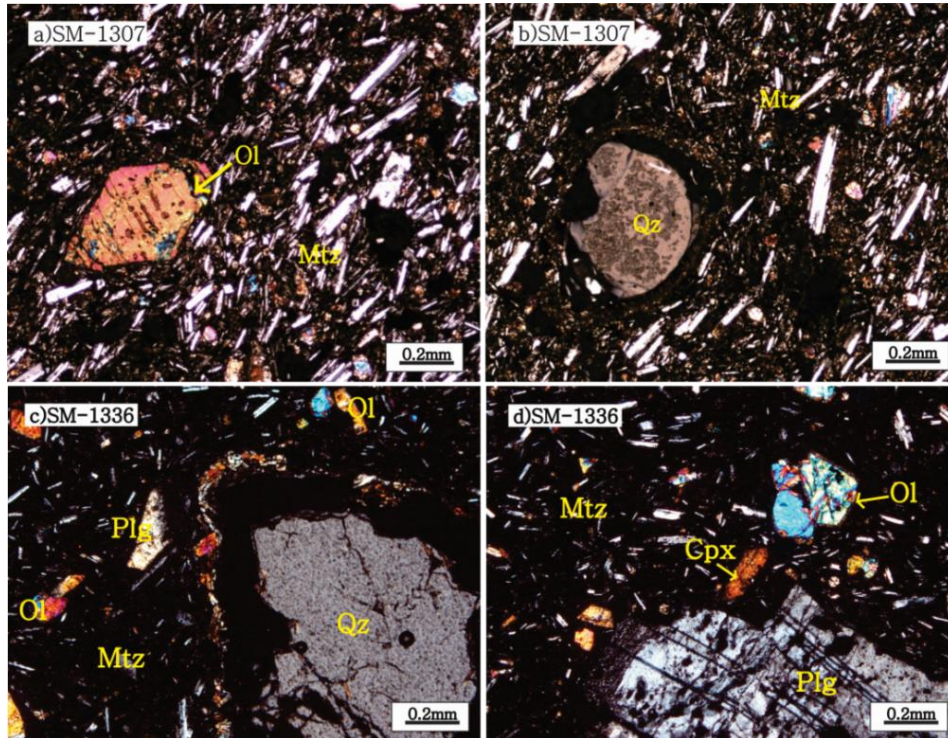


Fig.4.4. a) Fenocristales de olivino euahedral y b) cuarzo subredondeado con textura de tamiz dentro de una matriz traquítica, compuesto por microlitos de plagioclasa, del cono de escorias Jumento. c) Cuarzo con corona de reacción de clinopiroxeno. d) Plagioclasa subhedral con bordes corroídos y maclado polisintético del volcán Cajete. Plg, plagioclasa; Hbl, horblenda; Cpx, clinopiroxeno; Mtz, matriz; Ol, olivino; Qz, cuarzo.

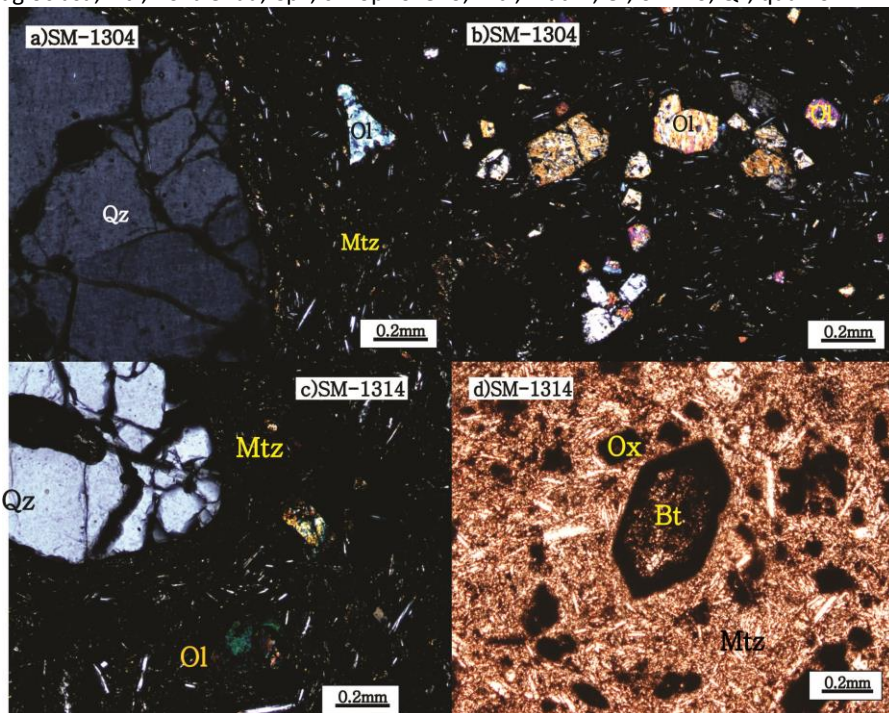


Fig. 4.5. a) y b) Microfotografías del volcán Panza compuesto de olivino, clinopiroxeno y xenocristal de cuarzo, con borde de reacción de clinopiroxeno, tomadas en nicóles cruzados. c) y d) Fases minerales del volcán La Granja compuesto por pseudomorfos de anfíbol y biotita, así como xenocristal de cuarzo con un delgado borde de reacción de clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. Plg, plagioclasa; Ol, olivino; Ox, óxidos (Ilmanita y Titanomagnetita); Bt, biotita; Qz, cuarzo; Mtz, matriz.

Muestra	Plg	Hbl	Bt	Opx	Cpx	Qz	Psf*	Op	Matriz	Total		
Complejo San Miguel												
LAVAS DACÍTICAS												
<i>Dacitas de anfíbol</i>												
SM-1343	18	1	1	1	1	1	30	2	45	100		
SM-1319	25	1	0	2	3	-	16	1	52	100		
SM-1323	22	1	0	5	5	-	10	3	54	100		
SM-1339	26	-	-	2	2	-	13	2	55	100		
SM-1323*	0	-	12	1	15	-	-	2	70	100		
SM-1325	19	11	1	1	1	-	-	3	64	100		
SM-1326	15	10	1	1	1	-	-	3	69	100		
SM-1345	15	12	1	-	-	-	-	2	70	100		
<i>Dacitas de biotita</i>												
SM-1327	15	-	3	-	1	1	14	12	54	100		
SM-1347	18	-	5	-	-	1	7	9	60	100		
SM-1344	12	-	-	-	1	1	10	15	61	100		
SM-1313	26	-	1	2	2	2	23	2	42	100		
SM-1341	10	-	-	1	1	2	6	1	79	100		
SM-1342	8	-	-	2	2	1	14	1	72	100		
SM-1307	23	-	-	3	4	-	23	5	42	100		
LAVAS ANDESÍTICAS												
<i>Andesitas de anfíbol</i>												
SM-1330	20	1	2	-	1	-	19	2	55	100		
SM-1331	21	3	1	-	8	1	9	3	54	100		
SM-1332	11	1	0	-	6	-	22	3	57	100		
SM-1333	19	19	-	4	1	-	1	1	59	100		
SM-1334	12	1	-	-	-	-	23	2	62	100		
CVC												
SM-1314	-	10	10	-	5	-	-	-	63	10	2	100
SM-1310	4	-	-	-	-	-	-	-	85	8	3	100
SM-1304	-	-	-	-	5	-	-	2	74	20	2	100
SM-1303	3	-	-	-	12	-	-	1	59	14	8	100
SM-1336	2	-	-	-	1	-	-	-	69	25	3	100

Tabla 4.1. Porcentajes mineralógicos de cada una de las rocas muestreadas del Complejo San Miguel.

Psf*: Pseudomorfo

CVC: Complejo volcánico Chichinautzin

* Enclave de la muestra SM-1323

** Minerales pseudomorfos de biotita y anfíbol

4.5 Geoquímica

Se analizaron geoquímicamente 23 muestras seleccionadas del área de estudio, 18 de las cuales corresponden a rocas del complejo volcánico San Miguel y cinco corresponden a muestras del CVC. Los análisis se llevaron a cabo mediante los métodos de Fluorescencia de Rayos X (FRX) para elementos mayores e ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, por sus siglas en inglés) para elementos traza. Los resultados de los análisis se muestran en la tabla 4.2. La información geoquímica sirvió para caracterizar cada una de las unidades litológicas definidas en campo y verificadas en las descripciones petrográficas. Además se utilizaron algunos diagramas para poder proponer el o los procesos que las rocas sufrieron durante su transporte a la superficie.

4.5.1 Elementos Mayores

Los elementos mayores son aquellos elementos que están presentes en altas concentraciones en las rocas y son las que controlan en gran medida la cristalización de los minerales en las rocas a partir de fundidos, comúnmente presentes en un porcentaje >1 % en peso (Si, Al, Fe, Ca, Na, Mn, Mg, P, K, Ti) en rocas volcánicas.

Las concentraciones de estos elementos permiten hacer una clasificación química de las rocas analizadas, comúnmente se grafica el SiO₂ vs álcalis (Na₂O+K₂O) (Le Bas *et al.*, 1986), así mismo proporcionan información sobre procesos de evolución de los magmas de un volcán o de una región volcánica.

De modo que utilizando el diagrama de álcalis total vs sílice (TAS; Le Bas *et al.*, 1986) (Fig. 4.6) se aprecia que la composición de las rocas del complejo San Miguel varían de andesitas a dacitas (aunque predominan las dacitas), con un intervalo de SiO₂ entre 61.71 y 65.91 % en peso. Mientras que los volcanes monogenéticos de Chichinautzin tienen una variación de traquiandesita basáltica a andesita basáltica, con contenidos de SiO₂ entre 53.34 y 56.33 % en peso. En general, todas las rocas se sitúan en el campo subalcalino, con base en la línea de discriminación de Irving y Baragar (1971) (Fig. 4.6) a excepción del

como La Granja, que está enriquecido en álcalis. Un aspecto que resalta en la gráfica de la figura 4.6 es que las rocas de San Miguel y del Campo Volcánico Chichinautzin se separan en dos grupos.

Para subdividir el campo subalcalino, se utilizó el diagrama AFM (Alcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), Fe (como FeO) y Mg, (Irving y Baragar, 1971) y de igual manera, el conjunto de rocas subalcalinas pertenece a la serie calcialcalina, lo que sugiere en primera instancia, que podría tratarse de rocas generadas en un ambiente de subducción (Fig. 4.7a).

Utilizando las concentraciones K_2O vs sílice (Peccerillo y Taylor, 1976), se observa que la mayoría de las muestras caen dentro del campo de contenidos moderados en potasio, a excepción de las traquidacitas de San Miguel (SM-1323a y SM-1323b) y el cono monogénético La Granja, que caen dentro del campo de alto K_2O (Fig. 4.7b).

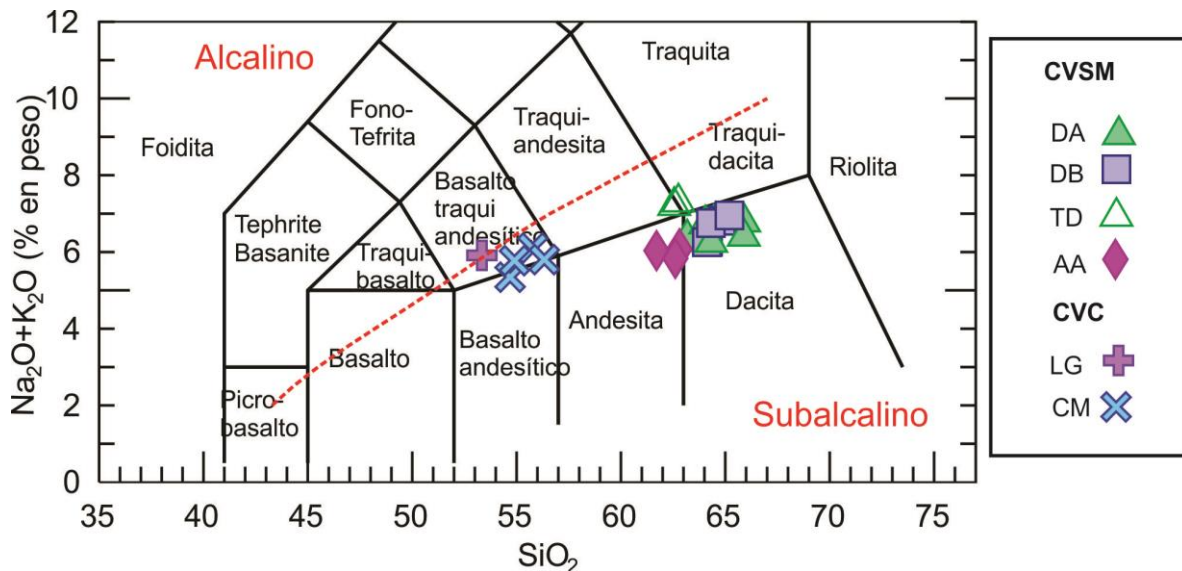


Fig.4.6. Diagrama de clasificación de álcalis total vs sílice (por sus siglas en inglés TAS) (Le Bas et al., 1986) para los dos grupos de rocas: Complejo Volcánico San Miguel (CVSM) y Campo Volcánico Chichinautzin. DA: Dacita de anfíbol, TD: Traquidacita, DB: Dacita de biotita, AA, Andesita de anfíbol, CM: conos monogénéticos, LG: volcán La Granja. Los datos graficados están normalizados en base anhidra.

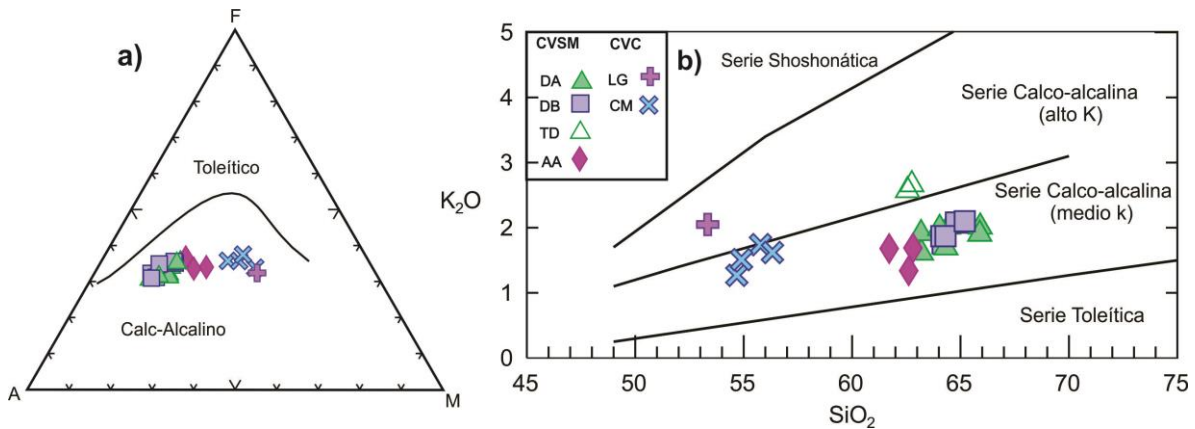


Fig.4.7. a) Diagrama ternario AFM: A: Na₂O+K₂O, F: FeO y M: MgO, recalculado al 100 % en base anhidra, para discriminar la serie toleítica y calcialcalina (Irving y Baragar, 1971). b) Diagrama de clasificación K₂O y SiO₂ (Peccerilo y Taylor, 1976).

Los diagramas binarios de variación entre SiO₂ vs otros elementos mayores, se utilizaron para observar las diferencias químicas y tendencias en una serie de rocas, usando tanto elementos mayores como elementos traza.

Para las rocas del CVSM, las gráficas muestran una correlación negativa del CaO (5.9-3.8% en peso), MgO (4-1.5% en peso), Fe₂O₃ (5.8-4.2% en peso) y TiO₂ (0.9-0.62% en peso) con respecto al incremento de SiO₂, es decir, muestran tendencias lineales negativas. En el caso del Na₂O (4.2-4.9% en peso), Al₂O (15.4-17.8% en peso) y K₂O (1.3-2.1% en peso), muestran tendencias lineales positivas bien definidas con respecto al incremento de SiO₂. Para el P₂O₅, no se aprecian cambios importantes ya que varía de 0.23 a 0.11% en peso, a excepción de las traquidacitas, las cuales presentan valores de 0.45% en peso, separándose de las demás muestras de San Miguel. Estas mismas rocas (SM-1323a y SM-1323b) están enriquecidas en K₂O y de P₂O₅ comparadas con el resto de las rocas que conforman al CVSM.

Por otra parte, las rocas del CVC también despliegan tendencias negativas para el MgO (8.1-5.2% en peso), CaO (8.0-6.3% en peso), Fe₂O₃ (8.2-7.0 % en peso), y TiO₂ (1.39-1.19% en peso) conforme aumenta el contenido de SiO₂, con una notable diferencia para las muestras del Jumento (SM-1303) y La Granja (SM-1314), los cuales están relativamente empobrecidos en TiO₂. Mientras que para el Al₂O₃ existe un empobrecimiento para las muestras de El Cajete (SM-1336), La Granja (SM-1314) y Panza 1 (SM-1310). Además todo

el conjunto de rocas del CVC, se observa que en cuanto al contenido de TiO_2 , P_2O_5 y Al_2O_3 se separan en dos grupos, mientras que en Fe_2O_3 no se aprecia ninguna tendencia definida.

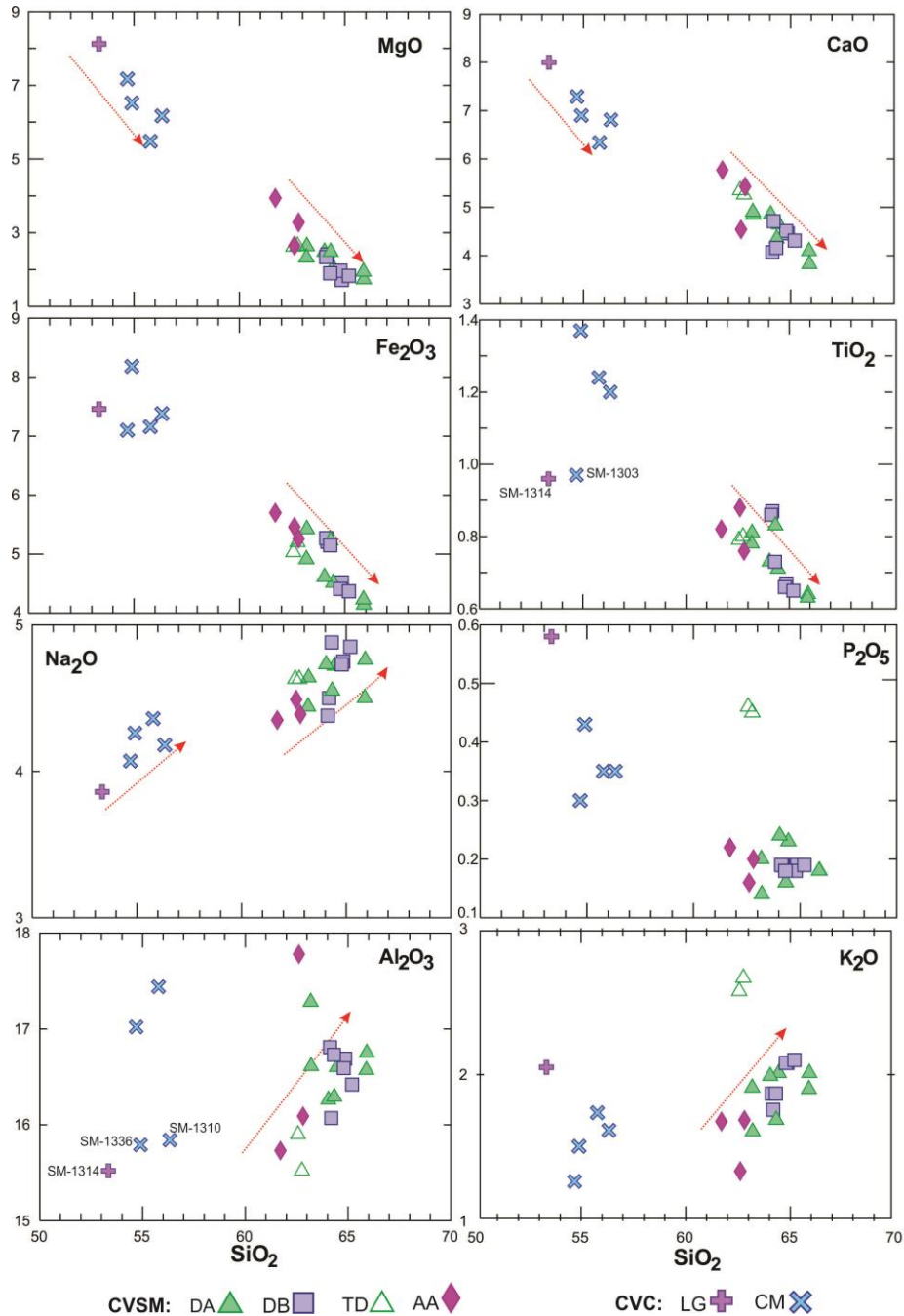


Fig.4.8 Diagramas binarios de variación entre SiO_2 vs otros elementos mayores del Complejo San Miguel y Campo Volcánico Chichinautzin. Las abundancias en los óxidos están representadas en porcentaje en peso, recalculados al 100% en base anhidra. DA: Dacita de anfíbol, TD: Traquidacitas, DB: Dacita de biotita, AA: andesita de anfíbol, CM: Conos Monogenéticos, VG: Volcán La Granja. La flecha señala las tendencias lineales.

4.5.2 Elementos Trazas

Los elementos traza son ampliamente utilizados en la petrogénesis debido a que estos elementos muestran variaciones geoquímicas únicas, ya que son muy sensibles a procesos de fusión parcial, cristalización de fases minerales y evolución magmática, por lo tanto pueden registrar procesos que un magma sufre durante su ascenso a la superficie, así como registrar las características de la fuente del magma (White, 1997). Los elementos traza se definen como aquellos elementos que no son constituyentes estequiométricos de las fases presentes en un sistema de interés, es decir son elementos con concentraciones bajas que no afectan significativamente las reacciones entre las fases principales (White, 1997) y son representados en la roca en cantidades menores al 0.1 % en peso y comúnmente sus concentraciones son expresadas en partes por millón (ppm), (Rollinson, 1993). El comportamiento de estos elementos durante la evolución de un magma puede ser considerado en términos de su afinidad entre la fase líquida y la fase sólida (Wilson, 1989).

Los elementos incompatibles son aquellos que se concentran preferentemente en la fase líquida tales como el Rb, Sr, Cs, K, Ba. Mientras que los elementos compatibles se pueden definir como aquellos elementos que preferentemente son retenidos por la fase sólida (o cristales) durante procesos de fusión parcial o cristalización fraccionada de un líquido (magma). Además, los elementos traza se pueden clasificar de acuerdo a su potencial iónico (carga-radio iónico): LILE (Large Ion Lithophile Elements, por sus siglas en inglés) que son elementos de campo de fuerza baja con un potencial iónico <1 tales como el K, Rb, Sr, Ba; y los elementos HSFE (High Field Strength Element, por sus siglas en inglés) quienes tienen un potencial iónico >1 e incluyen a elementos como Zr, Nb, Ti, Ta, Hf (Wilson, 1989).

Los elementos traza en las muestras de este trabajo, fueron determinados por el método ICP-MS en el Centro de Geociencias, UNAM en Juriquilla, Qro., (ver Capítulo 1). Los resultados de estos análisis fueron graficados en diagramas binarios (Fig. 4.9) en donde se observan también algunas tendencias, como por ejemplo el Cr muestra una disminución

conforme aumenta el SiO_2 (tendencia negativa), lo cual sugiere que ocurrió fraccionamiento de olivino para la generación de rocas que forman al CVSM (110 – 20ppm), así como para rocas del grupo CVC (290-200 ppm). De igual manera para el Sc, se muestra un empobrecimiento con respecto al aumento de SiO_2 para las dos grupos de rocas, comportamiento que se ha asociado con el fraccionamiento del clinopiroxeno (Winter, 2001).

También se observan tendencias negativas para el V que se ha relacionado con la fraccionación de anfíbol y magnetita (e.g. Castro-Govea, 2007). Para las rocas del CVSM se observa un empobrecimiento del Sr y al mismo tiempo un enriquecimiento en Rb conforme aumenta el SiO_2 , este patrón es lo esperado en un proceso de evolución por cristalización fraccionada de plagioclasa (e.g. Castro-Govea, 2007). Mientras que la disminución de Co, puede corresponder con la cristalización fraccionada del olivino y piroxenos para rocas máficas, mientras que para rocas más evolucionadas, corresponde a la separación de magnetita, hornblenda, y biotita de las rocas del CVSM (e.g. Castro-Govea, 2007).

Para el caso del Ba las rocas del CVSM se observa un comportamiento normal, marcado por una tendencia positiva (338-544 ppm) seguido por un enriquecimiento para las rocas traquidacíticas y traquiandesíticas (950ppm) (SM-1323a, SM-1323b). Mientras que para los conos monogenéticos se aprecia un notable enriquecimiento en Ba, especialmente para el volcán La Granja (1200 ppm) (SM-1314). Estos enriquecimientos probablemente se deben al aporte en gran medida de los fluidos en el slab durante el proceso de subducción.

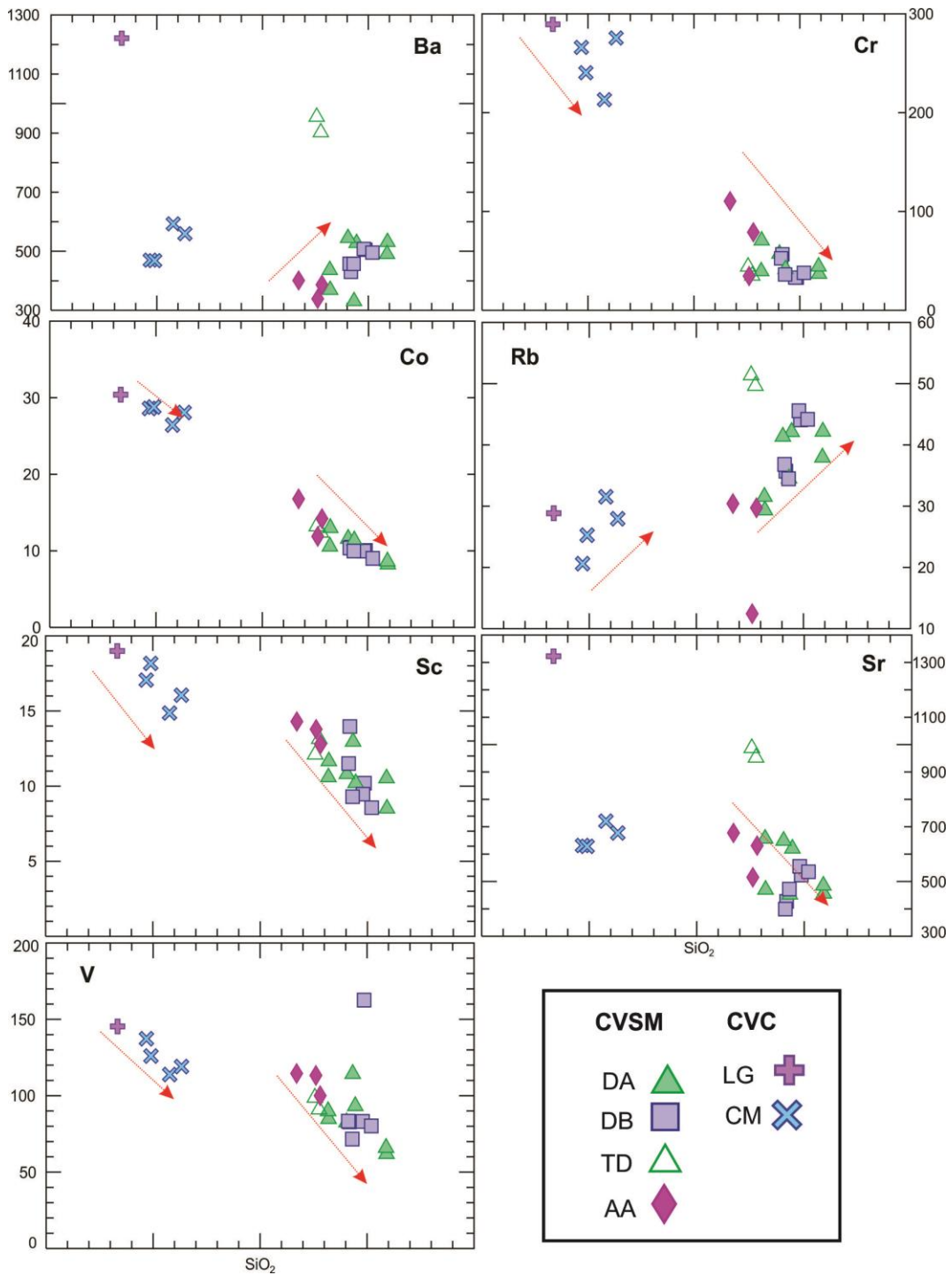
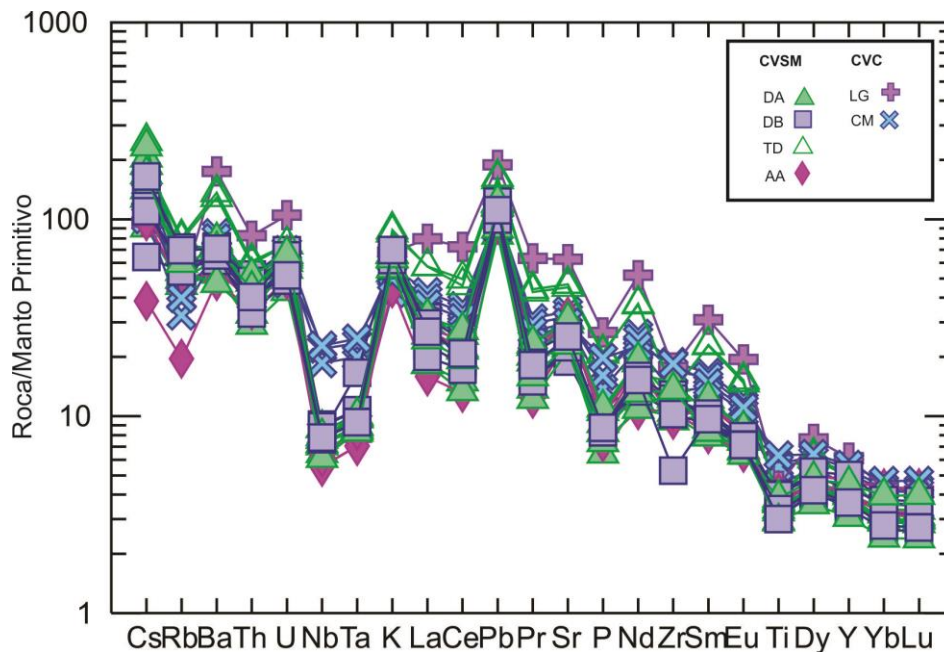


Fig.4.9. Diagrama de variación elementos traza vs SiO₂ de rocas del Complejo Volcánico San Miguel (CVSM) y del Campo Volcánico Chichinautzin (CVC). Resalta el enriquecimiento en Ba y Sr para el volcán La Granja y las traquidacitas del CVSM. DA: Dacita de anfíbol, DB: Dacita de biotita, TD: Traquidacita, AA: andesita de anfíbol, CM: Conos Monogenéticos, VG: Volcán La Granja. La flecha señala las tendencias lineales.

Los diagramas multielementos son de gran ayuda para entender de manera general el comportamiento integral de los elementos traza. Comúnmente los resultados obtenidos de elementos traza de las muestras, son normalizados con valores del manto primitivo (Sun y Mc Donough, 1989). En la gráfica de la Fig. 4.10 se aprecia un relativo enriquecimiento en elementos LILE y un empobrecimiento en elementos HFSE. Se observan claramente anomalías positivas en Pb, Ba, y K, así como anomalías negativas en Nb, Ta, P y Ti, lo cual es un patrón que sugiere la influencia de fluidos de un slab, por lo tanto es muy probable que los magmas hayan sido generados en un ambiente de subducción (Gill, 1981; Wilson 1989). En cuanto a las anomalías de Nb y Ta, se observa que para algunas muestras del CVC están menos empobrecidas en estos elementos, comparado con las rocas del CVSM, esto se debe a la diferencia entre el fraccionamiento de minerales Ti (esfena e ilmenita) que ocurre en la deshidratación en zonas de subducción. Sin embargo, este es un comportamiento característico de este campo monogénético, que se caracteriza por ser muy heterogéneo (Wallace y Carmichael, 1999; Márquez et al., 1999; Siebe et al., 2004; Meriggi et al., 2008; Straub et al., 2013).



4.10. Diagrama multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y Mc Donough, 1989), para las rocas del CVSM y CVC. Nótese las anomalías negativas en Nb y Ta, así como positivas en Pb, Ti, característicos en rocas asociadas a ambientes de subducción. . DA: Dacita de anfíbol, DB: Dacita de biotita, TD: Traquidacita, AA: andesita de anfíbol, CM: Conos Monogénéticos, VG: Volcán La Granja

4.5.3 Tierras Raras

Las tierras raras (REE, Rare Earth Elements) es un grupo conformado por 15 elementos, que se encuentran en la tabla periódica y comprenden del número atómica 57 (La) al 71 (Lu). Estos elementos se subdividen en elementos con bajo número atómico, conocidos como tierras raras ligeras (LREE) (entre el La al Eu), mientras que los elementos con un número atómico más alto se le conoce como tierras raras pesadas (HREE) (comprende de Gd al Lu). Las REE tienen propiedades físicas y químicas similares debido a que forman iones estables (dominantemente con carga +3) (White, 1997).

Los diagramas de tierras raras frecuentemente se usan para establecer la petrogénesis de rocas ígneas. Comúnmente se ordenan de acuerdo al grado de incompatibilidad, de izquierda a derecha (Fig. 4.11) y se normalizan con valores de la Condrita de Sun y McDonough (1989). Esta normalización se basa en que la Condrita es un material primitivo del sistema solar el cual teóricamente, no ha sido fraccionado y por lo tanto equivaldría a un material primordial.

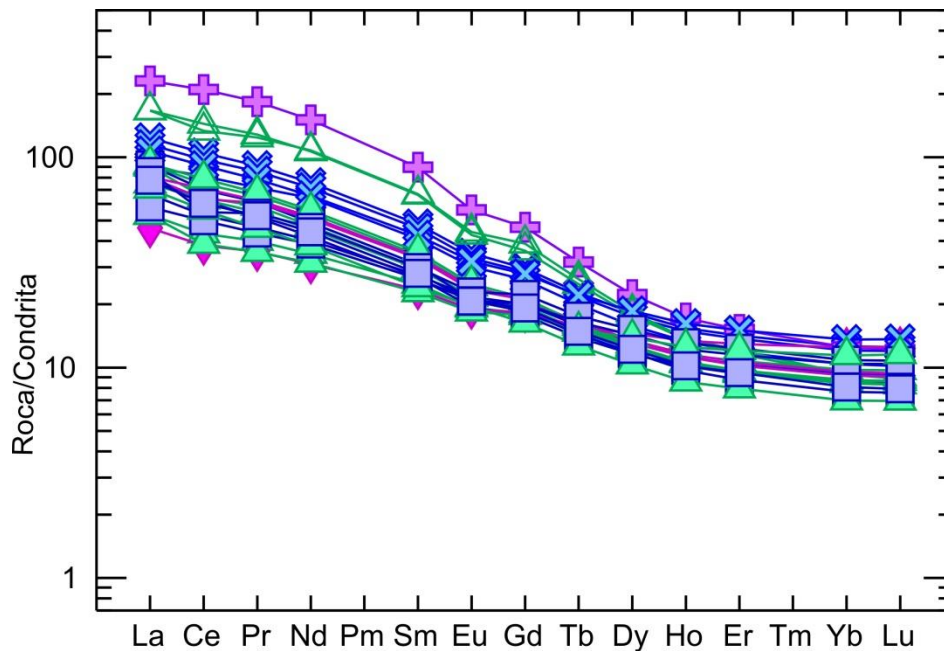


Fig. 4.11. Diagrama de elementos de tierras raras para muestras del CVSM y CVC. Concentraciones normalizadas con valores de la Condrita de Sun y Mc Donought (1989). Se usa la misma simbología que en los diagramas de la Fig. 4.10. Nótese el volcán La Granja que se separa del resto de las muestras, con enriquecimientos mayores en tierras raras ligeras.

En la figura 4.11, se presenta el comportamiento de las tierras raras para las rocas del CVSM y CVC. Se observa de manera general, un enriquecimiento de elementos incompatibles (tierras raras ligeras) con respecto a las tierras raras pesadas, en especial para el cono monogenético la Granja y las traquiandesitas-traquidacitas del complejo San Miguel. Para las tierras raras pesadas, estas son similares para todas las muestras, por encima del valor de 10 (Fig. 4.11). Este comportamiento de los elementos de tierras raras es normal en ambientes de subducción (Rollinson, 1993). Además, resalta la anomalía negativa (aunque mínima) de Eu, que se ha asociado al fraccionamiento de plagioclasa (para las rocas evolucionadas como las del complejo San Miguel) o bien, retención de plagioclasa en la fuente para el caso de las rocas máficas (Wilson, 1989).

Tabla 4.2. Análisis de elementos mayores y trazas del CVSM por el método de Fluorescencia de Rayos X realizados en el Instituto de Geología de la UNAM.

Unidad	VT	Jumento	Panza	Panza 2	La Pulga	La Granja	Atlapulco	Los Dínamos
Muestra	SM-1303	SM-1307	SM-1304	SM-1310	SM-1313	SM-1314	SM-1316	SM-1319
Latitud	19°12' 16''	19°11'32''	19°13'	19°12'53''	19°14'13''	19°13'47''	19°14'47''	19°15'54''
Longitud	99°17'09''	99°19'10''	99°17'	99°16'59''	99°23'19''	99°23'33''	99°23'11''	99°18'18''
ELEMENTOS	MAYORES*	(%peso)						
SiO ₂	63.20	54.60	55.74	56.42	64.59	53.35	62.28	64.26
TiO ₂	0.81	0.97	1.24	1.21	0.67	0.96	0.77	0.71
Al ₂ O ₃	16.62	17.00	17.43	15.87	16.62	15.52	17.04	16.55
Fe ₃ O	5.42	7.09	7.15	7.39	4.50	7.46	4.84	4.50
MnO	0.09	0.11	0.12	0.12	0.07	0.13	0.08	0.07
MgO	2.63	7.16	5.48	6.18	1.71	8.12	2.28	2.05
CaO	4.84	7.28	6.33	6.82	4.44	8.00	4.83	4.62
Na ₂ O	4.64	4.07	4.36	4.19	4.73	3.86	4.37	4.71
K ₂ O	1.61	1.27	1.74	1.62	2.07	2.05	1.88	2.01
P ₂ O ₅	0.15	0.30	0.35	0.35	0.19	0.58	0.20	0.23
TOTAL	100.01	99.84	99.92	100.16	99.59	100.01	98.57	99.70
ELEMENTOS	TRAZA**	(% peso)						
Li	15.063	13.275	17.722	16.258	15.856	13.529	17.014	14.756
Be	1.448	1.532	1.944	1.799	1.656	1.790	1.577	1.652
Sc	11.641	17.053	14.859	16.048	10.190	18.993	10.579	10.189
V	84.768	137.275	113.853	119.060	162.628	145.365	89.848	93.163
Cr	70.501	265.986	213.160	275.520	33.046	289.289	39.373	37.121
Co	12.978	28.591	26.432	28.065	10.039	30.397	10.550	10.699
Ni	28.903	156.540	126.090	140.403	9.878	182.690	12.478	22.413
Cu	15.387	23.359	30.066	32.964	14.003	38.140	12.548	17.476
Zn	69.587	73.329	76.163	73.804	62.947	78.710	65.118	63.953
Ga	19.785	19.409	19.029	18.393	19.853	18.387	20.617	20.116
Rb	29.305	20.613	31.519	27.933	44.077	28.839	31.524	42.095
Sr	469.652	631.520	720.346	676.869	523.214	1322.479	656.031	619.904
Y	18.281	20.061	24.520	23.467	16.396	27.972	16.840	16.706
Zr	138.108	148.050	210.388	188.708	133.798	197.499	106.238	117.170
Nb	5.171	5.806	15.688	13.257	5.902	4.954	4.605	5.047
Mo	1.106	0.985	2.503	2.535	1.348	1.079	0.994	0.993
Sn	0.849	0.901	1.198	1.199	1.146	0.966	0.995	0.953
Sb	0.077	0.067	0.106	0.098	0.188	0.108	0.139	0.123
Cs	0.714	0.791	1.193	1.058	1.188	0.764	1.962	1.012
Ba	368.444	469.996	592.752	559.382	504.930	1221.292	435.950	527.149
La	12.642	21.352	29.288	27.183	18.382	54.655	17.749	21.782
Ce	26.520	49.719	64.151	59.692	38.049	128.374	38.455	45.713
Pr	3.794	6.811	8.657	8.138	4.904	17.459	5.207	6.241
Nd	16.178	29.856	35.375	33.469	19.576	70.300	21.255	25.302
Sm	3.822	6.252	7.361	7.023	4.114	13.706	4.520	5.253
Eu	1.115	1.751	2.027	1.921	1.125	3.257	1.254	1.407
Tb	0.565	0.748	0.848	0.816	0.520	1.187	0.553	0.590
Gd	3.733	5.375	6.096	5.865	3.626	9.553	3.888	4.280
Dy	3.305	4.012	4.623	4.434	2.944	5.645	3.103	3.170
Ho	0.649	0.754	0.871	0.842	0.575	0.974	0.602	0.592
Er	1.778	1.956	2.351	2.268	1.548	2.511	1.604	1.557
Yb	1.662	1.767	2.143	2.051	1.456	2.125	1.485	1.429
Lu	0.246	0.258	0.318	0.305	0.216	0.309	0.219	0.211
Hf	3.524	3.679	4.621	4.211	3.231	4.627	2.905	3.019
Ta	0.347	0.366	0.956	0.812	0.418	0.318	0.349	0.359
W	1.617	1.341	3.144	3.932	1.066	1.110	0.661	0.958
Tl	0.161	0.117	0.154	0.143	0.210	0.363	0.259	0.180
Pb	5.905	6.315	7.565	7.137	8.868	13.416	8.175	8.282
Th	2.462	3.583	4.112	3.700	4.448	7.008	3.793	4.074
U	0.902	0.992	1.462	1.299	1.461	2.201	1.172	1.355

Tabla 4.2. (Continuación). **Análisis de elementos traza por el método de ICP-MS, realizado en el centro de Geociencias, Juriquilla, Qro. VT: Valle del Tezontle.

Unidad	Los Dínamos	Los Dínamos	VT	VT	El Triángulo	El Triángulo	El Triángulo	Cajete
Muestra	SM-1323-a	SM-1323-b	SM-1325	SM-1327	SM-1331	SM-1332	SM-1333	SM-1336
Latitud	19°15'23"	19°15'23"	19°13'45"	19°13'18"	19°14'0"	19°13'57"	19°15'0"	19°12'55"
Longitud	99°18'52"	99°18'52"	99°18'43"	99°18'58"	99°19'21"	99°19'32"	99°19'48"	99°20'59"
ELEMENTOS	MAYORES*	(%peso)						
SiO ₂	62.18	62.24	65.07	64.20	61.09	61.65	61.70	54.61
TiO ₂	0.79	0.79	0.63	0.66	0.81	0.75	0.86	1.36
Al ₂ O ₃	15.80	15.40	16.54	16.43	15.58	15.80	17.52	15.71
Fe ₃ O	5.00	5.15	4.09	4.37	5.64	5.16	5.38	8.14
MnO	0.08	0.09	0.06	0.07	0.08	0.07	0.10	0.13
MgO	2.61	2.62	1.71	1.95	3.90	3.22	2.61	6.49
CaO	5.32	5.22	3.77	4.47	5.72	5.33	4.48	6.87
Na ₂ O	4.60	4.59	4.70	4.68	4.30	4.31	4.43	4.24
K ₂ O	2.55	2.64	1.98	2.06	1.66	1.66	1.32	1.51
P ₂ O ₅	0.46	0.45	0.18	0.18	0.22	0.20	0.15	0.43
TOTAL	99.38	99.18	98.73	99.09	99.00	98.15	98.55	99.48
ELEMENTOS	TRAZA**	(%peso)						
Li	16.742	17.414	10.067	32.727	10.861	11.852	12.807	13.610
Be	2.064	2.285	1.658	1.740	1.502	1.524	1.399	1.711
Sc	12.089	13.128	8.500	9.461	14.292	12.784	13.782	18.163
V	98.654	91.005	61.863	83.160	114.568	100.037	113.267	125.951
Cr	44.066	34.893	36.814	33.145	110.408	79.023	34.685	240.348
Co	13.194	12.376	8.221	9.960	16.787	14.195	11.881	28.779
Ni	22.110	20.733	8.238	9.824	24.060	18.002	8.042	113.218
Cu	13.908	12.557	12.708	13.112	20.449	17.204	12.444	31.928
Zn	73.430	68.683	66.544	62.657	69.040	64.340	65.934	76.411
Ga	20.295	19.505	20.250	20.263	19.351	19.130	20.083	18.388
Rb	51.363	49.628	42.144	45.563	30.410	29.725	12.430	25.250
Sr	987.016	952.063	455.282	555.327	677.285	630.894	515.103	628.316
Y	22.220	22.345	17.957	17.896	18.148	18.446	21.436	25.735
Zr	150.633	148.252	167.297	116.438	119.227	107.255	119.210	206.460
Nb	6.189	6.165	5.434	5.787	3.972	3.935	4.414	16.258
Mo	1.767	1.087	1.106	1.367	0.922	0.665	0.683	1.828
Sn	1.249	1.218	1.029	1.106	0.930	0.881	0.828	1.206
Sb	0.164	0.119	0.142	0.145	0.125	0.106	0.101	0.127
Cs	1.486	1.490	1.618	1.183	0.862	0.772	0.304	1.052
Ba	954.835	902.087	530.616	507.929	400.891	386.547	338.632	468.142
La	39.592	39.503	21.422	21.768	19.148	18.996	10.919	25.322
Ce	88.253	81.719	39.421	42.884	43.382	38.747	23.286	55.813
Pr	12.173	11.790	5.570	5.822	5.925	5.753	3.381	7.457
Nd	49.797	50.394	22.005	22.836	24.357	23.817	14.517	30.611
Sm	10.128	10.227	4.549	4.724	5.125	5.056	3.585	6.510
Eu	2.480	2.562	1.263	1.206	1.400	1.356	1.095	1.854
Tb	0.933	0.985	0.564	0.593	0.603	0.614	0.587	0.826
Gd	7.394	7.978	4.014	4.110	4.287	4.323	3.749	5.726
Dy	4.488	4.654	3.131	3.329	3.328	3.420	3.680	4.725
Ho	0.769	0.776	0.592	0.637	0.637	0.656	0.760	0.916
Er	1.920	1.996	1.577	1.705	1.693	1.752	2.144	2.489
Yb	1.573	1.591	1.452	1.593	1.559	1.624	2.120	2.311
Lu	0.225	0.231	0.220	0.235	0.230	0.238	0.319	0.347
Hf	3.826	4.016	3.944	2.921	3.132	2.928	3.121	4.416
Ta	0.398	0.395	0.404	0.676	0.287	0.287	0.343	1.008
W	1.249	1.124	0.739	1.344	1.085	0.586	0.471	2.034
Tl	0.247	0.255	0.151	0.291	0.139	0.055	0.082	0.134
Pb	11.607	11.290	8.517	8.721	6.685	6.846	6.661	6.516
Th	5.212	5.030	3.736	4.130	3.511	3.221	2.920	3.391
U	1.560	1.560	1.318	1.319	1.096	1.080	1.032	1.203

Tabla 4.2. (Continuación)

Unidad	Des.Leones	San Miguel	Caballote	Muñeco	Chichicaspa	VT	VT
Muestra	SM-1339	SM-1341	SM-1342	SM-1343	SM-1344	SM-1345	SM-1347
Latitud	19°17'59"	19°15'59"	19°16'24"	19°15'37"	19°14'27"	19°13'45"	19°13'
Longitud	99°18'18"	99°19'20"	99°19'23"	99°20'10"	99°18'38"	99°18'20"	99°18'
ELEMENTOS	MAYORES	(% en peso)					
SiO ₂	63.70	64.29	63.64	64.06	64.14	65.28	64.87
TiO ₂	0.72	0.87	0.86	0.83	0.72	0.62	0.64
Al ₂ O ₃	16.17	16.10	16.68	16.22	16.68	16.41	16.33
Fe ₃ O	4.59	5.22	5.23	5.21	5.14	4.20	4.35
MnO	0.07	0.10	0.10	0.10	0.09	0.08	0.08
MgO	2.47	2.41	2.33	2.47	1.90	1.92	1.82
CaO	4.83	4.72	4.04	4.33	4.15	4.05	4.29
Na ₂ O	4.71	4.51	4.35	4.53	4.87	4.46	4.83
K ₂ O	1.98	1.77	1.85	1.68	1.87	1.88	2.09
P ₂ O ₅	0.24	0.19	0.19	0.16	0.18	0.18	0.19
TOTAL	99.47	100.18	99.25	99.58	99.74	99.07	99.49
ELEMENTOS	TRAZA	(%) en peso					
Li	15.782	18.003	17.355	19.071	14.583	28.589	15.634
Be	1.645	1.707	1.830	1.555	1.878	1.752	1.857
Sc	10.792	13.962	11.500	12.946	9.290	10.509	8.562
V	82.550	82.896	83.327	114.253	71.603	65.874	80.185
Cr	57.113	56.684	52.547	41.610	36.333	44.216	37.971
Co	11.566	10.447	10.366	11.352	9.969	8.604	9.008
Ni	28.543	10.543	10.097	7.878	7.566	16.122	6.840
Cu	18.758	11.861	10.718	11.715	12.202	908.152	10.925
Zn	64.559	65.515	68.308	62.754	71.247	65.059	59.746
Ga	20.384	19.506	19.665	19.825	20.481	20.330	20.078
Rb	41.334	35.712	36.801	34.508	34.468	37.925	44.170
Sr	648.473	427.334	399.087	451.927	472.199	484.517	535.303
Y	17.078	19.498	22.843	20.536	15.579	13.953	16.546
Zr	132.435	143.874	137.292	111.976	114.586	151.637	59.192
Nb	5.187	6.458	6.316	4.354	5.440	5.612	5.546
Mo	1.137	1.077	0.911	0.875	1.202	1.133	1.181
Sn	1.034	1.003	0.828	0.866	1.106	1.343	1.099
Sb	0.141	0.071	0.057	0.111	0.054	0.116	0.120
Cs	1.119	0.922	0.867	1.330	0.508	1.841	1.302
Ba	544.142	430.000	457.620	330.318	457.353	489.966	495.292
La	22.028	15.769	20.276	12.566	13.731	16.780	18.423
Ce	48.327	32.478	33.566	23.673	30.552	34.348	36.931
Pr	6.439	4.418	5.148	3.363	4.145	4.375	5.008
Nd	26.131	18.747	21.659	14.687	18.044	17.748	20.633
Sm	5.432	4.198	4.576	3.483	4.047	3.681	4.287
Eu	1.450	1.258	1.327	1.068	1.205	1.134	1.199
Tb	0.604	0.615	0.657	0.564	0.537	0.475	0.556
Gd	4.402	4.111	4.574	3.647	3.794	3.352	3.945
Dy	3.228	3.628	3.851	3.526	3.002	2.621	3.098
Ho	0.600	0.691	0.743	0.708	0.549	0.484	0.577
Er	1.582	1.900	2.042	1.997	1.448	1.314	1.566
Yb	1.435	1.771	1.845	1.943	1.304	1.185	1.373
Lu	0.211	0.265	0.274	0.293	0.193	0.176	0.201
Hf	3.503	3.845	3.577	3.039	3.167	3.952	1.740
Ta	0.364	0.435	0.436	0.338	0.380	0.409	0.379
W	1.405	1.529	1.250	1.023	1.330	1.014	1.937
Tl	0.255	0.268	0.151	0.023	0.074	0.323	0.341
Pb	8.525	6.649	7.104	6.349	7.071	8.638	7.889
Th	4.385	3.220	3.365	2.803	2.823	3.759	3.422
U	1.398	1.216	1.374	1.267	1.024	1.392	1.088

CAPITULO 5

DISCUSIÓN

En este capítulo se discute la formación y la evolución geológica del CVSM, tomando en consideración las observaciones de campo, así como la información petrográfica, geoquímica y datos de trabajos previos.

5.1. Evolución Del Complejo Volcánico San Miguel

En el área de estudio se ha observado la coexistencia de dos tipos de vulcanismo: monogenético, representado por el CVC y poligenético, representado por el CVSM. De manera general los volcanes monogenéticos se caracterizan por tener una sola etapa eruptiva (Schmincke, 2004). En general, carecen de una cámara magmática superficial, por lo tanto, el suministro de lava es por medio de conductos profundos (fallas o fracturas) (Schmincke, 2004)

Por otro lado los volcanes poligenéticos, se caracterizan por que la emisión de magma se produce de manera explosiva y/o efusiva que ocurre a lo largo de varias etapas eruptivas, separados por largos periodos de reposo (Schmincke, 2004). Generalmente los magmas tienen una composición que varía con el tiempo, lo cual se debe a que este tipo de volcanes tienen reservorios magmáticos superficiales (generalmente entre 5-10 km de profundidad) (Tomiya, 2000).

En el área de estudio se observa que el vulcanismo poligenético se ubica en zonas en donde se intersectan tres sistemas de falla (Fig. 5.1), mientras los volcanes monogenéticos de Chichinautzin están alineados de acuerdo a un solo sistema de fallas, con orientación E-O (Fig. 5.1). El sistema de fallas N-S al parecer predomina en el CVSM por el alineamiento de la mayoría de las estructuras, este mismo sistema es reconocido en este trabajo como una falla normal y denominada informalmente como falla San Miguel, con varios lineamientos asociados en la misma dirección. Otro de los sistemas de fallas y fracturas identificados tiene una dirección NE-SO, relacionada a la zona de Cizallamiento Tenochtitlan (De Cserna *et al.*, 1988) que se repite en toda la Sierra de las Cruces (Fig. 5.1) Adicionalmente se han reconocido fallas y/o fracturas orientadas NO-SE y E-O (García-Palomo *et al.*, 2000; García-Palomo *et al.*, 2008).

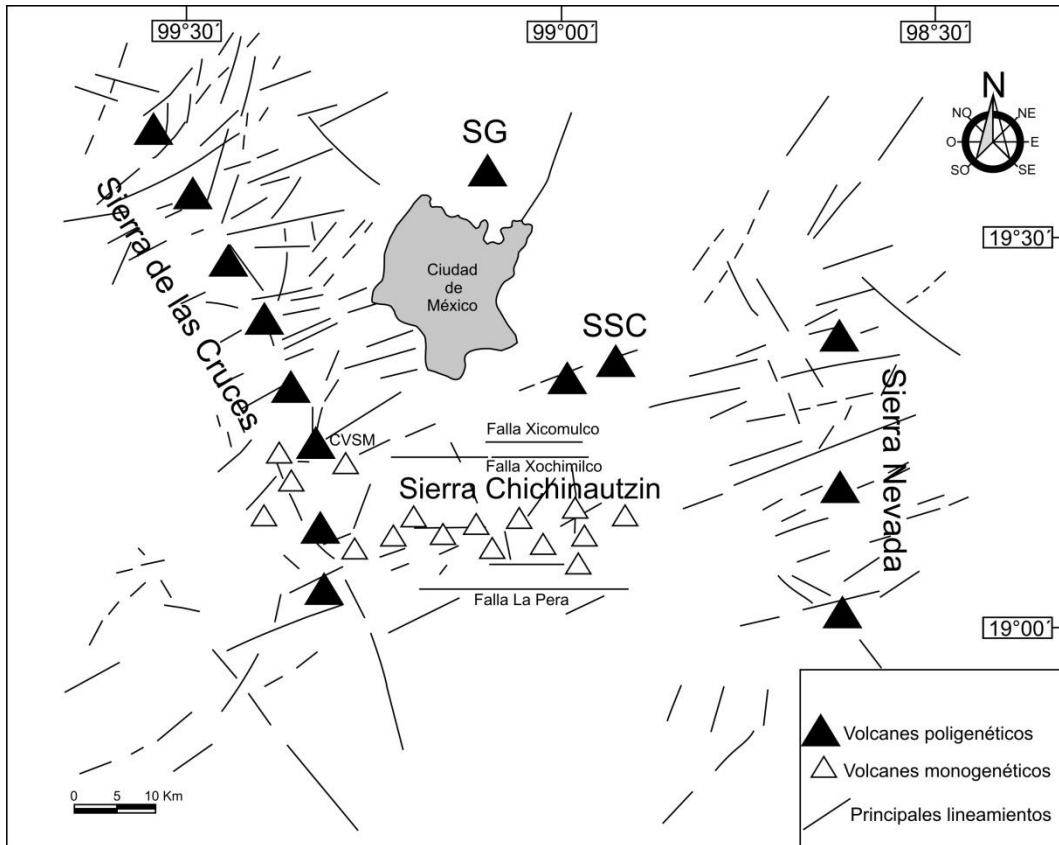


Fig.5.1. Esquema donde se ilustran los principales lineamientos (asociados con fallas y fracturas) reconocidos en la zona de estudio. Los lineamientos NE-SO corresponden a la zona de cizallamiento Tenochtitlan y que atraviesa a la Cuenca de México (De Cserna et al., 1988). Las fallas E-O, están representadas por la falla Xochimilco, Xicomulco y La Pera. SG: Sierra de Guadalupe, SSC, Sierra Santa Catarina.

Por otra parte, los fechamientos radiométricos que se tienen para el CVSM son insuficientes para poder establecer una evolución de la actividad volcánica, debido a que se trata de un complejo constituido por varias estructuras (domos, derrames de lava, depósitos piroclásticos) y la relación entre estas estructuras no es clara. Sin embargo a grandes rasgos se y con base en observaciones de campo y datos radiométricos de trabajos previos, se puede deducir que el vulcanismo en el CVSM inició hace 2.29 Ma y continuó hasta hace 1.92 Ma (Mora-Álvarez *et al.*, 1991), en la parte noreste del complejo, con la emisión de lavas de composición dacítica, en la zona del Parque de los Dinamos y Chichicarpa (Fig. 3.21). La actividad efusiva fue muy característico para este complejo volcánico, ya que prosiguió con la emisión de lavas de composición dacítica en el sector norte, en el Caballete y domo San Miguel, aproximadamente hace 1.79 Ma (Mora-Álvarez *et al.*, 1991), así como la emisión de lavas en el Parque Nacional Los Dinamos hace 1.28 Ma (Mejía *et al.*, 2005). La actividad explosiva también tuvo lugar en el CVSM, representado por eventos de destrucción de

domo, que originaron flujos piroclásticos de bloques y cenizas, emplazados por los sectores oeste, este (Parque Nacional Los Dinamos), así como en el sector NE, en la zona de barrancas profundas y lomas suavizadas, conformando secuencias enormes e intercaladas con otros depósitos piroclásticos y epiclásticos (Fig. 3.7). A pesar de la similitud de las secuencias de flujos de bloques y cenizas, éstos probablemente fueron generados por distintos eventos y en diferentes tiempos, debido a que se encuentran separados por varios kilómetros y se encuentran intercalados con diferentes materiales.

Desafortunadamente no se cuenta con edades radiométricas para las estructuras denominadas Dacitas El Muñeco, andesitas del domo Mateo y dacitas y andesitas Cerro el Triángulo (Fig. 3.21), sin embargo, con base en su morfología y observaciones de campo, como la afectación de fallas (al menos para Cerro el Triángulo), deben ser relativamente viejas o similares en edad al Domo San Miguel, el cual junto con el Cerro el Triángulo forman un lineamiento N-S, que bien puede corresponder con la misma falla San Miguel, descrita en este trabajo.

La actividad volcánica en el CVSM probablemente culminó con actividad efusiva, representada por el emplazamiento de los domos andesítico Las Palmas, en el centro del complejo San Miguel. A pesar de que no se sabe la edad de estos domos, su morfología de cúpula bien preservada y ausencia de drenaje, sugieren una edad relativamente joven, muy diferente a la morfología de otros domos (por ejemplo el Caballete o San Miguel).

5.2. Diferenciación magmática del Complejo Volcánico San Miguel

En el presente estudio se pretende discutir de manera general los posibles procesos de evolución que pudieron originar a las rocas del CVSM, dado que se trata en su mayoría de rocas de composición dacítica. Los principales procesos de evolución magmática que se encuentran en la literatura son: mezcla de magmas, cristalización fraccionada y asimilación cortical (e.g., Cole *et al.*, 2001, De Paolo, 1981).

Un aspecto interesante que se observa en los diagramas binarios (Figs. 4.8 y 4.9) es la correlación ya sea negativa o positiva, tanto de las rocas del CVSM como de las muestras del CVC. Las tendencias lineales de estas *suites* magmáticas es muy parecida, lo que podría sugerir que existe una relación genética, en la que magmas basálticos (CVC) dan lugar a magmas andesíticos y

dacíticos del CVSM, mediante el proceso de cristalización fraccionada. En general, los procesos de cristalización fraccionada se reflejan en patrones lineales en un grupo de rocas genéticamente relacionadas (Best, 1982; De Paolo, 1981). Aunque en las mismas gráficas se observa que la linealidad no es perfecta, ya que si se prolonga una línea recta para tratar de unir todos los datos, esto no es posible, por lo tanto, es probable que las suites del CVSM y CVC no estén relacionadas. Además, los fechamientos radiométricos del CVC y el CVSM, demuestran que las rocas del CVSM son más antiguas, por lo tanto no podrían derivarse de las rocas relativamente básicas (andesitas basálticas) del CVC presentados en este trabajo, las cuales son más jóvenes, por lo que más bien pertenecen a distintos pulsos de magma.

Otro proceso de diferenciación de magmas, es la mezcla de magmas, que consiste en la incorporación de un nuevo pulso magmático proveniente del manto o zonas relativamente más profundas con respecto a la cámara magmática, mezclándose con el magma residente. Las evidencias que se pueden preservar de este mecanismo son diversos, como por ejemplo, estructuras bandeadas que podrían sugerir una mezcla mecánica entre dos líquidos magmáticos, la presencia de enclaves máficos (Cole *et al.*, 2001), en cuanto a la química de roca total, en vez de observar una tendencia lineal, se observaría una dispersión de los datos, de algunos elementos, o al menos dos grupos composicionales, dependiendo del grado de homogenización de ambos magmas. Otra evidencia de este proceso es el zoneamiento inverso de cristales de plagioclasa, sin embargo en el presente trabajo no se realizó tal tipo de análisis. En resumen, para las muestras del CVSM, no se encontraron evidencias que sugieran este proceso de diferenciación magmática.

Otro de los procesos que comúnmente ocurren en los sistemas magmáticos es la asimilación cortical, que se refleja en cambios composicionales del magma original, debido a la incorporación de roca encajonante durante su ascenso (De Paolo, 1981). Tales efectos de contaminación se pueden corroborar con relaciones isotópicas, principalmente de Sr-Nd-Pb. Sin embargo estos métodos isotópicos que tampoco se estudiaron en este trabajo. Sin embargo, también existen otros tipos de evidencias, como por ejemplo la presencia de xenolitos corticales dentro de los productos volcánicos. Cabe destacar que en el área del CVC se han descrito xenolitos calcáreos y granodioritas (Meriggi *et al.*, 2008; Delgado-Martinez, 2012; Arce *et al.*, 2013b), así como en algunos depósitos del volcán Popocatepetl (Siebe y Macías, 2004; Sosa-Ceballos *et al.*, 2012). Sin embargo, en las muestras del CVSM no se encontraron tales evidencias, aunque la presencia de cuarzo con coronas de reacción tanto en muestras del CVC como del CVSM, podrían sugerir una

naturaleza “ajena” del cuarzo en estas rocas y por lo tanto, contaminación cortical. Obviamente, el efecto de la contaminación del magma por rocas corticales se verá reflejado en los elementos mayores y traza, dependiendo del contraste composicional. Como un intento de encontrar evidencias químicas de contaminación cortical, se presenta la gráfica de K_2O/P_2O_5 versus SiO_2 (Fig. 5.2), la cual ha sido propuesta como un indicador de contaminación en la diferenciación magmática (Carlson y Hart, 1988). En la Fig. 5.2 se puede apreciar que la relación K_2O/P_2O_5 aumenta conforme aumenta el contenido de SiO_2 , que correspondería con el proceso de asimilación.

Sin embargo, con los datos que se aportan en el presente trabajo, no son suficientes para descartar los procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical, pero es muy probable que ambos procesos hayan tenido lugar en la generación de magmas del CVC y CVSM.

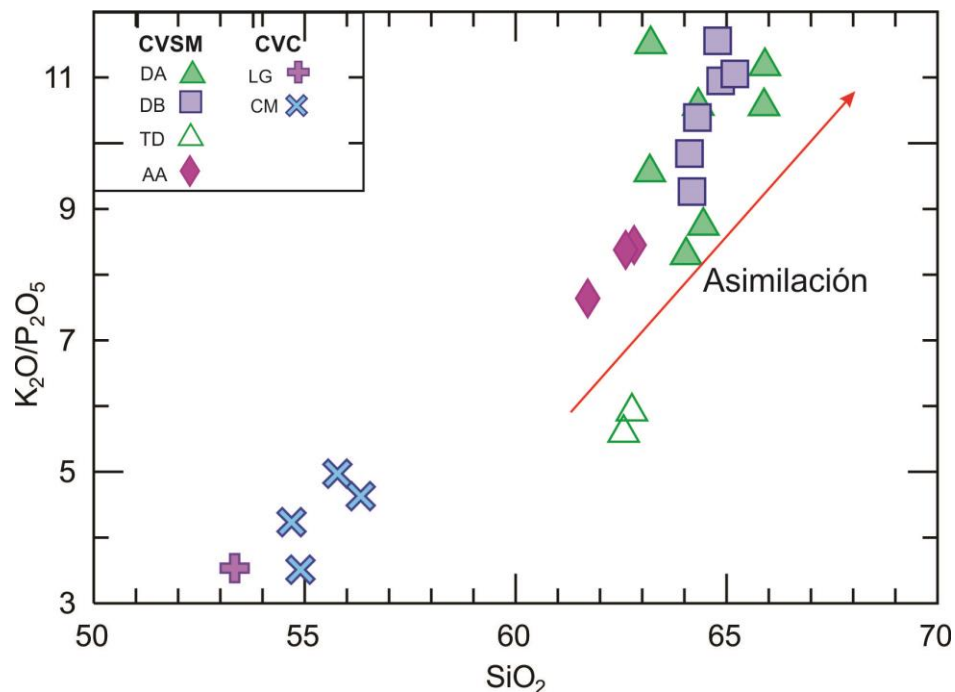


Fig.5.2. Diagrama de K_2O/P_2O_5 vs SiO_2 , de muestras del Campo Volcánico Chichinautzin (CVC) y Complejo Volcánico San Miguel (CVSM). La flecha indica la tendencia general de los datos, misma que corresponde con un proceso de asimilación. . DA: Dacita de anfíbol, DB: Dacita de biotita, TD: Traquidacita, AA: andesita de anfíbol, CM: Conos Monogenéticos, VG: Volcán La Granja.

5.3 Génesis de magmas en el Complejo volcánico San Miguel

Los patrones de elementos traza (Fig. 4.10) (LILE y HSFE) de las muestras del CVC y CVSM, presentan un enriquecimiento en elementos LILE en comparación con los elementos HSFE. Además se presentan anomalías negativas para el Nb y Ta y anomalías positivas de Pb, Ba y K, características que sugieren una génesis en un ambiente de subducción (Ulmer, 2000).

Adicionalmente la relación de Ba/La, es una característica que se ha utilizado para determinar la influencia de fluidos acuosos en la formación de magmas en ambientes de subducción (Keleman, 1998), ya que el efecto del agua durante el proceso de subducción, provoca una reducción del punto de fusión en la corteza subducida entre 100-150°C, favoreciendo la generación de magmas (Ulmer, 2000). La presencia de biotita y anfíbol, en las muestras analizadas, sugieren que el magma al menos contenía 4% en peso de H₂O (Rutherford y Hill, 1993), minerales presentes en las dacitas y andesitas del CVSM.

Además, la relación Sm/La, ha sido propuesto para determinar la influencia de los sedimentos en la génesis de magmas (Solidum *et al.*, 2003), ya en ambientes de subducción no solamente ocurre migración de fluidos, si no también es posible la fusión del slab y/o de los sedimentos marinos subducidos (Gómez-Tuena, 2007b). En la figura 5.3 se muestra el comportamiento de las rocas del CVSM, comparados con los valores geoquímicos de basaltos y de sedimentos de la Trinchera de Acapulco, donde la placa de Cocos es subducida por debajo la placa de Norteamérica (Verma, 2000). En estas gráficas se aprecia que las muestras tanto del CVSM como de los conos monogenéticos están alejados del MORB y se acercan a los valores de los sedimentos pelágicos, lo cual sugiere una importante influencia de sedimentos de la placa subducida para la generación de magmas del CVSM y del CVC, pero también una aportación de los fluidos del slab, ya que las muestras caen por encima de valores del MORB (Solidum *et al.*, 2003).

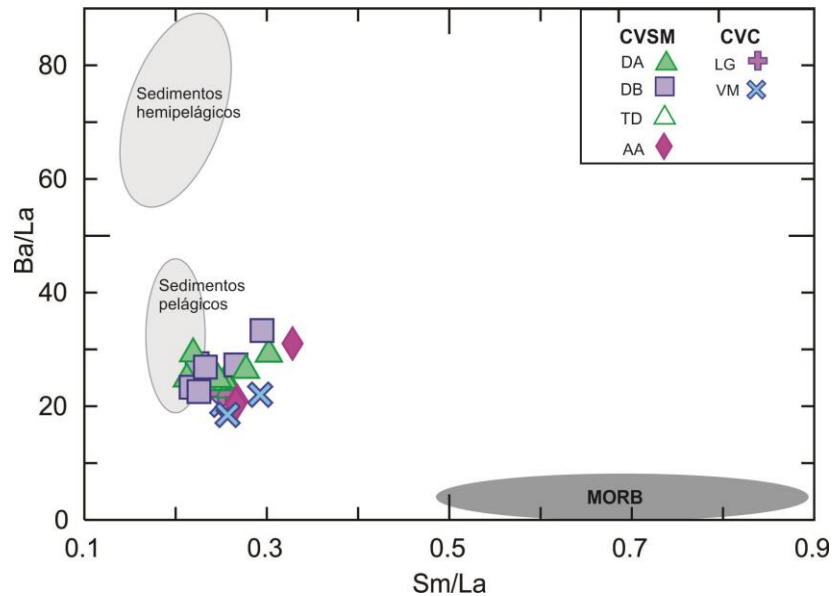


Fig.5.3. Gráfica de Ba/La contra Sm/La de las lavas del CVSM y CVC donde se muestra la composición de sedimentos y del MORB (basaltos de la dorsal del Pacífico oriental), relacionados a la placa de Cocos. Se aprecia que las rocas analizadas en este trabajo están por encima de los valores del MORB. Los datos de sedimentos y del MORB se tomaron de Verma (2000). CVSM: Complejo Volcánico San Miguel; CVC: Complejo Volcánico chichinautzin; DA: dacitas de anfíbol; Db: dacitas de biotita; TD: traquidacitas; AA: andesita de anfíbol; LG: La Granja; VM: volcanes monogenéticos.

5.3.1. Magmas ricos en Sr

El Campo volcánico Chichinautzin se ha caracterizado por la gran variedad de rocas que presenta, desde basaltos hasta dacitas, muestran un comportamiento geoquímico particular, ya que se han reconocido magmas calcialcalinos, con valores variados en elementos traza (Wallace y Carmichael, 1999; Márquez *et al.*, 1999; Meriggi *et al.*, 2008). Por ejemplo, para los magmas calcialcalinos se ha mostrado que están caracterizados por tener enriquecimiento en LILE (Cs, Rb, Ba, K, Pb), con respecto a los HSFE (Nb, Ta, Zr). La generación de estos tipos de magmas podría estar relacionado a: 1) fusión parcial de un manto peridotítico que contiene una fase rica en Ti, (esfena y/o anfíbol residual) (Hoffma, 1988), 2) Fusión parcial de la cuña del manto metasomatizado por los fluidos liberados del “slab” (Walker *et al.*, 2000).

Por otra parte se han encontrado magmas alcalinos ricos en LILE, definidos como magmas de tipo OIB (Ocean Island Basalts) (Wallace y Carmichael, 1999; Straub *et al.*, 2013), los cuales carecen de anomalías negativas de Nb, Ta, Ti en los diagramas multielementos, y que para el CVC se han propuesto teorías diversas para explicar su génesis, como manifestación de una pluma del manto

(Márquez *et al.*, 1999), relacionados a ambientes de rift (Velasco-Tapia, 2001), así como convección inducida por el slab (Luhr 1997; Wallace y Carmichael 1999). Trabajos más recientes han propuesto mecanismos más complejos, considerando que la subducción ha venido ocurriendo desde hace más de 100 Ma en el centro de México, así como varios periodos de reorganización de placas, que han producido batolitos y fusión de un manto anfibolítico (Schaaf *et al.* 2005; Meriggi *et al.* 2008). Más recientemente, se ha propuesto que los magmas de tipo OIB pueden ser producidos por fusión preferencial de piroxenitas contenidas en la cuña del manto (Straub *et al.* 2013).

Dentro de las muestras analizadas, llama la atención la composición del volcán la Granja ya que contiene un enriquecimiento bastante considerable en algunos elementos, como Sr (1322 ppm), Ba (1221 ppm), Pb (13.41 ppm), con respecto a los otros conos monogenéticos (Fig. 5.5), además de presentar anomalías negativas de Nb (4.95 ppm) y Ta (0.31 ppm) y altos contenidos de K₂O (2.05 % en peso). Dentro del CVC se ha observado un grupo de magmas que tienen comportamientos similares (Fig. 5.4) con enriquecimientos en estos mismos elementos. Dentro de este grupo están los volcanes, Santa Cruz, El Perico y Tlacotepec (Meriggi *et al.*, 2008; Wallace y Carmichael 1999; Arce *et al.*, 2013b). Con base en el diagrama de Pecerrillo y Taylor (1976) estas rocas caen dentro de la serie calci-alcalina de alto K (Fig. 5.4). Pero de acuerdo a trabajos recientes (Campbell *et al.*, 2014) y utilizando una clasificación de K₂O versus Na₂O (Fig. 5.4b), las muestras de estos conos caen en el límite del campo de las shoshonitas y solamente el cono Santa Cruz es claramente de carácter shoshonítico.

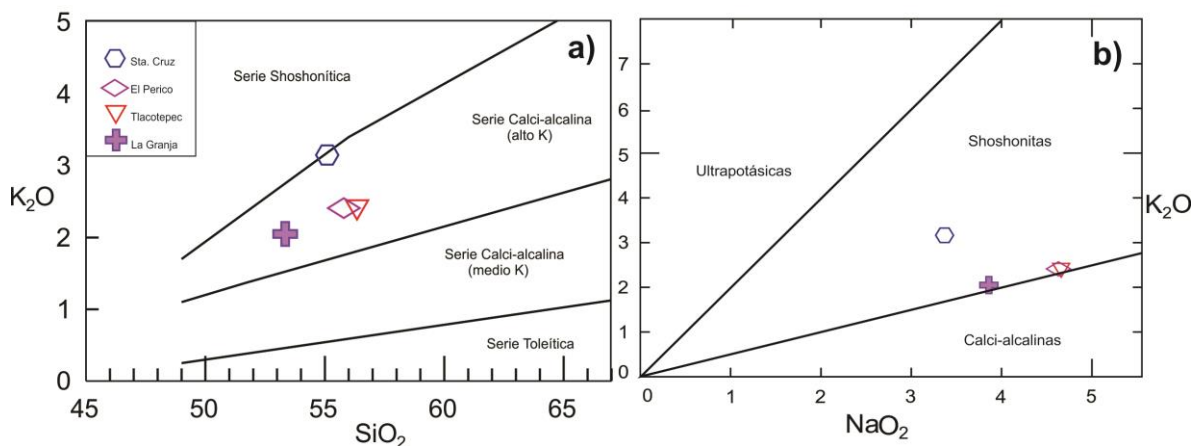


Fig.5.4. a) Diagrama de clasificación K₂O versus SiO₂ (Pecerrillo y Taylor, 1976), donde se muestra que los volcanes del CVC ricos en Sr, caen dentro de la serie calci-alcalina con concentraciones altas en K. **b)** Gráfica de K₂O vs Na₂O, donde se muestran campos de series magmáticas, con los datos de los conos con alto Sr dentro del campo de las shoshonitas (Campbell et al2014).

Varios autores han tratado de definir una shoshonita, entre ellos Gary *et al.* (1972) quien la define petrográficamente como rocas con cristales de labradorita, olivino y piroxeno, además de estar formados por cristales de leucita y biotita en la matriz. Mientras que geoquímicamente se definen como aquellas que tienen una relación alta de $K_2O/Na_2O > 1.0$, alto $K_2O + Na_2O > 5\%$, con un contenido de SiO_2 del 50% y 56%, concentraciones de Al_2O_3 de 14-19 % en peso, además de tener un enriquecimiento en LILE y contenidos relativamente bajos en TiO_2 (Morrison, 1980). En cuanto a la génesis de una shoshonita, incluyen una variedad de rocas desde máficas hasta félsicas, a consecuencia de la fusión parcial del manto, que ha sido metasomáticamente modificado por los fluidos liberados durante el proceso de subducción, produciendo rocas básicas (Morrison, 1980) o bien por fusión parcial de la corteza inferior partir de magmas derivados del manto ricos en fluidos acuosos creando rocas ácidas respectivamente (Jiang *et al.*, 2002). La introducción de estos fluidos puede explicar el alto enriquecimiento de elementos móviles (Sr, Ba y Pb).

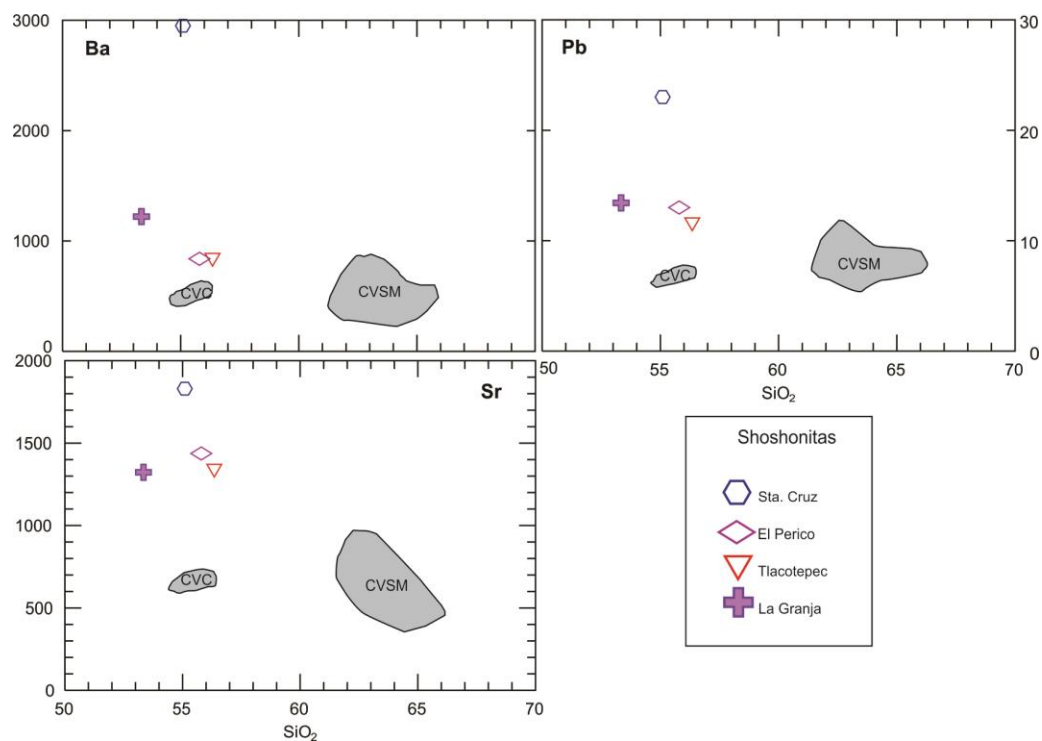


Fig.5.5 Diagramas binarios de SiO_2 vs Pb, Ba y Sr, para rocas shoshoníticas del CVC. Se puede observar un claro enriquecimiento en estos elementos con respecto al campo trazado para rocas del CVSM y CVC de afinidad calci-alcálicas presentados en este trabajo.

Por lo tanto, el enriquecimiento en Sr, Ba y Pb (fig. 5.5), podría deberse a que el magma del volcán La Granja se derivó de la fusión parcial del manto con presencia de fluidos, provocando un cambio

metasomático en la cuña del manto para lo cual desencadena un enriquecimiento en los elementos móviles. Sin embargo, debido a lo controversial que resulta la posición del volcán La Granja en el límite de clasificación entre rocas calcialcalinas y shoshonitas (fig. 5.4b), existe la posibilidad también de que el Sr del magma de La Granja haya sido incorporado por contaminación cortical, ya que la corteza es un reservorio importante en este elemento, aunado a la presencia de xenolitos descritos en otras rocas cercanas al área de estudio.

Con los datos de la presente tesis, no es posible poder definir explicar con más precisión la fuente del Sr, Ba y Pb, para esto es necesario llevar a cabo estudios isotópicos y de química de minerales para las rocas del CVC y CVSM.

CAPITULO 6

CONCLUSIONES

De la información que se ha derivado de la presente tesis, se resaltan las siguientes conclusiones, con base en datos de campo, análisis petrográfico y geoquímico:

1. El CVSM se edificó en una zona de intersección de tres sistemas de fallas con direcciones N-S, NE-SO y E-O, con una actividad efusiva y explosiva, con composiciones principalmente dacíticas y en menor proporción andesíticas. Además los depósitos piroclásticos son comunes, especialmente en la parte noreste, en donde se observan abanicos con drenaje profundo, constituidos por intercalaciones de flujos piroclásticos, depósitos de caída y lahares.
2. Petrográficamente, las lavas del CVSM están formadas por unidades de dacita de anfíbol, dacita de biotita y andesita de anfíbol. La mayoría de las rocas presentan cristales subhedrales y en ocasiones en total desequilibrio, (textura tamiz en plagioclasas, bordes de opacita en anfíbol y reemplazamiento de anfíbol y biotita por cristales pseudomorfos),
3. Las características geoquímicas del CVSM y CVC muestran una afinidad calcialcalina de donde se sugiere que existieron procesos de cristalización fraccionada y asimilación, donde se muestran en las tendencias lineales negativas y positivas de algunos elementos. Además, estos magmas registran evidencia de la influencia de sedimentos y fluidos del slab subducido, para la generación de estos magmas.
4. Sin embargo, como se ha propuesto en otros trabajos, los productos del CVC son heterogéneos, aparte de rocas calcialcalinas y alcalinas, también se han registrado volcanes de afinidad shoshonítica, tal es el caso del volcán La Granja, con altos valores de Sr, K, Ba o bien puede ser rocas formadas como consecuencia de la asimilación cortical.

5. El vulcanismo en el CVSM es del Plesitoceno, con edades de 2.1 y 1.28 Ma siendo los domos las Palmas los más recientes del complejo. Mientras que para el vulcanismo monogenético es probable que el volcán Jumento sea incluso más joven que el volcán Xitle, es decir más joven de 1600 años A.P.
6. Para comprender de una mejor manera la génesis y evolución de magmas en el CVSM, es recomendable hacer estudios de Microsonda electrónica, Isotopía, fechamientos radiométricos y química de minerales.

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G., McDowell, F., 2000. Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico, en Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre-Díaz, G. (eds.), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334, 167-178.
- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., 2001. The Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, México. *Geology and geochronology: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 203-218.
- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., Rendón-Marquéz, G., 2006a. La Caldera de La Catedral, Sierra de Las Cruces, una caldera al norponiente de la Ciudad de México (resumen), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jal.: *Geos*, 26, p.215.
- Aguirre-Díaz, G.J., Jaimes-Viera, M.C., Nieto-Obregón, J., 2006b. The parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt, en Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J. (eds.), Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism: A perspective from Mexico: Geological Society of America, Special Paper 402, 139-154.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 63-80.
- Allan, J., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 97, 473-485. doi:10.1130/0016-7606(1986)97b473.
- Arce, JL, Macías R, García-Palomo A., Capra L, Macías JL, Layer P, Rueda H, 2008. Late Pleistocene flank collapse of Zempoala Volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 177, 4: 944-958.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Morales-Casique, E., J., Benowitz, J.A., Rangel, E., Escolero, O., 2013a. New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34 - 49.

- Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J., Benowitz, J.A.; Macías, J.L., Ramírez-Espinosa, J., 2013b. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, and isotopic analyses of the Quaternary Chichinautzin Volcanic Field, south of Mexico City: Implications for timing, effusion rate, and distribution of the volcanism: *Bulletin of Volcanology*, 75:774, doi: 10.1007/s00445-013-0774-6.
- Arce, J.L.; Layer, P.W.; Martínez, I.; Salinas, I.; Macías-Romo, M.C.; Morales-Casique, E.; Benowitz, J.A.; Escolero, 2014. Geología y estratigrafía de los alrededores del pozo profundo San Lorenzo Tezonco, sur de la Cuenca de México.
- Best, M., G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. xviii + 630 pp.
- Blatter, D., Carmichael, I., 1998b. Plagioclase-free andesites from Zitácuaro (Michoacán), México: petrology and experimental constraints: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 121-138.
- Bloomfield, K., 1975. A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico: *Geologische Rundschau*, 64, 476-497.
- Campbell, Ian H. , Aleksandr S. Stepanov, Hua-Ying Liang, Charlotte M. Allen, Marc D. Norman, Yu-Qiang Zhang, Ying-Wen Xie, 2014. The origin of shoshonites: newinsight from the Tertiary high-potassium intrusion of easterns Tibet. *Contrib. Mineral. Petrol* (2014) 167:983.
- Cantagrel, J., Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican Volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 99-114.
- Carrasco-Núñez, G; Milan, M y Verma, S.P., 1989. Geología del volcán El Zamorano, Estado de Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de Mexico. Instituto de Geología, *Revista*, v.a,p.194-201.
- Castro Govea, R., 2007. Historia eruptiva del volcán La Malinche y estudio del emplazamiento del flujo piroclástico Pilares Superior: México, D.F., Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de México, Tesis Doctoral, 158 p.
- Cole, J., W., Gamble, J., A., Burt., R., M., Carroll, L., D., Shelley, D. 2001. Mixing and mingling in the evolution of andesite-dacite magmas; evidence from co-magmatic plutonics enclaves, Taupo Volcanic Zone, New Zealand.
- Colín-Rodríguez, A., 2006. Neotectónica de la semifosa Tlahuac-Tulyehualco, México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, 75p.

- Colton, H.S., 1967. Cinder Cones and Lava Flows. Museum Northern Arizona, Flagstaff, Ariz., 58 pp. (revised ed.)
- De Cserna, Z, Fries, C., Rincón-Orta, C., Silver L., T., Westley, H, Solorio-Munguia, J., Schmitter-Villada, E., 1974. Datos geocronométricos terciarios de los estados de México y Guerrero. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Boletín v. 26. p 263-273.
- De Cserna, Z., de la Fuente, M., Palacios, M., Triay, I., Mitre, M., Mota, R., 1988. Estructura, Geología, Gravimetría, Sismicidad y Relaciones Neotectónicas Regionales de la Cuenca de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 104, 71.
- Delgado-Granados, H., Martín del Pozo, A.L., 1993. Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinahutzin and Ajusco ranges southwest of Mexico City: Geofísica Internacional, volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinahutzin and 34, 341-351.
- Delgado-Granados, H., Nieto-Obregón, J., Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., Arellano-Gil, J., Lermo-Samaniego, J.T, Rodríguez-González, M., 1995. La Pera detachment fault system. Active faulting south of Mexico city (II): Geological evidence (resumen), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, México: Geos, 15, p. 64.
- Delgado-Martínez NE., 2012. Evidencias de contaminación cortical en la dacita Tabaquillo, Campo Volcánico Chichinahutzin. Undergraduate thesis, Universidad Autónoma de Guerrero, México, 99 p.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 2(2), 172-187.
- DeMets, Charles; Gordon, Richard-G.; Argus, Donald F.; Stein Seth, 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimation of current plate motions.
- DePaolo, Donald, J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters. Vol.53. Issue 2-189-202.
- Edwards. J. D, 1955. Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central México. U.S.Geol. Survey. Prof. Paper 264 H, p 153-186. Cong. Geol. Internal. México, monografía.

- Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 129-148.
- Ferrari, L.M., López-Martínez, G., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Nuñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 27, 303–306.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Romero, F., 2000a. Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334, 65-84.
- Ferrari, L., Vaggelli, G., Petrone, C., Manetti, P., Conticelli, S., 2000b. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M. S., 2003. Volcanic record and age of formation of the Mexico city basin, en *Reunión Annual 2003, Resúmenes: GEOS*, 23(2), 120.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, Invited review paper, doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018.
- Flores, Teoforo, 1946. Estudio geológico minero de los distritos de El Oro y Tlalpujahua, 87 p. 3 lam.
- Flores-Moro, V.G., 2006. Geometría estructural y cinemática de la Fosa de Barrientos, zona centro-poniente de la Cuenca de México: México D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, 75 p.
- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 60, 234 p.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000. Miocene to Recent structural evolution of Nevado de Toluca Volcano Region, Central México: *Tectonophysics*, 318, 218-302.
- García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R., Mora-Chaparro, J., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Transmexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.

- García-Palomo A., Carlos-Valerio, V., Flores-Moro, G.V., Polanco-Valenzuela, E., Galván-García, A., López-Miguel, C., Hernández-Cruz, B., 2005. Geometría y cinemática de la zona de fallas NE-SW, en la Sierra de Barrientos-Lechería, Norte de la Cuenca de México (resumen), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerta Vallarta, Jalisco, México: Geos, 25(1), p. 92.
- García-Palomo, A., Guerrero-Orozco, L. M, 2006. La zona de falla Tula-Mixhuca, una estructura importante dentro de la Cuenca de México (resumen), en Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana 26. Geos, Puerto Vallarta, Jalisco, México, 215.
- García-Palomo, José Juan Zamorano, Celia López-Miguel, Adriana Galván-García, Víctor Carlos-Valerio, Roberto Ortega, José Luis Macías, 2008. El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 25, 158-178.
- Gary M, McAfee R, Wolf CL, 1972. Glossary of geology. American Geological Institute, Washington DC.
- Gilbert, C., Mahood, G., Carmichael, I., 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: Geofísica Internacional, 24, 169-191.
- Gill, J., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer Verlag. 391 p.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen conmemorativo del centenario. Temas selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, Nume 3, p 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2007a. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. In: Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (Eds.), Geology of México: celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper, 422, pp. 1–53.
- Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M. and Ortega-Gutiérrez, F. 2007b. Geochemical Evidence for Slab Melting in the Transmexican Volcanic Belt. Journal of Petrology, 48: 537-562, doi:10.1093/petrology/egl071 .
- Gunn, B.M., Mooser, F., 1970. Geochemistry of the volcanics of Central Mexico: Bulletin of Volcanology, 34, 577-616.
- Hasenaka, T., Carmichael, I., 1985. The cinder cones at Michoacan- Guanajuato, central Mexico: their age, volume, and distribution, and magma discharge rate: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 25, 105-124.

- Hoffman, A.W, 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 297-314.
- Irvine, T. y Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jacobo-Albarrán, J., 1986. Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico: México, D. F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración Reporte Interno, 47 p.
- Jaffe, H. W., D. GOTTFRIED, C. L. WARING y H. W. WORTHING, 1959. Lead-Alpha Age Determination of Accessory Minerals of Igneous Rocks (1953-1957). *U. S. Geol. Survey Bull.*, 1097-B, 65-148.
- Jiang YH, Jiang SY, Ling HF, Zhou XR, Rui XJ, Yang WZ 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid genesis. *Lithos* 63:165–187.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in central Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 64, 187-210.
- Kelemen, P., Yogodzinski, G. & Scholl, D. (2004). Along-strike variation in lavas of the Aleutian Island Arc: implications for the genesis of high Mg-number andesite and the continental crust. In: Eiler, J. (ed.) *Inside the Subduction Factory*. Geophysical Monograph, American Geophysical Union 138, 223-276.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic Rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hornung, J., Hinderer, M., 2010. Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico): *Bulletin of Volcanology*, 72, 817-832.
- Luhr, J., F., 1997. Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt: *Canadian Mineralogist*. Vol.35. p 437-500.
- Macías, J, L, 2005. Geología e historias eruptivas de los grandes volcanes activos de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario. *Temas Selectos de Geología Mexicana*, Tomo LVII, Num. 3, p 379-424.
- Magaña, M. P., 2003. Geología de la Sierra de Santa Catarina: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 71 p.

- Márquez, A., Verma, S., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J., 1999. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the central transmexican volcanic belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 125-150.
- Martín-Del Pozzo, A., 1982. Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico: *Bulletin of Volcanology*, 45, 9-24.
- Mejia, V., Böhnell, H., Opdyke, N.D., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., Aranda-Gómez, J.J., 2005. Paleosecular variation and time-averaged field recorded in late Pliocene-Holocene lava flows from Mexico: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, 1-19.
- Meriggi, L., Macías, J.L., Tommasini, S., Capra, L., Conticelli, S., 2008. Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (central Mexico): the role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 197-216.
- Moore, R.B., Wolfe, E.W. and Ulrich, G.E., 1976. Volcanic rocks of the eastern and northern parts of the San Francisco volcanic field, Arizona. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4: 549-560.
- Mooser, F., Nairn, A. E. M., Negendank, J. F.W., 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks, VIII. A paleomagnetic and petrologic study of volcanic of the Valley of Mexico: *Geologische Rundschau*, 63, 451-483.
- Mooser, F., 1992. Nuevo mapa geológico del sur-poniente del valle de México. *Experiencias Geotérmicas en la zona poniente del Valle de México: Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*, 1-6 p.
- Mora-Álvarez, G., Caballero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchiumi, S., 1991. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico a preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study: *Geofísica Internacional*, 30, 61-70.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J., Iriondo, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 97-119.
- 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: Including Isotope Geoscience*, 244, 452-473.
- Morrison GW ,1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13:79–108.

- Nixon, G. T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and structure of subducted oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 514-52.
- Norinni, G., Gropelli, G., Lagmay, A.M.F., Capra, L., 2006. Recent left-oblique slip faulting in the central eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Seismic hazard and geodynamic implication. *Tectonics*, Vol.25, TC4012, doi:10.1029/2005TC001877.
- Ochoa-Camarillo, H., 1997. Geología del anticlinorio de Huayacocotla, estado de Hidalgo, en II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Libro-guía de las excursiones geológicas: Pachuca, México, Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 1-17
- Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., Eguchi, M., Tagami, T., Petrone, C., Jacobo-Albarran, J., 2003. The Eastern Alkaline Province (Mexico) revised: geology, geochronology and geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz State, en 99ª Reunión Anual, Geological Society of America, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jal., Libro de resúmenes, p. 58.
- Ortega-Gutierrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D., Alaníz-Alvarez S., A., Nieto-Samaniego, Á. F. 1992. Texto Explicativo de la Quinta Edición de la Carta geológica de la República Mexicana, Escala 1:2'000,000. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México y el Consejo de Recursos Minerales, de la Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal.
- Ortiz-Pérez, M.A., Bocco, G., 1989. Análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México: *Geofísica Internacional*, 28(3), 507-530.
- Osete, M., Ruiz-Martínez, V., Cabellero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D., 2000. Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de las Cruces, Mexico: paleomagnetic and radiometric evidence: *Tectonophysics*, 318, 201-215.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357-12373.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 146, 353-364.

- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan: Boulder, CO, Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa con texto, 22 p.
- Peccerillo A. y Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology, 63-81.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. Geophysical Research Letters 35, L18303. doi:10.1029/2008GL035127.
- Pérez-Cruz, G.A., 1988. Estudio Sismológico de Reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México: Mexico D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de maestría, 83p.
- Pérez-Venzor, J.A.; Aranda-Gómez, J.J.; McDowell, F.W. y Solorio-Munguía, J.G., 1996. Geología del volcán Palo Huérfano , Guanajuato, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol 13, no 2, p. 174-183.
- Righter, K., Carmichael, I., Becker, T., Renne, R., 1995. Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, 107, 612-626.
- Righter, K., Carmichael, I., 1996. Phase equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: Biotite-liquid equilibria and P-T estimates for biotite-bearing igneous rocks: Contributions to Mineralogy and Petrology, 123(1), 1-21.
- Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation: John Wiley & Sons, 351 p.
- Romero-Terán, E, 2001. Geología del Complejo Volcánico San Miguel al sur-poniente de la Cuenca de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 63p.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 19, 1-15.

- Rutherford Malcom J., Hill Peter M., 1993. Magma Ascents rates from Amphibole Breakdowns: An Experimental Study Applied to the 1980 - 1986 Mount St. Helens Eruptions. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 98, No.B11, p 19, 667-19,685.
- Santa-Cruz, L, Verma, P., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G. 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 1, 203-208 p.
- Scandone, R., 1979. Effusion rate and energy balance of Paricutin eruption (1943–1952), Michoacan, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 6, 49-60.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C. and Macías, J. L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: *Journal of Petrology*, 46(6), 1243-1282.
- Schlaepfer, J. C., 1968. Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos. Hoja México 14 Q-h (5), Esc. 1: 100 000. Inst. Geol., UNAM, México, D. F.
- Shmincke, Hans-Ulrich, 2004. *Volcanism*, ed. Springer-Verlag. P
- Siebe, C., 2000. Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico City: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 45-64.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004. Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards: *Bulletin of Volcanology*, 66, 203-225.
- Siebe, C., Macías, J.L., 2004. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and cones in the Sierra de Chichinautzin volcanic field. *Fieldtripmonogenetic scoria Books*, vol. 1. Geological Society of America. 77 pp.
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005. Geology and radiocarbon ages of Tlálloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 141, 225–243.
- Simons, F.S., Mapes, E.V., 1956. Geología y yacimientos minerales del distrito minero de Zimapán, estado de Hidalgo en Maldonado-Koerdell, M. (ed.), *Geología a lo largo de la Carretera entre México, D.F., Pachuca y Zimapán, Hidalgo, distritos mineros de Pachuca-Real del Monte y de Zimapán, Hidalgo, XX Congreso Geológico Internacional, Excursiones A-3 y C-1, México, D.F.*, 59-72.

- Solidum, Renato, U., Castillo, R., Paterno, Hawkins James, W., 2003. Geochemistry of lavas from Negros Arc, west central Philippines: Insights into the contribution from the subducting slab.
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J., E., Siebe, C., Macías, J.L., 2012. A caldera-forming eruption ~14,100 14C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213-214 (2012), 27-40.
- Straub S.M., Gómez-Tuena, A, Zellmer G.F., Espinasa-Perena R, Stuart F.M., Cai M.Y., Langmuir C.H., Martin Del Pozzo A.L., Mesko G.T., 2013. The processes of melt differentiation in arc volcanic rocks: Insights from OIB-type arc magmas in Central Mexican Volcanic Belt. *J Petrol* 54:665–701.
- Sun, S. y McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes en Saunders, A., and Norry, M., (Eds.), *Magmatism in ocean basins: Geological Society of London, Special Publication*, 42, 313-345.
- Tomiya, Akihiko, 2000. Depth of magma chamber determined by experimental petrologic methods. *Proceedings World Geothermical Congress. Geological Survey of Japan.*
- Ulmer, Peter, 2000. Partial melting in the wedge - The role of H₂O in the genesis of mantle-derived 'arc related' magmas, *Physics of the Earth Interiors* 127 (2001) 215 - 232.
- Valdéz-Moreno, G. y Aguirre-Oiaz, G.J., 1998. Volcán La Joya: Un ejemplo de magmatismo inicial del Cinturón Volcánico Mellicano: VI Congreso Nacional de Geofísica. *Actas INAOEO*, vol. 2. p. 51-50.
- Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R., 1989. Geología de la Cuenca de México: *Geofísica Internacional*, 28(2), 133-190.
- Velasco-Tapia F., Verma S. P., 2001. Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectivas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 1-36.
- Velasco-Tapia, F, 2003. Procesos de evolución magmática en la Sierra de Chichinautzin, "Cinturón Volcánico", *Ciencia UANL*, Vol. VI, No. 1, Enero-Marzo 2003.
- Verma S. P., 2000. Geochemistry of subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at volcanic front of central Mexican Volcanic Belt, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, Co. Geological Society of America, Special Paper*, 334, 195-222.

- Verma, S., Carrasco-Núñez, G., 2003. Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, central Mexico: implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt provinces: *International Geology Review*, 45, 724-752.
- Walker J.A., Patiño L. C., Cameron B. I, Carr M. J., 2000. Petrogenetic insights provided by compositional transects across the Central American arc: Southeastern Guatemala and Honduras. *Journal of Geophysical research*, Vol. 105, NO B8, pages 18, 949 - 18, 963.
- Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: Implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 135, 291-314.
- White W. M., 1997. *Geochemistry*: Johns Hopkins University Press, 273-366.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic Approach*, 466 p.
- Winter, 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Ed. Prentice Hall. p 796.
- Wood, Charles A. 1980. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137-160. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Wyllie PJ, Sekine T, 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contrib Mineral Petrol* 79:375–380.
- Yang, T., Grand, S.P., Wilson, D., Guzmán-Speziale, M., Gómez-González, J.M., Domínguez-Reyes, T., Ni, J., 2009. Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research* 114, B01302. doi:10.1029/2008JB005830.