



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO
INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA
ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y MATERIALES

**“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA,
GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA (Sr Y Nd) DE LAS ROCAS
VOLCÁNICAS DE LA SIERRA DE TEPEAPULCO,
SURESTE DEL ESTADO DE HIDALGO”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO AMBIENTAL

P R E S E N T A

Emir Monroy Rodríguez

DIRECTOR DE TESIS: Dr. Kinardo Flores Castro

DIRECTOR EXTERNO: Dr. Raymundo G. Martínez Serrano (UNAM)

Pachuca de Soto, Hidalgo.

Diciembre 2014

Agradecimientos

En primera instancia, quiero agradecer al Dr. Raymundo G. Martínez Serrano por dirigir sus más valiosas posesiones a la región de Apan, Hidalgo, su conocimiento y tiempo, así como por forjar nuevas generaciones de estudiantes de licenciatura y posgrado comprometidos profesionalmente, por lo que aprovecho para agradecer la asesoría de las próximas doctoras: Gloria Patricia García Tovar y Sac-Nicté Valadez Cabrera.

Agradezco al proyecto DGAPA-PAPIIT No. IN103412-3 por el financiamiento completo de este estudio, igualmente al Programa de Becas del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México.

En el LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM, gracias a la Ing. Vianney Meza García por los análisis de Espectrometría de Masas y especialmente a la M. en C. Gabriela Solís Pichardo por su asesoría y paciencia en la realización de los análisis isotópicos. En el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, a la Quím. Patricia Girón García y Santiago Avilés, por la realización de los análisis de elementos mayores.

En el CGEO de la UNAM, agradezco a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu, por su apoyo en la determinación de las concentraciones de elementos traza por medio del ICP-MS.

Agradezco a mis compañeros de tesis: Irving, Erick, Karina, Diana, Omar y Eli.

En el SGM, gracias al Ing. Víctor de León Ayala por su valiosa y objetiva revisión del manuscrito.

Por su revisión en la institución a la que pertenezco, por ser un amigo, muchas gracias Dr. Kinardo Flores Castro.

Infinitamente a mis padres y hermanos...

El constante apremio de la ciencia y de las artes es ampliar la igualdad que buscamos a tientas debajo de los hechos. Cuando descubrimos una igualdad más extensa, tanto si es entre el espacio y el tiempo, como entre los bacilos, los virus y los cristales, ampliamos el orden en el Universo; pero, más aún, ampliamos su unidad. Y es la unidad de la naturaleza, animada e inerte, que busca nuestro pensamiento. Ésta es una concepción mucho más profunda que toda suposición de que la naturaleza tiene que ser uniforme. Buscamos descubrir una naturaleza, una unidad coherente. Esto proporciona a los científicos su sentido del deber y, admitámoslo, de realización estética: de que cada investigación contribuye a tejer la trama del mundo como una tela modelo.

Jacob Bronowsky, El sentido común de la ciencia (1951)

ÍNDICE

Resumen.....	1
--------------	---

Capítulo 1. GENERALIDADES

1.1 Geología de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.....	3
1.1.1 Evolución geológica de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.....	5
1.2 Características estructurales del sector Oriental de la FVTM.....	12
1.3 Características estructurales de la región de Apan.....	14
1.4 Geología de la Sierra de Tepeapulco.....	18
1.5 Antecedentes.....	22

Capítulo 2. INTRODUCCIÓN

2.1 Introducción.....	27
2.2 Justificación.....	28
2.3 Objetivo General.....	29
2.3.1 Objetivos Específicos.....	29

Capítulo 3. MARCO TEÓRICO

3.1 Petrografía.....	33
3.2 Geoquímica.....	33
3.2.1 Elementos Mayores (FRX).....	33
3.2.2 Elementos Traza (ICP-MS).....	36
3.2.3 Tierras Raras (REE).....	38
3.3 Isotopía.....	40

Capítulo 4. METODOLOGÍA

4.1 Localización y vías de acceso.....	45
4.2 Muestreo, Trituración y Pulverización.....	47
4.3 Análisis por Fluorescencia de Rayos X (FRX).....	53
4.4 Análisis por ICP-MS.....	55
4.5 Determinación de relaciones isotópicas de Sr y Nd.....	56

Capítulo 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Geología de la Sierra de Tepeapulco.....	65
5.1.1 Vulcanismo del Mioceno.....	69
5.1.1.1 Andesita Apan (Sierra de Apan).....	69
5.1.1.2 Andesita San Jerónimo.....	69
5.1.1.3 Ignimbrita Téllez-Los Órganos (Sierra de Apan).....	72
5.1.2 Vulcanismo del Pleistoceno.....	73
5.1.2.1 Conos de escoria antiguos.....	73
5.1.2.2 Flujos andesítico-basálticos La Paila (CVXP).....	74
5.1.2.3 Andesita-Basáltica (Sierra de Apan).....	76
5.1.2.4 Andesita-Basáltica de la Sierra de Tepeapulc.....	76
5.1.2.5 Complejo Dómico del Xihuingo (CDX).....	84
5.1.2.6 Conos de escoria recientes.....	85
5.1.2.7 Depósitos Aluviales y Lacustres.....	89
5.2 Petrografía y Análisis Modal.....	94
5.3 Geoquímica de elementos mayores y traza.....	107
5.3.1 Elementos Mayores.....	107
5.3.2 Elementos traza.....	119
5.4 Isotopía de Sr y Nd.....	130
CAPÍTULO 6. CONCLUSIÓN Y RECOMENDACIONES.....	137
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	141
GLOSARIO DE ACRÓNIMOS.....	148

Índice de Figuras

Figura 1.1 Localización y posición transversal de la Faja Volcánica Trans-Mexicana respecto a las otras grandes provincias geológicas de México, además, división de la FVTM y ambiente tectónico. Región de Apan en el rectángulo negro. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

Figura 1.2 Episodios magmáticos de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Modificado de Mori (2007).

Figura 1.3 Instauración del arco de composición intermedia durante el Mioceno Medio y Tardío originado en los sectores centro y oriental. Se observa como se aleja de la trinchera entre los 12 y 10 Ma. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

Figura 1.4 Episodio máfico del Mioceno Tardío emplazado al norte del arco precedente, donde se observa el orden de edad decreciente de oeste a este. El vulcanismo es de extensión y formó grandes mesetas basálticas. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

Figura 1.5 Migración al sur de las rocas del episodio máfico anterior, se formaron grandes calderas y domos, y el magmatismo se volvió bimodal, especialmente en el sector occidental. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

Figura 1.6. Se establece el arco volcánico actual, a partir de la migración del vulcanismo bimodal del arco anterior. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

Figura 1.7 Sistema de Fallas Apan-Piedras Encimadas (NE-SW), relacionado con la Zona de Cizalla Tenochtitlan (De Cserna et al., 1988). Modificado de López-Hernández (2009). La Sierra de Tepeapulco se enmarca en rojo.

Figura 1.8 Modelo digital de elevación que muestra el marco estructural para la región de Apan, que muestra a la Sierra de Tepeapulco circunscrita en el Graben de Apan. Como se observa, la alineación preferencial de fallamiento NE-SW, hace un juego de pilares y fosas tectónicas asociadas.

Figura 1.9 Unidades volcánicas para la Región de Apan. Modificado de García-Palomo et al. (2002). El marco rojo presenta la posición de la Sierra de Tepeapulco.

Figura 3.1 Imagen del funcionamiento del sistema interno del Espectrómetro secuencial de Rayos X SIEMENS SRS 3000 del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del LUGIS.

Figura 3.2 Diagrama de las Tierras Raras que muestra su comportamiento similar a excepción del Ce y Eu. Además, se muestra como a medida que el número atómico aumenta el radio iónico decrece de manera sistemática.

Figura 4.1 MDE de la Sierra de Tepeapulco que muestra su localización y su orientación subparalela a la Sierra de Apan (línea punteada roja), dentro del Graben de Apan. CVXP = Campo Volcánico Xihuingo-La Paila (Valadez-Cabrera, 2012). En la parte superior se presenta la ubicación de la región de Apan en el sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana y el entorno tectónico de México.

Figura 4.2 Trayectos desde la Ciudad de México a la zona de estudio en el mpio. de Tepeapulco, Hgo., que parte de la carretera federal 132 México-Tulancingo. Tomada de <https://maps.google.com/>. Rutas: A-C y ruta A-D-C.

Figura 4.3 Ejemplo de la fragmentación de muestras de lava realizado de manera manual, cuyos tamaños son de aproximadamente 2 cm.

Figura 4.4 Pulverización de las muestras, a) pulverizador vibratorio de anillos de acero marca BICO, b) contaminación del mortero y anillos con la muestra por procesar, c) textura de talco alcanzada.

Figura 4.5 a) Mezclado y homogeneización de la muestra pulverizada, llevado a cabo en cuatro ocasiones (método del cuarteo), b) pesado en balanza microanalítica de ~10 g de muestra pulverizada para el análisis de elementos mayores, y c) pesado en balanza microanalítica de ~0.12 g de polvo de 2 muestras para el análisis de elementos trazas y para isotopía de Sr y Nd.

Figura 4.6 a) pesado, b) lixiviado, y c) digestión ácida. Muestras preparadas en el LUGIS con base en el manual del laboratorio (LUGIS, 2000).

Figura 4.7 a) Columnas de intercambio catiónico donde se separa el Sr y grupo de las Tierras Raras (REE), y b) evaporación total de muestras en bombas de 2 mL.

Figura 5.1 a) Eventos volcánicos del Mioceno ocurridos en el Edo. de Hidalgo, en los que se incluye la Andesita San Jerónimo. Modificado de López-Hernández (2009), **b)** Perfil esquemático que muestra la disposición de las unidades del Pleistoceno para la Sierra de Tepeapulco. Se observa un fuerte control estructural y un volumen mayoritario de la Andesita-Basáltica ST.

Figura 5.2 Mapa geológico de la Sierra de Tepeapulco.

Figura 5.3 Andesita San Jerónimo: **a)** detalle de un flujo de lava de andesita muy intemperizada que muestra exfoliación esferoidal o en “hojas de cebolla”, **b)** colada de andesita fracturada en bloques algo intemperizada, localizada hacia el extremo NW del C. el Tres Peñas, y **c)** Domos andesíticos (Tres Peñas), cubiertos parcialmente por el cono El Capulín de la unidad Conos de escoria recientes.

Figura 5.4 Volcán escudo Santa Ana y municipio de Tepeapulco Hidalgo. Tomada desde la cima del domo principal del Xihuingo a 3,200 msnm.

Figura 5.5 Volcán Escudo Santa Ana, **a)** depósitos de caída de ceniza fina intercaladas con líticas, **b)** bloques de lava alineados que forman crestas o “diques” alineados NW-SE, cerca de la Colonia 20 de Noviembre.

Figura 5.6 Pequeño afloramiento que muestra un flujo de lava cercano al cono de escoria de la cima del volcán escudo lagunilla. Este flujo presenta una orientación E-W.

Figura 5.7 Minerales secundarios que rellenan vesículas y vetillas, en los flujos del flanco este del Cerro Viejo de Tultengo.

Figura 5.8 Flujo de lava en el flanco este del Cerro Viejo de Tultengo que muestra exfoliación esferoidal.

Figura 5.9 Cono de cima del cerro Santa Ana, **a)** Afloramiento masivo, **b)** roca tomada para la muestra cuya textura es afanítica.

Figura 5.10 Conos de escoria La Lagunilla y 20 de Noviembre, los cuales cubren al volcán escudo La Lagunilla, vista desde el flanco este del Cerro Santa Ana.

Figura 5.11 Bombas volcánicas fusiformes, acordonadas y con forma de coliflor, las cuales se encuentran sobre depósitos de caída libre, algunas con estructura de corteza de pan. Pertenecen a la unidad Conos Recientes.

Figura 5.12 Cono de escoria sobre el flanco NW del Cerro Viejo de Tultengo, denominado El Tezontle, **a)** Corte donde se muestra la bomba volcánica muestreada, **b)** frente del flujo NW en bloques de este mismo cono.

Figura 5.13 Restos fósiles de megafauna hallados cerca de la localidad de San Jerónimo.

Figura 5.14 Fotomicrografías de la unidad Andesita San Jerónimo, **a)** textura pseudotraquítica donde los microlitos de plagioclasa están alineados, **b)** fenocristal de plagioclasa de casi 2 mm con estructura de tamiz dentro de una matriz

microlítica, **c)** y **d)** cristal de ortopiroxeno con estructura de tamiz dentro de una matriz microlítica, primero en luz paralela y después en nícoles cruzados.

Figura 5.15 Fotomicrografías de una muestra de lava vesicular del Cerro Zontepec, perteneciente a la unidad Conos Antiguos. Se observa una textura afanítica-vesicular donde: **a)** cristal de hiperstena con los bordes oxidados (nícoles cruzados) y **b)** mismo cristal con luz paralela donde se aprecia la gran cantidad de vesículas.

Figura 5.16 Fotomicrografía **a)** Textura glomeroporfídica compuesta de augita, hiperstena y plagioclasa, **b)** Textura glomeroporfídica con grandes fenocristales de piroxeno y olivino dentro de una matriz microlítica de plagioclasa, piroxenos y vidrio, **c)** y **d)** Fenocristal de ortopiroxeno en la que se muestra iddingsita, corresponde al volcán escudo Viejo de Tultengo, primero en nícoles cruzados después en luz paralela, **e)** olivino iddingsitizado en lavas del volcán Viejo de Tultengo, y **f)** Minerales opacos.

Figura 5.17 Fotomicrografías de la unidad de Conos de escoria recientes, **a)** bomba volcánica del cono de cima del volcán Santa Ana, **b)** bomba volcánica del cono de cima del volcán La Lagunilla, **c)** textura microlítica de las lavas del Cono el Tezontle,, **d)** textura microporfídica de las lavas del cono ubicado sobre la Andesita San Jerónimo (C. El Capulín), donde se observa un fenocristal de olivino dentro de una matriz microlítica compuesta de plagioclasa.

Figura 5.18 Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) para la Sierra de Tepeapulco, en rojo la unidad miocénica, en verde se muestran a las unidades del Pleistoceno, la línea punteada azul separa los campos de las series alcalina y subalcalina de acuerdo a (Irvine y Baragar, 1971).

Figura 5.19 Diagrama K_2O versus SiO_2 (Peccherillo y Taylor, 1976) para la Sierra de Tepeapulco, que muestra todas las muestras dentro de la serie calcoalcalina, a excepción de una muestra de andesita basáltica del Pleistoceno. Además, las muestras están dentro del campo de potasio medio según Le Maitre et al. (2002). Se utilizó la misma simbología que en diagrama TAS anterior.

Figura 5.20 Diagrama triangular AFM, A=álcalis (Na_2O+K_2O), $F=FeO_{TOTAL}$ y $M=MgO$ (% en peso) (Irvine y Baragar, 1971), que muestra a todas las muestras de afinidad calcoalcalina. Misma simbología de los anteriores diagrama.

Figura 5.21 Diagramas de Harker para la Sierra de Tepeapulco, que muestran la variación de elementos mayores expresados en porcentaje en peso en función de

la sílice. Los valores fueron recalculados al 100 % en base anhidra. Misma simbología que los anteriores diagramas (Figuras 5.5, 5.6 y 5.7).

Figura 5.22 Diagramas de multielementos tipo Masuda-Coryell para la ST donde: **a)** unidad del Mioceno (Andesita San Jerónimo), **b)** unidades del Pleistoceno y **c)** ambas unidades superpuestas. Misma simbología que los diagramas anteriores.

Figura 5.23 Diagramas de Tierras Raras donde: **a)** Andesita San Jerónimo (Mioceno), **b)** unidades pleistocénicas y **c)** unidades superpuestas. Los valores fueron normalizados respecto a la condrita de Nakamura (1974). Misma simbología de los anteriores diagrama.

Figura 5.24 Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd para la Sierra de Tepeapulco. Se comparan las relaciones isotópicas de las rocas de la ST con datos isotópicos de los volcanes Popocatepetl (Schaaf et al., 2005) y Telapón (García-Tovar, 2009). Éste último situado muy cerca hacia el extremo SW de la ST. También se presentan valores isotópicos de Sr-Nd de la vecina Sierra de Apan (Núñez-Castillo, 2010) y en el C. La Paila y Complejo Dómico Xihuingo (CVXP) (Valadez-Cabrera, 2012).

Figura 5.25 Diagrama SiO_2 vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que muestra la dispersión de los datos isotópicos de las rocas cuaternarias del área de estudio. Se graficó también los valores correspondientes de rocas cuaternarias de la Sierra de Apan, que determinó Núñez-Castillo (2010) para comparación.

Índice de Tablas

Tabla 4.1 Protocolo para la separación de Sr y REE. Tomado del manual interno del LUGIS, 2000.

Tabla 4.2 Protocolo para la separación de Sm y Nd, hasta la separación de Nd, no se separó Sm. Tomado del manual interno del LUGIS, 2000.

Tabla 5.1 Análisis modal de las muestras más representativas de la Sierra de Tepeapulco, en donde: Plg=plagioclasa, Ol=olivino, Clpx=clinopiroxeno, Opx=ortopiroxeno. Las plagioclasas como microlitos, microlitos de piroxenos y vidrio se contaron dentro de la matriz. Los minerales opacos no se incluyen pero representan valores de entre 2 y 5 %.

Tabla 5.2 Elementos mayores de 14 muestras para la Sierra de Tepeapulco expresados en % en peso, los datos se expresan tal como se obtuvieron por el método de Fluorescencia de Rayos X. PXC= pérdida por calcinación.

Tabla 5.3 Cálculo de la Norma CIPW en base anhidra. La nomenclatura utilizada es del programa Igpct 2007. **Q**=cuarzo, **or**=ortoclasa, **ab**=albita, **an**=anortita, **C**=corindón, **di**=diópsida, **hy**=hiperstena, **il**=ilmenita, **hem**=hematita, **ap**=apatito, **tn**=titanita, y **ru**=rutilo.

Tabla 5.4 Elementos traza de 10 muestras para la Sierra de Tepeapulco expresados en ppm (partes por millón). Los datos fueron obtenidos mediante ICP-MS.

Tabla 5.5 Tierras raras de 10 muestras de la Sierra de Tepeapulco. Los resultados se expresan en ppm

Tabla 5.6 Composiciones isotópicas para la ST. Se realizaron 12 relaciones isotópicas para Sr y Nd.

Resumen

En este estudio se realizó la cartografía geológica a detalle para la Sierra de Tepeapulco (ST), en la que se reconocieron dos principales eventos magmáticos, uno del Mioceno y otro del Plio-Pleistoceno. Para el Mioceno se identificó a la unidad Andesita San Jerónimo, mientras que para el Plio-Pleistoceno a las unidades Conos de escoria antiguos, Andesita-basáltica de la Sierra de Tepeapulco, Conos de escoria recientes y Depósitos aluviales y lacustres. Las unidades que se describieron fueron nombradas de manera informal, únicamente para diferenciar los eventos volcánicos ocurridos en la sierra en estudio.

La caracterización de las rocas volcánicas de la Sierra de Tepeapulco se llevó a cabo en tres etapas: petrografía, geoquímica de elementos mayores, traza y tierras raras e isotopía. Los análisis petrográficos de estas rocas muestran una gran homogeneidad petrográfica, es decir, sólo se encontraron rocas de composición andesítica a andesítica-basáltica. Sin embargo, algunas características texturales sugieren procesos magmáticos de cristalización fraccionada y/o asimilación cortical. Los análisis geoquímicos de elementos mayores comprueban la homogeneidad composicional anteriormente mencionada, cuyo comportamiento es típico de zonas de subducción y de afinidad con la serie calcoalcalina y de potasio medio. En general, los elementos traza muestran enriquecimiento de los elementos LIL y Pb, así como un empobrecimiento de elementos HFS, P y Ti, lo cual es indicativo de las zonas de subducción. Pese a la homogeneidad petrográfica y composicional, la dispersión en los diagramas de

multielementos y de Harker sugiere que los magmas generados en la Sierra de Tepeapulco fueron producidos por fuentes del manto heterogéneas. Por otro lado, se tienen patrones de enriquecimiento de las Tierras Raras Ligeras (LREE) respecto de las pesadas (HREE), lo cual es típico de magmas relacionados con procesos de subducción en arcos volcánicos. Mediante la isotopía de Sr y Nd se pudo determinar que todas las rocas analizadas dentro del rango de la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70425 a 0.7050 y de ϵNd de 0.25 a 3.2, caen en el arreglo del manto.

A pesar del fuerte control estructural de la sierra NE-SW, las rocas volcánicas aquí generadas corresponden a fuentes del manto heterogéneas profundas que aprovecharon el patrón de fracturamiento previo NE-SW, las cuales están relacionadas con vulcanismo de tipo monogenético.

Capítulo 1. GENERALIDADES

1.1 Geología de la Faja Volcánica Trans-Mexicana

Para comprender la naturaleza de la Sierra de Tepeapulco como parte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), es necesario comprender la evolución geológica de ésta última.

En primer lugar, la FVTM es una provincia geológica cuyo basamento presumiblemente corresponde a los terrenos tectonoestratigráficos: Oaxaquia, Guerrero y Mixteco (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994). Se diferencia por su posición transversal y orientación preferencial E-W, respecto de las otras grandes provincias fisiográficas de México: Sierra Madre Occidental, Mesa Central, Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre del Sur, las cuales muestran una orientación preferencial NNW-SSE. La FVTM está situada entre los paralelos 19° a 21° de latitud norte y 96° a 105° de longitud oeste, atraviesa México de costa a costa, desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México (Figura 1.1). Tiene una longitud aproximada de 1000 km y un ancho que varía de entre 80 y 230 km. Geológicamente, la FVTM se considera como un arco volcánico continental activo, originado por la rotación anti-horaria del arco que formó la Sierra Madre Occidental durante el Mioceno Medio y Tardío (Ferrari et al., 1999). Esta evolución tectónica fue originada por la convergencia de las placas oceánicas de Cocos y Rivera contra la placa Norteamericana que, como es de esperarse, las placas oceánicas más densas son subducidas bajo la placa Norteamericana compuesta de litosfera continental. La subducción se lleva a cabo a lo largo de la fosa mesoamericana (fosa de Acapulco), la cual abarca desde el occidente de México y llega hasta el sur de Costa Rica, por lo que algunos autores la denominan como fosa centroamericana. En México este arco volcánico está compuesto por más de 8,000 estructuras volcánicas que van desde

los grandes estratovolcanes característicos del paisaje mexicano, campos de conos monogenéticos, domos, volcanes escudo, calderas, mesetas basálticas y algunos cuerpos intrusivos (Mori, 2007).

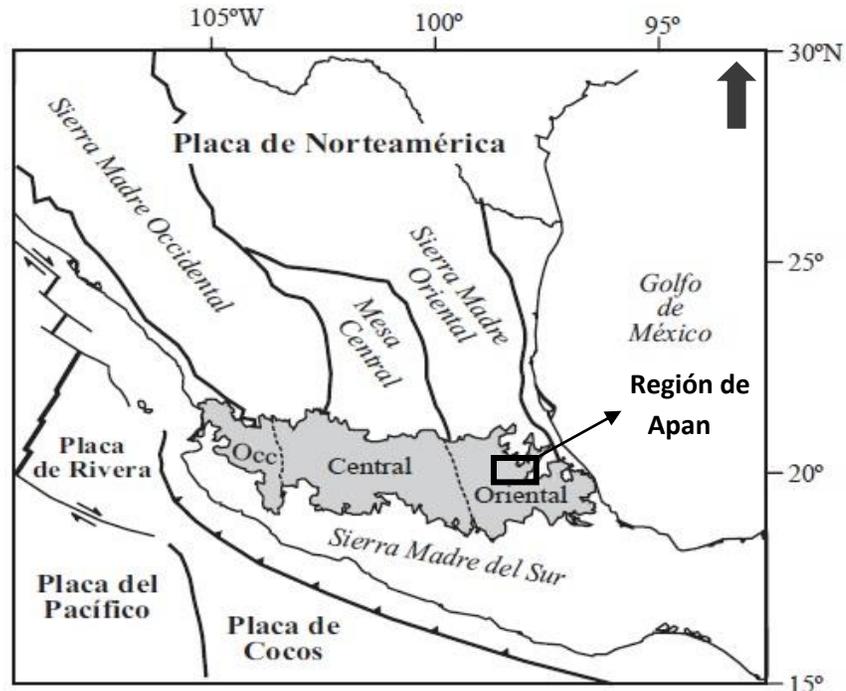


Figura 1.1 Localización y posición transversal de la Faja Volcánica Trans-Mexicana respecto a las otras grandes provincias geológicas de México, además, división de la FVTM y ambiente tectónico. Región de Apan en el rectángulo negro. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

Con base en sus características estructurales, este arco volcánico se ha dividido en tres sectores (Demant, 1978; Pasquaré et al., 1988), el sector occidental, que se encuentra entre la costa del Pacífico y el sistema de rifts de Tepic-Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); el sector central, delimitado entre el sistema de rifts anteriormente mencionado y el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA), única estructura reconocida que atraviesa el arco volcánico de norte a sur y que ha sido considerada como una zona que limita bloques corticales (Alaniz-Álvarez et al., 2002); y finalmente, el sector oriental, ubicado entre dicho sistema de fallas y la costa del Golfo de

México, sector en el cual se localiza la región de Apan, donde a su vez se localiza la Sierra de Tepeapulco (Figura 1.1).

Por otro lado, la FVTM es probablemente la región de nuestro país que mayor atención ha tenido en las investigaciones geológicas y geofísicas (Gómez-Tuena et al., 2005). Esto se debe a su peculiar naturaleza y actividad, ya que a diferencia de otros arcos volcánicos continentales, éste no muestra paralelismo entre la fosa o trinchera y la cadena montañosa, por lo que forma un ángulo de aproximadamente 16° entre dichas estructuras. La heterogeneidad de su basamento, la alineación preferencial N-S de los grandes estratovolcanes, la edad relativamente joven de las dos placas que están subduciendo, la geometría de la subducción cuyo ángulo de inclinación varía haciéndose menor hacia el oriente, la colindancia de *rifts* en el sector occidental, su heterogeneidad geoquímica, la sismicidad ausente por debajo del arco, su ancho irregular de entre 80 y 230 km y su actividad volcánica reciente; son características que hacen a esta provincia peculiar entre los arcos volcánicos continentales a nivel mundial.

1.1.1 Evolución geológica de la Faja Volcánica Trans-Mexicana

La edad y evolución de la FVTM han sido objeto de diversas discusiones, sin embargo, en las últimas dos décadas, la cartografía geológica digital apoyada en un gran número de nuevos fechamientos han ayudado a esclarecer la evolución espacio-temporal del vulcanismo en México (Ferrari, 2000b). Ferrari et al. (2005a) elaboraron la primera cartografía geológica digital de la FVTM, documento que incluye una base de datos con más de 1,300 edades y cerca de 3,000 análisis geoquímicos, información de la cual Gómez-Tuena y colaboradores (2005) han utilizado para sintetizar la evolución de la FVTM en cuatro principales episodios (Figura 1.2):

a) Se instaura un arco de composición intermedia en el Mioceno Medio y Tardío, b) se produce un episodio máfico en el Mioceno Tardío, c) aparece un episodio silíceo de finales del Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno Temprano y d) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno Tardío.

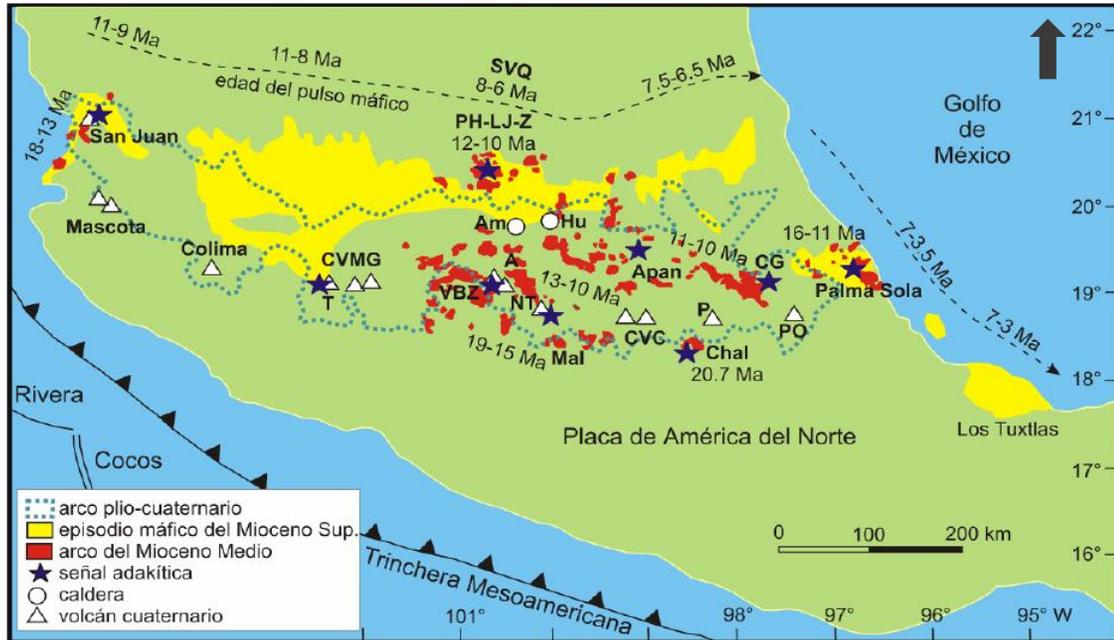


Figura 1.2 Episodios magmáticos de la FVTM. Modificado de Mori (2007).

A continuación se describen cada uno de los cuatro episodios:

a) *Instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno Medio y Tardío*

Es entre los sectores central y oriental donde se instaura el primer esbozo del arco que dio origen a la actual FVTM durante el Mioceno Temprano-Medio. Este arco volcánico presenta una composición intermedia a ácida, con una orientación aproximada E-W y que se extiende desde Morelia y Querétaro (Figura 1.3), en la Sierra de Mil Cumbres y la Sierra de Angangueo (Pasquaré et al., 1991; Capra et al., 1991. Citados por Gómez-Tuena et al., 2005) y pasa por Malinalco y Tenancingo en el Estado de México (edades reportadas de entre 19.5 y 16 Ma Ferrari et al., 2003a). Entre los 10 y 12 Ma el

vulcanismo se aleja de la trinchera y comienza a adquirir su orientación E-W característica (Valadez-Cabrera, 2012). En los estados de Guanajuato y Querétaro se emplazan los estratovolcanes Palo Huérfano, San Pedro, El Zamorano y La Joya, fechados entre 12 y 10 Ma. En el sector oriental también existe vulcanismo de esta primera etapa como el volcán Cerro Grande en Puebla (entre 9 y 11 Ma, Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000), la Sierra de Guadalupe y varios centros volcánicos al noroeste de la Ciudad de México (Jacobo-Albarrán, 1986. Citado por Gómez-Tuena et al., 2005), así como el Campo Volcánico Apan-Tezontepec fechado en ~13.5 Ma (García-Palomo et al., 2002).

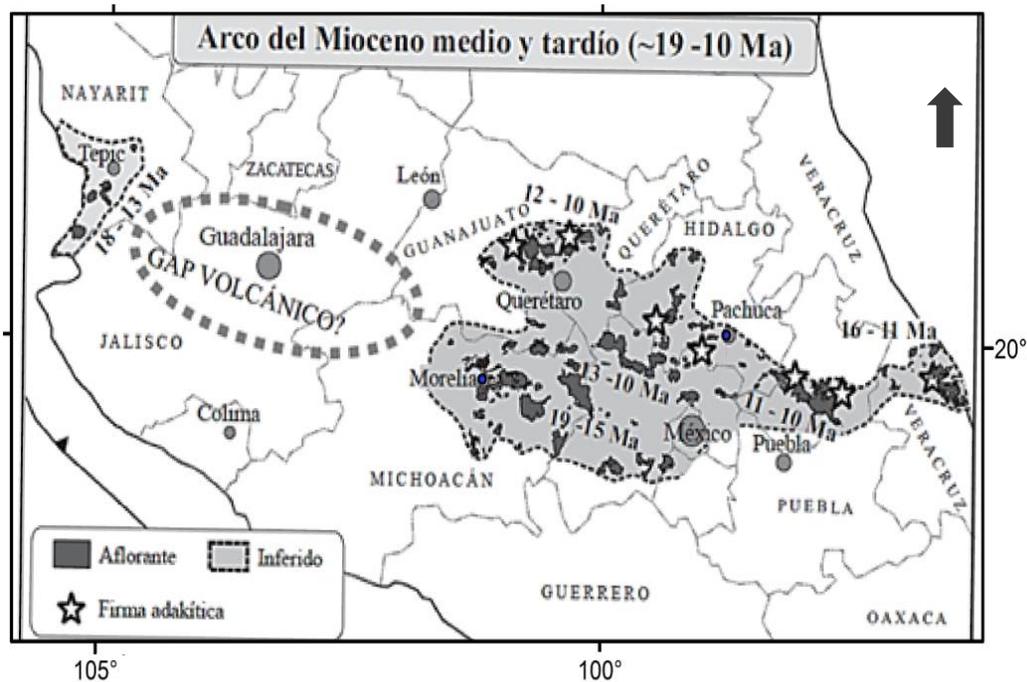


Figura 1.3 Instauración del arco de composición intermedia durante el Mioceno Medio y Tardío originado en los sectores centro y oriental. Se observa como se aleja de la trinchera entre los 12 y 10 Ma. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

Hacia la parte más oriental del arco, en Palma Sola, Veracruz, la fase inicial del magmatismo se caracterizó por el emplazamiento de rocas plutónicas (gabros a granitos y dioritas) y cuerpos subvolcánicos de afinidad subalcalina (entre ~15 y 11 Ma: Gómez-Tuena, 2002). Todas estas manifestaciones magmáticas, citadas por Gómez-Tuena et al.

(2005), muestran señales adakíticas emplazadas lejos de la trinchera, desde Querétaro hasta Palma Sola, lo que ha llevado a sugerir que puedan ser el producto de la fusión de la placa subducida que se emplaza de manera subhorizontal bajo la placa continental. Este argumento es consistente con el alejamiento progresivo del magmatismo de arco desde la trinchera a partir del Mioceno Medio (Gómez-Tuena et al., 2005).

b) Episodio máfico del Mioceno Tardío

Este episodio está caracterizado por un vulcanismo de extensión máfico a intermedio, emplazado entre los 11 y 7 Ma (Ferrari, 2000a) a través de fracturas y que formó extensas mesetas basálticas emplazadas al norte del arco anterior. Este vulcanismo afecta a la FVTM desde Nayarit a Veracruz y cuyas edades se van haciendo progresivamente más jóvenes de oeste a este (Figura 1.4). Ferrari (2004) justifica el fenómeno de edad decreciente al este con su modelo de ruptura de placa (slab detachment) en la misma dirección. En cambio, Gómez-Tuena et al. (2003) consideran un retroceso de la placa en subducción (slab rollback) hacia la trinchera a causa de un cambio en el ángulo de subducción evidenciado en los sectores central y oriental.

En la parte oriental de Hidalgo y el norte de Veracruz (Tlanchinol, Tantima, Álamo y parte de las mesetas de Palma Sola) se presentan magmas alcalinos de intraplaca, lo que implica su relación con un importante período tectónico de extensión, lo que permitió el rápido ascenso de los magmas provenientes del manto (Gómez-Tuena, 2002).

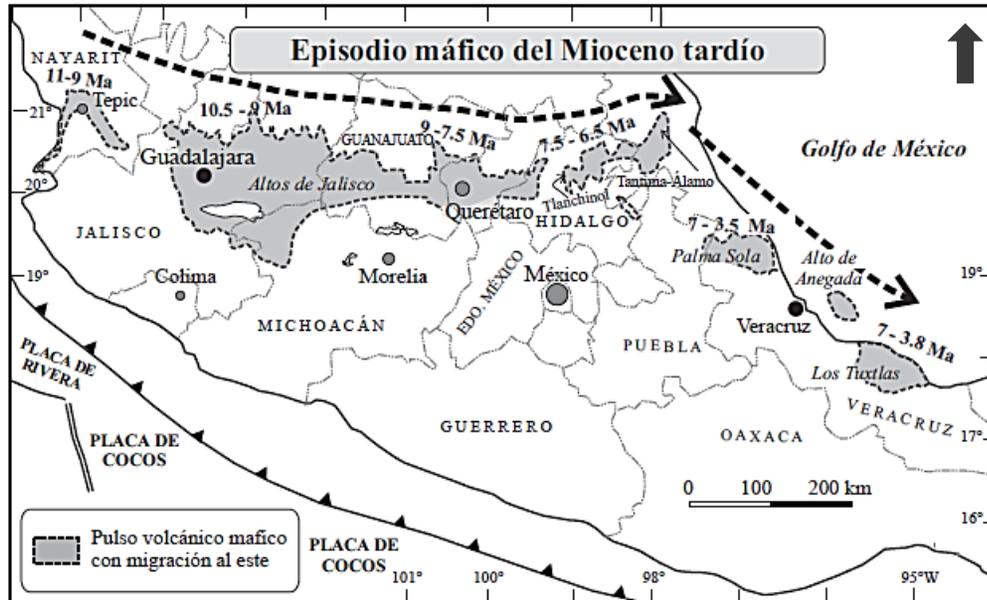


Figura 1.4 Episodio máfico del Mioceno Tardío emplazado al norte del arco precedente, donde se observa el orden de edad decreciente de oeste a este. El vulcanismo es de extensión y formó grandes mesetas basálticas. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

c) *Episodio silíceo de finales del Mioceno y vulcanismo bimodal del Plioceno Temprano*

Tres cosas caracterizan a este episodio del Mioceno Tardío y Plioceno Temprano: la migración hacia el sur del magmatismo máfico (Figura 1.5), junto con un decremento de la magnitud del vulcanismo como resultado de la naturaleza poco efusiva de los complejos de domos riolíticos y dacíticos; la producción de magmatismo bimodal y la instauración de grandes calderas y vastos depósitos piroclásticos. Destacan en el sector occidental los grupos Jala y Guadalajara (Ferrari et al., 2000a) de entre 7.5 y ~3 Ma. Después de este vulcanismo silíceo, en el área de Guadalajara y en la parte norte del rift de Colima, flujos de basaltos alcalinos de origen intraplaca se emplazaron desde el Mioceno Tardío hasta el Plioceno Temprano, acompañados de complejos de domos e ignimbritas silíceas. En el sector central se formaron grandes calderas y depósitos piroclásticos pumicíticos, entre las más importantes se encuentran la de Amezcala (7.3-6.6 Ma; Aguirre-Díaz y López-

Martínez, 2001), Huichapan (5.0-4.2 Ma; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2004), Amealco (4.7-3.7 Ma; Aguirre-Díaz, 1996) y Los Azufres (~6-3 Ma; Ferrari et al., 1991). En la porción oriental de la FVTM, entre Pachuca y Tlanchinol, Hidalgo, en el borde de la Sierra Madre Oriental, han sido reportadas secuencias piroclásticas del Plioceno temprano (4.9-4.5 Ma) intercaladas y cubiertas por lavas basálticas que constituyen también un arreglo petrológico bimodal (Cantagrel y Robin, 1979; Ochoa-Camarillo, 1997. Citados por Gómez-Tuena et al., 2005).

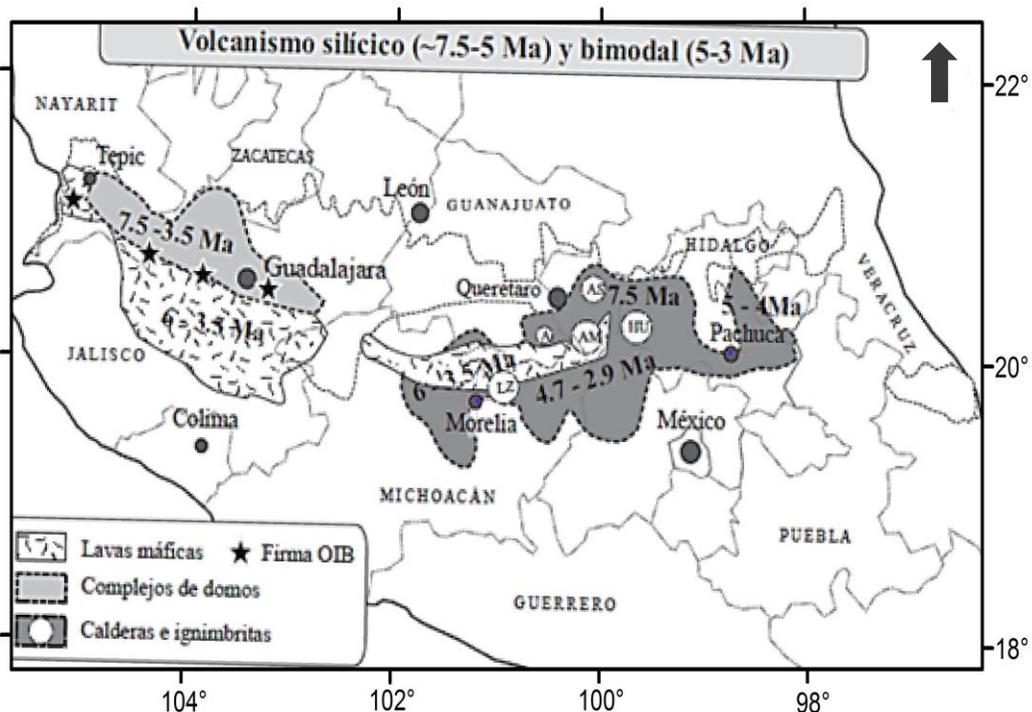


Figura 1.5 Migración al sur de las rocas del episodio máfico anterior, se formaron grandes calderas y domos, y el magmatismo se volvió bimodal, especialmente en el sector occidental. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

d) *Reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno Tardío y el Cuaternario*

El evento volcánico silíceo y bimodal del episodio anterior, es reemplazado por la reinstauración de un nuevo arco que continuó migrando hacia la trinchera

mesoamericana, desarrollado entre el Plioceno Temprano y Plioceno Tardío hasta el Cuaternario (Figura 1.6). Este vulcanismo de gran variabilidad composicional (predomina el vulcanismo andesítico-basáltico) es el que forma los grandes campos volcánicos monogenéticos como el de Mascota, Los Volcanes, San Sebastián y Atenguillo, en el sector occidental, citados por Mori (2007). El de Michoacán-Guanajuato, Chichinautzin y Valle de Bravo-Zitácuaro para los sectores central y oriental, respectivamente. Además, durante el Cuaternario se desarrollaron los principales estratovolcanes alineados ~N-S de México. En el sector occidental figuran los estratovolcanes: Volcán de Colima, Tequila, Ceboruco, Sangangüey, Las Navajas y San Juan, los cuales se alinean preferencialmente N-S y WNW-ESE y definen la frontera norte del bloque de Jalisco. El vulcanismo en el sector oriental pasa por un hiatus magmático que abarca desde el Mioceno Tardío - Plioceno temprano, hasta hace aproximadamente 3.7 Ma. A partir de entonces ocurre el emplazamiento de campos volcánicos poligenéticos alineados NNW-SSE que formaron la Sierra de las Cruces en el Estado de México y el denominado Campo Volcánico monogenético de Apan - Tezontepec en Hidalgo (García-Palomo et al., 2002). Es importante recalcar que la mayor parte del vulcanismo máfico concentrado en el sector oriental, se desarrolló durante el Cuaternario, en la Sierra de Chichinautzin (Estado de México, Morelos y Distrito Federal) y Apan (Hidalgo). Como prueba de este vulcanismo máfico pleistocénico se tiene a las estructuras de la Sierra de Tepeapulco, área de estudio del presente trabajo.

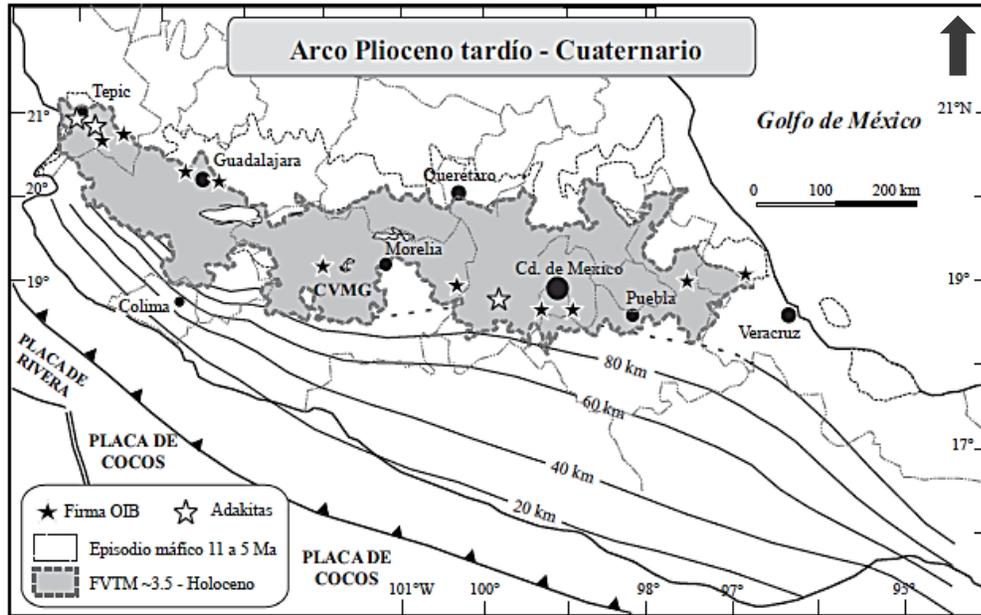


Figura 1.6 Se establece el arco volcánico actual, a partir de la migración del vulcanismo bimodal del arco anterior. Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

1.2 Características estructurales del sector oriental de la FVTM

En el sector oriental de la FVTM la deformación es menos clara que en los otros dos sectores, ya que es menos intensa (Ferrari et al., 2012). En su lugar sólo se observa el alineamiento de centros volcánicos cuyo emplazamiento en apariencia fue controlado por fracturas y/o fallas profundas de origen tectónico (López-Hernández, 2009). Los patrones de fracturamiento en la porción oriental no se reconocen con facilidad debido a que estos han sido cubiertos u oscurecidos por efectos exógenos y vulcanismo reciente, o porque no existió un patrón tectónico semejante para esta porción de la provincia (Gómez-Tuena, 2002). El sector oriental está delimitado al oeste por el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (NNW-SSE) y al este por el Macizo Ígneo de Palma Sola, en la costa del Golfo de México. Este sistema de fallas parece ser una barrera o división entre

bloques corticales con diferente evolución tectónica, cuyo basamento está asentado parcialmente sobre terrenos precámbricos agrupados dentro del micro-continente Oaxaquia, así como del terreno Mixteco del Paleozoico (Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Nance et al., 2006. Citados por Valadez-Cabrera, 2012). Como se ha mencionado, el sector oriental está caracterizado por el alineamiento de grandes estratovolcanes de dirección preferencial ~N-S (Pasquaré et al., 1987) pertenecientes a la Sierra Nevada (división de las cuencas de Puebla y México) y al Cofre de Perote-Pico de Orizaba, cuyo alineamiento agrupa las estructuras volcánicas Selva Negra, Las Cumbres, Pico de Orizaba, La Gloria y Cofre de Perote (Concha-Dimas et al., 2005).

Debido al riesgo sísmico, a las condiciones geohidrológicas, a problemas de subsidencia del terreno, al vulcanismo latente y a un sinnúmero de cuestiones de índole antrópico-ambiental, se han realizado diversos estudios geológico-estructurales en la Cuenca de México y sus alrededores. Así, se han efectuado estudios de diversos tipos en la Sierra Nevada, Sierra de las Cruces y la Sierra de Chichinautzin. Esta última sierra se ha emplazado a lo largo de fallas y fisuras que siguen una orientación preferencial ~E-W, las cuales se denominaron como el Sistema de Fallas La Pera-Tenango (Márquez et al., 1999a). Por su parte, la Sierra de las Cruces, orientada NW-SE y barrera geomorfológica entre las cuencas de México y Toluca, muestra tres principales direcciones de fallamiento N-S, NE-SW y E-W (García-Palomo et al., 2008). Estas mismas direcciones de fallamiento se han observado en la mayor parte del sector oriental de la FVTM. La región de Apan-Tezontepec se considera como la prolongación más al NE de la Sierra de las Cruces que presenta un patrón de fallamiento similar en dirección NE-SW.

1.3 Características estructurales de la región Apan

La región de Apan se encuentra al NE la Cuenca de México, la cual limita al norte con las Sierras de Pachuca y Tezontlalpan, al sur con la Sierra de Chichinautzin, al este con la Sierra Nevada, la Sierra de Calpulalpan y la Sierra del Tepozán, y al oeste con las Sierras de Monte Bajo y Las Cruces. Esta última cuenta con tres direcciones de fallamiento predominantes: N-S, E-W y NE-SW (García-Palomo et al., 2008), además de que tiene su prolongación más al noreste en el Campo Volcánico Apan-Tezontepec, donde predominan las fallas con orientación NE-SW (Apan-Tláloc, Tolcayuca, Texcoco, Tizayuca y posiblemente Tepeapulco). Estos sistemas de fallas podrían relacionarse con la Zona de Cizallamiento Tenochtitlan, que corresponde a un desplazamiento lateral sinistral activo durante el Mioceno (De Cserna et al., 1988). La cizalla está localizada entre Petatlán, Guerrero y la porción norte de la Cuenca de México (García-Palomo et al., 2008).

López-Hernández (2009) denomina a la prolongación al NE de la Sierra de las Cruces en la región de Apan como sistema de fallas Apan-Piedras Encimadas (NE-SW), la ST pertenece a dicho sistema (Figura 1.8). Este sistema desplaza regionalmente al sistema de fallas Tulancingo-Tlaxco (NW-SE) activo durante el Mioceno (López-Hernández, 2009). Las fallas del Sistema Apan-Piedras Encimadas, hacen de esta región un arreglo pilares y fosas asociadas donde la Sierra de Tepeapulco se encuentra dentro del graben de Apan (Figura 1.9), el cual está limitado por las fallas normales Apan-Tláloc al este y al oeste por la falla Cerro Gordo. Por lo tanto, es probable que las configuraciones de pilares y fosas tectónicas actuales correspondan a la reactivación de las fallas de rumbo izquierdas correspondientes al Mioceno (De Cserna et al., 1988), ya que cortan rocas andesíticas de esta edad. Estas fallas cambiaron su cinemática a normal, debido a un régimen extensivo tectónico durante el Cuaternario, lo que permitió el ascenso y emplazamiento de los magmas efusivos a lo largo de estas estructuras (Valadez-Cabrera, 2012). Un ejemplo de

ello es el emplazamiento de la Sierra de Tepeapulco, cuyos derrames se extienden fuertemente controlados en dirección NE-SW, incluso, varios de sus conos monogenéticos cuaternarios se encuentran abiertos en la misma dirección.

Al NE de la Sierra de Tepeapulco se localiza la subcuenca de Tecocomulco, ocupada por el lago del mismo nombre. Los lineamientos NE-SW que delimitan la fosa de Tecocomulco se proyectan hacia el SW hasta las sierras Nevada y Las Cruces y posiblemente más allá (Huizar-Álvarez et al., 2001).

Debido al entorno estructural anteriormente descrito, resulta ineludible relacionar el fallamiento con el vulcanismo que formó a la Sierra de Tepeapulco.

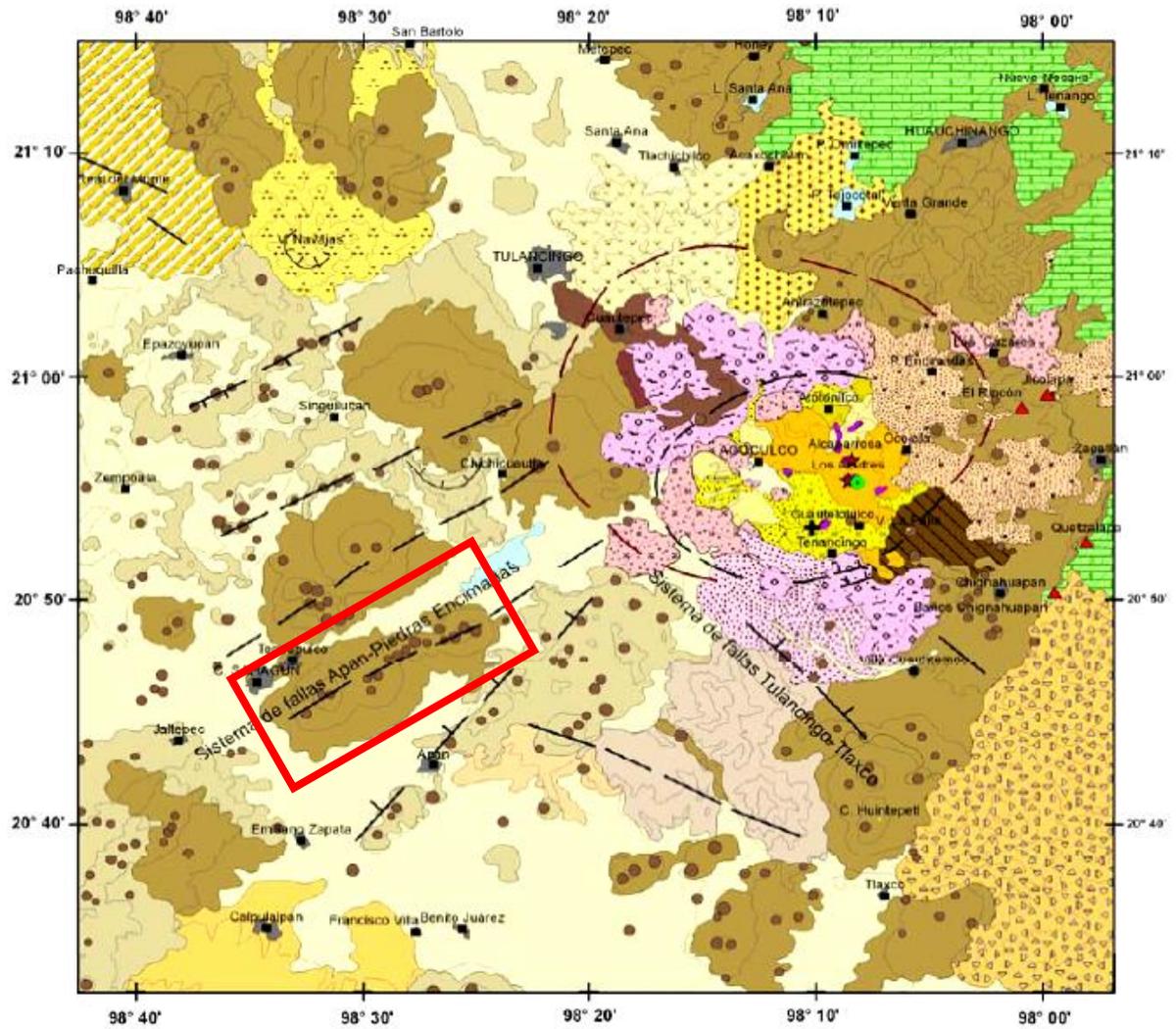
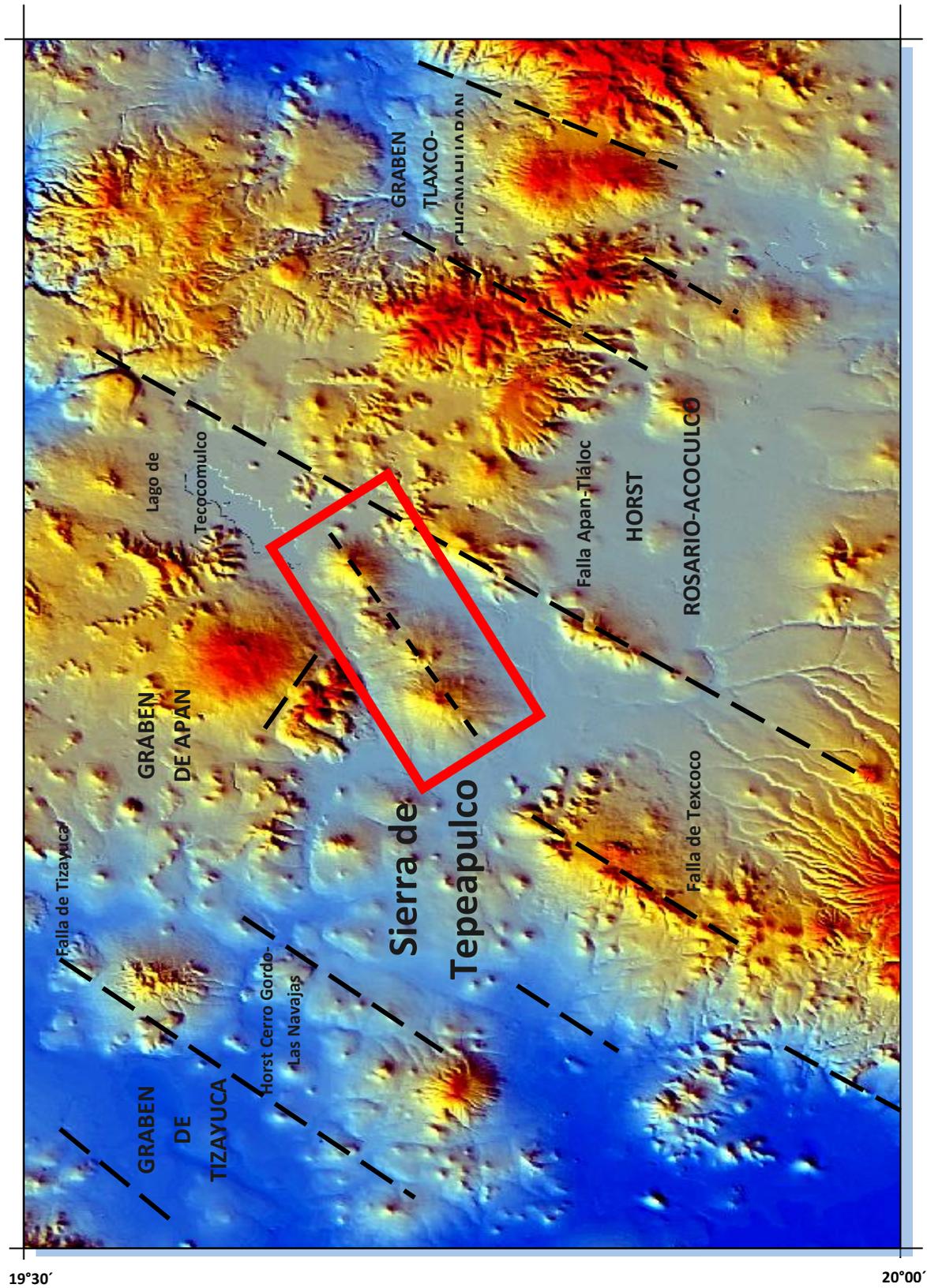


Figura 1.7 Sistema de Fallas Apan-Piedras Encimadas (NE-SW), relacionado con la Zona de Cizalla Tenochtitlan (De Cserna et al., 1988). Modificado de López-Hernández (2009). La Sierra de Tepeapulco se enmarca en rojo.

.00 °66

.00 °86



19°30'

20°00'

Figura 1.8 Modelo digital de elevación que muestra el marco estructural para la región de Apan, que muestra a la Sierra de Tepeapulco circunscrita en el Graben de Apan. Como se observa, la alineación preferencial de fallamiento NE-SW, hace un juego de pilares y fosas tectónicas asociadas.

1.4 Geología de la Sierra de Tepeapulco

En la zona de estudio no aflora el basamento profundo regional, pero se conjetura que pertenece al Terreno Oaxaquia (Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994), debido a su relativa cercanía con el Gneis Huiznopala, que aflora también en Hidalgo (Lawlor et al., 1999). No se han encontrado tampoco xenolitos derivados del basamento en la Sierra de Tepeapulco que pudieran indicar su posible relación, por lo que se asume la presencia de un basamento antiguo pero sin tener evidencias.

El basamento Mesozoico tampoco aflora en la zona de estudio, los afloramientos más cercanos son las rocas marinas ubicadas al NW de Tulancingo y oriente de Chignahuapan. En el área de Tulancingo-Acocolco, López Hernández (2009) describe la presencia de rocas marinas las cuales fueron afectadas posteriormente por intrusiones de granito, tonalita, diorita y diabasa con edades que varían entre 31 y 14.5 Ma (García-Palomo et al., 2002). Sobre las rocas marinas se depositó el conglomerado Texcoco (Oviedo de León, 1980) y posteriormente se emplazó todo el vulcanismo del sector oriental de la FVTM.

No existen trabajos de geología a detalle de la Sierra de Tepeapulco, pero si se han desarrollado trabajos de geología regional para el área de Apan-Tezontepec, nombrada así por García-Palomo et al. (2002), dentro de la cual se localiza la zona de estudio (Figura 1.10). La región de Apan está formada principalmente por alineaciones de sierras y llanos orientados NE-SW y que de acuerdo a algunos trabajos geofísicos forman un sistema de *horst* y *graben* con la misma orientación (Campos-Enríquez et al., 2003). En uno de estos llanos se encuentra el Lago de Tecocomulco, último relicto del antiguo sistema de lagos de la Cuenca de México, donde en los últimos años y debido al auge ambiental, se han realizado diversos estudios geohidrológicos, tefrocronológicos y limnológicos muy importantes. Valadez-Cabrera (2012) propuso que las rocas del CVXP

fueron emplazadas a través de dos eventos volcánicos principales. El primero se denominó como Evento Volcánico Inferior perteneciente al Mioceno, el cual produjo rocas andesíticas a riolíticas presentes en afloramientos aislados en la región y cuyos espesores pueden variar entre 850 y 1,000 m. Ejemplos de estas rocas son la Andesita Apan fechada en 13.5 Ma por García-Palomo et al. (2002) y que aflora al noreste y suroeste del municipio de Apan. La Andesita Apan conforma la base de lo que se conoce como la Sierra de Apan. Otras unidades miocénicas son la Ignimbrita Tetlapayac (López-Hernández, 2009) y la Unidad Riolítica Téllez-Peña Los Órganos (Núñez-Castillo, 2010). Esta última fue definida en primera instancia como Ignimbrita Matamoros por García-Palomo et al. (2002) y aflora al NNE de la Sierra de Tepeapulco y la cubren parcialmente rocas máficas del Plio-Pleistoceno.

Después de un *hiatus* que duró aproximadamente 7 Ma y que ha sido observado en otras áreas del sector oriental de la FVTM, se emplazó el Evento Volcánico Superior. Durante este evento se produjeron abundantes estructuras monogenéticas de composición máfica y algunas silíceas, así como una caldera (García Palomo et al., 2002; López-Hernández, 2009; Núñez-Castillo, 2010; Valadez-Cabrera, 2012). El vulcanismo parece haber iniciado con la instauración de la caldera de Acoculco, localizada noreste de la Sierra de Tepeapulco y que presenta edades de entre ~3 - 2.6 Ma y ~0.24 Ma. Sin embargo, el Evento Volcánico Superior está principalmente representado por la emisión de lavas y escorias volcánicas a través de diversos conos, volcanes escudo y lavas fisurales distribuidas en la región, las cuales parecen estar asociados con un sistema de fallas NE-SW. La composición de las lavas y escorias varía de basalto a andesita- basáltica y han sido descritas por diversos autores (De Cserna et al., 1987; García-Palomo et al., 2002; López-Hernández, 2009; Valadez-Cabrera, 2012).

Como se mencionará en los siguientes capítulos del presente trabajo, la Sierra de Tepeapulco está compuesta por estructuras monogenéticas de composición predominante de andesita-basáltica, emplazadas durante el Plio-Pleistoceno y las cuales cubren parcialmente a rocas volcánicas del Evento Volcánico Inferior. Es necesario remarcar también que se determinó la presencia de rocas de composición dacítica que conforman los domos Xihuingo y que Valadez-Cabrera (2012) fechó en 0.403 Ma (edad K-Ar), por lo que se puede ver que no todo el vulcanismo joven presenta una composición máfica.

Durante el Pleistoceno también comenzó el vulcanismo explosivo del complejo alineado ~N-S Tláloc-Telapón que pertenece a la Sierra Nevada y que se ubica al suroeste de las sierras de Apan y Tepeapulco. El vulcanismo inició hace ~1.8 Ma en la porción norte de la Sierra Nevada y continuo de manera casi continua a lo largo de ésta hasta el presente (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).

Este primer esbozo de las características geológicas que componen a las estructuras aledañas a la Sierra de Tepeapulco, con edades del Mioceno al Reciente, permiten observar la gran variedad de estructuras volcánicas de la región, así como su amplitud composicional.

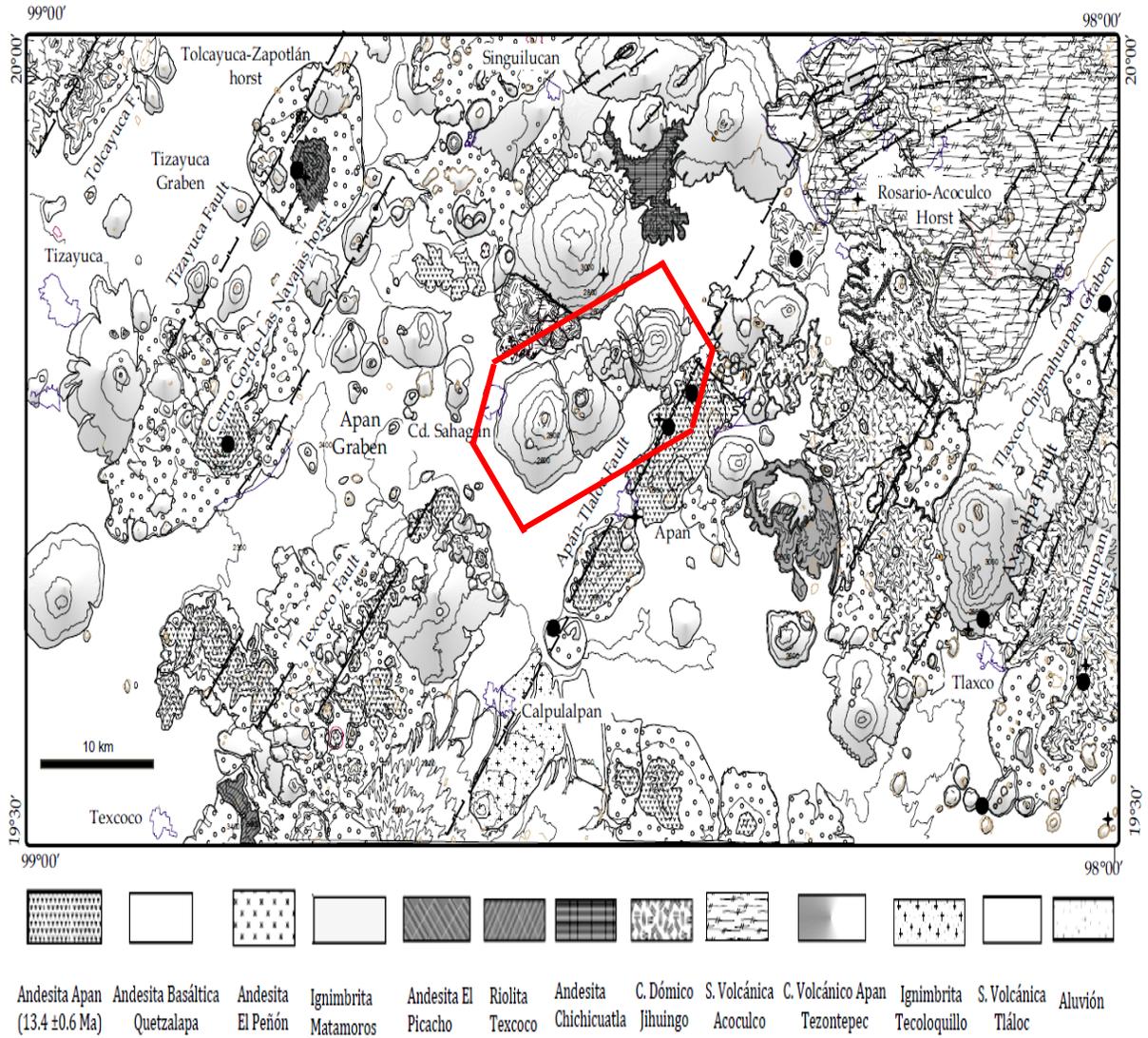


Figura 1.9 Unidades volcánicas para la Región de Apan. Modificado de García-Palomo et al. (2002). El marco rojo presenta la posición de la Sierra de Tepeapulco.

1.5 Antecedentes

Se compiló material bibliográfico de la zona de estudio, de las zonas circundantes y de la geodinámica asociada a la formación de la FVTM. También se sirvió de las cartas topográficas digitales e impresas escala 1:50,000 generadas por el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI), Fray Bernardino de Sahagún (E14-B12) y Apan (E14-B22), como base para la digitalización del nivel geológico del mapa y nivel de muestreo. Así mismo, se generó la proyección de los modelos digitales de elevación (MDE), descargados de la página del INEGI, con el programa ArcGIS 10. También, se utilizaron imágenes satelitales de Google Earth, para el establecimiento de contactos geológicos y reconocimiento de las direcciones de flujos de lava asociados al vulcanismo del área de estudio.

A continuación se resume de manera cronológica los principales estudios geológicos realizados en la Cuenca de México y región de estudio, así como el enfoque de cada uno de estos.

- Mooser (1963) resume la historia tectónica para la cuenca de México
- Negendank (1972) desarrolla aspectos geoquímicos en rocas volcánicas de la Cuenca de México.
- Marín et al. (1985) realiza la geología en el Valle de México con fines geohidrológicos
- Ledezma-Guerrero (1987) resume la geología de la Hoja Calpulalpan 14 Q-H (03) escala 1:100 000, que comprende parte de los estados de México, Tlaxcala, Puebla e Hidalgo. Menciona a la caldera Chichicauhtla y al complejo dómico El Jihuingo, localizado en las inmediaciones de Tepeapulco y Sahagún.

- Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) realizan la geología de la Cuenca de México con base en análisis estratigráficos, estructurales y petroquímicos.
- Huízar-Álvarez et al. (1998) realizan un estudio de hidrogeoquímica del agua subterránea de la subcuenca Apan-Tochac, situada en la parte nororiental de la cuenca de México.
- Huízar-Álvarez et al. (2001) realizan la evaluación hidrogeológica de la subcuenca de Tecocomulco en los estados de Hidalgo, Puebla y Tlaxcala, México, reconociendo dicha subcuenca corresponde a una fosa tectónica de orientación NE-SW.
- García-Palomo et al. (2002) son quienes han presentado el estudio más completo, de manera general, realizan dataciones radiométricas, estratigrafía, y geología estructural de la región de Apan, determinando que el vulcanismo aquí presente está controlado en gran medida por un sistema de fallas normales orientadas NE-SW y estructuras de fosas y pilares asociadas. Es por esta razón, que el presente trabajo tiene como base el estudio regional realizado por García-Palomo et al. (2002), quien reconoce la existencia de 13 unidades volcánicas (Figura 1.10) principales cuyo rango de edad varía del Mioceno al Reciente.
- López-Hernández (2009) realiza un estudio sobre la evolución volcánica de la caldera de Acoculco, al NE de Apan, uno de sus fechamientos de K-Ar están en un flujo de lava de andesita basáltica localizado dentro del área de estudio, del cual obtuvo una edad de 0.8 Ma (muestra AC-137, La Paila), además de fechar también la Ignimbrita Tetlapayac situada al SE de Apan, obteniendo una edad de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de 12.6 Ma.
- Núñez-Castillo (2010) desarrolló la cartografía geoquímica de la Sierra de Apan como parte del sistema de fallas Apan-Tlálloc, la cual se alinea al sur de Sierra de

Tepeapulco de manera casi paralela, ambas con dirección preferencial NE-SW. En su trabajo denominó a la Unidad Riolítica Téllez-Peña los Órganos o Ignimbrita Matamoros para García-Palomo et al. (2002), la cual está en contacto con el extremo NE de la Sierra de Tepeapulco, es sobreyacida discordantemente por lavas y conos cineríticos de lo que García-Palomo et al. (2002) denominó como campo volcánico Apan-Tezontepec (aproximadamente 1.5 Ma).

- Solana-López (2010) realiza la geología regional y petrogénesis del vulcanismo silícico de la región circundante a la ciudad de Tulancingo, interpreta la circunscripción mediante imagen satelital de una megaestructura semicircular denominada como caldera de Tulancingo por López-Hernández (2009) de 97 km de longitud en su eje mayor, a la parte del campo de Apan-Tezontepec estudiada en esta investigación, así como el semigraben de Tecocomulco y el complejo volcánico Xihuingo que limita al norte a la Sierra de Tepeapulco.
- Roy et al. (2012) estudian la estratigrafía y geoquímica de multielementos de una secuencia tefro-sedimentaria localizada al noreste de la cuenca de México, comparando la composición química con productos de estructuras volcánicas de los alrededores del área de estudio (Apan-Tezontepec, Acoculco, Huichapan, Sierra de las Cruces y Tlálloc) con el fin de identificar su posible fuente, en este marco, las tefras de composición basáltica a andesita-basáltica muestran composiciones similares a las rocas del campo monogenético Apan-Tezontepec, con edades entre 1.50 y 0.47 Ma.

Finalmente, Valadez-Cabrera (2012) lleva a cabo un completo estudio en lo que denomina como Campo Volcánico Xihuingo-La Paila (CVXP), dentro del cual se encuentra la Sierra de Tepeapulco. Realiza la caracterización petrográfica, geoquímica e isotópica, además de importantes fechamientos que serán utilizados en esta investigación.

Capítulo 2. INTRODUCCIÓN

2.1 Introducción

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) se puede dividir en tres sectores (occidental, central y oriental) de acuerdo con sus características estructurales y geológicas (Demant, 1978; Pasquaré et al., 1988). El sector oriental se caracteriza por presentar los estratovolcanes más altos de la Faja, los cuales tienen en general una alineación casi norte – sur. Este es el caso de la Sierra Nevada, que se compone de los estratovolcanes Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Este último se ubica sobre el frente volcánico reciente de la FVTM y se encuentra actualmente activo. Dentro de este mismo sector, al noroeste de la Sierra Nevada, se localiza la región de Apan, en el Estado de Hidalgo. Está compuesta por diferentes campos volcánicos monogenéticos cuyas edades van del Mioceno al Cuaternario. La distribución de las estructuras monogenéticas de esta región está controlada en gran medida por un sistema de fallas normales NE-SW $\sim 30^\circ$, que llegan a formar estructuras de fosas y pilares en el basamento (García-Palomo et al., 2002).

La región de Apan ha sido estudiada a escala regional por García-Palomo et al. (2002) y López-Hernández (2009), entre otros autores. Además, recientemente se han realizado trabajos geológicos, geoquímicos e isotópicos a detalle de diversas áreas de las regiones de Apan y Ciudad Sahagún, como parte de trabajos de tesis de licenciatura y maestría. Entre estos trabajos se tiene el de Valadez-Cabrera (2012) para el Campo Volcánico Xihuingo - La Paila (CVXP) y el de Núñez-Castillo (2010) para la Sierra de Apan, ambos ubicados en el sureste hidalguense. Entre el CVXP y la Sierra de Apan se encuentra una sierra compuesta por la alineación de volcanes escudo, conos monogenéticos cuaternarios y domos, que en el presente trabajo se nombró como Sierra de Tepeapulco

(ST), por localizarse en este municipio (además de Apan), al sureste del Estado de Hidalgo. De hecho, la etimología de la palabra Tepeapulco, proviene del náhuatl “junto al cerro grande”, en alusión al Complejo Dómico Xihuingo.

Las estructuras volcánicas de la Sierra de Tepeapulco muestran una orientación general NE-SW, similar a las del CVXP y la Sierra de Apan, por lo que resulta de gran interés determinar sus características geológicas, geoquímicas y estructurales con el fin de relacionarlas con las demás regiones volcánicas del sector oriental de la FVTM.

El presente estudio se centró en la caracterización geológica y geoquímica de la Sierra de Tepeapulco, en el cual se aporta una cartografía detallada de la sierra en cuestión, descripciones petrográficas de las principales unidades volcánicas presentes en ella y nuevos datos geoquímicos e isotópicos. Los trabajos realizados siguieron la misma línea de estudios efectuados sobre el CVXP y la Sierra de Apan, ya que forman parte de un mismo proyecto de investigación dirigido por personal del Instituto de Geofísica de la UNAM, cuyo responsable es el Dr. Raymundo G. Martínez Serrano. Los resultados de estos estudios permitirán aportar nueva información tectono-magmática sobre las relaciones que guardan estas regiones volcánicas del sureste del Estado de Hidalgo y el actual frente volcánico de la FVTM.

2.2 Justificación

Resulta difícil proponer modelos a escala regional que se acerquen a la naturaleza del comportamiento de la Faja Volcánica Trans-Mexicana como un todo. Entre los modelos más convincentes propuestos recientemente, basados en la recopilación de datos geológicos, geoquímicos y geocronológicos, se tienen los propuestos por Ferrari (2004), Gómez-Tuena et al. (2005) y Ferrari et al. (2012). Aunada a esta complejidad de la

dimensión, las conocidas peculiaridades intrínsecas de este arco magmático continental elevan la dificultad para su estudio. Es por ello, la importancia de efectuar investigaciones inductivas como la presente, en donde con estudios de geología, geoquímica e isotopía a detalle se puedan discernir procesos magmáticos locales con implicaciones regionales. Únicamente se cuenta con información regional publicada por García-Palomo et al. (2002) para la región de Apan y de López-Hernández (2009) para la región de Tulancingo y sus alrededores, ambos de gran importancia a nivel estratigráfico, estructural, geoquímico y geocronológico. Recientemente, Valadez-Cabrera (2012) realizó aportes petrográficos, geoquímicos e isotópicos, a lo que denominó como Campo Volcánico Xihuingo-La Paila (CVXP), lugar dentro del cual se encuentra parte del área de estudio, además de que efectuó algunos fechamientos importantes. No obstante, es necesario realizar más trabajos geológicos, geoquímicos e isotópicos a detalle, como el aquí propuesto para la Sierra de Tepeapulco, que permitirá aportar nueva información sobre el origen y evolución del magmatismo de este sector de la FVTM, así como su interacción magmática con rocas corticales de la región.

2.3 Objetivo General

Caracterizar petrográfica, geoquímica e isotópicamente (Sr y Nd) a las rocas volcánicas de la Sierra de Tepeapulco, con la finalidad de identificar el origen de los magmas generados y establecer su relación e interacción con las rocas corticales de esta parte del sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

2.3.1 Objetivos Específicos

- Determinar la composición y textura de las rocas volcánicas de la Sierra de Tepeapulco, para conocer algunos de los procesos magmáticos que han sufrido.

- Contribuir con nuevos datos geoquímicos (elementos mayores, traza y tierras raras) de las rocas volcánicas de la región en estudio para conocer el proceso geológico que dio origen a la Sierra de Tepeapulco.
- Proponer una posible interpretación mediante estudios isotópicos de Sr y Nd sobre el origen de los magmas aquí generados y algunos de sus procesos producidos para compararlos con los de la Sierra de Apan y el CVXP, lugares entre los cuales se localiza la Sierra de Tepeapulco.
- Elaborar un mapa geológico detallado de la Sierra de Tepeapulco con el uso de Sistemas de Información Geográfica para ubicar en tiempo y espacio a las unidades geológicas reconocidas en campo. Las unidades han sido nombradas de manera informal.

Capítulo 3. MARCO TEÓRICO

3.1 Petrografía

En cualquier estudio geológico la petrografía es una parte fundamental para determinar la composición mineral de una roca y clasificarla, así como para poder reconocer los procesos mediante los cuales se formó. En petrología de rocas ígneas las rocas se clasifican con base en su composición mineral en minerales esenciales y accesorios, y con base en su textura. La mayor parte de las rocas ígneas están formadas por los minerales formadores de roca, o esenciales, los cuales aparecen en un porcentaje mayor al 5 % y juntos conforman entre el 90 y 95 % de la roca. Por otro lado, los minerales accesorios son aquellos que no sobrepasan el 5 % de la composición, es decir, su presencia o ausencia no afecta significativamente la composición de la roca, sin embargo, la importancia de su existencia radica en que pueden ser indicadores de procesos magmáticos. Los minerales esenciales son los que dan el nombre principal a la roca, mientras que los accesorios son los que proporcionan la variedad (e.g. andesita de hornblenda).

La textura de una roca magmática refiere el tamaño, forma y ordenamiento de los cristales, los cuales están en función directamente de la etapa de enfriamiento de un magma o lava, por lo que el estudio de la textura revela información sobre el ambiente en el cual se formó la roca ígnea.

3.2 Geoquímica

3.2.1 Elementos Mayores (FRX)

Los elementos químicos que componen a una roca magmática se clasifican en mayores, menores y trazas. Como su nombre lo indica, los elementos mayores deben conformar la

mayor parte de la concentración de la roca (~98% del total de la roca), por lo tanto, su concentración individual debe de ser mayor al 1%. Los elementos menores están representados por los óxidos: P_2O_5 , TiO_2 y MnO , expresados en concentraciones de entre 0.1 al 1 %. En consecuencia, los óxidos de los elementos más abundantes en la corteza: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , MgO , más los menores TiO_2 , P_2O_5 y el MnO , conforman en geoquímica de rocas ígneas a los elementos mayores. La información que proporcionan estos elementos es simple, a diferencia de los elementos trazas, pero la importancia de su estudio radica en que tienen como objetivo fundamental caracterizar con base en la composición química a las rocas volcánicas. Además, los elementos mayores juegan un papel primario en procesos magmáticos como en la diferenciación magmática, al determinar el enriquecimiento o empobrecimiento de algún mineral dado, en los procesos magmáticos.

Los elementos mayores, así como algunos traza, fueron determinados por Fluorescencia de Rayos X. Esta técnica analítica consiste en la emisión de rayos X, los cuales se hacen pasar por un filtro para producir un haz primario monocromático el cual es enviado a la muestra para excitarla. Una vez que se irradia la muestra, ésta emitirá rayos X secundarios que pasarán por las máscaras de colimadores y los dirigirán hacia los cristales analizadores, donde se determinan las longitudes de onda de cada uno de los elementos presentes en la muestra (Figura 3.1). Finalmente, a través de la interpretación de la longitud de onda del espectro, se conoce que elemento está presente y, al medir su intensidad, conoceremos su concentración. Es importante mencionar que, previo a los análisis se debe de calibrar el equipo de acuerdo con los estándares preestablecidos para cada material que se desee analizar.

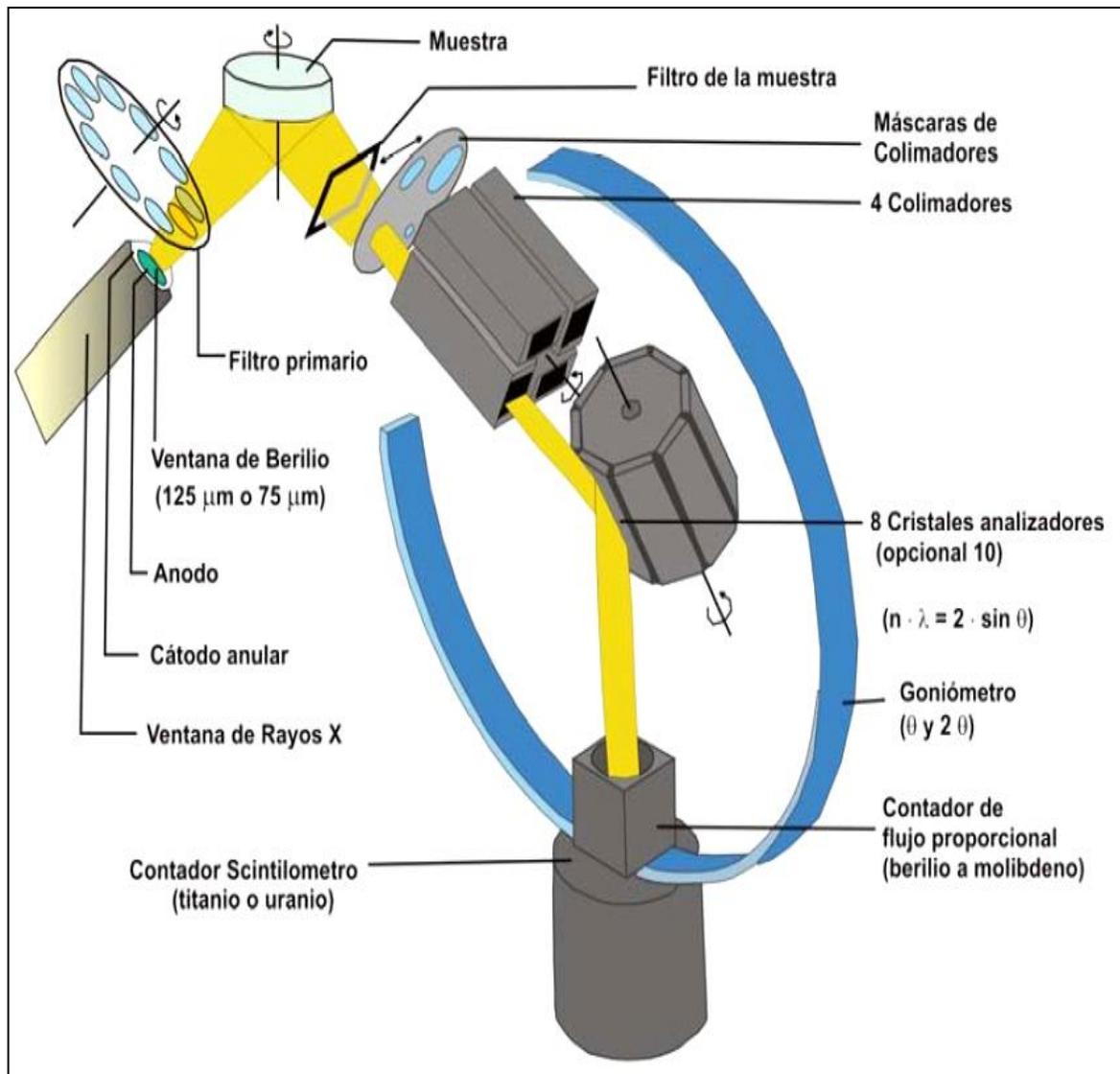


Figura 3.1 Imagen del funcionamiento del sistema interno del Espectrómetro secuencial de Rayos X SIEMENS SRS 3000 del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del LUGIS.

3.2.2 Elementos Traza (ICP-MS)

Aquellos elementos químicos cuya concentración es menor a 1,000 ppm, es decir, <0.1% en peso, se denominan elementos trazas, término que se utiliza principalmente en el campo de la petrología ígnea. Pese a su baja concentración, proporcionan información geoquímica y geológica de mayor proporción en relación con su abundancia (White, 2001). Generalmente, los elementos trazas no forman especies minerales por sí mismos, sin embargo, pueden sustituir a elementos mayores y menores en la estructura cristalina de los minerales formadores de roca, por sustitución isomórfica donde, de los distintos iones que compiten por entrar en la estructura, unos serán aceptados y otros serán rechazados. Los iones serán tanto mejor aceptados cuanto más próximo sean su radio iónico y electronegatividad con el elemento que van a sustituir (López-Ruiz, 1986).

La importancia de los elementos trazas radica en que pueden ser usados como indicadores de procesos petrogenéticos debido a que cuando el manto es fundido, estos elementos pueden mostrar preferencia por la fase sólida (mineral) o líquida (fundido), por lo tanto, son llamados elementos compatibles e incompatibles, respectivamente (Rollinson, 1993), de acuerdo a su comportamiento en un sistema magmático. Incluso, los elementos traza pueden, bajo ciertas circunstancias, servir para discriminar ambientes tectónicos (Rollinson, 1993). Lo que determina si un elemento es compatible o incompatible, es el coeficiente de partición o de distribución (D), el cual está influenciado por la presión y temperatura del sistema. Pero, la composición, tanto del fundido como del cristal es el factor que más influencia tiene (López-Ruiz, 1986). El coeficiente de partición se obtiene dividiendo la concentración de un elemento traza presente en un mineral dado (fase sólida o mineral), entre la concentración del mismo elemento en el fundido (fase líquida), $D = [C^{\text{mineral}} / C^{\text{fundido}}]_{\text{elemento}}$. Si el elemento traza en cuestión presenta un

coeficiente de partición >1 , decimos que éste tiene preferencia por el sólido durante la fusión parcial y cristalización fraccionada y lo llamamos compatible, de lo contrario, si el coeficiente es <1 , este elemento tendrá preferencia por el líquido durante la fusión y cristalización, y por lo tanto se le denominará incompatible.

Comúnmente los elementos incompatibles, los cuales se encuentran en bajas concentraciones en ciertos minerales en comparación con su concentración con el fundido, debido a sus radios iónicos grandes, diferente carga eléctrica o alto potencial de ionización, se subdividen según su relación valencia-radio iónico (potencial de ionización) o por la relación carga-radio iónico en:

- LILE o LIL (Large Ion Lithophile Elements). Elementos de radio iónico grande: son elementos de carga iónica baja y de radio iónico grande, con potenciales iónicos <2 , entre los que se incluyen elementos como Cs, Sr, Rb, K y Ba, que son altamente solubles en fluidos acuosos, además de las Tierras Raras ligeras (LREE). Estos elementos son relativamente más móviles que los HFSE.
- HFSE o HFS (High Field Strength Elements). Elementos de alto potencial de ionización: son elementos de carga iónica alta y radio iónico pequeño, con potenciales iónicos >2 , como el Sc, Y, Th, U, Hf, Ti, Nb y Ta, así como algunas Tierras Raras. Son poco solubles en fluidos acuosos y por lo tanto difícilmente serán lixiviados.

En conclusión, debido a que los elementos traza no afectan las propiedades físico-químicas de los minerales en las rocas, en tanto, su comportamiento, el enriquecimiento o empobrecimiento de éstos nos permite identificar ciertos procesos petrogenéticos.

Los elementos traza, dentro de ellos las tierras raras, fueron determinados por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). Esta técnica determina la

concentración de los elementos presentes en una solución líquida, mediante la medición de la relación carga/masa de los iones separados de la muestra. Para obtener iones atómicos o moleculares aislados de la muestra, se utiliza una fuente de alta energía térmica, como lo es una antorcha de plasma de gas argón. Una vez la muestra separada y ionizada, ésta se conduce hacia un analizador de masas el cual permite separar los diferentes iones de acuerdo a su masa y carga, para identificar el tipo de elemento y su concentración.

3.2.3 Tierras Raras (REE)

Los elementos traza pueden dividirse en compatibles e incompatibles de acuerdo a su comportamiento en un sistema magmático, pero también pueden ser divididos por su posición en la tabla periódica de elementos químicos, la cual está a su vez influenciada por sus características químicas afines. En geoquímica de rocas ígneas, resulta de gran importancia el estudio de los grupos: metales de transición (periodo 4 en la tabla periódica), el grupo del platino (PGE: Platinum Group Elements) y el grupo de las Tierras Raras (REE: *Rare Earth Elements*), siendo este último grupo el más utilizado en estudios petrogenéticos. Las Tierras Raras están conformadas por los elementos: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, y Lu, además del itrio (Y) en ocasiones incluido por presentar características similares; sus números atómicos van de 57 al 71 comenzando con el lantano y terminando con el lutecio, por lo que son conocidos químicamente como el grupo de los lantánidos. Este grupo muestra una configuración electrónica similar en el subnivel 4f, estado de oxidación 3+, a excepción de las anomalías del Ce⁴⁺ y Eu²⁺ (Figura 3.2). Este último elemento, con valencia de 2+, puede sustituir al calcio de las plagioclasas, ya que tiene un radio iónico semejante. En general, todas las

Tierras Raras se comportan como elementos incompatibles y son los elementos traza menos solubles, por lo que son inmóviles en soluciones acuosas. Además, este grupo tiene una característica muy especial conocida como contracción de los lantánidos, la cual consiste en que al aumentar su número atómico disminuye su radio iónico de manera sistemática (Figura 3.2). Este fenómeno es usado en geoquímica para estudiar la génesis de las rocas ígneas y descifrar algunos de sus procesos petrológicos (Rollinson, 1993) mediante el estudio del fraccionamiento de estos elementos.

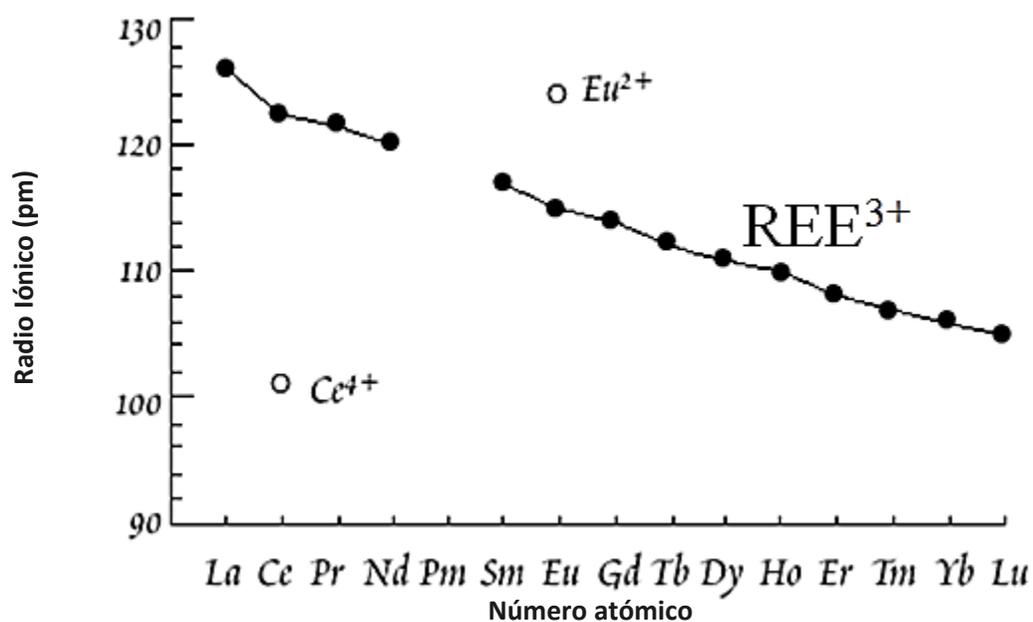


Figura 3.2 Diagrama de las Tierras Raras que muestra su comportamiento similar a excepción del Ce y Eu. Además, se muestra como a medida que el número atómico aumenta el radio iónico decrece de manera sistemática.

Las Tierras Raras se dividen en función de su número atómico en: Tierras Raras Ligeras (LREE: Light Rare Earth Elements) del La al Pm, Tierras Raras Medias (MREE: Medium Rare Earth Elements) del Sm al Ho y Tierras Raras Pesadas (HREE: High Rare Earth Elements) del Er al Lu. En ocasiones sólo se dividen en LREE (La-Eu) y HREE (Gd-Lu). Como antes se mencionó, en general, todas las Tierras Raras son elementos trazas

incompatibles, pero las HREE son menos que las LREE, ya que como es sabido, la compatibilidad aumenta de izquierda a derecha.

3.3 Isotopía

En geoquímica, la isotopía tiene dos áreas importantes de aplicación: en fechamientos de muestras de rocas y minerales y en la determinación de procesos petrogenéticos y origen de rocas magmáticas. En el presente estudio se determinaron las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$ y $^{143}\text{Nd}/\text{Nd}^{144}$, con la finalidad de determinar algunos procesos magmáticos y conocer el origen de las rocas generadas en la ST. Las relaciones de isótopos en un magma son características de la fuente de la cual fue extraído, estas relaciones permanecen sin alterarse durante subsecuentes eventos de fraccionamiento.

En primer lugar, todos los elementos tienen isótopos naturales. Un isótopo es un núclido o nucleído de un mismo elemento que se caracteriza por tener mismo número atómico pero diferente masa atómica, es decir, diferente número de neutrones. Los isótopos se dividen en estables y radiactivos, dependiendo de la estabilidad en su núcleo. Los radiactivos emiten energía cuando cambian a una forma más estable, lo que se conoce como decaimiento radiactivo. La energía puede ser liberada en forma de rayos α (núcleos de He), β (electrones o protones) o energía electromagnética. Al isótopo resultante se le llama isótopo radiogénico (Faure, 1986). Por otro lado, los isótopos estables no se originan a partir del decaimiento radiactivo de otro elemento, pero, al igual que los radiogénicos, proporcionan datos relevantes acerca del origen y procesos de materiales corticales. Los procesos químicos que sufren los magmas y minerales no distinguen a los diferentes isótopos de un elemento, ya que son químicamente iguales. Sin embargo,

debido a su diferencia de masas, son físicamente diferentes. La diferencia de masa entre un par de isotopos radiogénicos es tan pequeña, que no puede ser fraccionada por procesos controlados por equilibrio cristal-líquido. Por lo tanto, durante la fusión parcial, un magma tendrá las mismas características isotópicas que su fuente (Rollinson, 2003).

Los sistemas de decaimiento radiactivo que dan origen a los diferentes isótopos radiogénicos (isótopos hijo) se denominan isotopos padre o radiactivos. El estroncio tiene cuatro isótopos naturales, de los cuales solo el ^{87}Sr es radiogénico, cuyo isótopo padre es el ^{87}Rb ($-\beta$). Durante la cristalización fraccionada, generalmente el Sr sustituye al Ca (plagioclasa-apatito), mientras que el Rb permanece en la fase líquida aunque puede sustituir al K. Consecuentemente, la relación Rb/Sr del magma residual (magmas en la corteza) se incrementará gradualmente en el curso progresivo de la cristalización, mientras que en el manto se tendrán bajas concentraciones de Rb (Faure, 1986). Por otro lado, el Nd cuenta con siete isótopos naturales, de los cuales el ^{143}Nd es radiogénico, como producto del decaimiento del ^{147}Sm (α). El Nd se encuentra relativamente más concentrado que el Sm en los minerales (ferromagnesianos y granate) durante el curso de la cristalización fraccionada de un magma y como consecuencia, las rocas de la corteza tienen una relación menor de Sm/Nd que las rocas derivadas del manto superior.

Por lo tanto, de acuerdo con el modelo de diferenciación corteza-manto, cada reservorio tiene características isotópicas distintivas. La corteza continental tiene altas relaciones Rb/Sr, pero bajas relaciones Sm/Nd, mientras que el manto residual tiene relaciones complementariamente opuestas. Con el tiempo, estas relaciones padre-hijo pueden generar relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más altas que las primitivas, y así mismo, relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (ϵNd) más bajas en la corteza continental, y relaciones opuestas en el manto (Valadez-Cabrera, 2012).

DePaolo y Wasserburg (1976) en su modelo del Reservorio Condritico Uniforme (CHUR: Chondritic Uniform Reservoir), asumen que el Nd terrestre ha evolucionado en un reservorio uniforme cuya relación Sm/Nd es igual al de las condritas. Se toman las condritas porque se asume que la composición inicial de la Tierra sea condritica. La notación para representar estos datos isotópicos es ϵ_{Nd} , la cual corresponde a una desviación de 10^4 de la curva del CHUR, en donde el parámetro ϵ es una medida de la diferencia entre la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de una muestra o serie de muestras y un valor de referencia, en esta caso la condrita. Esto se expresa mediante la ecuación matemática:

$$\epsilon_{Nd}^i = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{SA}^{SA}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_i^{CHUR}} - 1 \right) \times 10^4$$

En donde: i =relaciones isotópicas iniciales, CHUR=Chondritic Uniform Reservoir y SA=muestra. CHUR actual=0.512638.

Es por esta razón que se puede conocer la cantidad de la proporción inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, si se conoce la edad de los diferentes conjuntos de rocas, con respecto del CHUR.

Capítulo 4. METODOLOGÍA

4.1 Localización y vías de acceso

La Sierra de Tepeapulco se localiza en la porción sureste del estado de Hidalgo, entre los municipios de Tepeapulco y Apan. Está delimitada por las coordenadas geográficas 19°42' a 19°50' de latitud norte y 98°23' a 98°35' de longitud oeste (Figura 4.1 parte inferior). Se encuentra en la provincia geológica de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), en su sector oriental (Figura 4.1 parte superior), que destaca por la presencia de los estratovolcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Telapón y Tláloc, que conforman la Sierra Nevada, la cual sigue una orientación ~N-S al igual que otros grandes estratovolcanes de México. El acceso a la zona de estudio se hace por la carretera federal 132 México-Tulancingo, después se toma la desviación de la carretera Pachuca-Cd. Sahagún, a la altura del Municipio de Zempoala, para acceder al municipio de Tepeapulco (Figura 4.2: puntos A-C). Otra opción para llegar, es tomar la misma carretera federal, que parte de la autopista de cuota México-Pirámides, desviarse en Otumba, y tomar la carretera Otumba-Sahagún (Figura 4.2: punto D), la cual atraviesa el Arco Norte a la altura de Xala (Edo. de México) y seguir hasta llegar a Cd. Sahagún y Tepeapulco, Hidalgo (Figura 4.2: puntos A-D-C).

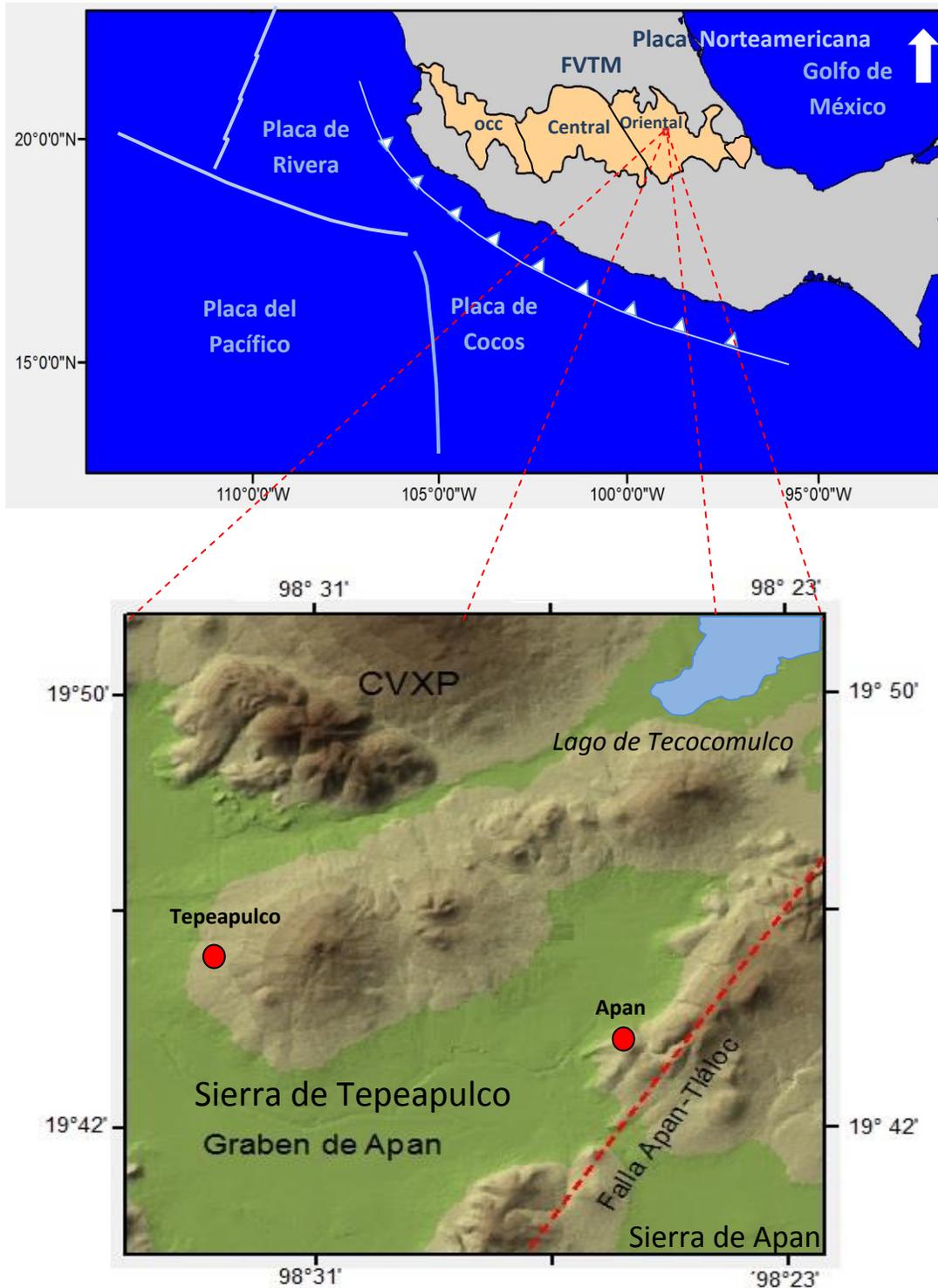


Figura 4.1 MDE de la Sierra de Tepeapulco que muestra su localización y su orientación subparalela a la Sierra de Apan (línea punteada roja), dentro del Graben de Apan. CVXP = Campo Volcánico Xihuingo-La Paila (Valadez-Cabrera, 2012). En la parte superior se presenta la ubicación de la región de Apan en el sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana y el entorno tectónico de México.

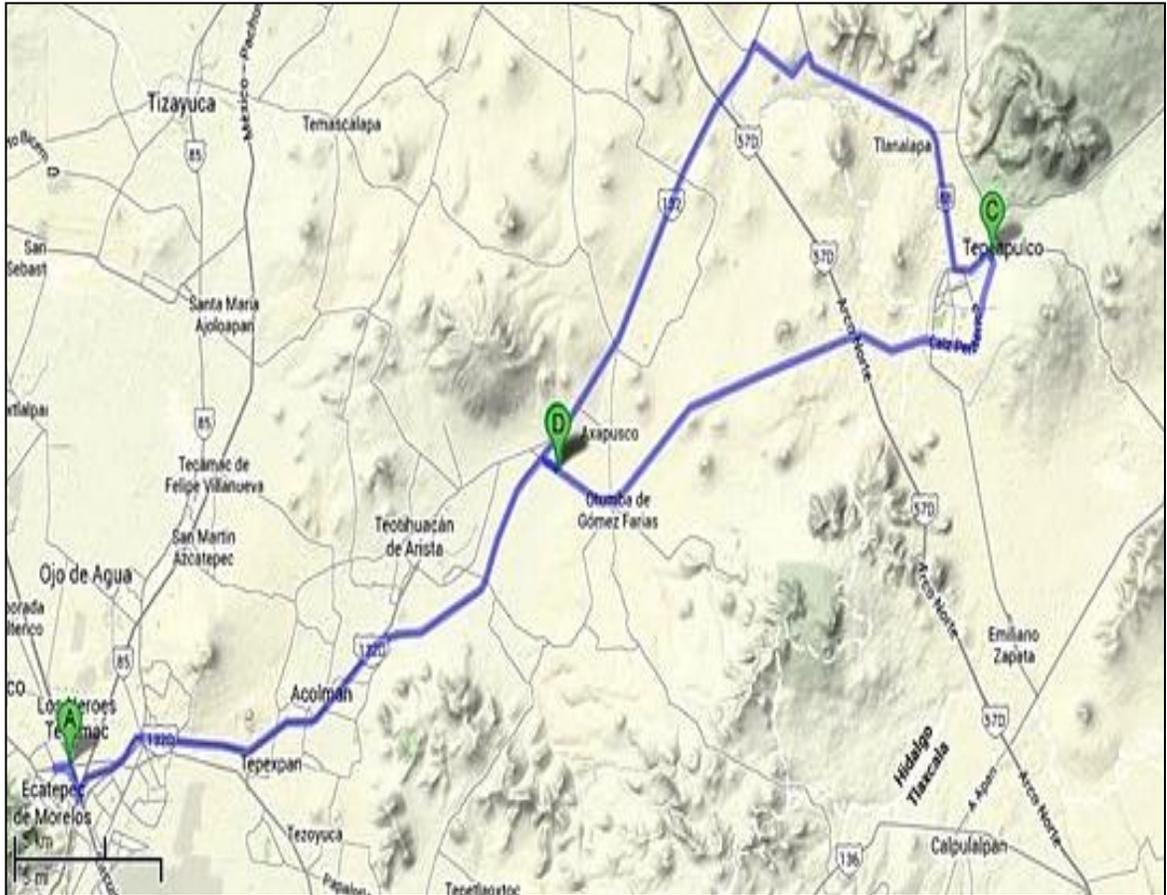


Figura 4.2 Trayectos desde la Ciudad de México a la zona de estudio en el mpio. de Tepeapulco, Hgo., que parte de la carretera federal 132 México-Tulancingo. Tomada de <https://maps.google.com/>. Rutas: A-C y ruta A-D-C.

4.2 Muestreo, Trituración y Pulverización

El trabajo de campo consistió en la realización de 5 salidas a la zona de estudio, durante las cuales se efectuaron descripciones de los afloramientos, toma datos estructurales, revisión de relaciones estratigráficas entre las diferentes unidades y estructuras volcánicas, y se tomaron muestras para estudios petrográficos y geoquímicos.

Cada punto de muestreo y afloramiento fue ubicado sobre las cartas topográficas, obteniéndose las coordenadas geográficas mediante el uso del Sistema de Posicionamiento Global (GPS). En cada afloramiento se efectuó la descripción

estratigráfica, estructural y textural de los materiales presentes. Así mismo, se tomaron muestras de rocas sanas las cuales fueron limpiadas, empaquetadas y marcadas para su ulterior procesamiento. Se tomaron un total de 21 muestras, de las cuales 18 fueron para descripciones petrográficas en un microscopio petrográfico Olympus BX-60. Catorce muestras para determinar las concentraciones de elementos mayores por medio de Fluorescencia de Rayos X, 10 para determinar las concentraciones de elementos traza por medio de ICP-MS, y en 6 de ellas se determinaron las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ por medio de un ICP-MS de ionización térmica (Triton-Plus de Thermo Scientific).

Las muestras de roca representativas de las unidades identificadas fueron seleccionadas, trituradas y pulverizadas para posteriormente analizarlas por el método de Fluorescencia de Rayos X (FRX) obtener las concentraciones de elementos mayores. Mientras que el método ICP-MS fue utilizado para la obtención de concentraciones de elementos traza, incluidas las Tierras Raras (REE). Parte del polvo de cada muestra fue utilizado en la determinación de las relaciones isotópicas de estroncio y neodimio por medio de Espectrometría de Masas. Las muestras fueron preparadas en el taller de molienda perteneciente al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la Universidad Nacional Autónoma de México y posteriormente enviadas al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología. Las muestras para REE se enviaron al Centro de Geociencias (CGEO) de la UNAM, ubicado en Juriquilla, Qro., y para medir las relaciones isotópicas, las muestras se analizaron en el LUGIS del Instituto de Geofísica de la UNAM. A continuación se describirá de manera sucinta cada una de las etapas llevadas a cabo a partir del muestreo.

Muestreo

Para ubicar la distribución de las diferentes unidades volcánicas, afloramientos y posición de las diferentes muestras, se utilizaron las cartas topográficas escala 1:50,000 Fray Bernardino de Sahagún (E14-B12) y Apan (E14-B22) generadas por el INEGI.

Se tomaron muestras representativas de rocas o productos piroclásticos (bombas volcánicas) con nula o escasa alteración, con el fin de efectuar descripciones petrográficas y estudios geoquímicos e isotópicos. Las lavas o bombas volcánicas representan una composición más fidedigna y consolidada de la fuente magmática de la cual proceden. En cada afloramiento encontrado se siguió una rutina descriptiva, la cual consistió en realizar descripciones geomorfológicas generales del sitio para posteriormente realizar un análisis sobre las relaciones estratigráficas de las diferentes unidades volcánicas encontradas, medir y/o estimar los espesores de las unidades, describir las características petrográficas en muestra de mano (megascópico) y finalmente, tomar muestras representativas de cada unidad, ubicarlas a través del uso de posicionador y en cartas topográficas existentes.

Se colectaron un total de 21 muestras que fueron extraídas con la ayuda de un marro de acero debido a su dureza, posteriormente fueron embaladas, etiquetadas y selladas para evitar posible contaminación.

Trituración y Pulverizado

Las muestras seleccionadas fueron fragmentadas de manera manual en el taller de molienda del LUGIS. Se seleccionaron 15 de las 21 muestras que se colectaron, ya que algunas de ellas fueron usadas solo para comparación y observación en el microscopio

binocular. Las muestras elegidas se descostraron quitando las partes superficiales, amígdalas y vetillas. Los fragmentos de roca fresca, fueron fragmentados con un marro de acero sobre una placa de acero en fragmentos de aproximadamente 2 cm de longitud (Figura 4.3). Esto con el fin de evitar su contaminación con otro material. El volumen aproximado que se fragmentó para las rocas de textura afanítica es equivalente a 1 kg (Figura 4.3). De los fragmentos descostrados se tomó una parte para obtener una lámina delgada y otra se almacenó como testigo para cualquier revisión posterior.



Figura 4.3 Ejemplo de la fragmentación de muestras de lava realizado de manera manual, cuyos tamaños son menores a 2 cm. Equivalente a 1 kg de muestra.

Los fragmentos de roca de cada muestra fueron lavados con agua desionizada y cepillo de cerdas suaves de plástico para eliminar polvo y posible materia orgánica, después fueron secados a temperatura ambiente en un lugar libre de contaminación.

La pulverización se llevó a cabo bajo estrictas normas de limpieza en un pulverizador vibratorio marca BICO que utiliza un mortero de anillos de acero (Figura 4.4a). El proceso consiste en colocar primero algunos fragmentos de roca, previamente lavados y secados, entre los anillos del mortero para contaminarlo con la muestra que se está preparando

(Figura 4.4b). Estos fragmentos se pulverizan unos cuantos segundos y el polvo obtenido es desechado. Enseguida, el mortero es rellenado con fragmentos de la misma muestra en cantidad significativa. La pulverización total de cada porción de muestra toma entre 70 y 90 segundos, dependiendo de la dureza de la roca. La muestra bien pulverizada debe de tener una textura parecida a la del talco, es decir, el tamaño de partícula debe ser $<75 \mu$ (Figura 4.4c). Este polvo fino es reembolsado cuidadosamente para evitar su contaminación.

Es importante mencionar que entre cada muestra procesada se deben de lavar minuciosamente el mortero y los anillos de acero con agua y jabón, después enjuagarlos con agua desionizada y finalmente secar todo con aire comprimido. Este proceso se repitió para las 15 muestras seleccionadas.

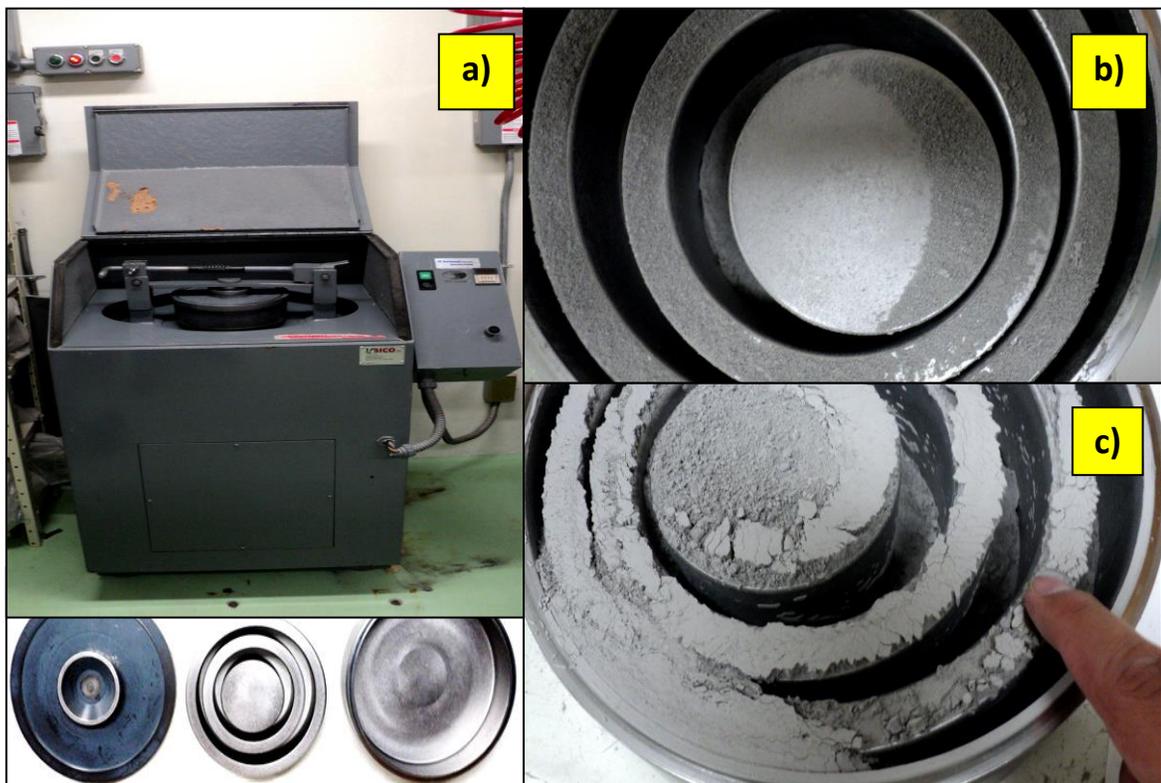


Figura 4.4 Pulverización de las muestras, **a)** pulverizador vibratorio de anillos de acero marca BICO, **b)** contaminación del mortero y anillos con la muestra por procesar, **c)** textura de talco alcanzada.

Con el fin de obtener muestras representativas y homogeneizadas para los estudios geoquímicos e isotópicos de las rocas pulverizadas, se utilizó el método del cuarteo. Este consiste en mezclar eficientemente, al menos cuatro veces, la muestra pulverizada (Figura 4.5a). La muestra ya mezclada se divide en cuatro partes, de las cuales tres partes se regresan a la bolsa de plástico y el cuarto restante se vuelve a mezclar otras cuatro veces. De aquí se tomará una muestra de ~10 g de polvo para los análisis por Fluorescencia de Rayos X y dos muestras de aproximadamente 0.12 g para los análisis por ICP-MS y para isotopía de Sr y Nd (Figura 4.5b y c). También se toman muestras para análisis por duplicados o réplicas. Como en todas las etapas de laboratorio, la limpieza es fundamental, se debe de lavar con agua desionizada la espátula que se utiliza para mezclar y cuartear la muestra y limpiar la mesa de trabajo entre cada muestra cuarteada. Finalmente, las muestras fueron embolsadas y/o enfrascadas y etiquetadas para su análisis.

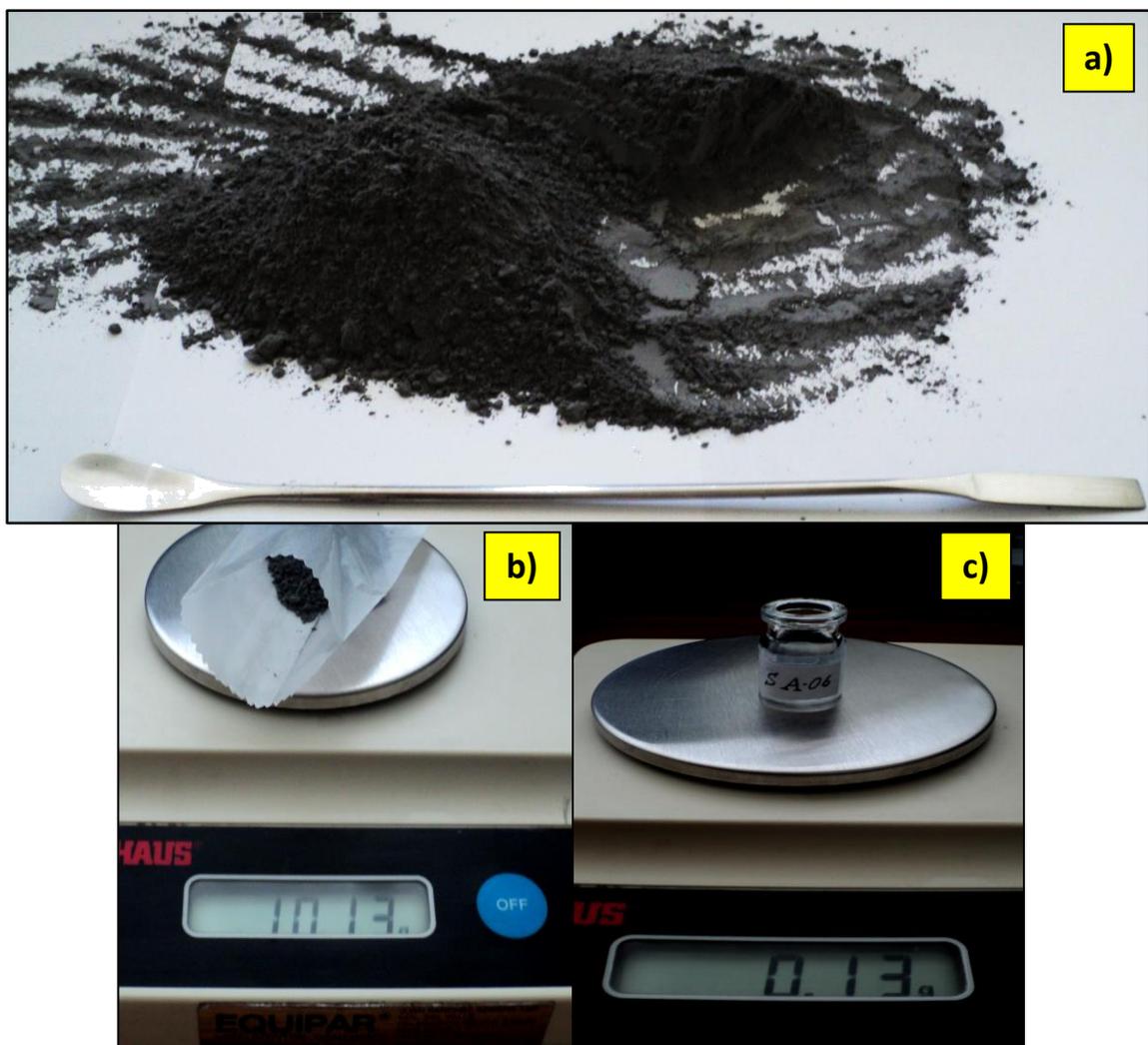


Figura 4.5 a) Mezclado y homogeneización de la muestra pulverizada, llevado a cabo en cuatro ocasiones (método del cuarto), b) pesado en balanza microanalítica de ~10 g de muestra pulverizada para el análisis de elementos mayores, y c) pesado en balanza microanalítica de ~0.12 g de polvo de 2 muestras para el análisis de elementos trazas y para isotopía de Sr y Nd.

4.3 Análisis por Fluorescencia de Rayos X (FRX)

La técnica de Fluorescencia de Rayos X permite efectuar la determinación de las concentraciones de elementos mayores, representados en forma de óxidos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) y las concentraciones de algunos elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb).

Los resultados químicos obtenidos de roca total permiten obtener la clasificación química y determinar algunos procesos magmáticos que formaron los minerales de dichas rocas. Esta técnica permite realizar análisis cualitativo y cuantitativo de la mayoría de elementos químicos, a excepción de aquellos elementos cuyo número atómico sea menor que el del Sodio (11). El análisis por Fluorescencia de Rayos X es una técnica multielemental no destructiva, es decir, puede procesar la lectura de varios elementos químicos sin dañar la muestra. Se puede determinar la concentración de un elemento desde 100% en peso hasta algunas partes por millón (ppm).

Para el estudio de la Sierra de Tepeapulco se analizaron 14 muestras para determinar la concentración de elementos mayores en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM. La preparación de las muestras pulverizadas siguió los siguientes pasos.

La determinación de las concentraciones de elementos mayores se obtiene mediante la preparación de muestras fundidas (perlas), las cuales se obtienen al mezclar 1g de la muestra en polvo con 9 g de una mezcla fundente a base de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - LiBO_2 . Esta mezcla se vacía a un crisol de Pt y Au y se agregan 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250g/L, esto para favorecer que la perla formada se desprege durante el proceso de enfriado. Posteriormente, la mezcla se calienta a 1,100°C para obtener dicha perla. Para obtener una cuantificación más exacta de los elementos mayores, es necesario obtener la pérdida por calcinación (PXC), que no es más que la cantidad de materia que se pierde por calcinar una sustancia (e.g. agua intersticial y materia orgánica). Para ello se utiliza 1 g exacto de la muestra de roca en polvo, el cual se va a calentar a 1000°C durante una hora, en un crisol de porcelana. Enseguida, la muestra calcinada se deja enfriar lentamente a temperatura ambiente para obtener el peso

calcinado mediante la expresión matemática (%) $PXC = (\text{peso en seco inicial} - \text{peso calcinado}) \times 100$. Los errores analíticos en la determinación de las concentraciones de los elementos mayores varían entre el 4 y 5%.

4.4 Análisis por ICP-MS

Se determinó la concentración de elementos traza (incluidas las Tierras Raras) de 11 muestras de roca del área de estudio. Estos análisis se realizaron mediante la aplicación de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ICP-MS), en el Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio del Centro de Geociencias de la UNAM, donde se utilizó un instrumento de marca Thermo Series XII. Esta técnica analítica, muy versátil y útil en petrología ígnea, permite el análisis cuantitativo multielemental preciso (límites de detección de 0.005-1 ppb) y rápido de elementos traza. A continuación se describirá brevemente el protocolo que se siguió para el tratamiento de las muestras de roca del área de estudio y obtener las soluciones líquidas listas para su análisis en el ICP-MS.

En primer lugar, las muestras en polvo son pesadas (0.12 g) en una microbalanza de alta precisión y se agregan dos gotas de agua desionizada para no dispersar la muestra. Posteriormente, se realiza la digestión ácida de cada muestra en una campana de extracción de flujo, los ácidos que se utilizan son 1 ml de HF (ácido fluorhídrico) concentrado, más 0.5 ml de HNO_3 8M (ácido nítrico al 50%). La mezcla del polvo y los ácidos agregados se calientan a 100°C durante una noche. Después, se dejan evaporar los ácidos hasta obtener una pasta, a la cual se le agrega posteriormente 2 ml de HNO_3 8M y 2 ml de agua ultrapura y después se calienta todo a 100°C . Se añade una solución estándar para aforar cada muestra y posteriormente se diluye en una relación 1:2000 para

obtener concentraciones adecuadas dentro de los límites de detección del instrumento. Se añade una solución estándar interna (ISS). Para preparar 4 litros de ISS que servirán para aforar cada una de las muestras hasta 100 ml; se necesitan 3,949 ml de agua desionizada, 50 ml de HNO₃, 400 µl de solución de Ge, 200 µl de solución de In, 200 µl de solución de Tm y 200 µl de solución de Bi. La solución diluida con cada muestra se vuelve a pesar cuidadosamente y se afora a 100 ml para homogenizar y tomar la lectura en el ICP-MS. Es importante mencionar que el equipo se tiene que calibrar con estándares internacionales de concentraciones conocidas y certificadas, para lo cual, en este estudio, se utilizaron los siguientes: BCR-2, BHVO-2, JB-2, JR-1, ZZ y AGV-2. Los errores analíticos en la determinación de las concentraciones de los elementos traza son cercanos al 10%.

4.5 Determinación de relaciones isotópicas de Sr y Nd

Para el área de estudio se determinaron 12 relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de seis muestras representativas de rocas volcánicas, con la finalidad de conocer el origen del magma aquí generado. Las muestras fueron procesadas químicamente en el LUGIS del Instituto de Geofísica siguiendo el protocolo del Laboratorio de Química Ultrapura (LUGIS, 2000). La medición de las relaciones isotópicas se llevaron a cabo en un espectrómetro de masas de ionización térmica marca Triton Plus de Thermo Scientific, equipado con un sistema de nueve colectores Faraday y una fuente de doble filamento de renio.

A continuación se describe brevemente el proceso de preparación previo para la separación del Sr y Nd, resumido en tres pasos principales: 1. Pesado, 2. Lixiviado y 3.

Digestión ácida:

1. Cada muestra en polvo fue pesada (0.12 g) en una microbalanza de alta precisión, para lo cual se pesa una bomba de teflón de 15 mL, vacía (sin estática) con tapa. Después se agrega la muestra y se vuelve a pesar, y el peso neto se obtiene de la diferencia entre la bomba vacía y con muestra (Figura 4.6a).
2. Con la finalidad de eliminar el Pb externo, que no le pertenece a la muestra, se lleva a cabo el lixiviado de ésta al agregar de 5 a 7 ml de HCl 6N y enseguida se calientan durante ~1 hr a 100°C. Después, cada muestra se enjuaga con agua desionizada y finalmente se evapora totalmente para ser pesada-nuevamente (Figura 4.6b).
3. La digestión ácida consiste en atacar con ácidos las muestras para ponerlas en solución y posteriormente, obtener soluciones concentradas de Sr y Nd listas para las mediciones isotópicas. Para ello se agrega ~1 ml de HNO₃ 8N y ~5 ml de ácido fluorhídrico (HF) al 40% a cada bomba de teflón con la muestra. Se tapan y se dejan reposar sobre las parrillas de calentamiento (a ~80° - 90° C) durante al menos 48 horas, o hasta que la muestra se haya disuelto completamente. Después, las bombas se destapan y se evaporan el HF y el HNO₃ a la misma temperatura de digestión. El resultado es una pasta blanquecina compuesta por fluoruros (SiF₄) (Figura 4.6c), los cuales se eliminan al calentar las muestras tapadas con ~5 ml de HCl 6N. Una vez terminado este paso, se destapan nuevamente las muestras hasta evaporarlas completamente y obtener una pasta amarillenta compuesta por cloratos. Por último, se disuelve la anterior pasta con ~4 ml de HBr 1N, sobre una placa de calentamiento, hasta obtener su evaporación final.

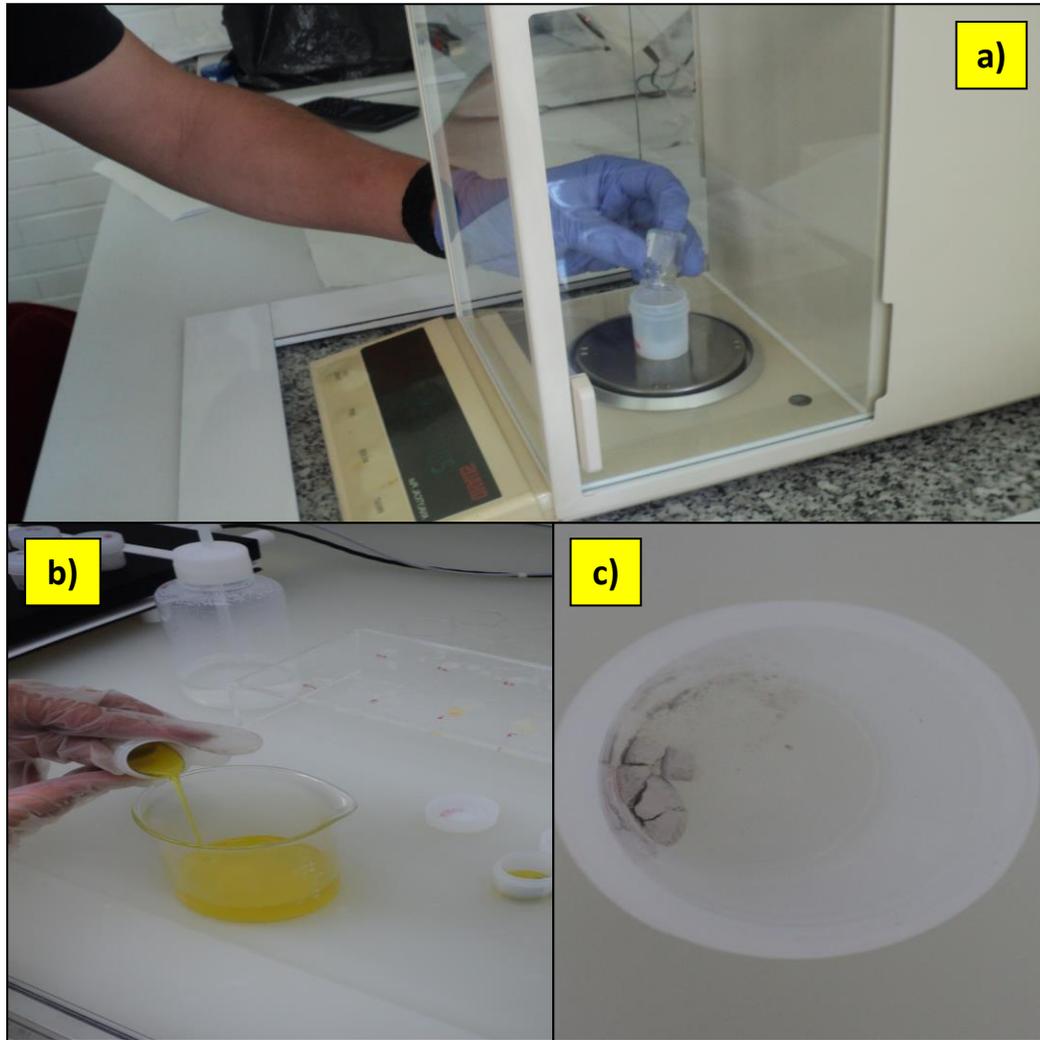


Figura 4.6 a) pesado, b) lixiviado, y c) digestión ácida. Muestras preparadas en el LUGIS con base en el manual del laboratorio (LUGIS, 2000).

Separación del Sr y Tierras Raras (REE)

Una vez que se cuenta con las muestras ya digeridas, de acuerdo a lo descrito anteriormente, se procede a la separación de los diferentes elementos químicos.

En este caso se realiza la separación de las Tierras Raras y el estroncio en columnas de intercambio iónico. Estas columnas son de cuarzo de 17.5 cm de alto, con radio interno de 0.9 cm y 16 cm de altura de relleno de resina catiónica-(Figura 4.7a). A continuación se describe el protocolo seguido para la separación de estroncio bajo las indicaciones del manual interno (LUGIS, 2000) (Tabla 4.1).

Las soluciones recuperadas con Sr se ponen a secar bajo luz infrarroja (Figura 4.7b) hasta poderse verter en vasos de 2 ml, los cuales se calientan nuevamente hasta la evaporación total. De esta manera, las muestras de Sr quedan listas para cargar sobre los filamentos del espectrómetro de masas y determinar las relaciones isotópicas.

Tabla 4.1 Protocolo para la separación de Sr y REE. Tomado del manual interno del LUGIS (2000).

Preparación de muestras:	Diluir la muestra en 1.5 mL de HCl 2N y dejarla sobre la parrilla de calentamiento durante media hora.
Preparación de columnas:	Acondicionar la resina con 30 mL de HCl 2N. Sacar la muestra con una pipeta Pasteur y colocarla directamente sobre la resina. Pipetear 4 veces con 1 mL de HCl 2N y dejar asentar cada vez. Agregar 16 mL de HCl 2N y dejar pasar totalmente.
Separación de Sr y Tierras Raras:	Agregar 160 mL de HCl 2N. Agregar 10 mL de HCl 6N. Colocar vasos de teflón con capacidad de 250 mL bajo las columnas Agregar 15 mL de HCl 6N y recuperar la solución con Sr. Agregar 10 mL de HCl 6N. Agregar 25 mL de HCl 6N y recuperar la solución con las Tierras Raras.
Limpieza de columnas:	Agregar 120 mL de ~HCl 6N y esperar hasta que pasen totalmente.

Separación del Nd

Posterior a la separación de Sr y Tierras Raras, la separación de Nd se realiza de manera similar, pero en columnas de menores proporciones: radio interno de 0.4 cm y 7 cm de altura de la resina. Por lo tanto, también la muestra recuperada de las columnas es evaporada totalmente bajo las campanas con luz infrarroja, en bombas de teflón de 2 mL (Figura 4.7b). En la Tabla 4.2 se resume el protocolo para la separación del Nd de acuerdo al manual interno del LUGIS (2000).

Una vez que las muestras se han llevado a la sequedad total, están listas para ser cargadas en los filamentos de renio del espectrómetro de masas y ser leídas.

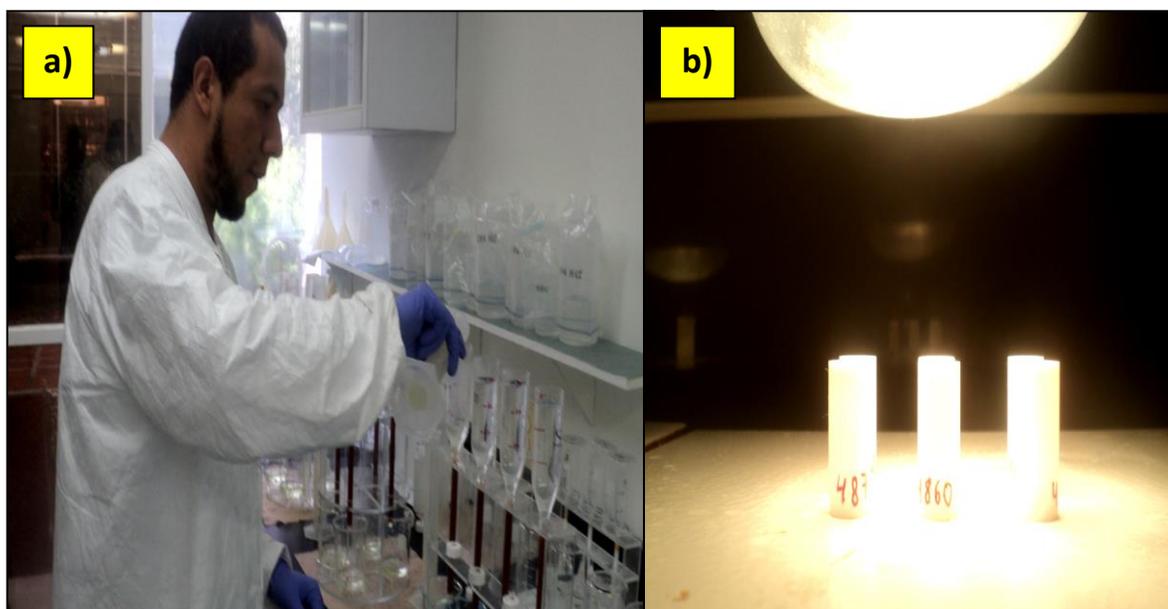


Figura 4.7 a) Columnas de intercambio catiónico donde se separa el Sr y grupo de las Tierras Raras (REE), y **b)** evaporación total de muestras en bombas de 2 mL.

Tabla 4.2 Protocolo para la separación de Sm y Nd, hasta la separación de Nd, no se separó Sm. Tomado del manual interno del LUGIS (2000).

Preparación de las muestras:	Disolución de la muestra en 200 μ L de HCl 0.18N.
Preparación de las columnas:	Acondicionar la resina 2 veces con 5 mL de HCl 0.18N. Sacar la muestra con una pipeta Pasteur y colocarla directamente sobre la resina dejándola asentar. Pipetear 4 veces 200 μ L de HCl 0.18N y dejar asentar cada vez.
Separación del neodimio (Nd):	Agregar de 5-12 mL (dependiendo la columna) de HCl 0.18N. Agregar de 3 a 5 mL de HCl 0.18N y recuperar la solución con Nd (algunas columnas utilizan el HCl 0.4N para la recuperación del Nd).
Limpieza de columnas:	Agregar 10 mL de HCl ~6N y esperar a que bajen por completo.

Capítulo 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Geología de la Sierra de Tepeapulco

En el presente capítulo se presentarán las principales características geológicas y estratigráficas encontradas en los trabajos de campo realizados en la Sierra de Tepeapulco. Es importante mencionar que de acuerdo con los resultados regionales obtenidos por García-Palomo et al. (2002), la Sierra de Tepeapulco forma parte de la unidad Campo Volcánico Apan-Tezontepec, de la cual se tienen cinco fechamientos K-Ar: 1.5 ± 0.07 Ma (Cantagrel y Robin, 1979), 0.8 ± 0.2 Ma (López-Hernández y Hernández-Castillo, 1997) y 0.47 ± 0.07 Ma (Carrasco-Núñez et al., 1997), todos citados por García-Palomo et al. (2002), pero además se tiene uno de 0.872 ± 0.022 Ma (Volcán escudo La Paila) y otro más en el Complejo Dómico Xihuingo de 0.403 ± 0.011 Ma (Valadez-Cabrera, 2012). Dado que los fechamientos que dieron 0.8 ± 0.2 Ma y 0.872 ± 0.022 (realizados por López-Hernández y Hernández-Castillo, 1997 y Valadez-Cabrera, 2012) fueron obtenidos de un volcán escudo reciente (La Paila) y muy próximo a la ST y a que los volcanes escudo que componen a esta sierra presentan una geomorfología y composición muy similares, se puede proponer que éstos tendrían edades similares o más recientes.

En la Figura 5.1a se presenta un corte geológico esquemático regional para el Estado de Hidalgo, donde se presenta la distribución de eventos volcánicos ocurridos durante el Mioceno. Aquí se incluye la posición que tendría la Unidad Andesita San Jerónimo. Durante este período se formaron domos andesítico-dacíticos aislados, flujos de lava asociados y depósitos piroclásticos de tipo ignimbritas, según estudios previos de López-Hernández (2009) y Valadez-Cabrera (2012).

La Figura 5.1b contiene un perfil esquemático de dirección NE-SW, misma orientación que la Sierra de Tepeapulco, que permite presentar la distribución de los eventos volcánicos ocurridos durante el Pleistoceno. En este caso se determinó la formación o emplazamiento de volcanes escudo principalmente y conos monogenéticos de composición andesítica basáltica. Durante este período se emplazó también el complejo de domos dacíticos Xihuingo, ubicado al NNW de la Sierra de Tepeapulco (Valadez-Cabrera, 2012).

En el presente trabajo se hará también una breve descripción de algunas unidades como son la Andesita Apan e Ignimbrita Téllez-Los Órganos (unidades correspondientes a la Sierra de Apan) de edad miocénica, así como de las unidades Complejo Dómico Xihuingo y del volcán escudo La Paila (unidades correspondientes Campo Volcánico Xihuingo-La Paila), cuyas edades comprobadas son del Pleistoceno, debido a que afloran dentro del área de estudio del presente trabajo y guardan diferentes relaciones estratigráficas.

La descripción de las unidades volcánicas identificadas en el área de estudio se hará de la más antigua a la más reciente y los nombres asignados a las unidades se realizaron de manera informal con el fin de tener un orden en las descripciones geológicas.

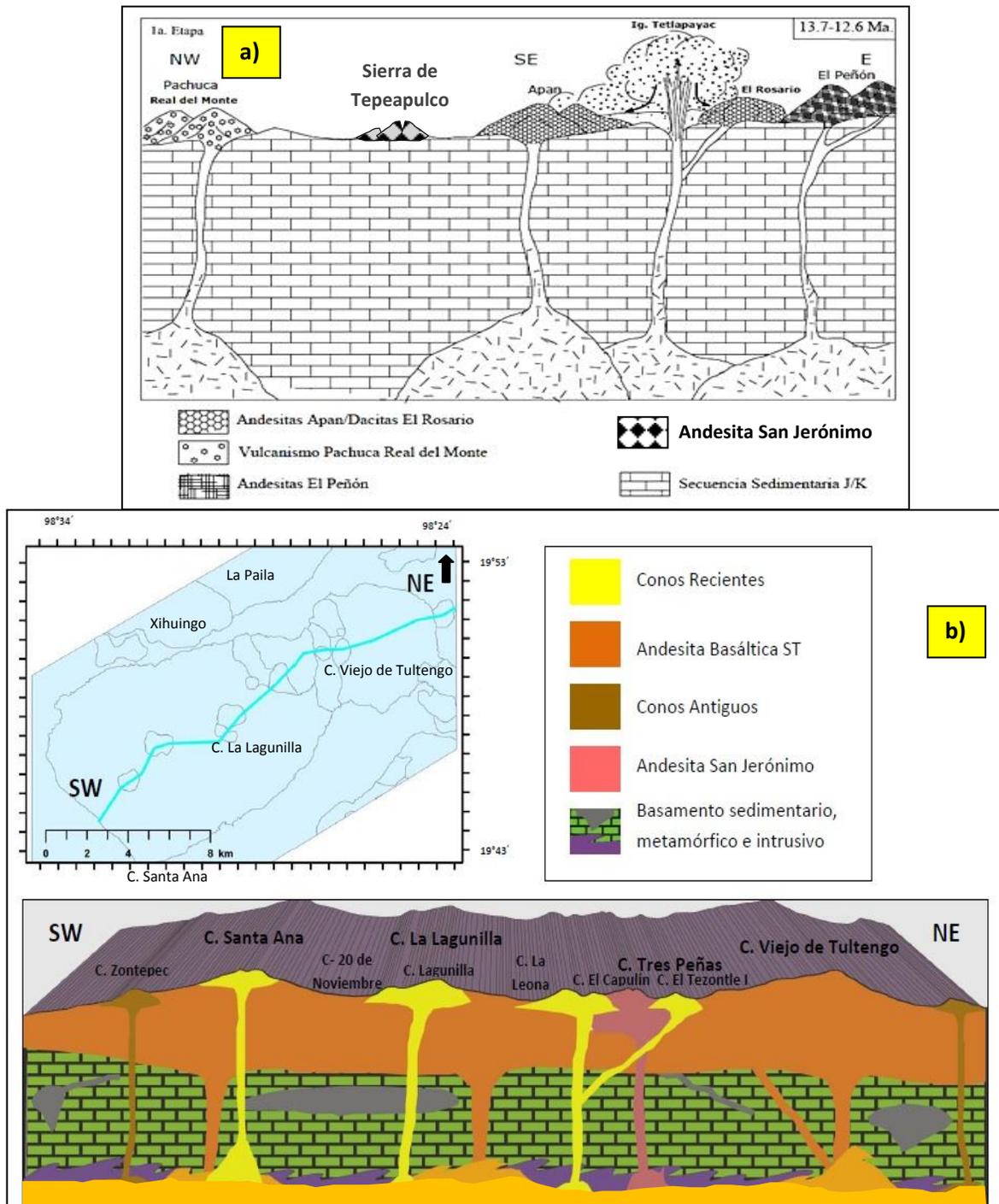


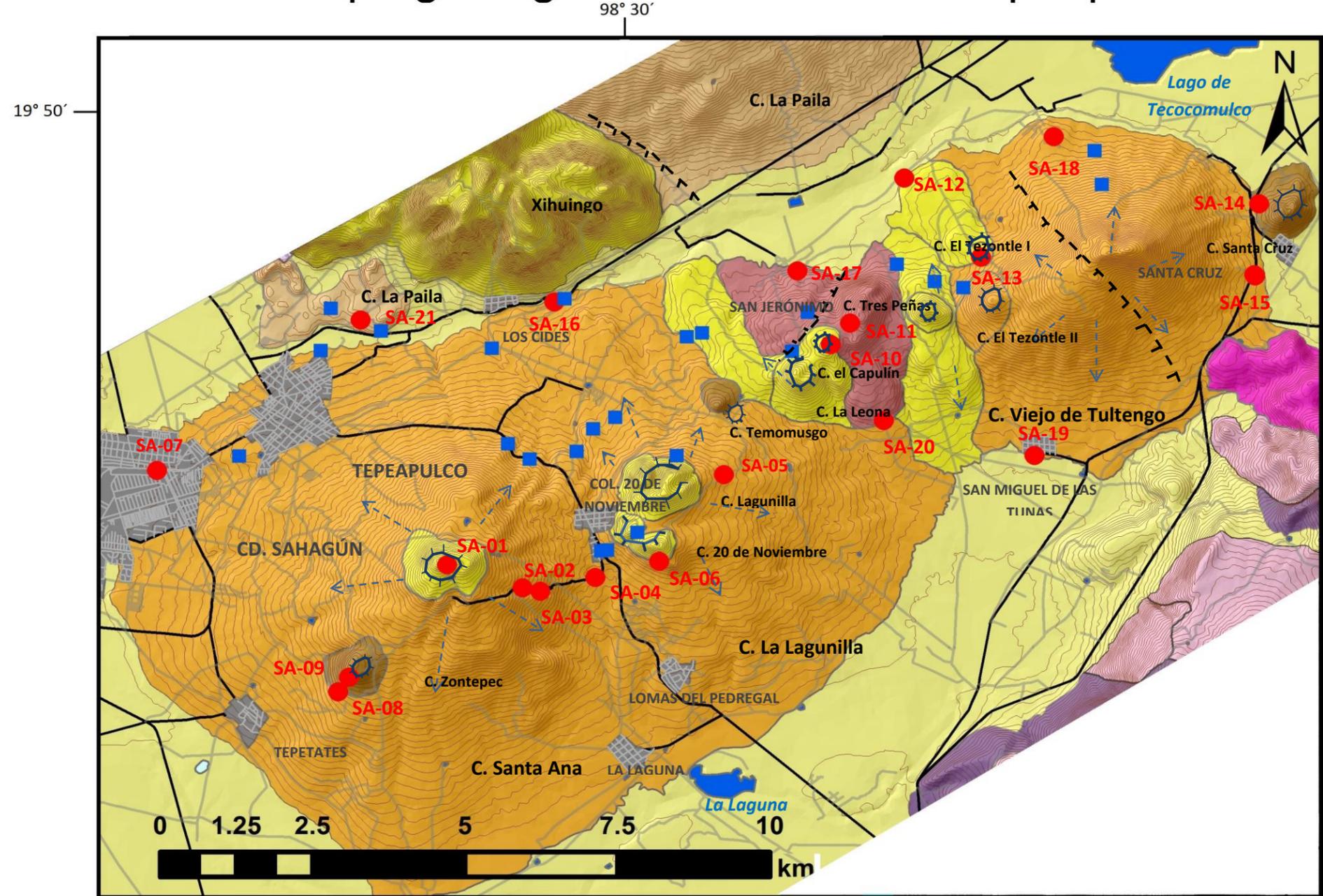
Figura 5.1 a) Eventos volcánicos del Mioceno ocurridos en el Edo. de Hidalgo, en los que se incluye la Andesita San Jerónimo. Modificado de López-Hernández (2009), **b)** Perfil esquemático que muestra la disposición de las unidades del Pleistoceno para la Sierra de Tepeapulco. Se observa un fuerte control estructural y un volumen mayoritario de la Andesita-Basáltica ST.

Mapa geológico de la Sierra de Tepeapulco



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

EMIR MONROY RODRÍGUEZ



LEYENDA

Holoceno	Depósitos aluviales y lacustres
Pleistoceno	Conos de escoria recientes
	Dacita Xihuingo (CDX) Valadez-Cabrera (2012) 403±11 ka
	Andesita-basáltica ST
	Andesita Basáltica (Sierra de Apan) Núñez-Castillo (2010)
	La Paila (CVXP) Valadez-Cabrera (2012) 872±22ka
Conos de escoria antiguos	
Plioceno	Hiatus magmático
	Riolita Téllez-Los Órganos (Sierra de Apan) Núñez-Castillo (2010)
Mioceno	Andesita San Jerónimo
	Andesita Apan Núñez- Castillo (2010)

SIMBOLOGÍA

- Lago y Cuerpo de agua
- Traza urbana
- Muestreo
- Puntos de verificación
- Carretera Federal
- Terracería
- Falla (inferida)
- Dirección de flujo
- Cono de escoria

geofisica UNAM Esc. 1:300,000

Figura 5.2 Mapa geológico de la Sierra de Tepeapulco.

5.1.1 Vulcanismo del Mioceno

5.1.1.1 Andesita Apan (Sierra de Apan)

Con el nombre de Andesita Apan, García-Palomo et al. (2002) describen a un flujo de andesita intercalado con brechas compactas de la misma composición. Este flujo muestra una morfología alargada que se extiende alrededor de la ciudad de Apan, con una alineación NE-SW controlada por la falla Apan-Tlálloc. En el mapa de la Figura 5.2 esta andesita aflora al SSE de la Sierra de Tepeapulco. Las rocas presentan una textura que va de afanítica a porfídica, con una mineralogía que consiste en plagioclasa, hornblenda y augita, dentro de una matriz vitrofídica. Recientemente, Núñez-Castillo (2010) la caracterizó como una andesita de piroxeno. Estratigráficamente se desconoce a la unidad que sobreyace, pero se sabe que la andesita es cubierta por flujos de lava y conos de escoria máficos del Pleistoceno. La andesita Apan fue fechada por el método K-Ar (roca total) en 13.4 ± 0.6 Ma por García-Palomo et al. (2002), quienes le asignan un espesor de entre 850 y 1,000 m.

5.1.1.2 Andesita San Jerónimo

Debido a la cercanía con la comunidad de San Jerónimo, perteneciente al Municipio de Tepeapulco, Valadez-Cabrera (2012) asigna el nombre de Andesita San Jerónimo a un grupo de afloramientos aislados de bloques de lavas localizados en la parte central de la Sierra de Tepeapulco (Figura 5.2). En el presente estudio se nombrará como Andesita San Jerónimo al C. Tres Peñas y flujos asociados a éste (Figura 5.2), el cual tiene una morfología de tres domos alineados NE-SW. Cerca de la Hacienda de San Jerónimo, en la base de esta unidad, se hallaron bloques de lava andesíticos muy intemperizados con

exfoliación esferoidal (Figura 5.3a), lo cual pudiera sugerir que la edad de emplazamiento de estas lavas no es reciente. De acuerdo con los afloramientos disponibles en este cerro, se puede estimar que el espesor aproximado de la unidad puede alcanzar los 100 m. En un afloramiento cerca de la cima, (muestra SA-11), se tienen bloques de lavas (Figura 5.3b) de color gris medio, de aproximadamente 4 m de altura, con textura porfídica y un visible alto grado de cristalinidad, cuya mineralogía corresponde a fenocristales de plagioclasa, piroxeno y escaso anfíbol, embebidos en una matriz microlítica vítrea. También, se tomaron las muestras SA-17 y SA-20 en los flujos más distales al NW y SE del C. Tres Peñas (Figura 5.1), los cuales muestran características petrográficas muy similares a la muestra SA-11.

Se desconoce la unidad a la cual sobreyace la Andesita San Jerónimo. Sin embargo, esta andesita se encuentra cubierta por derrames andesítico-basálticos cuaternarios provenientes de los Cerros La Leona y El Capulín (Figura 5.3c). Por lo tanto, de acuerdo con su morfología, alto grado de intemperismo, composición petrográfica y por estar cubierta por derrames de andesita basáltica recientes, se consideró que la Andesita San Jerónimo fue emplazada durante los fenómenos volcánicos del Mioceno.

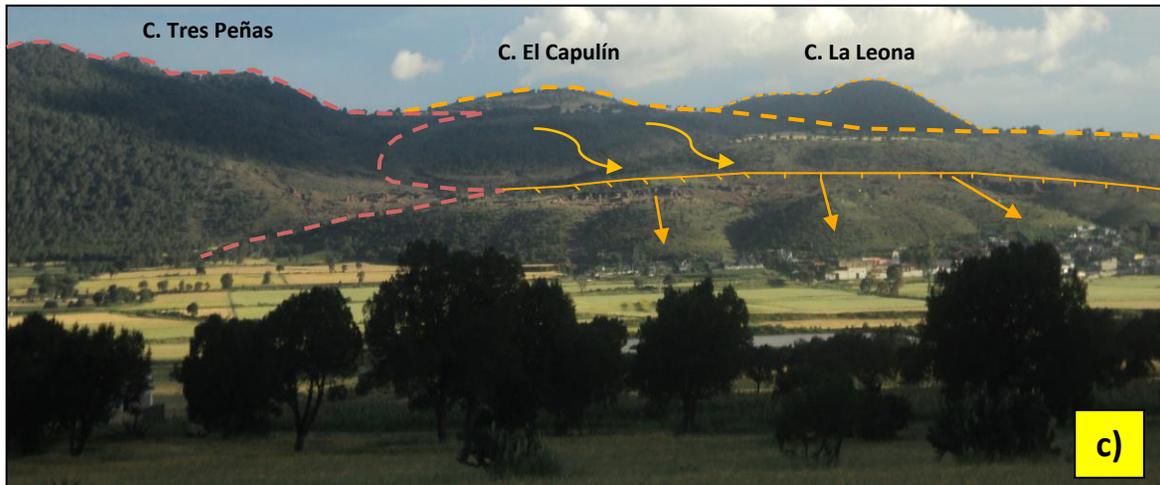


Figura 5.3 Andesita San Jerónimo: **a)** detalle de un flujo de lava de andesita muy intemperizada que muestra exfoliación esférica o en “hojas de cebolla”, **b)** colada de andesita fracturada en bloques algo intemperizada, localizada hacia el extremo NW del C. el Tres Peñas, y **c)** Domos andesíticos (Tres Peñas), cubiertos parcialmente por el cono El Capulín de la unidad Conos de escoria recientes.

5.1.1.3 Ignimbrita Téllez-Los Órganos (Sierra de Apan)

Inicialmente fue descrita como “Ignimbrita Matamoros” por García-Palomo et al. (2002), posteriormente la unidad es renombrada como Ignimbrita Téllez-Los Órganos por Núñez-Castillo (2010) debido a su cercanía con la localidad y peña homónimas. Esta unidad se compone de depósitos piroclásticos de composición félsica que se encuentran coronando a los cerros circundantes de la Sierra de Apan y que alcanzan espesores de entre 200 y 250 m. Este último autor describe a la unidad como afloramientos masivos de ignimbrita riolítica, los cuales cubren el extremo NE de la Sierra de Apan, justo donde converge con la Sierra de Tepeapulco (porción NE del mapa de la Figura 5.2). De hecho, en esta región se puede observar que los depósitos ignimbríticos subyacen discordantemente a las lavas de andesita basáltica del cerro Viejo de Tultengo, el cual es parte de la Sierra de Tepeapulco. En muestra de mano la ignimbrita se presenta como una roca masiva de color rojizo a rosado, con textura porfídica y fenocristales de feldespatos, cuarzo y escasos óxidos de hierro, incluidos en una matriz desvitrificada con esferulitas. En la peña Los Órganos, Núñez-Castillo (2010) propone que los depósitos piroclásticos presentan una estructura columnar, con la presencia de líticos y pómez aplastadas (fiammes), lo que corrobora que se trata de ignimbritas riolíticas. García-Palomo et al. (2002) le asignaron, por relaciones estratigráficas en campo, una edad del Mioceno Superior. Por lo tanto, la Ignimbrita Téllez-Los Órganos podría ser considerada como una de las últimas unidades depositadas antes del hiatus magmático ocurrido entre los 10 y 2.7 Ma (García-Palomo et al., 2002; López-Hernández, 2009).

5.1.2 Vulcanismo del Pleistoceno

Después del emplazamiento de las unidades del Mioceno (~13.4 a 12.6 Ma), descritas anteriormente, existe un hiatus volcánico en la región. Los fechamientos realizados por diversos autores (García-Palomo et al, 2002; López-Hernández 2009), no han registrado edades del vulcanismo para el Mioceno Tardío y el Plioceno (~9 a 2.7 Ma), por lo que el *hiatus* volcánico debió durar entre 8 y 10 Ma (Valadez-Cabrera, 2012). La actividad volcánica parece restablecerse hace ~2.7 Ma con el emplazamiento de las unidades que conforman la caldera de Acozulco (López-Hernández, 2009).

5.1.2.1 Conos de escoria antiguos

Con el nombre de Conos Antiguos, denotamos a tres conos de emplazamiento anterior al vulcanismo efusivo andesítico-basáltico de la Sierra de Tepeapulco. Estos conos monogenéticos se ubican en diferentes puntos de la Sierra de Tepeapulco y son representados por los cerros Zontepec, Temomusgo y Santa Cruz (Figura 5.2).

El cono Zontepec se ubica al suroeste de la cima del cerro Santa Ana y se encuentra semicubierto o sepultado por lavas de este mismo cerro, lo que sugiere que este cono se emplazó antes. En un afloramiento localizado casi en la cima del cono se identificó abundantes bombas y material escoriáceo de color rojizo que componen a esta estructura monogenética. También, se identificaron bloques de lava (muestras SA-08 y SA-09) con dimensiones de entre 0.3 y 0.4 m de ancho por aproximadamente 1.5 m de alto, de color rojizo de oxidación. En muestra de mano, las lavas presentan una textura afanítica-vesicular, donde apenas se aprecian escasos microfenocristales de plagioclasa muy alterada y piroxenos con los bordes alterados. La composición parece ser andesítica.

El cerro Temomusgo se ubica en la parte central de la ST y en el lugar, únicamente se observa material de escoria rojiza de andesita basáltica, el cual está cubierto por suelo reciente. La presencia de este cerro aislado, compuesto por escoria máfica intemperizada, sugiere la presencia de un cono de escoria parcialmente sepultado en esta zona.

En el extremo noreste de la Sierra de Tepeapulco, se localiza el Cerro Santa Cruz, el cual está compuesto principalmente por depósitos de escoria rojizos a negros de composición máfica. No obstante en su flanco WSW se identificó la presencia de bloques de lava de color gris oscuro, con textura afanítica y escasos microfenocristales de plagioclasa y piroxeno dentro de una matriz vítrea basáltica (muestra SA-14). En algunas porciones de estos bloques de lava se observó la presencia de algunas vetillas rellenas por cuarzo fino y óxidos de Fe, lo que sugiere la existencia de una ligera alteración por circulación de fluidos. Las lavas de andesita basáltica del cerro Tultengo cubren parcialmente a las rocas de este pequeño cono de escoria.

No se sabe a que unidad sobreyacen los conos antiguos, pero es posible ver en campo, además de las interpretaciones cartográficas, que los conos han sido bordeados por los flujos más recientes de la unidad andesítica-basáltica de la ST.

5.1.2.2 Flujos andesítico-basálticos La paila (CVXP)

Ubicado al norte de la Sierra de Tepeapulco (Figura 5.2), el Cerro La Paila está formado por un volcán escudo que destaca por sus dimensiones (diámetro de ~10.5 km, una altura sobre el terreno circundante de 625 m y superficie 83 km²), y por la extensión de sus flujos de lava. Recientemente, Valadez-Cabrera (2012) realizó una descripción de este volcán escudo, el cual está compuesto por rocas efusivas en forma de bloques de hasta 1 m de

largo. Los flujos de lava de este volcán se extienden radialmente y pueden alcanzar espesores de entre 5 y 8 m. Las rocas son de color gris oscuro, de textura afanítica, con mineralogía correspondiente a microfenocristales de olivino y escasa plagioclasa, ambos embebidos en una matriz vítrea de grano fino.

Este volcán escudo está coronado por un cráter en su cima, el cual está abierto hacia el SW. Los flujos de lava de este cerro cubren de manera discordante a un conjunto de andesitas miocénicas ubicadas al norte del Lago de Tecocomulco y son cubiertos parcialmente por rocas del Complejo Dómico Xihuingo (Figura 5.2). Como se describirá más adelante, los volcanes escudo que forman a la ST, tienen gran parecido petrográfico y geoquímico con el Cerro La Paila, posiblemente forman parte del mismo evento volcánico efusivo de composición andesítica-basáltica que ocurrió en la región. Valadez-Cabrera (2012) realizó el fechamiento de uno de los flujos de lava del volcán escudo La Paila por el método K-Ar (roca total) y obtuvo una edad de 0.872 ± 0.022 Ma. Esta edad es muy similar a la obtenida por López-Hernández (2009), quien también por el método K-Ar (roca total) reporta una edad de 0.8 ± 0.2 Ma.

A un kilómetro escaso de la comunidad de los Cides, en el municipio de Tepeapulco, se identificaron varios afloramientos de lava masiva aislados, (muestra SA-21) los cuales parecen ser frentes de lava que descienden del NE al SW (Figura 5.2). Estos afloramientos presentan alturas de entre 4 y 5 m, y se ubican al SW de los domos dacíticos —Xihuingo. Las lavas son de color gris oscuro, de textura afanítica con microfenocristales de olivino y plagioclasa incluidas en una matriz vítrea y abundantes vesículas de entre 1 y 3 cm de diámetro, orientadas E-W. Debido a que estos frentes de lava máficos se encuentran sobreyacidos por los domos dacíticos del Xihuingo más recientes y a que presentan características petrográficas y geoquímicas similares con los

flujos andesítico-basálticos del volcán escudo La Paila, en el presente trabajo se consideró que estos flujos de lava aislados forman parte de este mismo volcán efusivo.

5.1.2.3 Andesita-Basáltica (Sierra de Apan)

En la Sierra de Apan y zonas montañosas vecinas existen algunos derrames y conos de escoria cuya composición litológica es de andesita basáltica y basalto (Núñez-Castillo, 2010). Estos derrames y conos representan los eventos volcánicos más recientes de la Sierra de Apan, ya que cubren discordantemente y parcialmente a unidades como la Andesita Apan, descrita por García-Palomo et al. (2002). Por lo tanto, Núñez-Castillo (2010) les asigna una edad del Plio-Cuaternario. Estas rocas son de color gris medio a oscuro, de textura afanítica con escasos microfenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno. Parte de estos eventos máficos de la Sierra de Apan afloran al ESE del área de estudio (Figura 5.2), y aunque no se tiene una relación directa de estos eventos máficos con la Sierra de Tepeapulco, se pueden considerar que presentan patrones petrográficos y morfológicos similares, lo que se discutirá más adelante.

5.1.2.4 Andesita-Basáltica de la Sierra de Tepeapulco

En el presente estudio se denominó como Unidad de andesita-basáltica de la Sierra de Tepeapulco a los flujos de naturaleza efusiva que conforman a los volcanes escudo Santa Ana, La Lagunilla y Viejo de Tultengo (Figura 5.2). Estos volcanes emitieron el mayor volumen de lava de dicha sierra ($\sim 15 \text{ km}^3$), la cual se ubica dentro del graben de Apan.

García-Palomo et al. (2002) hacen mención de varios volcanes escudo ubicados en la región de Apan, de los cuales Valadez-Cabrera (2012) describe someramente a los tres anteriormente mencionados.

Los volcanes escudo se construyen alrededor de un centro eruptivo efusivo del cual la acumulación de rocas volcánicas decrece hacia el exterior. Presentan diámetros basales relativamente grandes y alturas sobre el entorno no muy importantes, por lo que la pendiente de estas estructuras es baja. La composición de las rocas es principalmente basáltica a andesita basáltica y tienen una baja producción de rocas piroclásticas. Es común encontrar en los volcanes escudos pequeños conos en sus flancos y cima (Hall, 1996).

A continuación se describirá cada uno de los tres volcanes escudos que conforman a la ST.

Volcán escudo Santa Ana

Localizado al SE del Municipio de Tepeapulco, este volcán escudo se ubica en la extremo SW de la Sierra de Tepeapulco (Figuras 5.1 y 5.4). Con una altitud medida en su cima de 3,030 msnm y una altura de 580 m con respecto al nivel medio del terreno (aproximadamente 2,450 msnm), sus flujos se extienden diametralmente ~10.5 km. Esta estructura cubre una superficie de 57 Km² y presenta un volumen de 6.7 Km³, dimensiones que le dan su característica forma abovedada. En el flanco este del cerro, sobre el camino que llega a la antena de radiofrecuencia, se tomaron las muestras SA-02, SA-03 y SA-04, que corresponden a algunos afloramientos característicos de este volcán.

La muestra SA-02 (Figura 5.5a) fue tomada en un depósito de caída de cenizas finas intercaladas con líticos de color gris oscuro del tamaño de arena a gránulos (lapilli),

formando capas en donde se pudieron contar hasta 25 pulsos volcánicos. Estas cenizas cubren de manera discordante a las lavas producto del Cerro Santa Ana y son sobreyacidas por delgados lahares muy recientes y suelo.

La muestra SA-03 fue recolectada sobre un flujo de lavas en bloques de color gris, las cuales presentan una textura microporfídica con abundantes microfenocristales de olivino, menores de piroxeno y plagioclasa. La muestra SA-04 (Figura 5.5b) se recolectó en un pequeño afloramiento, cerca de la Colonia 20 de Noviembre (Figura 5.2), el cual corresponde a bloques de lava que presentan una superficie alineada NW-SE en forma de diques o crestas. La lava es de color gris oscuro, de textura microporfídica, compuesta por abundantes microfenocristales de olivino, en menor proporción piroxeno y plagioclasa. Hacia el extremo NW del Cerro Santa Ana, sobre la carretera Ciudad Sahagún-Tepeapulco, dentro de la ciudad, se tomó la muestra SA-07 en un afloramiento masivo de lava que mide aproximadamente 5 m de altura, expuesto de manera antrópica. En muestra de mano, la roca presenta una textura microporfídica-vesicular, con grandes microfenocristales de olivino y en menor proporción piroxeno y plagioclasa, dentro de una matriz fina vítrea.



Figura 5.4 Volcán escudo Santa Ana y municipio de Tepeapulco Hidalgo. Tomada desde la cima del domo principal del Xihuingo a 3,200 msnm.



Figura 5.5 Volcán Escudo Santa Ana, **a)** depósitos de caída de ceniza fina intercaladas con líticas, **b)** bloques de lava alineados que forman crestas o “diques” alineados NW-SE, cerca de la Colonia 20 de Noviembre.

Volcán escudo La Lagunilla

Junto al Cerro Santa Ana yace otro volcán escudo, denominado Cerro La Lagunilla por Valadez-Cabrera (2010), el cual se localiza en los Municipios de Tepeapulco y Apan, entre los cerros Santa Ana y Viejo de Tultengo (Figura 5.2). Esta estructura muestra características muy similares al volcán escudo Santa Ana, es decir, tiene una altitud estimada de 2,920 msnm y una altura con respecto al nivel medio del terreno de 470 m. Sus flujos de lava se extienden ~8 Km de manera diametral y aunque no se observaron afloramientos claros, se propone que éstos subyacen a los flujos del volcán escudo Santa Ana. Los derrames cubren una área de 32 km² y se estimó un volumen de al menos 4.2 Km³ de roca efusiva.

En la cima de este volcán se identificaron dos conos de escoria que muestran diversas morfologías debidas a los procesos eruptivos y de erosión que les ocurrieron (Figura 5.2). El cono más alto presenta la boca del cráter abierto hacia el ENE, pero también se le ve una abertura hacia el WSW.

No existen muchos afloramientos de las lavas de este volcán por estar cubiertos por suelo y tierra de cultivo. Sin embargo, en su flanco este, cerca del cono de escoria de la cima, se identificó un flujo compuesto por bloques de lavas de color gris oscuro, bastante intemperizado, de textura porfídica con abundantes cristales de olivino, piroxeno y plagioclasa (muestra SA-06). Este flujo de lava, tiene una marcada dirección este-oeste (Figura 5.6), lo que sugiere que se derivó posiblemente de la cima del volcán escudo.

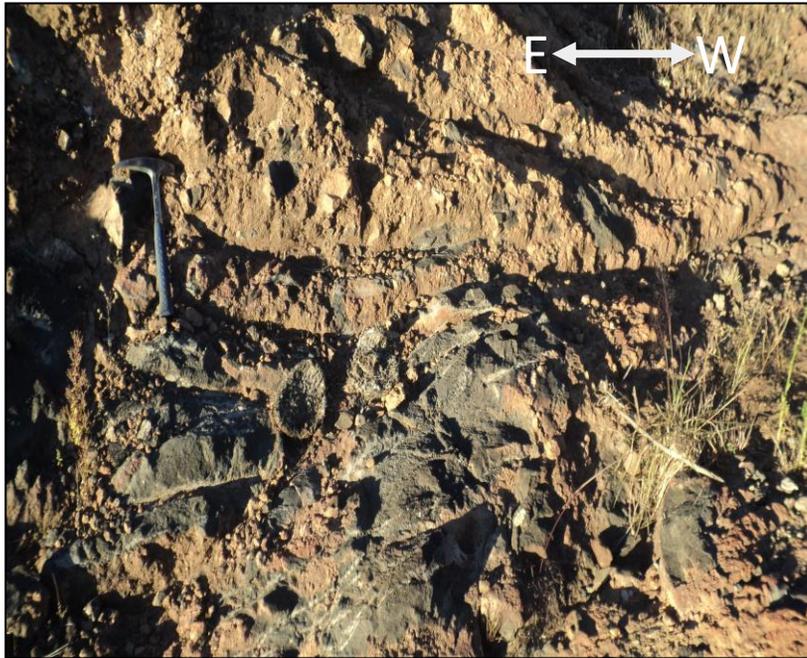


Figura 5.6 Pequeño afloramiento que muestra un flujo de lava cercano al cono de escoria de la cima del volcán escudo lagunilla. Este flujo presenta una orientación E-W.

Otro afloramiento que se identificó de las lavas derivadas de este volcán escudo se localiza en el extremo NW de la cima del cerro, dentro de un arroyo denominado Arroyo Grande (Figura 5.2). Este afloramiento corresponde a un flujo de lavas distales, las cuales subyacen parcialmente y de manera discordante al Complejo Dómico el Xihuingo. El afloramiento es masivo, con una altura de 2 m, en el cual se presentan lavas con diaclasamiento en dos direcciones, una al NW y otra casi E-W. Las lavas son en general de color gris oscuro pero una parte de la roca se encuentra intemperizada de color pardo claro debido a la circulación del agua en el arroyo. Una muestra de esta roca (SA-16) presenta una textura microporfídica-vesicular (vesículas orientadas E-W) con microfenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasas relativamente alteradas, pero muy similar a las descritas en otros afloramientos.

Volcán escudo Viejo de Tultengo

Al volcán escudo localizado al extremo NE de la Sierra de Tepeapulco (Figura 5.2), se le conoce como Cerro Viejo de Tultengo, por la localidad del mismo nombre. Esta estructura volcánica cuenta con una altitud estimada de 2,980 msnm, siendo la mayor elevación de la ST. Su altura con respecto al nivel medio del terreno es de 510 m, sus flujos se extienden en un diámetro de 6 km y cubren 23 km² de superficie, con un volumen de 4.9 Km³.

Toda la estructura está compuesta por flujos de lava que se extienden radialmente y no presenta ningún cono de escoria en su cima. Estos flujos se componen de bloques de lava, pero también se presentan masivos, con espesores de unos cuantos metros (de 1 a 3 m). Muestras tomadas de diferentes localidades del volcán escudo (SA-15, SA-18 y SA-19) presentan texturas afaníticas vesiculares de una roca gris medio a gris oscuro, con la presencia de plagioclasa y piroxeno. En algunos pequeños afloramientos, las lavas vesiculares (SA-15) se presentan parcialmente rellenas por minerales secundarios como zeolitas, por lo que forman amígdalas o vetillas que sugieren la posible circulación de fluidos acuosos (Figura 5.7). También, en la base de este volcán, en algunos afloramientos se identificó una gran cantidad de estructuras con intemperismo esferoidal (Figura 5.8) formadas por intemperismo.

Se identificó mediante interpretación de imagen satelital y en campo, una falla que atraviesa al escudo viejo de Tultengo de dirección NW-SE e inclinación al SW, la cual divide al escudo en dos principales aparatos volcánicos.



Figura 5.7 Minerales secundarios que rellenan vesículas y vetillas, en los flujos del flanco este del Cerro Viejo de Tultengo.



Figura 5.8 Flujo de lava en el flanco este del Cerro Viejo de Tultengo que muestra exfoliación esferoidal.

A manera de resumen de esta sección, se tiene que la unidad andesita-basáltica de la ST se emplazó sobre conos cuaternarios monogenéticos, denominados en este estudio como Conos de escoria antiguos, pero también sobre unidades miocénicas como la Andesita San Jerónimo y la Ignimbrita Téllez-Los Órganos en su extremo NE (Figura 5.2). A su vez, le sobreyacen numerosos conos cineríticos localizados en los flancos y en la cima de algunos volcanes escudo, los cuales se denominaron como la unidad Conos de escoria recientes. Como antes se mencionó, la mayor parte de la Sierra de Tepeapulco pertenece a la unidad Campo Volcánico Apan-Tezontepec, a excepción de la Andesita San Jerónimo (Valadez-Cabrera, 2012). Por lo tanto, se le puede asignar una edad correspondiente al Pleistoceno al tomar como referencia las edades K-Ar (roca total) de 0.872 ± 0.022 Ma y 0.8 ± 0.2 Ma (Valadez-Cabrera, 2012 y López-Hernández, 2009, respectivamente), obtenidas del volcán escudo la Paila, el cual presenta características morfológicas, petrográficas y evolutivas similares a las de los volcanes escudo de la ST. En cuanto a las características estructurales de la ST, se tiene que los volcanes escudo principales muestran una orientación NE-SW 60° , la cual es ligeramente diferente que la que presentan las estructuras volcánicas de la Sierra de Apan (NE-SW 30°). Por lo que se puede sugerir que el sistema de fallas principales NE-SW, designado como fallas Apan-Piedras Encimadas, sufrió un comportamiento diferente en el área de estudio, la cual se encuentra dentro de un semi-graben.

5.1.2.5 Complejo Dómico El Xihuingo (CDX)

En primera instancia esta unidad fue reconocida por Ledezma-Guerrero (1987), posteriormente García-Palomo et al. (2002) la definieron como una alineación de cinco domos andesíticos cenozoicos. Finalmente, Valadez-Cabrera (2012) le da el nombre de

Complejo Dómico El Xihuingo y realiza un trabajo detallado de esta unidad. Estos domos están ubicados al norte del Municipio de Tepeapulco, al norte de la ST (Figura 5.2), presentan una topografía abrupta con cimas redondeadas que alcanzan alturas de entre 600 y 700 m con respecto al terreno medio circundante. Sus lavas son masivas, de color rosa-grisáceo y en muestra de mano presentan texturas que van de microporfídica a porfídica, compuestas por abundantes fenocristales de hornblenda y plagioclasa, embebidos en una matriz microlítica-vítrea (Valadez-Cabrera, 2012). Se caracterizan geoquímica y petrográficamente como dacitas de hornblenda. Este mismo autor fechó estos domos por el método K-Ar (roca total) 0.403 ± 0.011 Ma, por lo que su emplazamiento es apenas posterior al vulcanismo de la Sierra de Tepeapulco. Esta situación se evidencia en las relaciones estratigráficas de los flujos de andesita basáltica derivados del volcán escudo La Lagunilla, los cuales son parcialmente sobreyacidos por las rocas de uno de los domos (Figura 5.2).

5.1.2.6 Conos de escoria recientes

Como parte del evento magmático más reciente, se denominan como Conos Recientes a un conjunto de conos cineríticos monogenéticos cuaternarios que, en la mayoría de los casos, se encuentran coronando a los volcanes escudo o se presentan en alguno de sus flancos. Uno de estos conos se ubica en la cima del volcán escudo Santa Ana, el cual está compuesto por depósitos de escoria de color rojizo, bloques de diferentes tamaños (de 3 a 20 cm de diámetro) y bombas rojizas, así como pequeñas cantidades de ceniza. En un afloramiento sobre el camino que llega a la antena de radiofrecuencia, ubicada a escasos metros de la cima se tomó una muestra (SA-1) de un bloque anguloso de lava masiva de aproximadamente 1 m de altura de color gris oscuro al fresco. El afloramiento

presenta suelo de color ocre mezclado (Figura 5.9a), lo cual le da un aspecto de alteración. Sin embargo, se pueden encontrar bloques sanos como el muestreado (Figura 5.9b). En muestra de mano esta lava muestra una textura afanítica-vesicular con escasos microfenocristales de olivino y plagioclasa.



Figura 5.9 Cono de cima del cerro Santa Ana, **a)** Afloramiento masivo, **b)** roca tomada para la muestra cuya textura es afanítica.

De los dos conos de escoria de la cima del escudo La Lagunilla (Figura 5.10), en su flanco SSW, al este de la Colonia 20 de Noviembre, se ubicó el cono de escoria que en este trabajo se nombrará como cono 20 de Noviembre (Figura 5.2), de acuerdo a su cercanía a la antes mencionada colonia. Este cono de escoria muestra una gran cantidad de bombas fusiformes, acordonadas (*ribbons*) y de coliflor, algunas a su vez con estructura de corteza de pan (Figura 5.11), lo cual puede indicar una interacción del magma con agua circundante. En el Cono 20 de Noviembre, sobre una camino de terracería que rodea ambos conos, en un afloramiento de lava de aproximadamente 1 m de altura, sobre un flujo de aglomerado volcánico rojizo, con dirección al oeste, se tomó la muestra SA-06 en

una bomba volcánica de textura afanítica-vesicular intercalada de manera caótica entre las partículas no consolidadas, se observan unos microxenocristales de olivino.

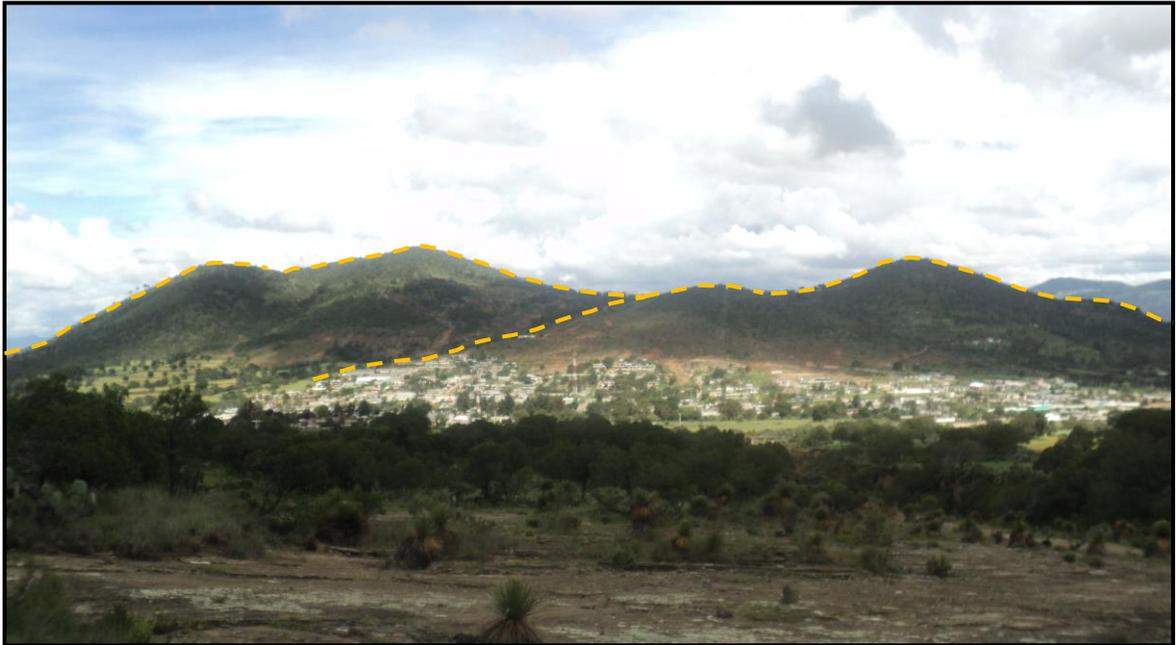


Figura 5.10 Conos de escoria La Lagunilla y 20 de Noviembre, los cuales cubren al volcán escudo La Lagunilla, vista desde el flanco este del Cerro Santa Ana.



Figura 5.11 Bombas volcánicas fusiformes, acordonadas y con forma de coliflor, las cuales se encuentran sobre depósitos de caída libre, algunas con estructura de corteza de pan. Pertenecen a la unidad Conos Recientes.

Sobre la Andesita San Jerónimo se encuentran los conos La Leona y El Capulín, donde en este último se tomó la muestra SA-10 sobre el camino a la cima del cerro. El afloramiento está orientado NE-SW, la lava se presenta en bloques de color gris oscuro, con textura porfídica, con una gran cantidad de plagioclasas en microlitos, además de piroxenos.

Finalmente, en representación a los conos de escoria que cubren el extremo WNW del Cerro Viejo de Tultengo (Cono El Tezontle I y II), se tomaron las muestras SA-12 y SA-13 en un pequeño cono de escoria conocido como el Tezontle I. Específicamente, la muestra SA-13 se tomó dentro de un corte generado para extracción de materiales (Figura 5.12a), en una bomba volcánica de aproximadamente 0.5 m, que guarda una alineación con otras bombas volcánicas como un evento. En general, el afloramiento es de aproximadamente 7 m de altura, muestra una marcada pseudoestratificación, donde sus partículas de escoria se encuentran en contacto grano a grano y son del tamaño de grava. La muestra de mano de la bomba volcánica es de textura afanítica-vesicular, de color gris oscuro, es demasiado compacta, por lo que solo son distinguibles algunos microfenocristales de olivino. Mientras que, la muestra SA-12 se tomó en el flujo al NW de este pequeño cono de escoria, sobre el camino antiguo de terracería que lleva al Lago de Tecocomulco, el afloramiento es de aproximadamente 12 m de altura (Figura 5.12b), se presenta como coladas en bloques de 0.5 a 1 m de color gris medio. La muestra de mano es de un tono gris claro, de textura afanítica, con apenas distinguibles cristales de plagioclasa y piroxeno.



Figura 5. 12 Cono de escoria sobre el flanco NW del Cerro Viejo de Tultengo, denominado El Tezontle I, **a)** Corte donde se muestra la bomba volcánica muestreada, **b)** frente del flujo NW en bloques de este mismo cono.

5.1.2.7 Depósitos Aluviales y Lacustres

Como Depósitos Aluviales y Lacustres se tienen a capas de espesores variables producidas por procesos exógenos como erosión e intemperismo. Estas capas están intercaladas con material piroclástico. Los depósitos se extienden alrededor de la ST. Como antes se ha mencionado, la región de Apan está compuesta estructuralmente por fallas normales NE-SW, que limitan fosas y pilares tectónicos. Partiendo de la premisa de que la Sierra de Tepeapulco se ubica dentro del graben de Apan, donde a su vez en su sector oriental se ubica el Lago de Tecocomulco, el cual ha sido rellenado por material volcánico. No es ninguna casualidad la proliferante agricultura que se ha llevado a cabo en la región denominada “Llanos de Apan”. Debido a esto se tienen depósitos aluviales y

lacustres. Ambos depósitos tienen abundante material piroclástico de caída libre intercalado. La composición química del relleno sedimentario varía de básica a ácida y se constituye de arcillas, limos, arenas y conglomerados en estratos de espesor y extensión variables (Huizar-Álvarez et al., 2001). Incluso, cerca de la localidad de San Jerónimo, se ubicaron algunas cárcavas donde se muestran intercalados materiales piroclásticos y aluviales, donde en un horizonte se hallaron restos fósiles de megafauna (Figura 5.13).



Figura 5.13 Restos fósiles de megafauna hallados cerca de la localidad de San Jerónimo.

En conclusión, con las características geomorfológicas, vulcanológicas y estratigráficas determinadas en el presente trabajo, además de datos geocronológicos reportados en la literatura (López-Hernández y Hernández-Castillo, 1997; García-Palomo et al. (2002); López-Hernández 2009; Valadez-Cabrera, 2012), se consideró que la actividad volcánica en el área de estudio se ha producido durante al menos dos episodios principales. Inicialmente, en el mapa geológico regional propuesto por García-Palomo et al. (2002) se agrupó a toda la Sierra de Tepeapulco como parte de la unidad Campo Volcánico Apan-Tezontepec del Cuaternario. No obstante, durante los trabajos realizados en la presente tesis, se pudo distinguir la presencia de afloramientos aislados de andesitas porfídicas (Andesita San Jerónimo), los cuales se han asociados con eventos volcánicos del Mioceno. Por lo tanto, en el área de estudio se identificó una unidad del Mioceno y tres más del Pleistoceno, las cuales se emplazaron de la siguiente manera.

De acuerdo con autores como López-Hernández (2009), existió un evento volcánico importante durante el Mioceno en el sector oriental de la FVTM. Este evento se identificó en la región de Pachuca y Real del Monte, el cual al parecer migró del NW al SW, desde Pachuca-Real del Monte hasta Apan y sus alrededores, donde se reportan lavas andesíticas-dacíticas cuyos espesores varían de 800 a 900 m. En el presente trabajo se consideró que la Andesita San Jerónimo de la ST se puede correlacionar con el evento volcánico del Mioceno. Esta unidad consiste en una serie de pequeños domos andesíticos alineados NE-SW y derrames asociados, los cuales son similares a los identificados en la vecina Sierra de Apan por Núñez-Castillo (2010). En los alrededores de la ST, pero principalmente en la Sierra de Apan, son comunes las rocas de composición intermedia a ácida del Mioceno, las cuales se encuentran como domos aislados y flujos asociados a éstos, así como depósitos piroclásticos félsicos. Tal es el caso de la unidad Riolita Téllez-

Los Órganos (Mioceno Tardío), la cual es una ignimbrita que subyace de manera discordante al volcán escudo Viejo de Tultengo localizado en el extremo NE de la ST.

Posterior al emplazamiento de la Andesita San Jerónimo y después del hiatus magmático (~13.4 Ma a 3.0 Ma) identificado en el área de estudio (García-Palomo et al., 2002; López-Hernández 2009; Valadez-Cabrera, 2012), se da el emplazamiento de las rocas del Pleistoceno. Grosso modo, las unidades de este período: Conos Antiguos, Andesita-Basáltica ST y Conos Recientes, pueden considerarse como parte del segundo evento volcánico del área, y que García-Palomo et al. (2002) agrupó dentro de la unidad Campo Volcánico Apan-Tezontepec.

De manera resumida, se consideró que los primeros eventos volcánicos cuaternarios, ocurridos en el área de estudio y regiones aledañas, estuvieron compuestos por el emplazamiento de pequeños conos de escoria (Conos de escoria antiguos), los cuales presentan geoformas redondeadas y de bajo relieve. Estos eventos monogenéticos se encuentran cubiertos parcialmente por derrames andesítico basálticos producidos por los volcanes escudo de la ST.

En la parte norte de la ST se encuentra el volcán escudo La Paila cuya composición es de andesita basáltica y fue fechado por K-Ar entre 0.8 ± 0.2 Ma y 0.87 ± 0.02 Ma (López-Hernández, 2009 y Valadez-Cabrera, 2012, respectivamente). Las características vulcanológicas, geomorfológicas, petrográficas y geoquímicas que presenta este volcán escudo son similares a las que se describieron en los volcanes escudo de la Sierra de Tepeapulco. Por lo tanto, se consideró que estas estructuras efusivas se emplazaron probablemente en un rango de edades menor a 1 Ma, por lo que se consideraron contemporáneas. Hay que recordar que los tres aparatos volcánicos principales que

conforman la unidad Andesita Basáltica ST (Santa Ana, La Lagunilla y Viejo de Tultengo) emitieron abundante material efusivo en el área de estudio.

Posterior al emplazamiento de los volcanes escudo se tienen conos monogenéticos cuaternarios (Conos Recientes) cuyas edades deben de ser inferiores a 0.8 Ma. Los Conos Recientes se emplazaron sobre los flancos de algunos volcanes escudo y en su cima, como comúnmente ocurre en la naturaleza, por lo que representan el último estadio volcánico de la zona de estudio. Varios de los Conos Recientes muestran en su cráter una abertura en dirección NE, lo que puede indicar un cierto control de los sistemas de fallas de la región. Los subproductos piroclásticos de todos los conos monogenéticos cuaternarios antiguos y recientes se encuentran distribuidos y mezclados alrededor de toda la ST, conformando depósitos de caída que van desde ceniza y lapilli hasta material de escoria del tamaño de grava fina, los cuales se encuentran intercalados con sedimentos lacustres y aluviales.

5.2 Petrografía y Análisis Modal

En lo que respecta a la petrografía, se describieron un total de 18 láminas delgadas, únicamente de la Sierra de Tepeapulco, con la finalidad de caracterizar petrográficamente a las rocas volcánicas en estudio y determinar algunos de los procesos magmáticos que han sufrido. El análisis modal de puntos se llevó a cabo en 10 muestras (Tabla 5.1) representativas de las unidades descritas en el Capítulo 4 del presente trabajo. Este análisis se realizó utilizando un contador de puntos manual montado sobre un microscopio petrográfico, con un total de puntos contados de entre 600 y 800 por muestra. Los grupos minerales contados muestran una gran homogeneidad composicional y textural para la mayoría de las rocas de la sierra en estudio; así, predomina la asociación plagioclasa-olivino-piroxeno con algunos óxidos de Fe y Ti. Por otra parte, predominan las texturas glomeroporfídica, microporfídica, microlítica y afanítica. Las plagioclasas que se encontraron como microlitos muy finos (0.3-0.7 mm), junto con piroxenos de características similares y el vidrio de la pasta se contaron como parte de la matriz. Mientras que las plagioclasas con tamaños mayores a 0.7 mm se contaron como fenocristales (Tabla 5.1). En seguida se describen las características petrográficas de cada una de las unidades que conforman a la Sierra de Tepeapulco.

Tabla 5.1 Análisis modal de las muestras más representativas de la Sierra de Tepeapulco, en donde: **Plg**=plagioclasa, **OI**=olivino, **Clpx**=clinopiroxeno, **Opx**=ortopiroxeno. Las plagioclasas como microlitos, microlitos de piroxenos y vidrio se contaron dentro de la matriz. Los minerales opacos no se incluyen pero representan valores de entre 2 y 5%.

Análisis Modal								
Unidad	No. Muestra	Observaciones	Matriz %	Plg %	OI %	Clpx %	Opx %	Total %
Andesita San Jerónimo	SA-20	C. El Capulín	89.56	3.15	0	2.58	4.72	100
Conos de escoria antiguos	SA-08	Cerro Zontepec	74.44	16.5	1.19	2.97	4.9	100
Andesita-Basáltica ST	SA-03	Flujo flanco este Santa Ana	74.49	13.9	2.75	3.19	5.65	100
Andesita-Basáltica ST	SA-07	Extremo NW Santa Ana	81.85	7.29	3.08	3.57	4.21	100
Andesita-Basáltica ST	SA-15	Flanco E del C. Viejo de Tultengo	75.31	13.1	2.59	4.23	4.77	100
Andesita-Basáltica ST	SA-16	Extremo N La Lagunilla	85.83	0.94	3.24	4.45	5.53	100
Conos de escoria recientes	SA-01	Cono de cima, Santa Ana	78.42	10.1	4.32	4.81	2.34	100
Conos de escoria recientes	SA-06	Cono 20 de Noviembre	79.76	1.64	10.5	4.76	3.27	100
Conos de escoria recientes	SA-12	Flujo NW C. El Tezontle	80	7.46	3.65	6.83	2.0	100
Conos de escoria recientes	SA-13	Bomba volcánica C. El Tezontle	80.87	3.58	6.22	6.07	3.3	100

Vulcanismo del Mioceno

Andesita San Jerónimo

En esta unidad se tomaron las muestras SA-11, SA-17 y SA-20. En general, las rocas exhiben una textura pseudotraquítica a microlítica, hipocristalina, compuesta de matriz vítrea (~25%), plagioclasa (~63%), ortopiroxeno (4%), clinopiroxeno (3%) y minerales opacos (5%). Se encuentran muy escasos anfíboles. La plagioclasa del tipo andesina se presenta principalmente como microlitos tabulares orientados, muy fracturados, de tamaños de entre 0.4-0.6 mm, muestran una forma subhedral con macla simple y a menudo un contacto cristal con cristal que sugieren direcciones de flujo, por lo que se caracterizó como textura pseudotraquítica (Figura 5.14a). Las rocas presentan escasos fenocristales de plagioclasa (~3%) pero muy notorios, con tamaños de entre 1.4 a 2 mm, los cuales muestran evidencias de desequilibrio químico como textura de tamiz (Figura 5.14b), zonación oscilatoria concéntrica y bordes reabsorbidos. Las muestras descritas presentan cristales de piroxeno, dentro de los cuales predominan los ortopiroxenos sobre los clinopiroxenos. Se observa hiperstena en microlitos con tamaños de entre 0.4 a 0.6 mm y como escasos fenocristales aislados que van desde los 1.5 a 2 mm. La mayoría de los cristales de ortopiroxeno son subedrales, de los cuales algunos tienen estructura de tamiz (Figura 5.14c y d) y bordes reabsorbidos, además de ser comunes las maclas de piroxeno. Existen muy escasos fenocristales aislados de augita y anfíbol. La mayor parte de los piroxenos presentan óxidos de Fe y Ti, los cuales en algunos casos, reemplazan casi por completo su estructura. Por todas las características antes mencionadas, se clasifica petrográficamente a las muestras de esta unidad como andesita microlítica de piroxeno.

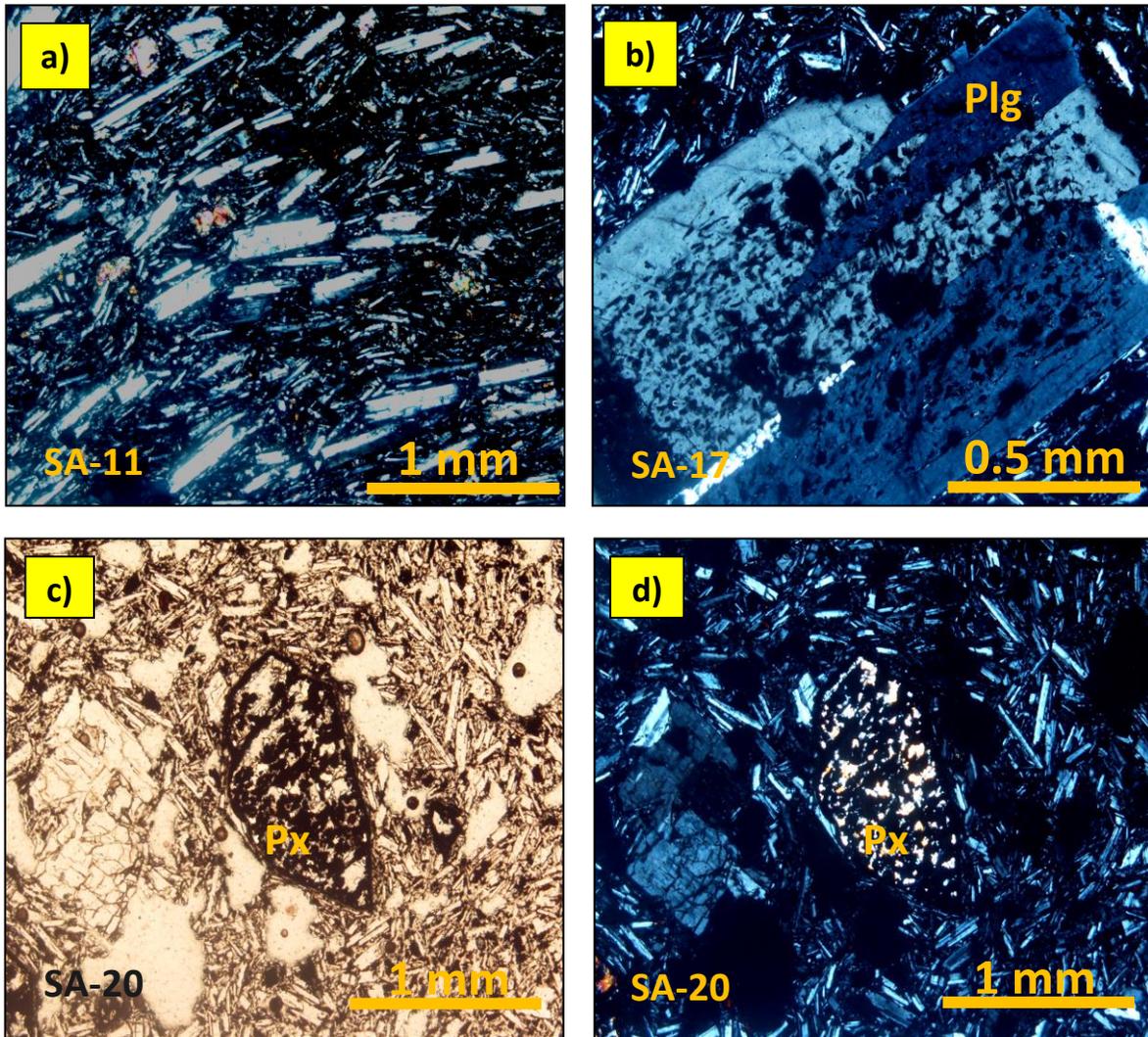


Figura 5.14 Fotomicrografías de la unidad Andesita San Jerónimo, **a)** textura pseudotraquítica, **b)** fenocristal de plagioclasa con estructura de tamiz dentro de una matriz microlítica, **c)** y **d)** cristal de ortopiroxeno con estructura de tamiz dentro de una matriz microlítica, primero en luz paralela y después en nicoles cruzados.

Vulcanismo del Pleistoceno

Conos de escoria antiguos

En representación a esta unidad se recolectó la muestra SA-08 que pertenece a un bloque de lava vesicular del cerro Zontepéc, el cual es cubierto por los derrames del volcán escudo Santa Ana. Debido a su grado de alteración, solo se realizó una lámina la cual presenta una abundante oxidación. Microscópicamente, esta roca tiene una textura afanítica-vesicular hipocristalina, compuesta por microlitos de plagioclasa y piroxeno principalmente, y escasos microfenocristales de olivino, dentro de una matriz vítrea. Debido al grado de oxidación, los microlitos de plagioclasa se pueden ver como una gran cantidad de esqueletos cristalinos. La plagioclasa (~15%) y el vidrio de color marrón (~75%), conforman el mayor porcentaje de la roca (80-90%). Las plagioclasas que no están muy alteradas son del tipo andesina, con tamaños de entre 0.5 a 0.7 mm, de forma subhedral a anhedral. Los minerales ferromagnesianos son generalmente ortopiroxeno del tipo hiperstena (5%), de tamaño aproximado a 1 mm y forma subhedral, cuyos bordes están oxidados (Figura 5.15a y b). En menor proporción se observa augita en microlitos y muy escasos cristales de olivino (ambos 3%), con oxidación en los bordes, además de presentar inclusiones de minerales opacos (2%). Esta roca tiene un gran número de vesículas orientadas de diferentes tamaños. Por lo anteriormente descrito, se caracteriza a esta roca como una andesita basáltica vesicular de hiperstena.

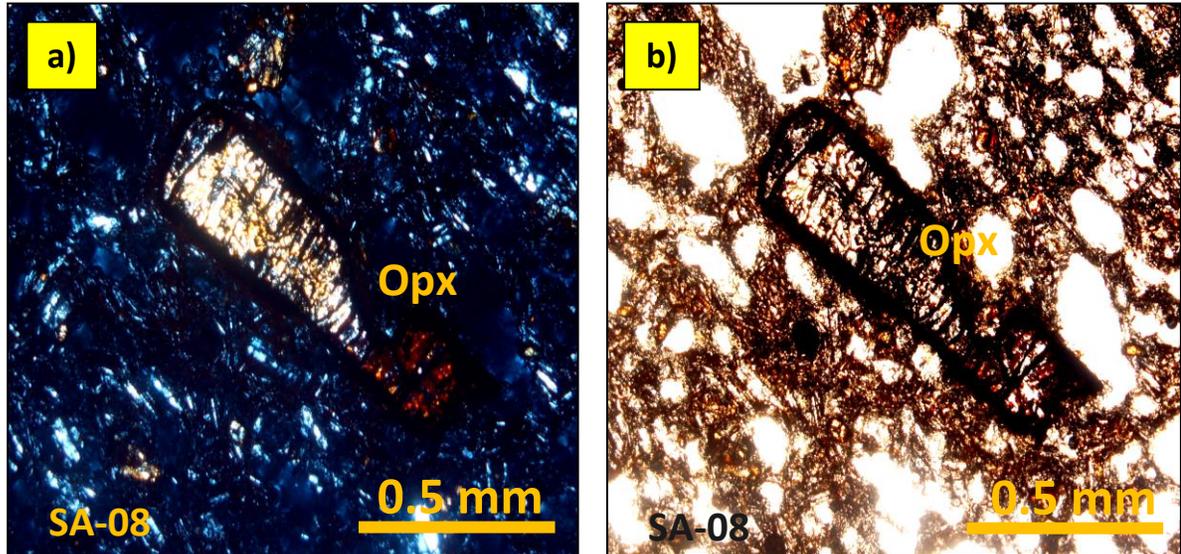


Figura 5.15 Fotomicrografías de una muestra de lava vesicular del cerro Zontepec, perteneciente a la unidad Conos Antiguos. Se observa una textura afanítica-vesicular donde: **a)** cristal de hiperstena con los bordes oxidados (nícoles cruzados) y **b)** mismo cristal con luz paralela donde se aprecia la gran cantidad de vesículas.

Unidad Andesita Basáltica de la Sierra de Tepeapulco

A continuación se describirán las características petrográficas principales de las lavas que conforman a los tres volcanes escudo de la ST. Las muestras SA-03, SA-04 y SA-07 pertenecen al volcán Santa Ana, las SA-05 y SA-16 son del volcán La Lagunilla y las SA-18 y SA-19 para el Viejo de Tultengo.

Plagioclasa

Este grupo mineral se encuentra representado principalmente como microlitos y en menor proporción como fenocristales. Los microlitos de plagioclasa fueron contados junto con piroxenos y vidrio como parte de la matriz (70-75%). El porcentaje de las plagioclasas microlíticas, sin los piroxenos ni el vidrio en la matriz, se estima entre 55 a 65% del total de la roca. Las plagioclasas son del tipo labradorita y andesina de acuerdo al método de Michel-Levy, su tamaño oscila entre 0.3 a 0.7 mm y predomina la forma tabular subhedral.

Las lavas de los volcanes Santa Ana y La Lagunilla presentan microlitos orientados lo que sugiere la influencia de la dirección de flujo. Por otro lado, los fenocristales de plagioclasa están presentes en todas las muestras y representan un porcentaje variable de la roca (1 a 14%), siendo los más altos los del volcán escudo Santa Ana, el cual se inclina ligeramente a la composición andesítica, mientras que en otras lavas es incluso menor 1%. Estos fenocristales alcanzan tamaños de hasta 2 mm en las lavas del volcán escudo Viejo de Tultengo. En general son de forma subhedral a euhedral, exhiben maclado polisintético y evidencias de desequilibrio químico como zonación ondulatoria concéntrica, textura de tamiz y bordes reabsorbidos.

Piroxeno

Las cantidades presentes de olivino y piroxeno son muy equitativas para las lavas de estos volcanes, ya que varían de 3 a 5 % modal. El grupo del piroxeno se encuentra presente como ortopiroxeno (hiperstena) principalmente y en menor proporción como clinopiroxeno (augita-diópsida). Los subgrupos del piroxeno fueron diferidos mediante la extinción recta para ortopiroxenos y oblicua en clinopiroxenos, además de sus colores de interferencia bajos y altos, respectivamente. Los piroxenos tienen una forma subhedral a anhedral y, al igual que las plagioclasas, se presentan como fenocristales y microlitos. Los microlitos van de tamaños de entre 0.2 a 0.5 mm y como fenocristales de hasta 1.8 mm. Los fenocristales se encuentran formando aglomerados cristalinos con otros fenocristales como plagioclasa (Figura 5.16a y b). En la mayor parte de las muestras se observó macla de piroxeno. Al igual que los cristales de olivino del Cerro Viejo de Tultengo y algunos del Cerro Santa Ana, los piroxenos suelen tener bordes de oxidación y posible iddingsitización (Figura 5.16 c y d).

Olivino

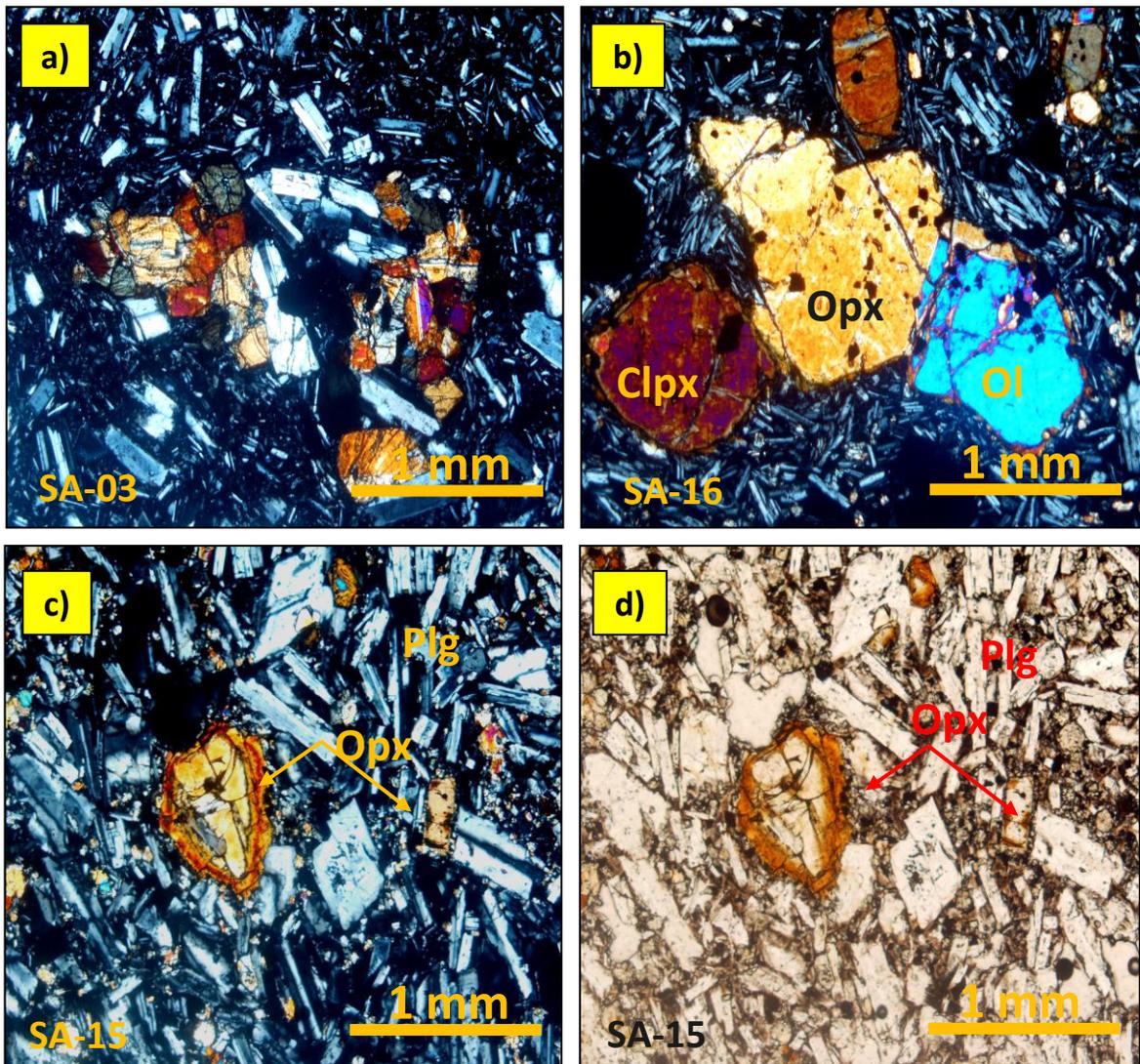
El grupo del olivino, con una abundancia modal de 2 a 4%, se presenta como fenocristales de forma subhedral a anhedral, de diversos tamaños (desde 0.5 hasta 2.3 mm). Los cristales de olivino se encuentran a menudo aislados o formando pequeños aglomerados con plagioclasa y piroxeno (Figura 5.16b). Estas características se presentan en las lavas de los tres volcanes escudo de la ST. En algunos casos, el olivino ha sido iddingsitizado en sus bordes, pero ciertas veces se observaron cristales de olivino alterados casi completamente a iddingsita. Este es el caso de las lavas del volcán Viejo de Tultengo (Figura 5.16e). En el volcán Santa Ana se observaron también cristales de olivino con iddingsita y ciertos bordes de reacción, lo que sugiere que este mineral comenzaba a presentar condiciones de inestabilidad dentro del magma.

Todas las muestras de lavas presentan minerales opacos (Figura 5.16f), posiblemente representados por óxidos de Fe y Ti, distribuidos dentro de la matriz o como inclusiones en minerales ferromagnesianos como olivino y piroxenos. Estos minerales opacos se encuentran principalmente en microcristales con una abundancia modal que varía entre 2 y 3%.

Observaciones

Por todas las características petrográficas anteriormente mencionadas, se clasifican a las rocas de los volcanes escudo como andesitas basálticas de hiperstena a andesitas basálticas de olivino e hiperstena, debido a la equidad modal entre sus constituyentes ferromagnesianos. Como ya se mencionó, predominan las texturas microlítica, pseudotraquítica, microporfídica y glomeroporfídica, cuyos cristales en la mayoría de las muestras se encuentran algo fragmentados, posiblemente como resultado de un largo transporte desde la cámara magmática. Algunos de los fenocristales de plagioclasa y

ferromagnesianos presentan ciertas marcas de desequilibrio químico. La mayoría de las muestras de lava están ligeramente intemperizadas, ya que como se mencionó fueron emplazadas durante el Pleistoceno. Para finalizar, las andesitas basálticas de la ST son muy parecidas a las de la vecina Sierra de Apan, clasificadas por Núñez-Castillo (2010) como andesitas basálticas de olivino y piroxeno a andesitas basálticas de hiperstena, así como a las andesitas basálticas del volcán escudo La Paila (Valadez-Cabrera, 2012).



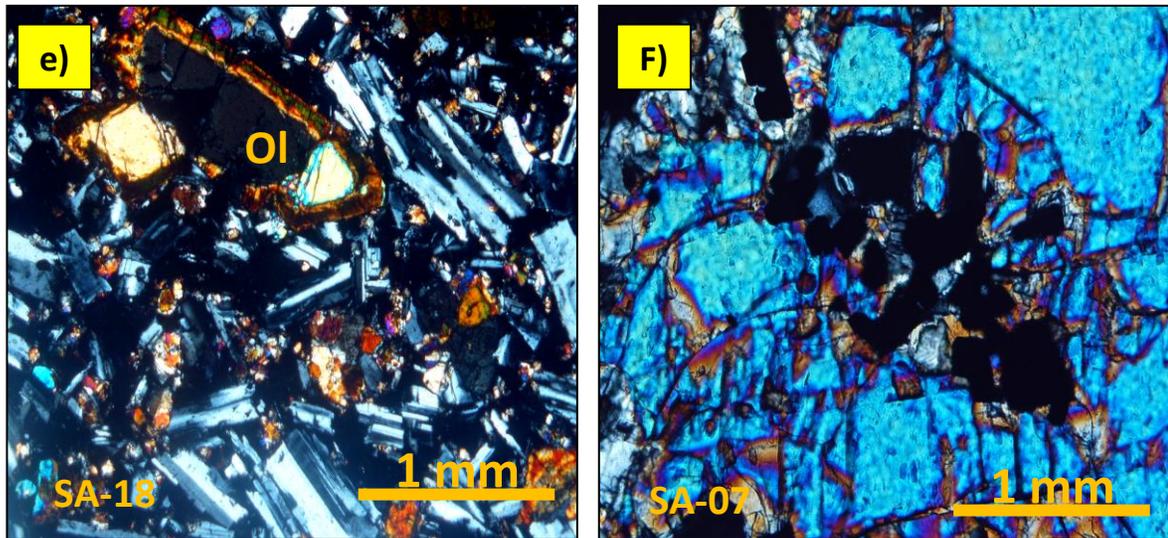


Figura 5.16 Fotomicrografía **a)** Textura glomeroporfídica compuesta de augita, hiperstena y plagioclasa, **b)** Textura glomeroporfídica con grandes fenocristales de piroxeno y olivino dentro de una matriz microlítica de plagioclasa, piroxenos y vidrio, **c) y d)** Fenocristal de ortopiroxeno en la que se muestra iddingsita, corresponde al volcán escudo Viejo de Tultengo, primero en nicoles cruzados después en luz paralela, **e)** olivino iddingsitizado en lavas del volcán Viejo de Tultengo, y **f)** Minerales opacos.

Conos de escoria recientes

En la unidad Conos Recientes se tiene al conjunto de conos monogenéticos que coronan o que están en alguno de los flancos de los volcanes escudo. Su composición y textura no son notablemente variables en relación con los escudos. Se tomaron las muestras SA-01, SA-06 y SA-13 en bombas volcánicas provenientes de tres conos diferentes que están sobre el evento efusivo de los escudos y las muestras SA-10 y SA-12 en flujos asociados a estos conos. Las tres muestras de bombas volcánicas de los conos monogenéticos tienen texturas que varían de afanítica a microlítica (Figura 5.17a y b), todas vesiculares, cuya matriz de vidrio de color pardo a pardo oscuro abarca 80%. Los minerales accesorios corresponden a olivino (3-10%), hiperstena (2-3%) y augita (4-5%). Este último mineral parece ser más abundante en las bombas de los conos que en las lavas de la unidad Andesita Basáltica de la ST. Además, se observan óxidos de Fe y Ti (2%) en microcristales dentro de la matriz. Las muestras de los flujos de lava asociados a los conos de escoria, SA-10 y SA-12 (Figura 5.17c y d), exhiben texturas microlíticas a microporfídicas, con grandes fenocristales de plagioclasa (andesina-labradorita), piroxeno y olivino (Figura 17.4d), en una matriz de microlitos de plagioclasa alineados (textura pseudotraquítica), piroxenos y vidrio. La composición y texturas similares de los conos recientes respecto a los volcanes escudo pueden indicar un vulcanismo que no ha sufrido procesos magmáticos importantes, por lo que se puede considerar que la fuente magmática que produjo las rocas de la ST es relativamente similar. Por lo tanto, se clasifica a las rocas de la unidad conos recientes como andesitas basálticas de olivino y piroxeno.

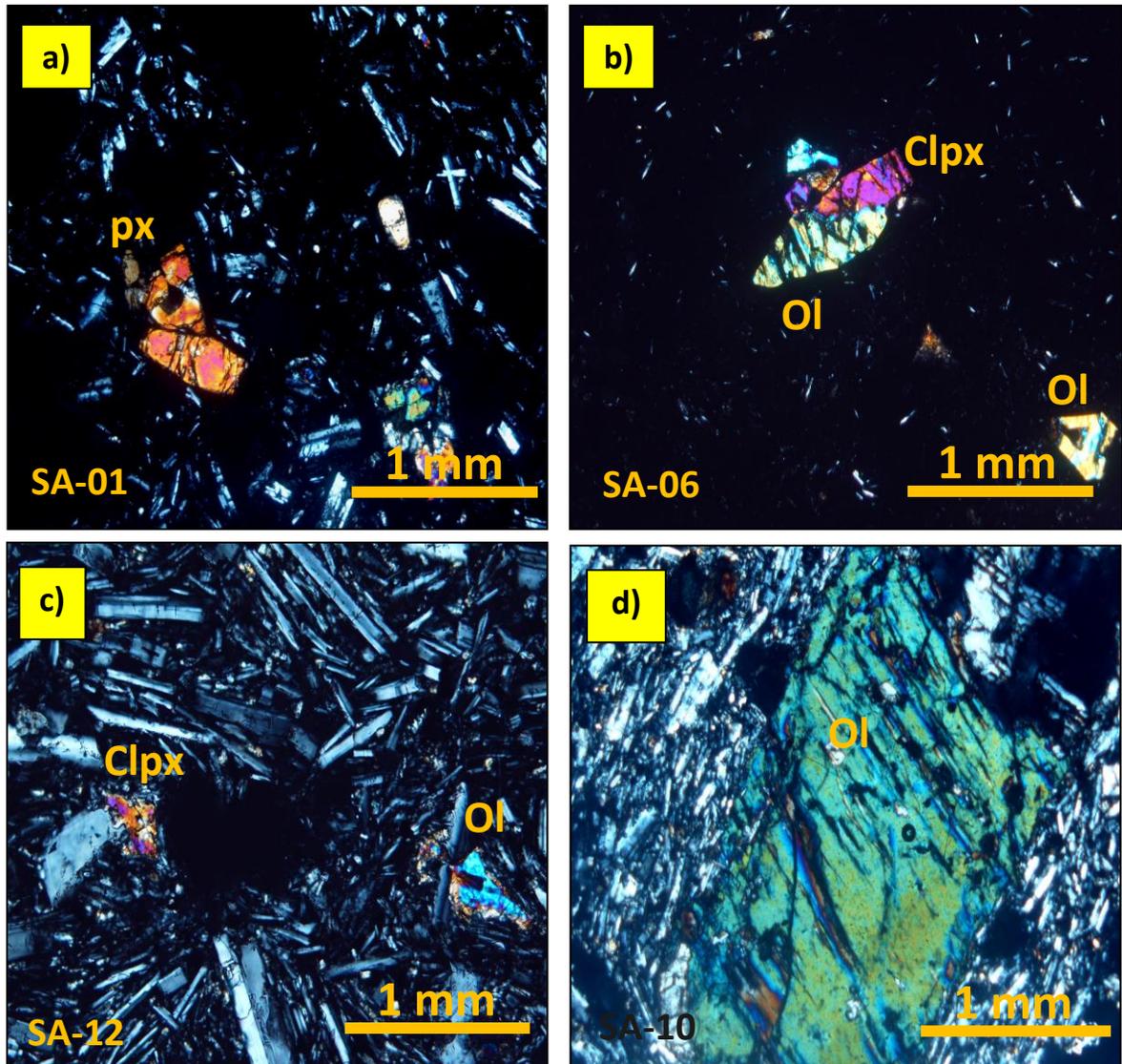


Figura 5.17 Fotomicrografías de la unidad de Conos de escoria ecientes, **a)** bomba volcánica del cono de cima del volcán Santa Ana, **b)** bomba volcánica del cono de cima del volcán La Lagunilla, **c)** textura microlítica de las lavas del Cono el Tezontle, **d)** textura microporfídica de las lavas del cono ubicado sobre la Andesita San Jerónimo (C. El Capulín), donde se observa un fenocristal de olivino dentro de una matriz microlítica compuesta de plagioclasa.

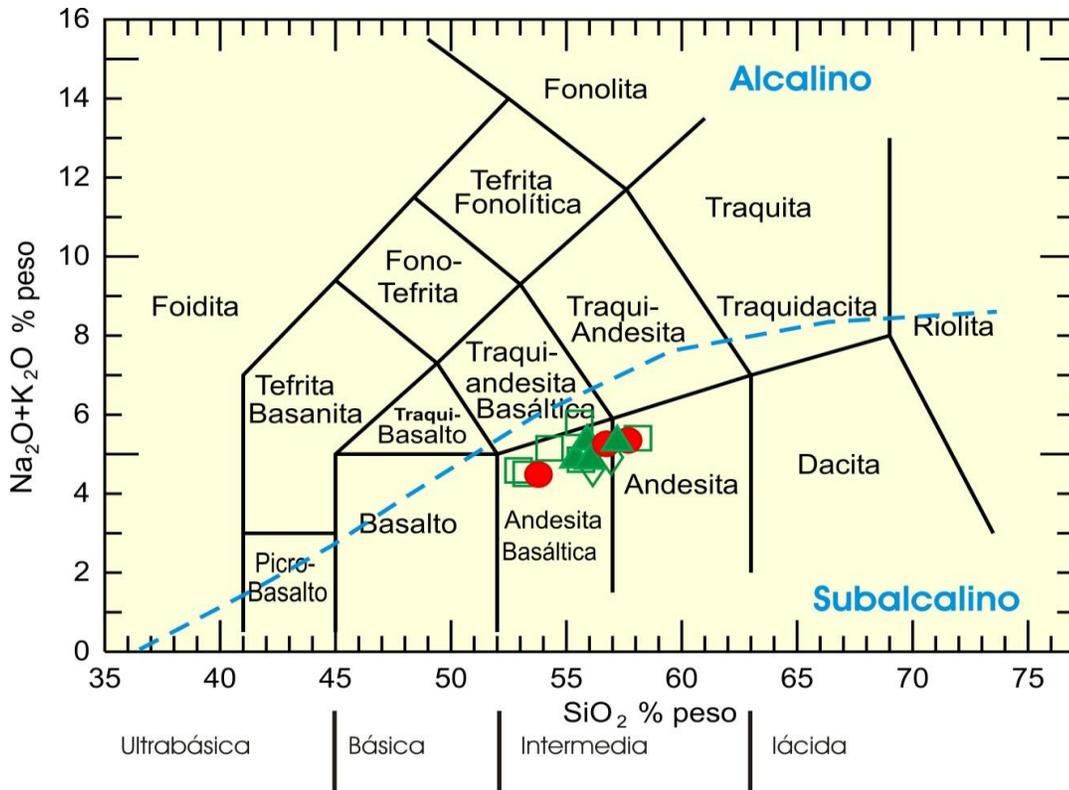
En cuanto a la interpretación de las características petrográficas de las rocas de la Sierra de Tepeapulco, se puede decir lo siguiente. Para el Mioceno se tienen las rocas de la Andesita San Jerónimo que presentan piroxeno y escaso anfíbol, así como fenocristales de plagioclasa con evidencias de desequilibrio físico-químico y escasos fenocristales de anfíbol con reemplazamiento a óxidos de Fe-Ti. Las características anteriores se han observado también en rocas miocénicas de la vecina Sierra de Apan (Núñez-Castillo, 2010) y que han sido interpretadas como originadas por procesos complejos de cristalización fraccionada al ascender el magma hacia zonas someras. Mientras que para el Pleistoceno predominan las andesitas-basálticas de texturas microlíticas, cuya asociación mineral consiste de plagioclasa, olivino, piroxeno y óxidos de Fe-Ti. Estas características petrográficas se pueden asociar con el emplazamiento de magmas a través de vulcanismo monogenético, en el cual no existen cámaras magmáticas de larga duración y en donde el magma pudiera estacionarse y ser sometido a fuertes procesos de cristalización fraccionada (Valadez-Cabrera, 2012).

5.3 Geoquímica de elementos mayores y traza

5.3.1 Elementos mayores

Para caracterizar y clasificar geoquímicamente a las rocas volcánicas de la ST, se utilizó el Diagrama de TAS (Total Álcalis vs. Sílice) para 14 muestras. El diagrama TAS consiste en graficar los óxidos de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (álcalis) en contra del SiO_2 (Figura 5.18), para lo cual los datos obtenidos en laboratorio deben ser recalculados al 100%, es decir en una base anhidra, que excluye la pérdida por calcinación.

En la Figura 5.18 se muestra el Diagrama de TAS (Le Bas et al., 1986) para las rocas de la ST, en el que se distingue a la Andesita San Jerónimo del Mioceno (rojo) de las unidades del Pleistoceno (verde). Se puede observar que no existen variaciones composicionales significativas para todas las rocas analizadas. Tanto las muestras de los volcanes escudo de la ST, la unidad Conos Antiguos, como la unidad Conos Recientes, caen dentro del campo de la andesita basáltica. Aunque existen ciertas muestras de la Andesita San Jerónimo del Mioceno y del volcán escudo Santa Ana que se encuentran dentro del campo de la andesita, pero muy cerca del límite con la andesita basáltica. Si se toma en cuenta todo el conjunto de muestras analizadas, se puede observar una ligera correlación positiva de la sílice respecto del álcalis, todas dentro del campo subalcalino marcado por Irvine y Baragar (1971).



Unidades del Mioceno

● Andesita San Jerónimo

Unidades del Pleistoceno

◇ Conos Antiguos

□ Andesita-basáltica ST

▲ Conos Recientes

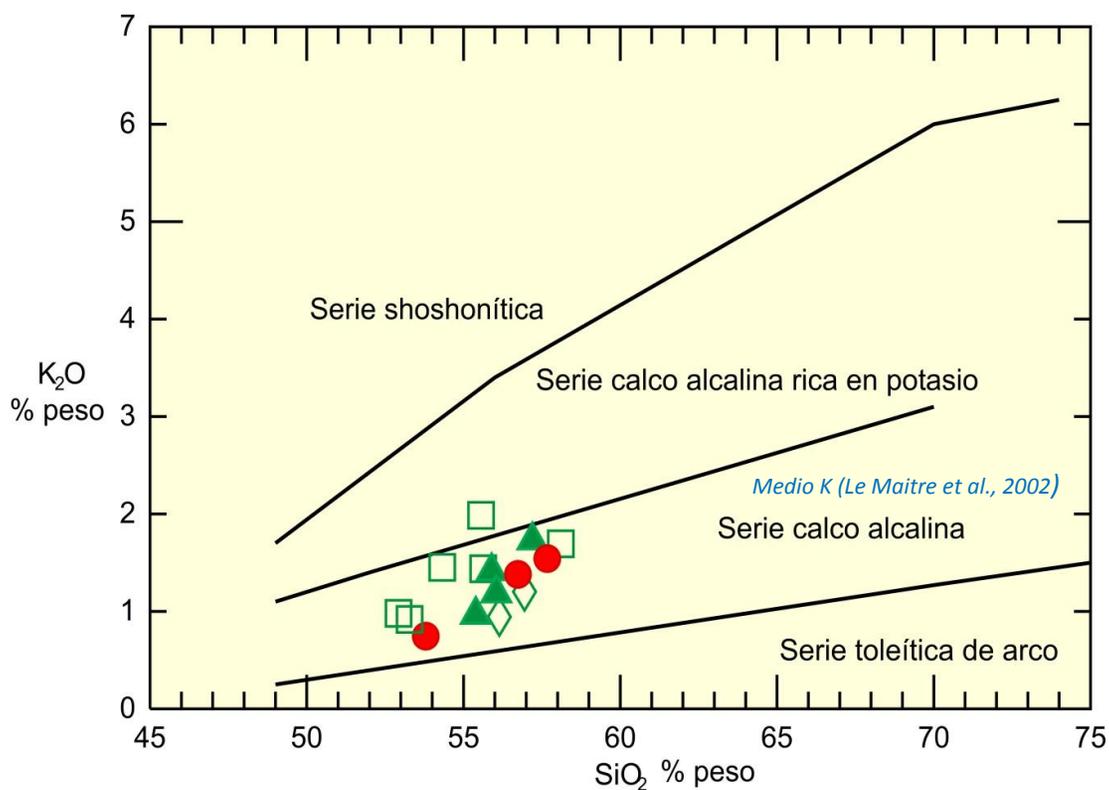
Figura 5.18 Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) para la Sierra de Tepeapulco, en rojo la unidad miocénica, en verde se muestran a las unidades del Pleistoceno, la línea punteada azul separa los campos de las series alcalina y subalcalina de acuerdo a Irvine y Baragar (1971).

Como se puede apreciar en la Tabla 5.2, los valores altos en Al_2O_3 , más los valores más altos de CaO y Na_2O respecto del K_2O , para todas las muestras, revelan de entrada una fuerte afinidad con la serie calcoalcalina.

Tabla 5.2 Elementos mayores de 14 muestras la Sierra de Tepeapulco expresados en % en peso, los datos se expresan tal como se obtuvieron por el método de FRX. **PXC**= pérdida por calcinación.

Unidad	Andesita San Jerónimo	Andesita San Jerónimo	Andesita San Jerónimo	Conos Antiguos	Conos Antiguos	Andesita Basáltica ST	Andesita Basáltica ST
Muestra	SA-11	SA-17	SA-20	SA-8	SA-14	SA-3	SA-5
Latitud N	19°47'48.4"	19°48'29.8"	19°47'05.9"	19°44'43.4"	19°49'6.4"	19°45'31.1"	19°46'35.9"
Longitu W	98°28'03.3"	98°28'22.1"	98°27'33.5"	98°32'35.5"	98°24'1.5"	98°30'47.4"	98°29'03.8"
% peso							
SiO ₂	57.67	53.87	56.59	56.15	56.95	55.56	55.63
TiO ₂	1.03	1.05	1.02	1.14	1.05	1.39	1.10
Al ₂ O ₃	18.45	18.57	18.87	17.73	17.86	16.60	16.08
Fe ₂ O ₃	6.48	7.87	6.51	7.30	6.64	8.42	7.30
MnO	0.10	0.12	0.10	0.12	0.10	0.13	0.11
MgO	3.61	5.55	3.25	4.33	4.10	3.72	6.40
CaO	6.87	7.84	7.10	5.74	7.60	6.59	7.39
Na ₂ O	3.80	3.74	3.87	3.69	3.71	3.80	3.42
K ₂ O	1.54	0.75	1.38	0.94	1.20	1.99	1.44
P ₂ O ₅	0.22	0.18	0.23	0.28	0.24	0.74	0.38
PXC	0.23	0.61	0.83	2.59	0.55	1.06	0.75
Suma	99.999	100.137	99.748	99.998	100.001	99.999	99.999
Unidad	Andesita Basáltica ST	Andesita Basáltica ST	Andesita Basáltica ST	Conos Recientes	Conos Recientes	Conos Recientes	Conos Recientes
Muestra	SA-15	SA-18	SA-7	SA-1	SA-10	SA-12	SA-13
Latitud N	19°48'26.7"	19°49'44.4"	19°46'39.1"	19°45'46.1"	19°48'00.5"	19°49'21.5"	19°48'37.1"
Longitu W	98°24'4.5"	98°25'57.1"	98°34'23.4"	98°31'40.1"	98°27'52.4"	98°27'21.6"	98°26'38.4"
% peso							
SiO ₂	52.93	53.19	58.10	57.20	55.40	55.90	56.05
TiO ₂	1.36	1.34	0.99	1.13	1.05	1.09	1.09
Al ₂ O ₃	17.57	18.38	16.05	16.14	18.03	18.50	18.60
Fe ₂ O ₃	8.91	8.90	6.55	7.28	7.50	6.99	6.90
MnO	0.14	0.13	0.10	0.11	0.12	0.11	0.11
MgO	5.15	4.50	5.24	4.94	5.43	4.37	4.36
CaO	9.11	8.60	6.81	6.61	7.15	7.40	7.49
Na ₂ O	3.61	3.58	3.70	3.57	3.90	3.91	3.65
K ₂ O	0.98	0.92	1.69	1.73	0.96	1.41	1.18
P ₂ O ₅	0.21	0.23	0.35	0.49	0.20	0.24	0.21
PXC	0.03	0.06	0.40	0.81	0.26	0.09	0.36
Suma	100.000	99.823	100.000	100.000	99.999	100.000	99.999

Para constatar esto, se realizó el diagrama de K_2O versus SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976) (Figura 5.19), donde se observa que casi todas las muestras se ubican en la división de potasio medio de Le Maitre et al. (2002), a excepción de una muestra correspondiente a la unidad Andesita Basáltica ST tomada del volcán Santa Ana (SA-03), la cual se localiza en la serie calcoalcalina rica en potasio (Figura 5.19).



- Unidades del Mioceno**
- Andesita San Jerónimo
- Unidades del Pleistoceno**
- ◇ Conos Antiguos
- Andesita-basáltica ST
- ▲ Conos Recientes

Figura 5.19 Diagrama K_2O versus SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976) para la Sierra de Tepeapulco, que muestra todas las muestras dentro de la serie calcoalcalina. Además, las muestras están dentro del campo de potasio medio según Le Maitre et al. (2002), a excepción de una muestra de andesita basáltica del Pleistoceno que se encuentra en la serie calcoalcalina rica en potasio. Se utilizó la misma simbología que en el diagrama de TAS.

De igual manera, de acuerdo al diagrama AFM A=álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), $\text{F}=\text{FeO}_{\text{TOTAL}}$ y $\text{M}=\text{MgO}$ (% en peso) de Irvine y Baragar (1971), las rocas analizadas muestran totalmente una afinidad calcoalcalina (Figura 5.20), la cual es asociada con procesos de subducción.

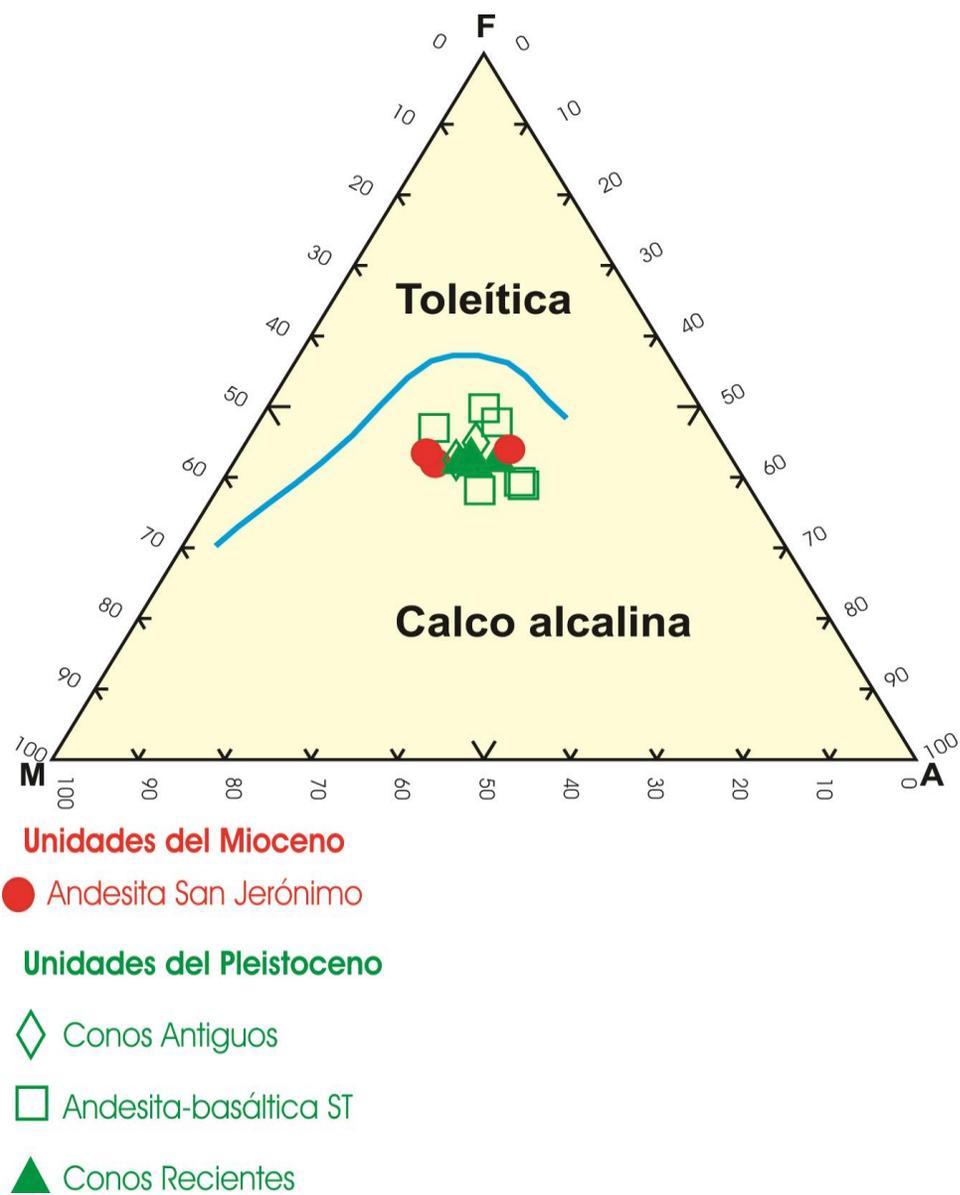


Figura 5.20 Diagrama triangular AFM, A=álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), $\text{F}=\text{FeO}_{\text{TOTAL}}$ y $\text{M}=\text{MgO}$ (% en peso) (Irvine y Baragar, 1971), que muestra a todas las muestras de afinidad calcoalcalina (línea azul). Misma simbología de los anteriores diagramas.

Las características geoquímicas de las rocas del área de estudio, se tiene lo siguiente. La mayoría de las unidades cuaternarias de la ST muestran una composición predominante de andesita basáltica y en menor proporción de andesita, todas con afinidad calcoalcalina. Este comportamiento geoquímico se ha observado en rocas pleistocénicas de otras áreas vecinas, como en la Sierra de Apan y en el volcán escudo La Paila (García-Palomo et al., 2002, Núñez-Castillo, 2010, Valadez-Cabrera, 2012). En cuanto a las rocas del Mioceno de la ST, la composición predominante es de andesita con afinidad calcoalcalina, lo cual es similar a los eventos antiguos de la sierra de Apan presentados también por Núñez-Castillo (2010). La afinidad calcoalcalina de las lavas de la zona de estudio es similar a la que presentan la mayoría de las rocas de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

Cálculo de la norma CIPW

Para la obtención de la mineralogía idealizada de la ST, los análisis químicos de elementos mayores fueron sometidos al cálculo de la norma CIPW (Croos, Iddings, Pirsson y Washington) en el programa IGPET 2007 (Tabla 5.3). Como es de esperarse, los minerales normativos son prácticamente los mismos y con porcentajes muy similares para todas las muestras, a excepción de la muestra SA-08, la cual muestra la cual presenta pequeños valores de corindón y rutilo (Tabla 5.3). Las muestras de la unidad miocénica Andesita San Jerónimo muestran una mineralogía normativa compuesta por: cuarzo (6-11%), ortoclasa (4-9%), albita (32-33%), anortita (29-32%), diópsida (2%), hiperstena (8-13%), hematita (6-8%), apatito (1%) y titanita (2%). Mientras que para las rocas pleistocénicas muestran: cuarzo (5-13%), ortoclasa (5-12%), albita (29-33%), anortita (22-31%), diópsida (1%), hiperstena (9-14%), hematita (7-9%), apatito (2%) y titanita (2%). Como antes se mencionó, solo la muestra SA-08 muestra corindón (0.87%) y rutilo (1.27%). Todas las rocas tienen cantidades menores de ilmenita (~0.3%).

Tabla 5.3 Cálculo de la Norma CIPW en base anhidra. La nomenclatura utilizada es del programa Igpert 2007. **Q**=cuarzo, **or**=ortoclasa, **ab**=albita, **an**=anortita, **C**=corindón, **di**=diópsida, **hy**=hiperstena, **il**=ilmenita, **hem**=hematita, **ap**=apatito, **tn**=titanita, y **ru**=rutilo.

Muestra	Unidad	(Q)	(or)	(ab)	(an)	(C)	(di)	(hy)	(il)	(hem)	(ap)	(tn)	(ru)	Total
SA-11	Andesita San Jerónimo	11.02	9.11	32.19	28.71		0.58	8.73	0.21	6.48	0.51	2.25		99.79
SA-17	Andesita San Jerónimo	5.98	4.4	31.63	31.61		2.23	12.76	0.26	7.86	0.41	2.24		99.39
SA-20	Andesita San Jerónimo	10.21	8.15	32.84	30.14		0.37	7.95	0.21	6.53	0.53	2.24		99.17
SA-8	Conos Antiguos	13.12	5.58	31.2	26.65	0.87		10.78	0.25	7.31	0.64		1.28	97.69
SA-14	Conos Antiguos	10.67	7.1	31.44	28.52		3.38	8.64	0.21	6.64	0.55	2.31		99.45
SA-3	Andesita basáltica ST	9.44	11.74	32.19	22.35		0.95	8.83	0.28	8.42	1.71	3.04		98.94
SA-5	Andesita basáltica ST	8.09	8.49	28.94	24.27		5.05	13.59	0.24	7.3	0.89	2.39		99.25
SA-7	Andesita basáltica ST	10.67	10.01	31.35	22.15		4.92	10.76	0.22	6.55	0.81	2.14		99.6
SA-15	Andesita basáltica ST	4.82	5.79	30.53	28.84		8.38	8.95	0.29	8.91	0.49	2.97		99.97
SA-18	Andesita basáltica ST	6.51	5.42	30.33	31.44		4.38	9.2	0.28	8.92	0.54	2.93		99.94
SA-1	Conos Recientes	11.12	10.21	30.22	22.91		2.51	11.13	0.25	7.28	1.13	2.45		99.19
SA-10	Conos Recientes	7.32	5.7	33	28.85		1.67	12.74	0.25	7.5	0.46	2.25		99.74
SA-12	Conos Recientes	7.43	8.34	33.07	28.77		2.35	9.81	0.23	6.99	0.54	2.38		99.91
SA-13	Conos Recientes	9.39	6.99	30.9	30.85		1.2	10.3	0.22	6.9	0.49	2.39		99.64

Diagramas de Harker

Conocidos como diagramas de variación geoquímica o dispersión, son nombrados así en honor a su inventor, el petrólogo inglés Alfred Harker (1909). Estos diagramas se utilizan en petrología ígnea para identificar algunos procesos magmáticos típicos de cristalización fraccionada, aunque también pueden ser producidos por procesos de mezcla de magmas o asimilación cortical. Estos diagramas permiten obtener información sobre las fases minerales involucradas en el proceso de diferenciación de un grupo de rocas relacionadas genéticamente (Rollinson, 1993), es decir, si constituyen o no asociaciones cogenéticas. Los diagramas de Harker consisten en graficar de manera cartesiana los elementos mayores en función del SiO_2 , eje de las ordenadas y abscisas, respectivamente. En la figura 5.21 se muestran los diagramas de Harker para la Sierra de Tepeapulco.

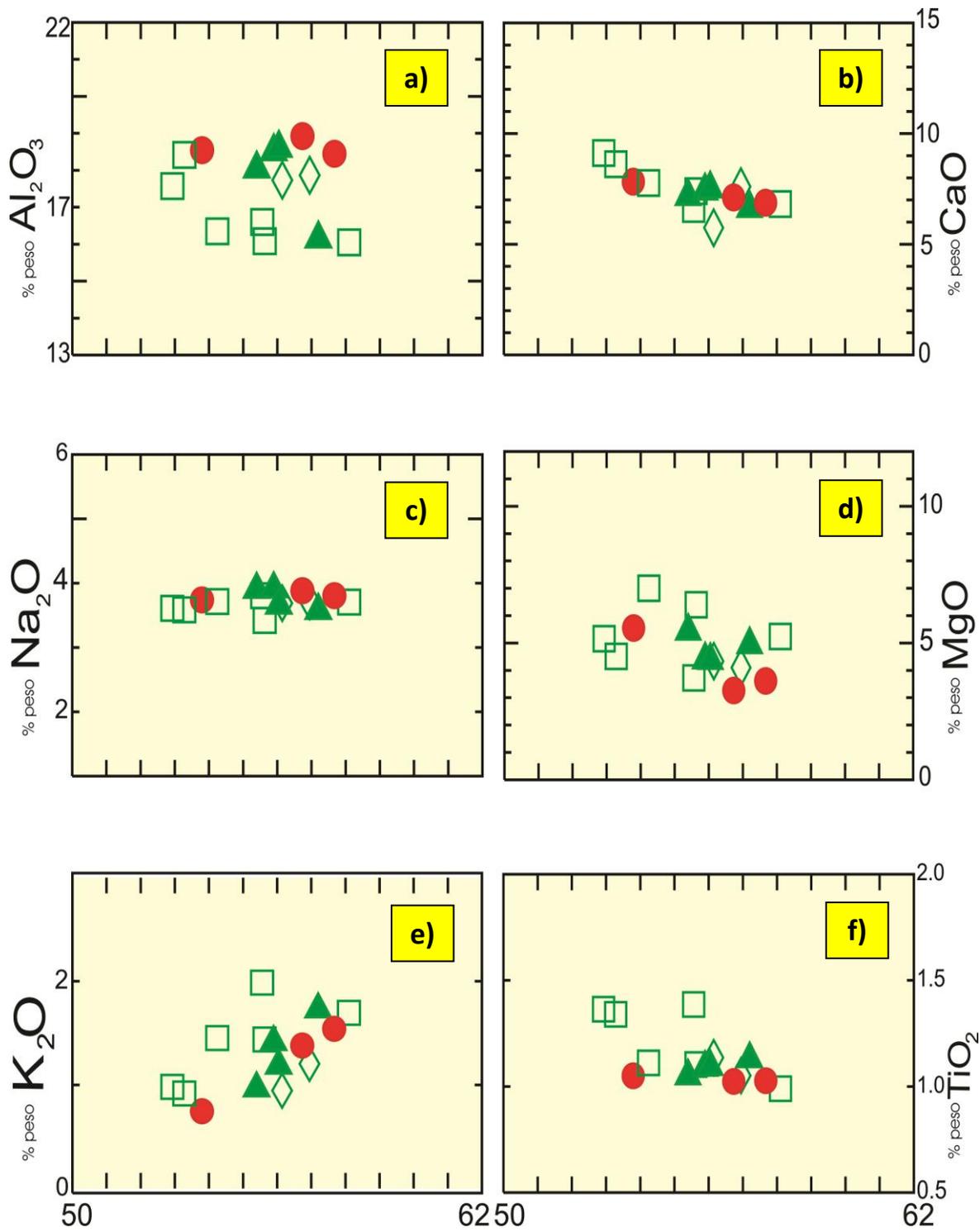
Si se toma en cuenta todo el conjunto de análisis, se pueden observar diversos patrones de correlación, negativos y positivos, para ciertos elementos con respecto al SiO_2 (Figura 5.21). Sin embargo, aunque se cuentan con pocos datos químicos de las rocas miocénicas del área de estudio (ST), se puede apreciar una cierta diferencia de comportamiento con respecto a las rocas del Pleistoceno.

Los diagramas que muestran ciertas correlaciones negativas para las unidades del Mioceno y del Pleistoceno son los de CaO , MgO , MnO y Fe_2O (Figura 5.21b, d, g e i). No obstante, los datos de todas las rocas muestran una cierta dispersión y los patrones de las rocas del Mioceno son ligeramente diferentes a los demás. Aunque las variaciones de la sílice son relativamente pequeñas para todas las rocas (de 53 a 58% en peso), se puede sugerir que estas variaciones químicas se deben a posible cristalización fraccionada de plagioclasa, olivino y piroxeno. Así mismo, en el diagrama del SiO_2 vs. K_2O , la correlación observada es positiva, patrón común en las zonas de subducción

(Figura 5.21e). Los diagramas SiO_2 vs. Na_2O , Al_2O_3 y P_2O_5 no muestran patrones claros o de correlación para todos los datos, solo se ve una cierta dispersión la cual no se puede relacionar directamente con algún proceso magmático. El diagrama SiO_2 vs TiO_2 presenta una cierta correlación negativa (Figura 5.21f) que se podría asociar con una ligera cristalización fraccionada de ilmenita en los magmas.

Los diagramas de Harker muestran una relativa dispersión de datos para todas las rocas, lo cual sugiere que los magmas que produjeron las Andesitas del Mioceno, las Andesitas Basálticas de los volcanes escudo, Conos Antiguos y Conos Recientes no fueron producidos por los mismos procesos petrogenéticos.

Por otro lado, los diagramas de Harker (Figura 5.21) muestran una relativa dispersión de datos para las rocas de los dos eventos volcánicos de la ST, lo cual sugiere que dichas rocas no fueron producidas por los mismos procesos petrogenéticos. Un ejemplo de la dispersión de datos, se observa en los diagramas de SiO_2 vs. Fe_2O_{3t} y MgO para las rocas cuaternarias (Figura 5.21d, i, respectivamente). Este comportamiento geoquímico no es raro, ya que en rocas cuaternarias de la Sierra de Apan y el volcán escudo La Paila, Núñez-Castillo (2010) y Valadez-Cabrera (2012) identificaron un comportamiento similar de los magmas. Además, aunque la mayoría de las rocas cuaternarias presentan una pequeña variación petrográfica (andesita-basáltica), el comportamiento de los elementos mayores en los diagramas de Harker (Figura 5.21) sugiere la existencia de ligeros procesos de cristalización fraccionada y/o una muy ligera asimilación cortical.



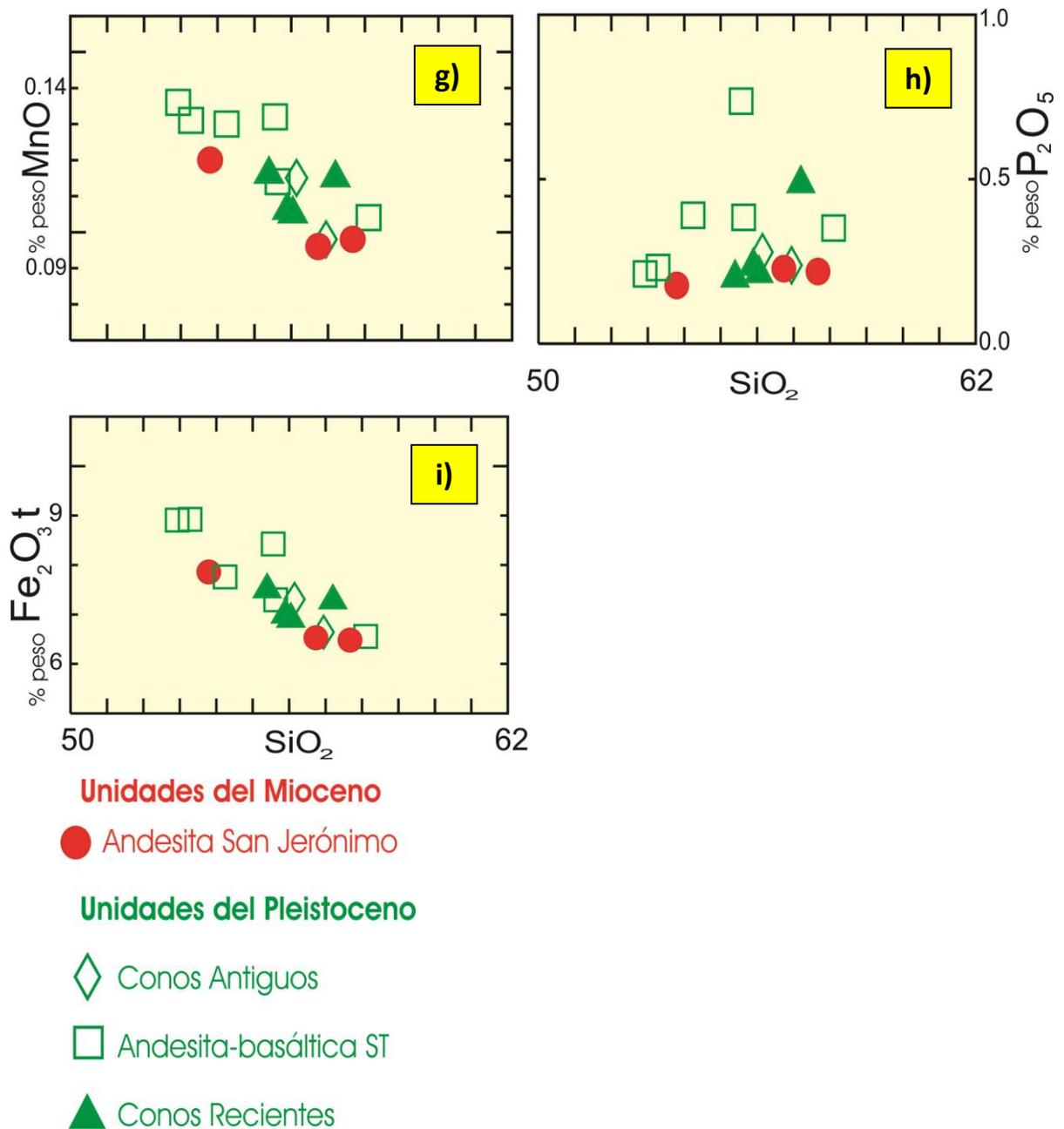


Figura 5.21 Diagramas de Harker para la Sierra de Tepeapulco, que muestran la variación de elementos mayores expresados en porcentaje en peso en función de la sílice. Los valores fueron recalculados al 100 % en base anhidra. Misma simbología que los anteriores diagramas.

5.3.2 Elementos traza

Para la interpretación de los elementos traza se determinó la concentración de 10 muestras seleccionadas de las cuales se muestran los resultados geoquímicos en la Tabla 5.4

Diagrama de Multielementos

Para la interpretación de los elementos traza se realizó un diagrama de multielementos conocido también como diagrama de araña. Este diagrama (tipo Masuda y Coryell) consiste en graficar de manera semi-logarítmica las concentraciones de los elementos traza. Para ello, los datos tienen que ser normalizados respecto a un material de referencia. En el presente trabajo, los datos de las rocas se normalizaron con respecto a los valores correspondientes al manto primitivo de Sun y McDonough (1989), debido a que teóricamente las rocas volcánicas estudiadas en la ST se generaron como resultado de la fusión parcial de un manto modificado por un proceso subductivo. La normalización de los datos permite graficar un diagrama que pueda ser interpretado y comparado y/o relacionado con un ambiente tectónico, además de que permite eliminar el efecto Oddo-Harkins.

Tabla 5.4 Elementos traza de 10 muestras para la Sierra de Tepeapulco expresados en ppm (partes por millón). Los datos fueron obtenidos mediante ICP-MS.

Unidad	Andesita San Jerónimo	Andesita San Jerónimo	Conos antiguos	Conos antiguos	Andesita basáltica ST
Muestra	SA-17	SA-20	SA-8	SA-14	SA-3
Latitud N	19°48'29.8"	19°46'46.2"	19°44'43.4"	19°49'06.4"	19°45'31.1"
Longitud W	98°28'22.1"	98°26'08.6"	98°32'35.5"	98°24'01.5"	98°30'47.4"
ppm					
Li	7.711	8.431	11.565	9.411	14.997
Be	1.724	1.966	1.788	1.166	2.723
B	3.182	4.427	4.533	4.756	7.852
P	0.195	0.241	0.286	0.237	0.744
Sc	21.523	15.023	19.821	16.351	16.887
Ti	1.109	1.101	1.154	1.084	1.421
V	126.783	127.444	80.449	136.897	121.287
Cr	202.865	117.806	153.728	161.310	102.560
Co	28.373	18.972	23.800	19.878	19.099
Ni	72.004	26.037	84.522	33.677	24.828
Cu	27.025	60.380	25.737	26.028	19.485
Zn	80.856	91.164	85.798	73.298	124.031
Ga	20.450	20.523	21.850	20.475	23.581
Rb	7.682	19.490	9.854	17.817	45.092
Sr	658.835	632.011	558.990	612.366	527.067
Y	22.233	21.225	29.988	22.918	44.099
Zr	127.958	151.110	310.495	152.063	574.177
Nb	5.569	7.429	15.775	7.667	32.515
Mo	1.172	1.839	0.958	1.827	3.674
Sn	0.343	0.842	1.013	0.777	2.006
Sb	0.062	0.079	0.127	0.085	0.150
Cs	0.160	0.448	0.170	0.371	0.698
Ba	350.162	469.375	708.297	356.288	645.419
Hf	3.140	3.679	5.949	3.485	10.473
Ta	0.320	0.440	0.861	0.446	1.695
W	0.126	0.160	0.247	0.181	0.416
Tl	0.083	0.362	0.213	0.132	0.257
Pb	3.699	5.807	8.231	5.139	11.369
Th	1.631	2.158	3.944	2.059	5.222
U	0.267	0.625	1.089	0.566	1.641

Unidad	Andesita Basáltica ST	Andesita Basáltica ST	Andesita Basáltica ST	Conos Recientes	Conos Recientes
Muestra	SA-5	SA-15	SA-18	SA-10	SA-12
Latitud N	19°46'35.9	19°48'26.7"	19°49'44.4"	19°48'0.5"	19°49'21.5"
Longitud W	98°29'03.8"	98°24'04.5"	98°25'57.1"	98°27'52.4"	98°27'21.6"
Ppm					
Li	10.721	9.187	10.224	9.698	7.872
Be	1.668	1.069	1.903	1.120	1.134
B	4.708	3.076	3.389	4.502	4.034
P	0.385	0.235	0.250	0.208	0.240
Sc	18.464	24.398	24.485	18.039	17.365
Ti	1.118	1.398	1.390	1.086	1.149
V	126.065	205.544	197.648	147.973	147.171
Cr	236.102	126.704	153.109	174.866	118.655
Co	25.209	27.289	27.346	25.472	20.813
Ni	110.108	36.465	35.177	64.870	34.862
Cu	23.825	28.834	31.383	25.857	28.481
Zn	81.901	91.385	88.619	81.136	80.181
Ga	19.675	21.147	20.810	20.748	21.325
Rb	26.771	13.163	13.927	15.626	15.663
Sr	636.842	528.157	516.288	633.286	622.546
Y	27.980	31.041	30.467	21.754	23.321
Zr	269.408	160.770	162.848	140.907	157.761
Nb	12.736	7.354	7.796	6.249	8.048
Mo	2.197	1.665	1.680	1.531	1.662
Sn	1.185	1.030	1.064	0.684	0.797
Sb	0.083	0.051	0.068	0.066	0.076
Cs	0.522	0.292	0.308	0.209	0.332
Ba	456.022	273.165	297.917	363.201	350.361
Hf	5.595	3.812	3.866	3.225	3.656
Ta	0.701	0.434	0.452	0.379	0.464
W	0.424	0.176	0.158	0.199	0.191
Tl	0.137	0.078	0.114	0.057	0.104
Pb	7.250	3.991	4.306	4.456	5.217
Th	3.550	1.692	1.712	1.819	2.039
U	0.977	0.462	0.441	0.444	0.577

Se realizaron diagramas de multielementos para la unidad del Mioceno (rojo), para las unidades del Pleistoceno (verde) y uno entre ambas unidades superpuestas con el fin de compararlas (Figura 5.22a, b y c respectivamente).

Si se parte de un ambiente magmático de arco volcánico continental como es la FVTM, asociada a una zona de subducción, se espera que los resultados geoquímicos de los elementos trazas presenten una alta relación LILE/HFSE a diferencia de los magmas encontrados en islas intraoceánicas o denominadas OIB (Ocean Island Basalts) (Rollinson, 1993). El enriquecimiento de los elementos LILE con respecto a los elementos HFSE indicará una fuente magmática en un manto empobrecido que ha sido modificada por los fluidos aportados por la placa en subducción.

En la Figura 5.22a, referente a los datos de la unidad del Mioceno (Andesita San Jerónimo), se observa enriquecimiento o anomalías positivas de los elementos LIL (K, Ba, Cs, y Sr), además del Pb y un empobrecimiento o anomalías negativas de elementos HFS, P y Ti. Estos patrones son muy semejantes para las dos muestras analizadas, lo que sugiere una misma fuente magmática para estas muestras, la cual estaría asociada con procesos de subducción en un manto empobrecido. En cuanto a las muestras de roca de las unidades Conos de escoria antiguos, Andesita Basáltica de la ST (volcanes escudo) y Conos de escoria recientes se tiene que presentan en general patrones semejantes, enriquecimiento de elementos tipo LIL (K, Ba, Cs y Sr), y Pb respecto de los elementos HFS (Nb y Ta), P y Ti, lo cual de igual manera sugiere una fuente del manto empobrecido afectada por fluidos de procesos de subducción. No obstante, se tiene que remarcar que a pesar de que la composición petrográfica de las rocas del Pleistoceno es de andesita basáltica, existe una fuerte dispersión de los patrones, lo que sugiere que los magmas más recientes de la Sierra de Tepeapulco fueron producidos por fuentes del

manto heterogéneas. Por ejemplo, los patrones de las muestras de andesita basáltica del volcán escudo Viejo de Tultengo son muy similares pero presentan concentraciones más bajas en elementos traza, con una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta respecto de los LILE (Figura 5.22b). Mientras que muestras de andesita basáltica de los volcanes escudo La Lagunilla y Santa Ana, muestran mayores concentraciones de elementos traza y la relación LILE/HFSE es menos pronunciada (casi no existen anomalías negativas de Nb y Ta en las lavas del volcán escudo Santa Ana, Figura 5.22b). Un ejemplo parecido se presenta en las rocas analizadas de los Conos Antiguos y Conos Recientes. Finalmente, en la Figura 5.22c se presenta una comparación de patrones multielementales para todas las andesitas basálticas del Pleistoceno (color verde) y las rocas andesíticas del Mioceno. Se ve claramente que las rocas andesíticas presentan concentraciones de elementos traza mucho menores que las que presentan las rocas menos evolucionadas del Pleistoceno. Este comportamiento de elementos traza entre los dos tipos de roca no puede ser explicado por simples procesos de cristalización fraccionada.

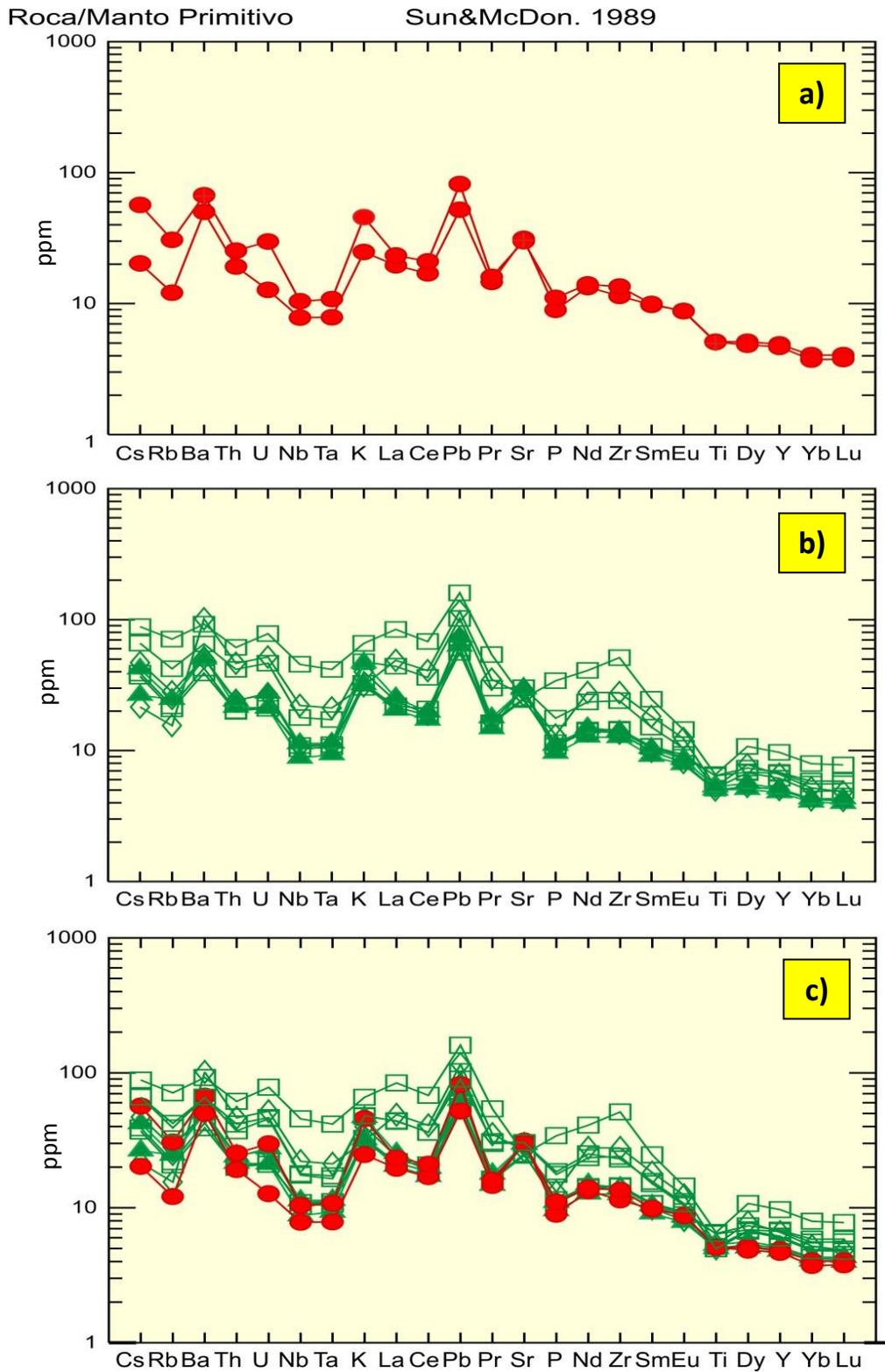


Figura 5.22 Diagramas de multielementos tipo Masuda-Coryell para la ST donde: **a)** unidad del Mioceno (Andesita San Jerónimo), **b)** unidades del Pleistoceno y **c)** ambas unidades superpuestas. Misma simbología que los diagramas anteriores.

Tierras Raras

Para la interpretación del comportamiento de las Tierras Raras del área de estudio se realizaron diagramas de variación geoquímica donde, al igual que en los diagramas multielementales, se graficaron por separado la unidad del Mioceno y las unidades pleistocénicas, además de un diagrama en el que se sobreponen ambas edades (Figura 5.23a, b y c).

Los diagramas de las Tierras Raras consisten en graficar la concentración de la muestra en el eje de las ordenadas en contra de las Tierras Raras comúnmente ordenadas por su número atómico, a excepción del tulio (Tm) y el prometio (Pm), este último elemento no estable en la naturaleza. Al igual que en los diagramas de variación para los elementos traza, es necesario normalizar de manera semi-logarítmica a base diez los valores de las concentraciones respecto a un material de referencia además de también evitar el efecto Oddo-Harkins. En este caso, la normalización se realizó con respecto a la condrita de Nakamura (1974) por representar la composición de las rocas que formaron a la Tierra primitiva que, teóricamente no han sufrido procesos de fraccionamiento desde la formación del Sistema Solar. La composición de la condrita representaría la composición del manto de la Tierra que no ha sufrido fusión parcial. Es así como es posible determinar el proceso que dio origen a una serie de rocas, de lo cual se deduce consecuentemente su ambiente tectónico y procesos magmáticos asociados con éste.

Como antes se mencionó, se obtuvieron las concentraciones de Tierras Raras para 10 muestras de la Sierra de Tepeapulco, de las cuales se muestran los valores en la Tabla 5.5.

Tabla 5.5 Tierras raras de 10 muestras de la Sierra de Tepeapulco. Los resultados se expresan ppm.

Unidad	Andesita San Jerónimo	Andesita San Jerónimo	Conos antiguos	Conos antiguos	Andesita Basáltica ST
Muestra	SA-17	SA-20	SA-8	SA-14	SA-3
Latitud N	19°48'29.8"	19°46'46.2"	19°44'43.4"	19°49'06.4"	19°45'31.1"
Longitud W	98°28'22.1"	98°26'08.6"	98°32'35.5"	98°24'01.5"	98°30'47.4"
La	13.456	16.028	33.591	16.387	57.804
Ce	30.159	37.289	72.334	33.567	120.797
Pr	4.035	4.416	9.676	4.599	14.922
Nd	18.098	18.980	37.656	19.164	55.343
Sm	4.335	4.409	8.090	4.386	10.937
Eu	1.478	1.468	2.076	1.363	2.427
Gd	4.447	4.377	6.872	4.368	9.495
Tb	0.619	0.597	1.013	0.647	1.371
Dy	3.768	3.571	5.758	3.924	7.932
Ho	0.753	0.714	1.068	0.794	1.532
Er	2.218	2.138	2.773	2.173	4.162
Yb	1.990	1.842	2.560	2.071	3.918
Lu	0.299	0.279	0.358	0.308	0.575
ΣREE	85.654	96.108	183.826	93.750	291.215
La/YB	6	6	9	5	10

Unidad	Andesita Basáltica ST	Andesita Basáltica ST	Andesita Basáltica ST	Conos Recientes	Conos Recientes
Muestra	SA-5	SA-15	SA-18	SA-10	SA-12
Latitud N	19°46'35.9"	19°48'26.7"	19°49'44.4"	19°48'0.5"	19°49'21.5"
Longitud W	98°29'03.8"	98°24'04.5"	98°25'57.1"	98°27'52.4"	98°27'21.6"
La	30.269	14.796	15.100	14.002	17.392
Ce	64.234	32.977	36.807	30.380	35.002
Pr	8.273	4.504	4.414	4.061	4.919
Nd	31.801	19.058	19.414	17.178	20.247
Sm	6.702	4.763	4.784	4.019	4.622
Eu	1.750	1.493	1.566	1.314	1.444
Gd	5.936	5.257	5.388	4.052	4.555
Tb	0.864	0.845	0.806	0.605	0.676
Dy	5.003	5.416	5.063	3.732	4.143
Ho	0.972	1.106	1.011	0.763	0.831
Er	2.607	3.009	2.967	2.103	2.253
Yb	2.412	2.886	2.744	1.996	2.114
Lu	0.365	0.433	0.413	0.293	0.318
ΣREE	161.186	96.541	100.478	84.499	98.515
La/YB	9	3	3	5	5

Para las rocas del Pleistoceno también se observa enriquecimiento de elementos tipo LIL (K, Ba, Cs y Sr), y Pb respecto de los elementos HFS (Nb y Ta), P y Ti, y los patrones de las Tierras Raras presentan enriquecimiento de las ligeras respecto de las pesadas, lo cual también sugiere un origen asociado con la subducción. Sin embargo, las anomalías negativas de Nb y Ta no son tan pronunciadas como las que presentan las rocas miocénicas (Figura 5.23a). Este comportamiento diferente de los elementos traza para las rocas más recientes, se ha observado también en rocas recientes de la vecina sierra de Apan (Núñez-Castillo, 2010). Por lo que, se sugiere que la fuente magmática de la cual provienen las rocas se encontraba ligeramente más enriquecida en estos elementos en comparación con las rocas típicas de subducción. Esta posible fuente más enriquecida puede asociarse con la existencia de magma aportado por un manto más profundo (Gill, 1981). Sin embargo, debido a que los patrones observados en los diagramas multielementales y de las Tierras Raras muestran una cierta dispersión (Figuras 5.22 y 5.23), se puede proponer además que dicha fuente del manto es relativamente heterogénea. Normalmente, en una fuente magmática de un manto de composición homogénea, los patrones de estos elementos no mostrarían dispersión como la mencionada líneas arriba.

En las Figuras 5.23a y b se puede observar que las rocas del Mioceno y del Pleistoceno presentan patrones muy similares, sin embargo, las unidades del Pleistoceno están más enriquecidas en Tierras Raras que las del Mioceno. Otro punto importante es que las muestras de los volcanes escudo Santa Ana, La Lagunilla y un cono de escoria antiguo presentan una mayor dispersión de datos, lo que podría asociarse con diferentes grados de fusión parcial del manto, diferentes grados de cristalización fraccionada, o bien, fuentes magmáticas heterogéneas (Valadez-Cabrera, 2012). En general, se tiene un enriquecimiento de las Tierras Raras Ligeras (LREE: La-Sm) respecto de las pesadas

(HREE: Eu-Lu) donde la relación La_n/Yb_n es de 6 para las rocas miocénicas, mientras que para las del Pleistoceno varían de 3 a 10. El enriquecimiento de las Tierras Raras ligeras con respecto a las pesadas, éstas últimas mostrando patrones casi horizontales ($Gd/Yb:1.51-2.22$), se ha asociado con magmas relacionados con procesos de subducción en arcos volcánicos. La mayoría de las rocas volcánicas existentes en la Faja Volcánica Trans-Mexicana presentan patrones similares (Gómez-Tuena et al., 2005). En los mismos diagramas de las Figuras 5.23a y b se observan muy ligeras anomalías negativas de Ce en los patrones de todas las rocas del área de estudio, lo cual se ha asociado con la influencia de los sedimentos y fluidos acuosos de la placa en subducción (el Ce^{4+} es insoluble en el agua de mar). También, se presentan pequeñas anomalías negativas de Eu en los patrones de las muestras de los volcanes escudo Santa Ana, La Lagunilla y en un Cono de escoria antiguo. Esta anomalía negativa de Eu puede deberse al fraccionamiento de la plagioclasa, ya que este elemento puede sustituir al Ca como se indicó antes.

Roca/Condrita

Nakamura 1974-REEs

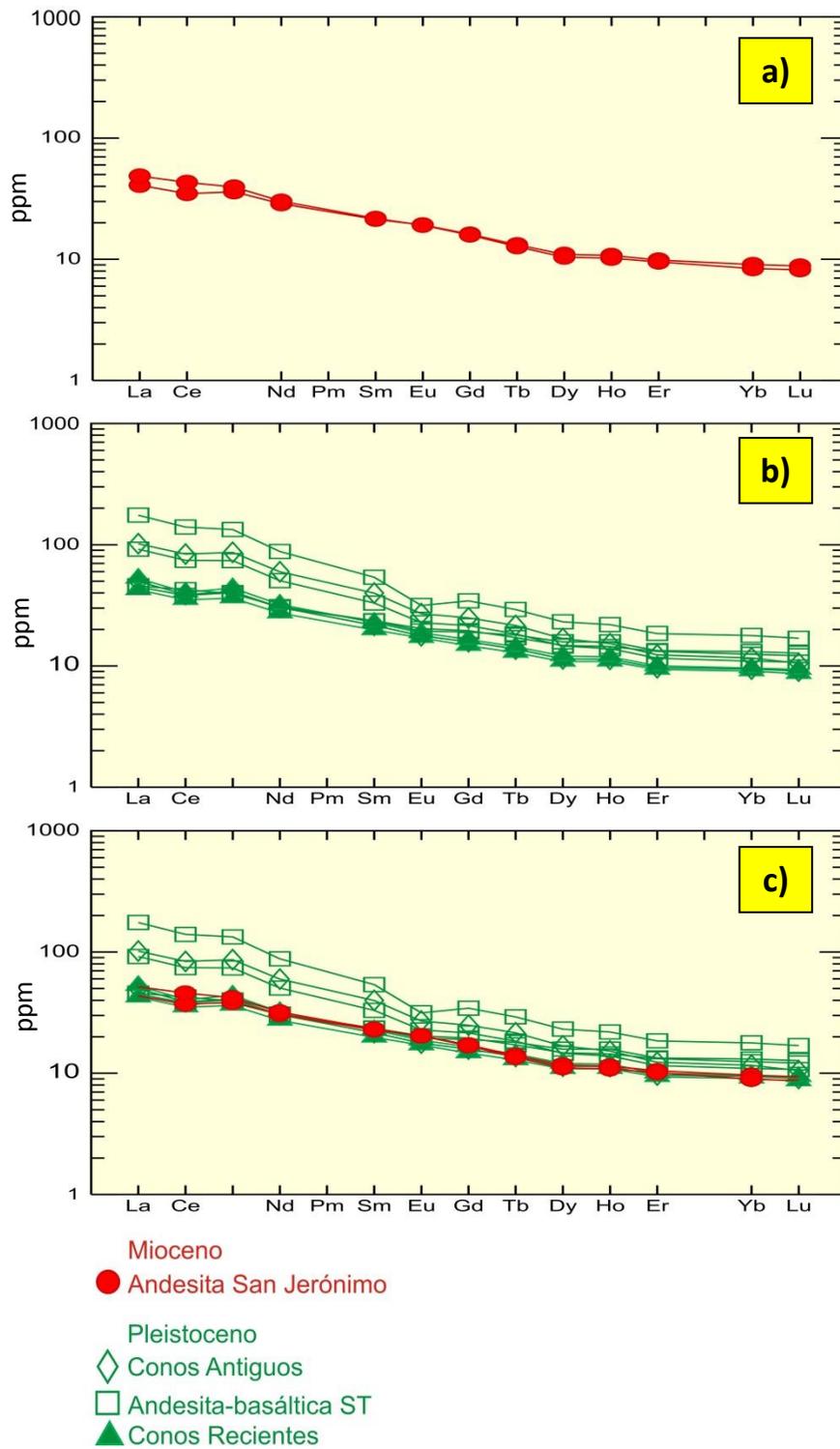


Figura 5.23 Diagramas de Tierras Raras donde: **a)** Andesita San Jerónimo (Mioceno), **b)** unidades pleistocénicas y **c)** unidades superpuestas. Los valores fueron normalizados respecto a la condrita de Nakamura (1974).

5.4 Isotopía de Sr y Nd

Para la ST se determinaron las relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/\text{Nd}^{144}$ y $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$ para seis muestras, cuyos valores fueron graficados en el diagrama ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 5.24). Los valores no fueron corregidos respecto a la edad, ya que se consideran como relaciones isotópicas iniciales (Tabla 5.6).

Todas las muestras corresponden a andesitas-basálticas que, como se mencionó en el Capítulo 3 del presente trabajo, pertenecen al Pleistoceno ya que se han obtenido edades de: 1.5 ± 0.07 Ma (Cantagrel y Robin, 1979), 0.8 ± 0.2 Ma (López-Hernández y Hernández-Castillo, 1997) y 0.47 ± 0.07 Ma (Carrasco-Núñez et al., 1997), todos citados por García-Palomo et al. (2002), además de 0.872 ± 0.022 Ma (Volcán escudo La Paila) y Complejo Dómico Xihuingo de 0.403 ± 0.011 Ma (Valadez-Cabrera, 2012).

En general, todas las muestras caen dentro del arreglo del manto, cuyas composiciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varían de 0.704249 a 0.704999 y de ϵNd de 0.25 a 3.2. Los valores más radiogénicos son los de las muestras SA-03 (0.704995 y ϵNd 0.25) que pertenece a las lavas del volcán escudo Santa Ana, y la SA-08 que es de un cono antiguo que se encuentra en la ladera SW del volcán escudo Santa Ana ($^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$ 0.704999 y ϵNd 0.29). Estos valores isotópicos pueden indicar que los magmas que produjeron las lavas de estos volcanes tuvieron una mayor interacción con las rocas de la corteza continental, lo cual puede ser evidenciado por su tendencia hacia la composición andesítica. Por otro lado, los valores menos radiogénicos pertenecen al escudo La Lagunilla (muestras SA-05 y SA-06), cuyos valores de $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$ van de 0.704249 a 0.704436 y ϵNd 1.89 a 3.2, respectivamente. Finalmente, la muestra SA-15 que pertenece al volcán escudo Viejo de Tultengo y la muestra SA-10 de un cono de escoria reciente, ubicado al oeste del volcán anterior, presentan valores isotópicos intermedios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704653\text{--}0.704635$ y ϵNd

= 1.37 - 0.94, respectivamente), entre los valores de los volcanes escudo la Lagunilla y los del Santa Ana. Esto sugiere que los magmas también tuvieron una cierta interacción con rocas de la corteza, pero en menor proporción que los de las muestras del escudo Santa Ana (Figura 5.24).

Al comparar los valores isotópicos obtenidos del área de estudio con los de otras regiones del Sector oriental de la FVTM, se puede observar que los datos de la Sierra de Tepeapulco son mucho más radiogénicos que los obtenidos para el volcán Popocatepetl (Schaaf et al., 2005) (Figura 5.24). No obstante, como se observa en la misma figura, las relaciones isotópicas de la ST siguen casi la misma tendencia que las de la vecina Sierra de Apan, a excepción de la Andesita Apan la cual es muy variable y se sale ligeramente del arreglo el manto (Núñez-Castillo, 2010), pero también la del estratovolcán Telapón (García-Tovar, 2009).

Tabla 5.6 Composiciones isotópicas para la ST. Se realizaron 12 relaciones isotópicas para Sr y Nd.

Unidades del Pleistoceno												
Muestra	Unidad	Concentraciones ppm				Relaciones isotópicas						
		Rb	Sr	Nd	Sm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm\sigma$	n	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm\sigma$	n	ϵNd
SA-08	Conos Antiguos	9.85	558.99	37.66	8.09	0.704999	37	58	0.512653	15	66	0.29
SA-03	Andesita-Basáltica ST	45.09	527.07	55.34	10.94	0.704995	28	58	0.512651	16	67	0.25
SA-05	Andesita-Basáltica ST	26.77	636.84	31.80	6.70	0.704249	30	57	0.512735	17	66	1.89
SA-15	Andesita-Basáltica ST	13.16	528.16	19.06	4.76	0.704786	30	57	0.512737	16	69	1.37
Xi-16*	Andesita-Basáltica ST	26.82	579.52	33.37	6.86	0.704436	39		0.512802	15		3.2
SA-10	Conos Recientes	15.63	633.29	17.18	4.02	0.704635	32	59	0.512686	17	66	0.94
SA-12	Conos Recientes	15.66	622.55	20.25	4.62	0.704464	37	58	0.512725	12	65	1.70

Los errores ($\pm\sigma$ desviación estándar) se refiere a los dos últimos dígitos. n=número de relaciones medidas por corrida. Valores del LUGIS para los estándares: NBS987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.710240 \pm 11 (n= 24) y para el estándar La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0.511845 \pm 7 (n = 18). CHUR actual=0.512638. Los datos no fueron corregidos respecto a la edad. *Tomado de Valadez-Cabrera (2012). Análisis realizados en un Espectrómetro de masas TRITON PLUS.

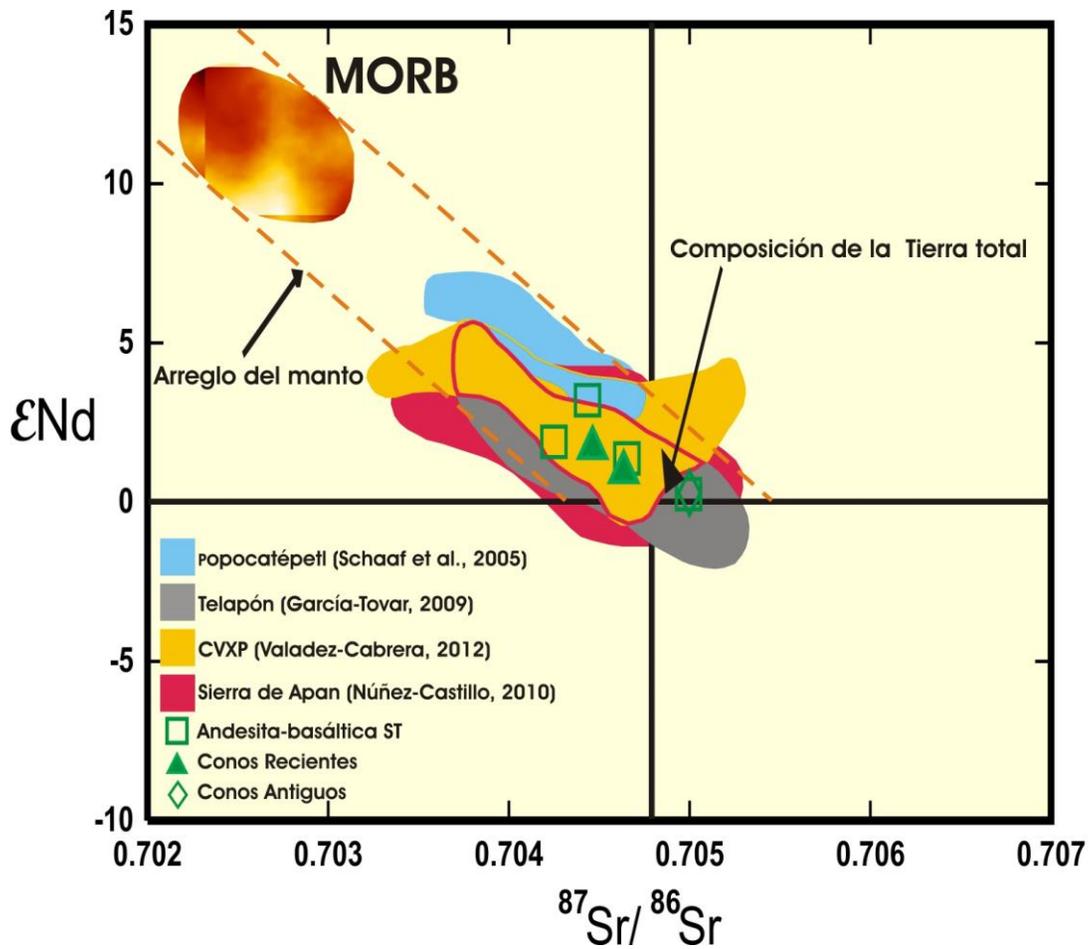


Figura 5.24 Diagrama de $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs ϵ_{Nd} para la Sierra de Tepeapulco. Se comparan las relaciones isotópicas de las rocas de la ST con datos isotópicos de los volcanes Popocatépetl (Schaaf et al., 2005) y Telapón (García-Tovar, 2009). Éste último situado muy cerca hacia el extremo SW de la ST. También se presentan valores isotópicos de Sr-Nd de la vecina Sierra de Apan (Núñez-Castillo, 2010) del Campo Volcánico Xihuingo-La Paila (CVXP) (Valadez-Cabrera, 2012).

En la Figura 5.24 los valores isotópicos de las rocas analizadas en la presente tesis muestran una cierta dispersión y son relativamente similares a los obtenidos de grandes estructuras de la Sierra Nevada, a pesar que las composiciones de las rocas del área de estudio son relativamente máficas. Esta variabilidad isotópica radiogénica puede sugerir que los magmas fueron producidos por diferentes fuentes, a partir de un manto heterogéneo, o que los magmas sufrieron una cierta interacción o asimilación con rocas de la corteza continental.

En la Figura 5.25 se presenta el contenido de sílice contra las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ respectivas para las muestras analizadas. Se puede observar que, a pesar de existir una muy baja relación de diferenciación entre las muestras cuaternarias (de 53.1 a 56.1% en peso de SiO_2), las relaciones isotópicas de estroncio son relativamente variables, lo que sugiere que las fuentes magmáticas podrían ser heterogéneas con diferentes valores isotópicos iniciales. Núñez-Castillo (2010) encontró una ligera correlación positiva entre las relaciones isotópicas de estroncio y la concentración de sílice, para las rocas cuaternarias de la Sierra de Apan, por lo que sugiere que en esta sierra pudo haber existido una ligera asimilación cortical de los magmas. Sin embargo, al graficar sus datos junto con los obtenidos en el presente trabajo (Figura 5.25), se puede detectar una fuerte dispersión de datos y la correlación positiva no es muy clara. Por lo tanto, se puede sugerir que las fuentes magmáticas son heterogéneas, con valores isotópicos iniciales variables. Además, no se puede considerar que existió asimilación cortical por parte de los magmas, ya que la composición es esencialmente de andesita basáltica y probablemente, el sistema de fallas NE-SW existente en la región permitió el ascenso rápido de los magmas y por lo tanto la contaminación o asimilación cortical debió ser mínima.

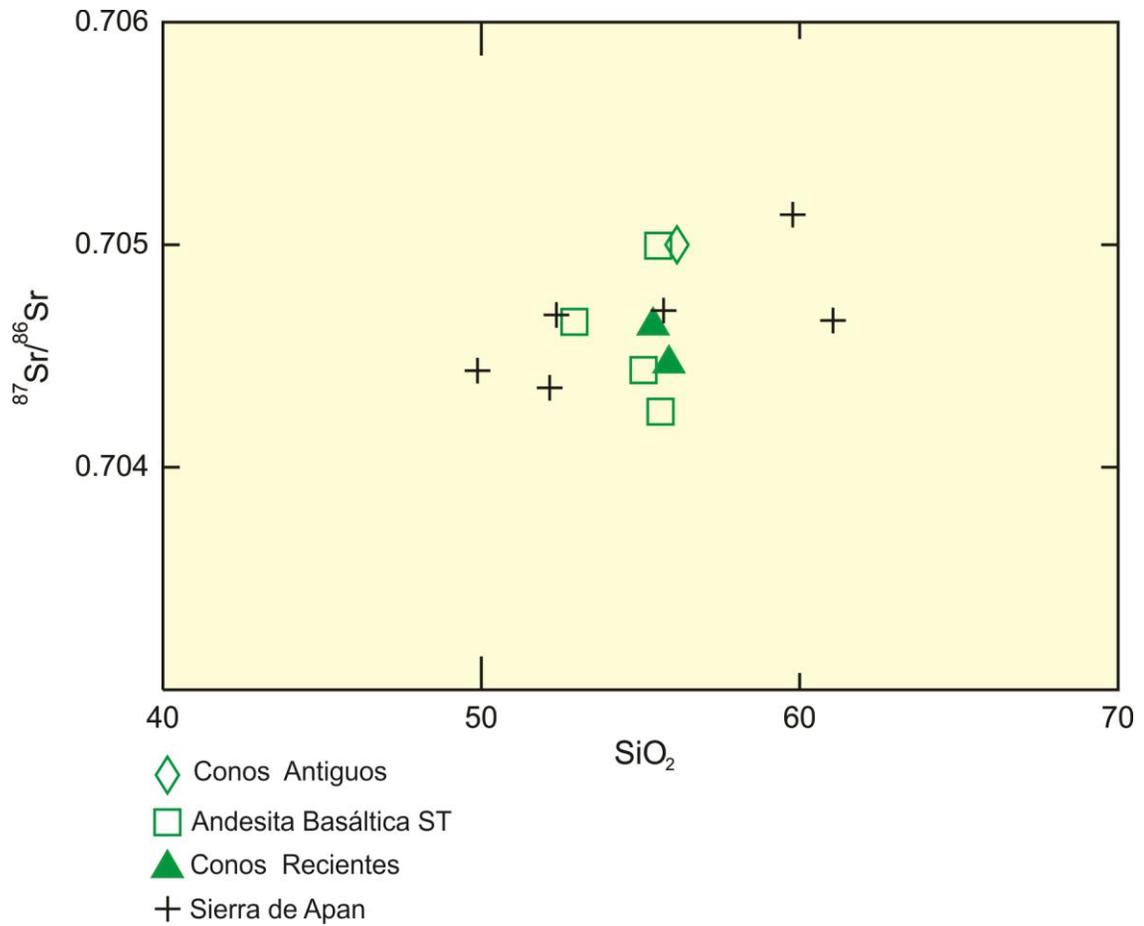


Figura 5.25 Diagrama SiO₂ vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr que muestra la dispersión de los datos isotópicos de las rocas cuaternarias del área de estudio. Se graficó también los valores correspondientes de rocas cuaternarias de la Sierra de Apan, que determinó Núñez-Castillo (2010) para comparación.

Capítulo 6. CONCLUSIÓN Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

Con base en los objetivos específicos propuestos en el Capítulo 2 del presente estudio, se tiene lo siguiente:

- Las rocas volcánicas en estudio fueron clasificadas petrográficamente en el rango de la andesita a andesita basáltica, en las que se observaron texturas microlíticas y microporfídicas principalmente, así como procesos magmáticos de desestabilización físico-química e indicios de cristalización fraccionada.
- Los valores obtenidos de elementos mayores, traza y tierras raras nos permitieron determinar la composición química con base en el contenido de sílice y álcalis como andesita y andesita basáltica; definir el proceso de subducción de afinidad con la serie calcoalcalina como el que generó a la Sierra de Tepeapulco; aunque las rocas tienen la misma composición no tienen los mismos procesos petrogenéticos; y finalmente, el enriquecimiento de las tierras raras ligeras con respecto a las pesadas se asocia con magmas relacionados con procesos de subducción en arcos volcánicos.
- Se definió al manto como la fuente de las rocas generadas en la Sierra de Tepeapulco, dicha fuente mantélica empobrecida y afectada por fluidos por procesos de subducción, no es la misma para las rocas en estudio, es decir, la fuente magmática es heterogénea pese a su fuerte control estructural. Este patrón es similar a la Sierra de Apan y al Campo Volcánico Xihuingo-La Paila, entre los

cuales se encuentra la Sierra de Tepeapulco. Como referencia se puede observar que los datos isotópicos de la Sierra de Tepeapulco son mucho más radiogénicos que los obtenidos para el volcán Popocatepetl (Schaaf et al., 2005).

- La cartografía geológica a detalle que se llevó a cabo en la Sierra de Tepeapulco revela que la unidad Andesita San Jerónimo tiene afinidad con rocas miocénicas circundantes, y que las demás unidades corresponden probablemente a un mismo evento magmático del Plio-Pleistoceno. Por lo tanto, se reconocen por lo menos dos eventos volcánicos que formaron a la Sierra de Tepeapulco.

Recomendaciones

- En cualquier caso, los fechamientos son de gran ayuda para esclarecer relaciones geológicas y estratigráficas. En la Sierra de Tepeapulco y zonas circundantes son escasos. Actualmente, se están llevando a cabo estudios donde se han realizado nuevos aportes geoquímicos e isotópicos importantes. Se recomienda continuar esta práctica.
- Finalmente, sin dejar a un lado el enfoque ambiental, el presente estudio sirve como base para tratar aspectos antrópico-ambientales. Por mencionar algunos, la región de Apan es una de las más activas en cuanto agricultura, por lo que se tiene sobreexplotación de suelos. Por otro lado, el Lago de Tecocomulco, se encuentra a unos cuantos metros al NE de la ST, por lo que el volcán escudo Viejo de Tultengo representa una fuente natural de recarga hídrica. Así mismo, se está llevando a cabo una explotación inadecuada de la dacita Xihuingo, ya que han surgido una serie de canteras y bancos de materiales sin mucho control, por lo que se está afectando el paisaje y el entorno natural. Además, en la zona de estudio se encontraron restos fósiles de megafauna, por lo que se recomienda un estudio paleontológico de reconocimiento, teniendo en cuenta el gran hallazgo en los últimos años en el municipio de Zempoala, Hgo., muy cercano a la Sierra de Tepeapulco.
- Es necesario efectuar un estudio estructural detallado de la región, para identificar las variantes que presenta el sistema de fallas NE-SW.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre-Díaz, G. J., and López-Martínez, M., 2004. Donguinyó and Huichapan Tuffs: superimposed contrasting erupting styles from the same volcanic complex. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, libro de resúmenes, resumen SE08-6.
- Aguirre-Díaz, G. J., and López-Martínez, M., 2009. Geologic evolution of the Donguinyó-Huichapan caldera complex, central Mexican Volcanic Belt, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 179, pp. 133-148.
- Alaniz-Álvarez, S. y Nieto-Samaniego, A. F., 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Trans-Mexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el cenozoico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII (1), pp. 65-82.
- 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, pp. 473-485.
- Campa, M. F., and Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, pp. 1040-1051.
- Campos-Enríquez, J. O., Alatríste-Vilchis, D. R., Huízar-Álvarez, R., Marines-Campos, R. and Alatorre-Zamora, M. A., 2003. The sub-surface structure of the Tecocomulco sub-basin (northeastern Mexico Basin), and its relationship to regional tectonics: *Geofísica Internacional*, 42, pp. 3-24.
- Capra, L., Macías, J., and Garduño, V., 1997. The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera: *Geofísica Internacional*, 36 (3), pp. 161-179.
- Conchas-Dimas, A., Cerca, M., Rodríguez, S. R., and Watters, R. J., 2005. Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote–Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation: *Geomorphology*, 72, pp. 19-39.

- De Cserna, Z., Fuente De La Dutch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L. M. y Mota-Palomino, R., 1987. Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, pp. 104, 71.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Revista del Instituto de Geología, 2, pp. 172-187.
- DePaolo, D. J. and Wasserburg, G. J., 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Geophysical Research Letters, Vol. 12, pp. 743-746.
- Faure, G., 1986. Principles of Isotope Geology. John Wiley, pp. 589.
- Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G. and Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 47, pp. 129-148.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. and Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico. From the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: Geology, 27, pp. 303-306.
- Ferrari, L., Vaggelli, G., Petrone, C., Manetti, P. and Conticelli, S., 2000a. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, 318, pp. 161-185.
- Ferrari, L., 2000b. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Trans-Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIII, 84-92 pp.
- Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico: Geology, 32, 77.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J. and López-Martínez, M., 2005a. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province Revisited: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 146, pp. 284-306.

- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V. and Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics* 522-523, pp. 122-149.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G. and Mora, J. C., 2002. Volcanic Stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of The Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 41, pp. 133-150.
- García-Palomo, A., Zamorano, J. J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R. y Macías, J. L., 2008. El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 1, pp. 158-178.
- García-Tovar, G. P., 2009. Caracterización geológica, geoquímica e isotópica de las lavas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 118p.
- García-Tovar, G. P. y Martínez-Serrano, R. G., 2011. Geología y Geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28, pp. 301-322.
- Gill, James B. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin: Springer-Verlag, 1981.
- Gómez-Tuena, A. and Carrasco-Núñez, G., 2000. Cerro Grande volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, pp. 249-280.
- Gómez-Tuena, A., 2002. Control Temporal del Magmatismo de Subducción en la Porción Oriental de la Faja Volcánica Transmexicana: Caracterización del Manto, Componentes en Subducción y Contaminación Cortical: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis Doctoral, 113 pp.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F. and Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8), 8912, doi: 10.1029/2003GC000524.

- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T. y Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Trans-Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, LVII (3), pp. 227-285.
- Hall, A., 1996. Igneous Petrology. Longman Group Limited, 551 pp.
- Huízar-Álvarez, R., Campos-Enríquez, J. O., Lermo-Samaniego, J., Delgado-Rodríguez, O. and Huidobro-González, A., 1997. Geophysical and hydrogeological characterization of the sub-basin of Apan and Tochac (México Basin): Geofísica Internacional, 36, pp. 217-233.
- Huízar-Álvarez, R., Campos-Enríquez, O., Mitre-Salazar, L. M., Alatríste-Vilchis, D., Méndez García, T. y Juárez-Sánchez, F., 2001. Evaluación hidrogeológica de la subcuenca de Tecocomulco, estados de Hidalgo, Puebla y Tlaxcala, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18, 001, pp. 55-73.
- INEGI, 1997. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Carta topográfica Apan (E14B22), escala 1:50,000, Segunda edición.
- INEGI, 1997. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Carta topográfica Fray Bernardino de Sahagún (E14B12), escala 1:50,000, Segunda edición.
- Irvine, T. N., and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, pp. 523-548.
- Ledezma-Guerrero, O., 1987. Hoja Calpulalpan 14Qh (3), con Resumen de la geología de la hoja Calpulalpan, Estados de México, Puebla, Tlaxcala e Hidalgo: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, 27, pp. 745-750.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H. and Wolley, A. R., 2002. Igneous Rocks a classification and glossary of terms: Cambridge University Press, pp. 240.

- López-Hernández, A. and Castillo-Hernández, D., 1997. Exploratory Drilling at Acoculco, Puebla, México: A Hydrothermal System With Only Non-thermal Manifestation: *Geothermal Research*, 21, pp. 429-433.
- López-Hernández, A., 2009. Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco y su sistema hidrotermal, estados de Hidalgo y Puebla, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis Doctoral, pp. 170.
- López-Ruiz, G., 1986. Aplicación de la geoquímica de elementos traza a la génesis de rocas de ígneas: *Estudios geol.*, 42, pp. 239-258.
- LUGIS, 2000. Manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.
- Márquez, A., Verma, S., Anguita, F., Oyarzun, and R., Brandle, J., 1999a. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the central Trans-Mexican volcanic belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, pp. 125-150.
- Mooser, F. (1963). "La cuenca lacustre del Valle de México". *Mesas Redondas sobre Problemas del Valle de México*, Instituto Mexicano de Recursos Naturales Renovables, A. C. México, pp. 12-16.
- Mori, L., 2007. Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis Doctoral, pp. 130.
- Negendank, J. F. W., 1972. Volcanics of the Valley of Mexico. *N. Jb. Miner. Abh.*, pp. 308-320.
- Núñez-Castillo, E. Y., 2010. Variaciones petrográficas, geoquímicas e isotópicas de Sr y Nd de las rocas volcánicas asociadas a la Falla Apan-Tlálloc, Estado de Hidalgo. Universidad Autónoma de Guerrero- Unidad Académica de Ciencias de la Tierra. Tesis de Licenciatura, pp. 123.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L. and Speed, R. C., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed, R. C. (ed.), *Phanerozoic evolution of North American continent-*

ocean transitions: Boulder, CO, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Series, pp. 265-306.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. and Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23, pp. 1127–1130.

Oviedo de León, A., 1980. El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 2, pp. 5-20.

Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A. and Ferrari, L., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 146, pp. 353-364.

Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A. and Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán. Boulder, CO, Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa con texto, pp. 22.

Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson, 352 pp.

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), pp. 1243-1282.

Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R., 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 278, pp. 153.

Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes, in Saunders, A.D., Norry, M. J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society (London), Special Publication, 42, pp. 313-345.

Valadez-Cabrera, S., 2012. Caracterización petrológica del Campo Volcánico Xihuingo-La Paila, Estado de Hidalgo: evidencias geoquímicas e isotópicas de Sr, Nd y Pb. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, pp. 139.

Vázquez-Sánchez, E., y Jaimes-Palomera, R., 1989. Geología de la Cuenca de México:
Geofísica Internacional, 28 (2), 133-190 pp.

White, W. M., 2003. Geochemistry, Wiley-Blackwell, pp. 701.

GLOSARIO DE ACRÓNIMOS

CGEO: Centro de Geociencias

CHUR: Chondritic Uniform Reservoir

CVXP: Campo Volcánico Xihuingo-La Paila

FRX: Fluorescencia de Rayos X

FVTM: Faja Volcánica Trans-Mexicana

GPS: Global Posicionament Satellital

HFS: High Field Strenght Elements

HREE: Hight Rare Earth Elements

ICP-MS: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

INEGI: Instituto Nacional de Geografía y Estadística

Ka: kilo año

LILE: Large Ion Lithophile Elements

LREE: Light Rare Earth Elements

LUGIS: Laboratorio Único de Geoquímica Isotópica

Ma: Millones de años

MDE: Modelo Digital de Elevación

MREE: Medium Rare Earth Elements

OIB: Ocean Island Basalt

PXC: Pérdida por Calcinación

Ppb: partes por millón

ppm: Partes por millón

SFTSMA: Sistema de Fallas Taxco San Miguel de Allende

SIG: Sistema de Información Geográfica

ST: Sierra de Tepeapulco

SSI: Solución Estándar Interna

USGS: Usa Geological Survey