



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**MAGMATISMO MÁFICO PLIO-CUATERNARIO DE LA
SIERRA DE PACHUCA-LAS NAVAJAS, ESTADO DE
HIDALGO**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA
TIERRA**

P R E S E N T A:

Melissa Areli Torres Peralta

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Raymundo G. Martínez Serrano



CIUDAD DE MÉXICO, 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Hoja de Datos del Jurado

1. Datos del alumno
Torres
Peralta
Melissa Areli
5534352436
Universidad Nacional Autónoma de
México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
310257420
2. Datos del tutor
Dr.
Raymundo Gerardo
Martínez
Serrano
3. Datos del sinodal 1
Dr.
Jesús
Solé
Viñas
4. Datos del sinodal 2
Dr.
José Luis
Arce
Saldaña
5. Datos del sinodal 3
Dra.
Barbara Mary
Martiny
Kramer
6. Datos del sinodal 4
Dr.
Aldo
Ramos
Rosique
7. Datos del trabajo escrito
Magmatismo Máfico Plio-Cuaternario de la
Sierra De Pachuca-Las Navajas, Estado de Hidalgo
93 p
2019

Agradecimientos

Primero que nada quiero agradecer a mi asesor el Dr. Raymundo G. Martínez Serrano por todo su apoyo, su paciencia y por las enseñanzas que me brindó en el tiempo de realización de este trabajo. Gracias por todas las cosas que me hizo comprender con sus pacientes explicaciones.

También le quiero agradecer a los miembros de mi jurado Dr. Jesús Solé Viñas, Dra. Barbara Martiny Kramer, Dr. José Luis Arce Saldaña y al Dr. Aldo Ramos Rosique por su valioso tiempo y sus tan acertados cometarios, me hicieron mejorar este trabajo y me brindaron información que me ayudó a aclarar algunas dudas.

Gracias al proyecto DGAPA-PAPIIT No. 111417-3 por financiar los gastos de campo y análisis efectuados durante este trabajo.

Especialmente quiero agradecer a mis padres Catalina y Jesús por su apoyo incondicional, por todas las enseñanzas que me han dado, por darme una buena educación y por todo su amor. A mis hermanos Alejandra, Chucho y Tobías, a Guillermo por estar siempre a mi lado ayudándome y por hacer mi vida mejor.

Agradezco igualmente al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X del Instituto de Geología (LANGEM), especialmente a la Quim. Patricia Girón García y a Santiago Áviles, por compartirme sus conocimientos técnicos y permitirme ayudar en los análisis de elementos mayores, también por su paciencia y amistad al trabajar a su lado. De la misma manera, agradezco al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM, en especial a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu por determinar el contenido de elementos traza. A todos los técnicos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica de la UNAM: M. en C. Gabriela Solís Pichardo, M. en C. Gerardo Arrieta García e Ing. Teodoro Hernández Treviño, por transmitirme sus conocimientos en la realización de los análisis isotópicos.

A mis amigos: Tania, Clau, Priscila, Aby, Itzel, Al-ejandro, Miriam, Iván, Marisol, Sony, Jaz, Nubia, a mis compañeros del Museo de Geología, a mis primas Estefi y Karen y a todo aquellos que me brindaron su apoyo.

Quiero agradecer a la Facultad de Ciencias por ser parte de mi formación y por los buenos amigos que pude encontrar en ella. A mis compañeros y profesores por el conocimiento que han compartido conmigo.

Índice

Capítulo I. Introducción.....	2
1.1 Localización del área.....	3
1.2 Antecedentes.....	4
1.3 Justificación.....	6
1.4 Objetivos.....	7
1.5 Metodología del Trabajo.....	7
Capítulo II. Marco Geológico Regional.....	9
2.1 Faja Volcánica Transmexicana.....	9
2.2 Geología Regional.....	13
2.2.1 Basamento.....	14
2.2.2 Sierra de Pachuca.....	15
2.2.3 Vulcanismo del Pleistoceno.....	18
Capítulo III. Técnicas de Análisis Geoquímico e Isotópico.....	21
3.1 Muestreo.....	21
3.2 Trituración y Pulverización.....	21
3.3 Análisis de elementos mayores y traza.....	23
3.4 Determinación de Relaciones Isotópicas de Sr-Nd.....	25
Capítulo IV. Geología de las estructuras monogenéticas.....	28
4.1 Mapa geológico.....	28
4.2 Lavas Santo Domingo.....	31
4.3 Conos Viejos.....	32
4.4 Conos Nuevos.....	35
Capítulo V. Petrografía.....	38
5.1 Grupo A.....	38
5.2 Grupo B.....	41
5.3 Grupo C.....	44
5.4 Grupo D.....	46

Capítulo VI. Geoquímica.....	52
6.1 Elementos Mayores.....	52
6.1.1 Diagrama de TAS.....	53
6.1.2 Diagrama AFM.....	54
6.1.3 Diagramas de Harker.....	55
6.2 Elementos Traza.....	58
6.2.1 Tierras Raras.....	59
6.2.2 Multielementos.....	60
6.3 Isotopía.....	65
Capítulo VII. Discusión.....	70
7.1 Relaciones estratigráficas.....	70
7.2 Interpretación petrológica y geoquímica.....	72
7.3 Modelo Petrogenético.....	79
Capítulo VIII. Conclusiones.....	82
Capítulo IX. Referencias.....	84
Anexos.....	89

Índice de Figuras

Capítulo 1

Figura 1.1 Mapa de localización del área de estudio, la zona de estudio se encuentra dentro del rectángulo amarillo y se presentan los caminos alrededor del área.....4

Capítulo 2

Figura 2.1 Se muestran los tres sectores de la Faja Volcánica Transmexicana que son el occidental, el central y el oriental. También se muestran los otros terrenos tectonoestratigráficos del país. Se pueden apreciar también las placas tectónicas que conforman la corteza continental del sur de México. Las curvas dentro de la Faja indican el espesor cortical estimado por los modelos de Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996). Modificado de Gómez-Tuena (2005) y de Ferrari *et al.* (2012).....10

Figura 2.2 Se muestra la evolución de la Faja Volcánica Transmexicana de acuerdo con cuatro episodios principales de vulcanismo, se incluyen las variaciones composicionales de las rocas en diagramas de TAS para cada episodio. Modificado de Ferrari *et al.* (2012).....11

Figura 2.3 Se muestra el modelo de subducción para el sur de México, donde se observa un desplazamiento subhorizontal de la placa en subducción hasta que muy dentro del continente cae y con el tiempo retrocede, lo que desplaza el arco magmático hacia la trinchera. Modificado de Manea *et al.* (2013).....12

Figura 2.4 Mapa geológico con los sistemas de fallas, horst y grabens de la región de Apan. Tomado de García-Palomo *et al.* (2002).....13

Figura 2.5 Se muestra la distribución propuesta por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) para el microcontinente Oaxaquia y sus posibles extensiones. También se muestra la división de terrenos tectonoestratigráficos propuesto por Sedlock *et al.* (1993). Modificado de Keppie *et al.* (2003) y Keppie *et al.* (2004).....15

Figura 2.6 Columna estratigráfica de los eventos que conforman al volcán Las Navajas (desde Lavas el Guajolote hasta Lavas Traquíticas Cerro Gordo) y las estructuras que lo rodean. Las edades fueron tomadas de: 1-Nelson y Lighthart, 1997. 2- Núñez-Velázquez, 2018. 3-Sánchez Rojas y Osorio Pérez, 2008. Tomado y modificado de Núñez-Velázquez (2018).....19

Capítulo 3

Figura 3.1 En estas imágenes se muestra la recolección de algunas muestras tomadas tanto del afloramiento de un flujo de lava (A), como de bombas bien conservadas (B).....21

Figura 3.2 (A) Equipo marca BICO para pulverizar muestras de roca y (B) mortero de anillos de acero con muestra pulverizada a tamaño talco.....23

Figura 3.3 En la imagen A se observa el fundido al rojo vivo de la muestra y en la imagen B se observa la perla fundida resultado de este procedimiento, en esta perla es donde se realizan las mediciones correspondientes en el espectrómetro de Rayos X que se observa en la imagen C. Por último, en la imagen D se observa el laboratorio de estudios isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM

en el que se realizaron las mediciones para elementos traza.....24

Figura 3.4 Se observa parte del procedimiento que se siguió en la preparación y medición de las relaciones isotópicas de las muestras. (A) Se observa el calentamiento en la parrilla de las muestras con ácido; (B) se observan las muestras en las bombas de teflón; (C) se presentan las columnas de intercambio iónico utilizadas para la separación de Sr y Tierras Raras. (D) se observa la evaporación de las muestras bajo luz infrarroja; (E) se muestran los filamentos desgasificados y limpios; (F) se observa el equipo Triton Plus Thermo Scientific utilizado para medir las muestras.....27

Capítulo 4

Figura 4.1 Columna estratigráfica de las estructuras volcánicas presentes en área de estudio de edades del Pleistoceno. Los colores utilizados son los que se presentan en el mapa geológico de la zona de estudio. Para realizar esta secuencia se utilizaron las relaciones estratigráficas observadas en campo. Las edades fueron tomadas de: (1.8 Ma)-Nelson y Lighthart, (1997). (2.2 Ma)- Núñez, (2018). (2.5 Ma)-Sánchez Rojas y Osorio Pérez, (2008).....29

Figura 4.2 Mapa geológico del magmatismo Máfico monogenético en la sierra de Pachuca-Las Navajas, las líneas amarillas representan las alineaciones aparentes de los conos en direcciones NE-SW.....30

Figura 4.3 En las imágenes de la figura se pueden observar las lavas que conforman el volcán escudo Santo Domingo, (A) y (B) se observan lavas escalonadas, (C) se muestra una colada de lava continua.....32

Figura 4.4 Se muestran imágenes de los materiales que conforman a los conos viejos. (A) Se puede observar una pared en la que no se distingue estratificación evidente debido a cierta alteración por los trabajos del banco de material. Encerradas en círculos se distinguen bombas que se distribuyen aleatoriamente en la pared. (B) Se observan materiales que presentan una estratificación burda cuyas bombas se observan más aglomeradas en algunas partes de la pared. En ambas paredes los materiales se encuentran rojizos de fuertes a ocre por oxidación.....33

Figura 4.5 Se observan los diferentes xenolitos encontrados en las muestras. En la imagen A se observa un xenolito granítico asociado al cono del que se tomó la muestra MT-6. En la imagen B se observa un xenocrystal máfico (piroxeno), como este se observaron muchos fragmentos (MT-13).....34

Figura 4.6 Foto satelital en donde se muestran las formas que presentan los conos, de herradura y redondeados. Se muestran también algunos flujos de lava asociados.....35

Figura 4.7 En esta figura se pueden observar los materiales de los conos nuevos. En la imagen A se observa una ligera estratificación en las paredes del afloramiento. En las imágenes B y C se observan algunas bombas de distintos tamaños y colores. La bomba mostrada en la imagen C fue una de las típicas observadas, con 1.5 m de diámetro.....37

Capítulo 5

Figura 5.1 Fotografías de las muestras con la textura del grupo A. (a) Se puede observar uno de los escasos fenocristales de plagioclasa de este grupo; (b) y (d) fenocristales escasos de olivino (ol) con una ligera estructura esquelética en sus partes internas; (c) ejemplo de plagioclasa que en su interior tiene textura de tamiz y en la periferia se encuentra bien conservada; (e) se muestra un piroxeno reemplazado por escasa epidota en la muestra MT-9; (f) presencia de un aglomerado de anfíboles y plagioclasa (MT-1).....40

Figura 5.2 Fotografías de las muestras con la textura del grupo B. (a) y (b) se observan olivinos casi completamente reemplazados por iddingsita (ol) a excepción de sus partes internas; (c) plagioclasa (plg) con varias capas de crecimiento y textura de tamiz en una capa interna; (d) cristal de plagioclasa más grande observado (Muestra MT-18a); (e) aglomerado de cristales de olivino alterados a minerales del grupo de las serpentininas (crisotilo).....43

Figura 5.3 Fotografías de las muestras con la textura del grupo C. (a) y (b) Se observan cristales de plagioclasas (plg) que se encuentran bastante reabsorbidos por la matriz; (c) se observa un cristal de olivino (ol) con forma euédrica y ligera estructura esquelética; (d) textura en general de las láminas pertenecientes a este grupo; se puede ver que las vesículas son abundantes y hay presencia de microcristales.....46

Figura 5.4 Fotografías de los cristales de olivino en las muestras de la textura D. (a), (b) y (c) se observan cristales de olivino con formas euédricas y bien conservados; (c), (d) y (f) se muestra intercrecimiento de cristales de plagioclasa con cristales de olivino; (e) se muestra la estructura esquelética de algunos de los cristales de olivino.....48

Figura 5.5 Fotografías de los cristales de plagioclasa en las muestras de la textura D. (a) y (f) se muestran cristales de plagioclasa con evidente textura de tamiz; (c) y (d) fenocristales de plagioclasa con partes reabsorbidas por la matriz; (b) cristal con maclas polisintéticas y textura de tamiz al interior; (e) se muestra el zoneamiento de un cristal bien conservado; (g) y (h) se observa intercrecimiento entre cristales de plagioclasa y de olivino.....49

Figura 5.6 Fotografías de los cristales de piroxeno en las muestras de la textura D. (a) Se muestra un xenocristal grande de piroxeno (5.22 mm) observado en la muestra MT-13; (b) y (e) cristales de piroxeno que se observan oxidados en el interior a lo largo de su clivaje; (c) se muestran cristales de piroxeno; (d) cristal de piroxeno reemplazado por epidota.....50

Capítulo 6

Figura 6.1 Diagrama de Total Álcalis vs Sílice (Le Maitre et al., 1989) en donde se muestran los datos obtenidos para las rocas de los conos nuevos (rombos verdes), viejos (triángulos naranjas) y lavas Santo Domingo (puntos morados) que fueron analizadas (los datos se representan en base anhidra). Los valores de las riolitas Las Navajas se tomaron de Núñez-Velázquez (2018). La línea amarilla marca la división entre los campos alcalino (arriba de la línea) y subalcalino (debajo de la línea) (Irvine y Baragar, 1971).....53

Figura 6.2 Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971) con los datos de las muestras que se clasificaron como subalcalina en el presente trabajo. Se observa que todas las muestras caen en el campo calcoalcalino que se asocian generalmente con procesos de subducción.....54

Figura 6.3 Diagramas de Harker para las rocas máficas de la Sierra de Pachuca-Las Navajas. La simbología es similar a la de la Figura 6.2.....56

Figura 6.4 Clasificación de los elementos químicos con base en las relaciones de potencial de ionización vs. radio iónico. Modificado de Pintos-Rodríguez (2000).....	59
Figura 6.5 Diagrama de Tierras Raras normalizada con respecto a condrita (Nakamura, 1974), los valores utilizados para normalizar Pr, Tb, Ho, y Tm fueron tomados de Haskin <i>et al.</i> (1968).....	60
Figura 6.6 Diagramas de multielementos normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).....	62
Figura 6.7 Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra ϵNd en donde se muestran los resultados isotópicos de las muestras máficas de la sierra de Pachuca-Las Navajas, los campos divisores fueron tomados de White (2013).....	68
 Capítulo 7	
Figura 7.1 Diagrama de #Mg contra SiO_2 en el que se presentan los datos de las rocas máficas de la Sierra de Pachuca-Las Navajas.....	74
Figura 7.2 Diagrama Ba/Nb propuesto por D’Orazio <i>et al.</i> (2004) con campos que dividen los ambientes tectónicos de acuerdo a la relación de un elemento LIL y otro HFS, se presentan los datos de las relaciones para las muestras analizadas tanto de conos viejos, conos jóvenes y lavas Santo Domingo.....	76
Figura 7.3 Diagrama de La/Yb y Sm/Yb contra SiO_2 para observar cristalización de granate y anfíbol en las rocas máficas monogenéticas de la Sierra de Pachuca-Las Navajas. En la simbología se representan los conos nuevos (CN), los conos viejos (CV) y las Lavas Santo Domingo (Lavas).....	77
Figura 7.4 Diagrama de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ contra SiO_2 para las muestras Máficas de la Sierra de Pachuca-Las Navajas.....	78
Figura 7.5 Modelo petrogenético de las rocas que conforman el vulcanismo máfico monogenético del Pleistoceno en la Sierra de Pachuca-Las Navajas. Tomado y modificado de Ramirez-Ramirez (2016). Se modificó la morfología de acuerdo con la zona de estudio y se incluyó al volcán Las Navajas como punto de referencia.....	80

Índice de Tablas

Tabla 2.1 Principales características de las Formaciones de la Sierra de Pachuca, resumido de Geyne <i>et al.</i> (1963) y (1990).....	16
Tabla 5.1 Rocas del Grupo A con texturas microlíticas, se presenta el tipo de muestra de donde se extrajeron, su composición y a que grupo litológico pertenecen.....	38
Tabla 5.2 Rocas del Grupo B con texturas microlíticas fluidales, se presenta el tipo de muestra de donde se extrajeron, su composición y el grupo litológico al que pertenecen.....	41
Tabla 5.3 Rocas del Grupo C con texturas afaníticas, se presenta el tipo de muestra del que se extrajeron, su composición y a que grupo litológico pertenecen.....	44
Tabla 5.4 Rocas del Grupo D con texturas microlíticas y porfídicas, se presenta el tipo de muestra del que se extrajeron, su composición y a que grupo litológico pertenecen.....	46
Tabla 6.1 Datos de elementos mayores de las 31 muestras analizadas presentados en porcentaje en peso medidos con el método de Fluorescencia de Rayos X.....	57
Tabla 6.2 Datos de Tierras Raras y elementos traza de las 25 muestras analizadas medidos con ICP-MS en partes por millón.....	63
Tabla 6.3 Datos de las relaciones isotópicas de Sr y Nd de las 12 muestras analizadas por el método de espectrometría de masas. Los valores de los estándares y blancos isotópicos utilizados en estas mediciones se presentan en el capítulo 3, sección 3.4. Los valores presentados en esta tabla son los medidos.....	66
Tabla A1. Muestras de conos maficos y su localización en coordenadas geográficas. Los datos muestreados se complementaron con datos de trabajos previos, los cuales no fueron nombrados por los respectivos autores.....	89
Tabla A1-B Edades K-Ar para algunas rocas del volcán Las Navajas.....	90
Tabla A2. Conteo de puntos en la mina delgada, de 400 a 1000 puntos tomados a cada ½ mm para 8 muestras del grupo D y A (MT-9).....	91
Tabla A3. Porcentaje de minerales en lámina delgada de acuerdo al conteo de puntos, se anexó un conteo visual de porcentajes (MT-18).....	92

Resumen

La Faja Volcánica Transmexicana es una provincia geológica con una gran diversidad magmática. En su sector oriental, en la zona de tras-arco, se encuentra la Sierra de Pachuca-Las Navajas. En este estudio se realizó la caracterización petrográfica, geoquímica e isotópica de las estructuras máficas Plio-cuaternarias de la zona, así como su distribución en la misma. Esto se hizo con el fin de aportar información sobre los procesos petrogenéticos que le dieron origen a estos cuerpos ígneos.

Mediante estratigrafía se identificaron tres eventos magmáticos que conformaron las estructuras máficas de la zona. El más antiguo fue caracterizado como el volcán escudo Santo Domingo. Los siguientes eventos se conforman por pulsos máficos que dieron origen a conos monogenéticos, el más antiguo de ellos se nombró “Conos Viejos” y el más reciente “Conos Nuevos”. Estas estructuras tienen composiciones de basalto a andesita y según su contenido de álcalis se encuentran en el campo subalcalino y en la transición con el campo alcalino. En los diagramas de variación “Harker” no se observan correlaciones que sugieran que la cristalización fraccionada fue el proceso que los formó. Presentan en general patrones de elementos traza similares a los de las rocas de tipo OIB pero con variaciones parecidas a las que presentan las rocas típicas de subducción (Nb, Ta, Pb, Eu). Esto indica que los magmas estudiados se formaron en un ambiente transicional. Las relaciones La/Yb y Sm/Yb contra SiO₂ sugieren que hubo cristalización de granate, lo cual concuerda con los patrones mostrados en los diagramas de tierras raras.

El ambiente transicional que generó las rocas estudiadas puede estar asociado a un retroceso de la placa en subducción conocido como *rollback*, este retroceso puede generar el ascenso de la astenósfera hacia la cuña del manto. Los valores isotópicos de Sr y Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70384-0.70491 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.512713-0.512826) sugieren una baja interacción con rocas corticales.

Debido a estas características se concluye que las rocas máficas Plio-cuaternarias de la Sierra de Pachuca-Las Navajas provienen de una fuente heterogénea, y que se formaron en un ambiente transicional entre magmas OIB y de subducción.

Capítulo I. Introducción

El vulcanismo en el mundo es uno de los fenómenos naturales más comunes, sin embargo se sabe relativamente poco de los procesos que llevan los magmas a la superficie y de donde provienen. Para estudiar estos fenómenos se han desarrollado varias técnicas de análisis geoquímico y geofísico que nos permiten formular teorías de como es el interior de la Tierra y así poder explicar el origen de estos materiales y como ascienden hasta formar estructuras volcánicas. Tan solo en nuestro país, existen varias provincias magmáticas importantes como la Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur y la Faja Volcánica Transmexicana, cuyos materiales ígneos se derivaron del interior de nuestro planeta y, por lo tanto, se pueden considerar como laboratorios naturales idóneos para estudiar diversos procesos geológicos.

Se sabe que los magmas máficos se producen en el manto de la Tierra y de ahí deben ascender a la superficie a través de un largo camino hasta emplazarse. En general la fuente asociada a los magmas basálticos es la fusión del manto peridotítico (Klein y Philpotts, 2013) y hay tres formas en las que esta fusión ocurre (Winter, 2001): al aumentar la cantidad de calor, por procesos de descompresión y por cambios en la composición (presencia de volátiles). Estos procesos y otros como la cristalización fraccionada, la asimilación cortical, etc. influyen en las características químicas de los magmas. El vulcanismo máfico de la Sierra de Pachuca-Las Navajas y alrededores presenta correlaciones estratigráficas que sugieren se produjo durante el Plio-Cuaternario, siendo el vulcanismo más joven observado en esta área. Este mismo vulcanismo máfico Plio-Cuaternario se ha descrito hacia la zona de Epazoyucan (Aparicio-Canales y Contreras-Cruz, 2016) y Apan (Ramírez-Ramírez, 2016) por lo que puede estar asociado a un mismo proceso tectónico.

En distintas partes del mundo donde hay vulcanismo generado por subducción, una de las características comunes es que los alineamientos de las estructuras volcánicas se encuentran distribuidos de manera paralela a la trinchera. Estos alineamientos, llamados frentes volcánicos, son las principales zonas de actividad magmática en los sistemas de subducción. Sin embargo también se puede tener vulcanismo en zonas más alejadas de la trinchera conocidas como zonas de tras-arco (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Entre los mecanismos que hacen que los magmas lleguen a la superficie, unos de los menos conocidos son los que

operan en la zona de tras-arco, ya que en este punto no se espera tener una influencia tan directa de la subducción como en el frente volcánico y algunos componentes no se conservan hasta esta zona (fluidos de la placa en subducción). De igual manera hay otros materiales que influyen en la formación de magmas en esta región. Esto es importante pues las estructuras de interés para este estudio se ubican en la zona de tras-arco (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; García-Tovar *et al.*, 2015) y conforman gran parte de la Faja Volcánica Transmexicana. La cantidad de estructuras observadas nos muestra que el vulcanismo en esta zona ha sido muy abundante a lo largo del tiempo (Geyne *et al.*, 1963) y que el vulcanismo máfico es uno de los procesos más recientes en esta área.

En el presente trabajo se estudiaron los volcanes máficos monogenéticos Plio-Cuaternarios ubicados en la parte sur oriental de la Sierra de Pachuca-Las Navajas, sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, con el fin de aportar información que ayude a entender los procesos que dieron lugar a los magmas que conforman esta región. Esto permitiría dar información sobre el desarrollo de la actividad volcánica asociada con los procesos de subducción.

1.1 Localización del área

La zona de estudio se encuentra en el estado de Hidalgo, al sureste de la Sierra de Pachuca, dentro del sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana. El área de interés está dentro de las coordenadas 20°21'64"N 98°30'O, 20°21'64"N 98°24'60"O, 19°59'60"N 98°40'O, 19°59'60"N 98°24'60"O. Estas coordenadas se pueden ubicar en la carta topográfica de Tulancingo con clave F14 D82 del INEGI (1982). Las principales vías por las que se puede llegar a la zona de estudio desde la Ciudad de México (Figura 1.1) son la carretera Federal México-Texcoco y siguiendo hacia Lechería-Texcoco hasta entroncar con la Autopista Pirámides. Se continúa por esta autopista hasta tomar la desviación a Epazoyucan y seguir por la carretera Pachuca-Tulancingo. El resto del trayecto se hace por medio de caminos de terracería que se acercan a la localidad del Susto y al norte de esta. También se puede seguir por la carretera Pachuca-Tulancingo y salir a la altura de Acatlán para acceder a la zona norte del área de estudio.

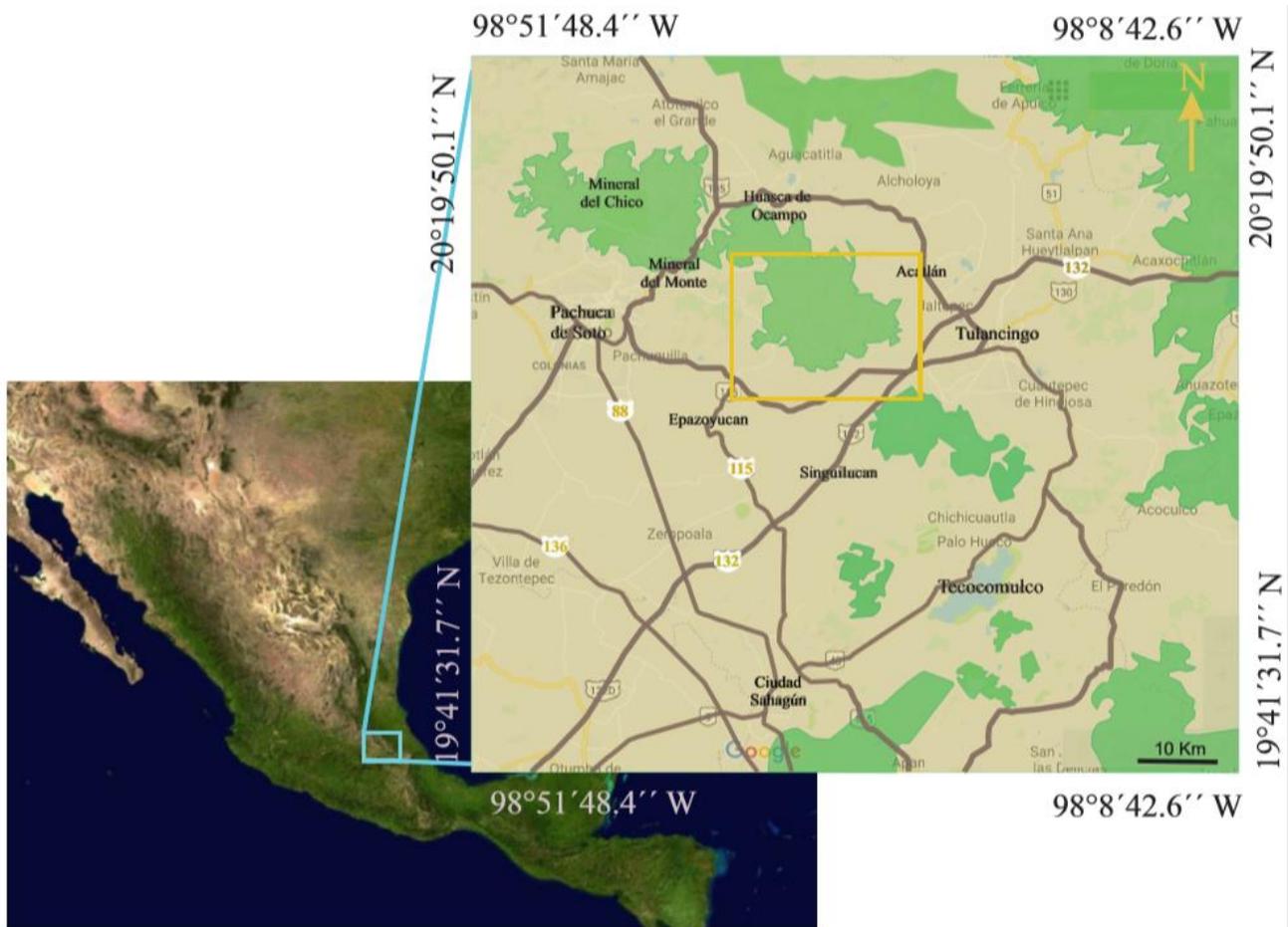


Figura 1.1 Mapa de localización del área de estudio, la zona de estudio se encuentra dentro del rectángulo amarillo y se presentan los caminos alrededor del área.

El área de estudio pertenece a la zona sur del Geoparque Comarca Minera de Hidalgo, Canet *et al.* (2018), el cual cuenta con una gran diversidad geológica y natural. Como parte de este nombramiento al lugar, se han realizado estudios de toda el área que abarca el geoparque y los nuevos conocimientos encontrados son de utilidad para entender la formación de toda esa riqueza geológica.

1.2 Antecedentes

En este apartado se presentan algunos de los trabajos que se han hecho anteriormente en el sector oriental de la FVTM, en particular en la Sierra de Pachuca, Campo Volcánico Apan-Tecocomulco y zonas aledañas. Algunos de estos trabajos se tomaron como base para

reconstruir la estratigrafía del lugar y su basamento y para entender la forma en que se emplazaron las principales estructuras volcánicas del área.

- Segerstrom (1956) hace una relación de los afloramientos que hay a lo largo de la carretera México-Zimapán y comienza a distinguir los diversos eventos volcánicos en la zona. Este mismo autor en 1961 hace un mapa geológico del sureste de Hidalgo y del noreste del Estado de México y describe los afloramientos encontrados, entre ellos la formación San Cristóbal que es parte de las rocas sobre las que se encuentran los volcanes máficos monogenéticos a estudiar.
- Geyne junto con otros investigadores (1963) hacen una descripción detallada de las formaciones pertenecientes al Grupo El Morro y al Grupo Pachuca y proponen una secuencia estratigráfica de la comarca minera Pachuca-Real del Monte.
- Castro-García (1991) estudia la geología volcánica de la región de Tulancingo, en donde se enfoca en la caracterización de las estructuras al sureste y noroeste de la región describiendo la composición mineralógica del volcán las Navajas y de los cuerpos máficos encontrados. Además, describe las relaciones tectónicas observadas en las estructuras. Posteriormente, Castro-García y Córdoba-Méndez (1994) presentan una cartografía más detallada de los principales eventos observados en la zona.
- López-Reyes *et al.* (1997) hacen una carta geológica-minera a escala 1:250,000 de la parte central del estado de Hidalgo, la cual abarca también parte de los estados de Querétaro, Veracruz, de México y Puebla. En ella reportan estructuras con edades precámbricas a cuaternarias y fallamientos alineados en dirección noreste-suroeste. Huizar-Álvarez, *et al.* (1997) hace un estudio por medio de métodos gravimétricos y magnéticos para conocer la distribución de los acuíferos y cuencas en la zona y de ahí ubica algunas estructuras que conforman el basamento somero del área.
- García Palomo *et al.* (2002) hacen un estudio de la estratigrafía y la geología regional de Apan presentando edades pleistocénicas obtenidas por fechamientos de K-Ar. Proponen que el vulcanismo se genera por una serie de fallamientos normales.
- Campos-Enríquez *et al.* (2003) hacen estudios geofísicos de la zona y proponen una estructura tipo semigraben provocada por bloques corticales someros que forman una

subcuenca. Estos autores sugieren que es probable que las fallas que forman los bloques faciliten el ascenso de los magmas.

- Carrasco-Velázquez, *et al.* (2009) hace un análisis detallado de la formación El Morro y de las rocas sedimentarias alineadas a plegamientos antiguos e identifica algunas sucesiones volcánicas encima de este grupo.
- Solana-López (2010) hace la descripción de la geología de Tulancingo y sus alrededores para explicar el vulcanismo silícico del Mioceno.
- García-Tovar *et al.* (2015) estudian el campo volcánico Apan-Tecocomulco e identifican unidades miocénicas y después de un hiatus de ~7 Ma unidades plio-cuaternarias que asocian a la migración de la placa en subducción hacia la trinchera.
- Los últimos trabajos del área fueron realizados por Aparicio-Canales y Contreras-Cruz (2016) en donde realizan estudios geoquímicos y petrográficos de las rocas de la zona de Epazoyucan, Hidalgo y presentan un mapa geológico detallado del lugar.
- Un resumen de las principales unidades geológicas y ecoturísticas del área de estudio y zonas aledañas se puede revisar en la Guía de campo del Geoparque de la Comarca Minera (Canet, *et al.* 2018).

1.3 Justificación

La Sierra de Pachuca-Las Navajas, junto con las rocas máficas de interés para este trabajo, se encuentran en la zona de tras-arco, es decir, detrás de la franja de volcanes que se encuentran activos actualmente y que se conoce como el frente volcánico. Existen diversas interrogantes sobre el origen de estos magmas en la zona detrás del frente y su relación con los procesos tectónicos. Por ejemplo, es difícil saber cuál es la fuente de la que provienen los materiales formados en la región de Pachuca-Las Navajas, ya que a esta distancia de la trinchera la placa en subducción se encuentra a aproximadamente 400 km por debajo de la superficie. Otra pregunta sería ¿cuál es la influencia de la placa subducida en el manto y el magmatismo generado? Tampoco se ha logrado explicar por qué hay cambios en la composición del magmatismo en la zona ni como se emplazaron estas estructuras que se observan.

En el presente estudio se pretende aportar información geoquímica e isotópica que ayude a entender estos procesos de generación de magmas. Además, se generará información cartográfica para completar detalladamente el mapa geológico de la región y descripciones de campo para entender el emplazamiento de los cuerpos máficos de la zona.

1.4 Objetivos

Determinar las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas del vulcanismo monogenético de la parte sureste de la Sierra de Pachuca-Las Navajas, con el fin de aportar información sobre los procesos petrogenéticos que les dieron origen.

- Representar en un mapa geológico la distribución y relaciones estratigráficas de las estructuras monogenéticas cuaternarias.
- Realizar la descripción, clasificación e interpretación de las características petrográficas de las rocas muestreadas.
- Determinar la composición geoquímica e isotópica de las muestras de rocas máficas analizadas y proponer su interpretación.

1.5 Metodología del trabajo

Para este estudio se realizó trabajo tanto de gabinete como de campo y finalmente de laboratorio. Esto con el fin de obtener la información necesaria para responder a los objetivos propuestos.

Primeramente se buscó información de la zona de estudio, tanto en tesis como en artículos y folletos para saber lo que se conocía hasta el momento y así tener un panorama más amplio de la evolución geológica regional. También se buscó información de la provincia volcánica sobre la que nos encontramos y del posible basamento que hay debajo.

Seguido de esto, se buscó la carta topográfica del INEGI en la que apareciera la zona de estudio, que es la carta de Tulancingo con clave F14 D82. De acuerdo con esta carta y con ayuda del software *Google Earth*, se localizaron las estructuras volcánicas correspondientes a los materiales máficos y se marcaron en el mapa. Con la distribución de las posibles

estructuras a visitar, se delimitó la zona de estudio con las coordenadas mencionadas anteriormente.

El trabajo de campo consistió en dos salidas a la Sierra de Pachuca-Las Navajas. Una en el mes de noviembre de 2017, en la que se tomaron 8 muestras tanto de conos de escoria como de lavas máficas, y la segunda en marzo de 2018, en la que se completó el muestreo de los conos de escoria. En total se tomaron 21 muestras para el presente estudio.

Posteriormente se hicieron láminas delgadas para análisis petrográficos y también fueron seleccionadas las muestras mejor conservadas y representativas de las diferentes unidades volcánicas. Estas fueron trituradas y preparadas para hacer análisis geoquímicos e isotópicos.

Con las láminas delgadas de las 21 muestras, se prosiguió con la descripción petrográfica que consistió en observar las láminas en un microscopio petrográfico para identificar las relaciones mineralógicas de las rocas, las alteraciones que presentan, sus texturas, etc. Se realizaron también conteos modales de 400 a 1000 puntos, a cada $\frac{1}{2}$ milímetro de distancia, de 8 láminas con un contador manual para tener porcentajes representativos de la mineralogía de la roca. Estas descripciones se llevaron a cabo con un microscopio petrográfico *Olympus BX-60* en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Después de esto, se realizaron los análisis geoquímicos, para los cuales se necesitó una preparación inicial del material que se describirá más adelante. Se analizaron los elementos mayores de la roca por medio de Fluorescencia de Rayos X, los elementos traza por ICP-MS y las relaciones isotópicas de Sr y Nd por espectrometría de masas.

Una vez que se tuvieron los resultados, se recalcularon sin la pérdida por calcinación y se normalizaron los datos de las Tierras Raras con respecto a la condrita de Nakamura (1974) y los de multielementos con respecto a los datos para el manto primitivo (Sun y MacDonough, 1989). Los resultados obtenidos se graficaron incluyendo los demás datos ya antes obtenidos para otras rocas máficas del área, esto con el fin de ver los patrones que hay en ellos para obtener información sobre su petrogénesis.

Posteriormente, se pasó a la etapa de interpretación de los resultados para explicar la petrogénesis y evolución de estos magmas y su distribución en la zona de estudio.

Capítulo II. Marco Geológico Regional

2.1 Faja Volcánica Transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana es una provincia geológica con una gran variedad de estilos y productos volcánicos, se encuentra sobre el margen meridional de la placa Norteamericana (Ferrari, 2000). Forma un ángulo de aproximadamente 16° con respecto a la trinchera Mesoamericana y se presenta una alineación transversal con respecto a las demás provincias geológicas mexicanas (Gómez-Tuena, *et al.* 2005). Esta provincia ha sido intensamente estudiada y aunque actualmente se tiene mucha información sobre ella, aún no han sido del todo esclarecidos los procesos que la formaron y como ha sido su evolución a lo largo del tiempo. Sin embargo gracias a estudios geofísicos realizados (Manea *et al.*, 2013) ahora se entiende un poco mejor la dinámica de la placa en subducción y su geometría interna, actualmente también se conoce más sobre los distintos eventos que conforman esta provincia y sobre su evolución tectónica.

Al ser una provincia tan extensa, para su estudio más detallado se ha dividido en tres sectores basándose en las características geológicas y estructurales que presenta (Demant, 1978). Así tenemos el sector occidental que se extiende desde la Costa del Golfo de California hasta la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986). Esta porción de la Faja presenta un vulcanismo bimodal en su parte sur, formada por estratovolcanes y por domos mientras que al norte está formada casi en su totalidad por conos monogenéticos de composiciones máficas. El sector central abarca desde estas estructuras de rifts hasta el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). Este sector se compone de campos monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composiciones basálticas. El sector oriental se extiende desde este sistema de fallas hasta la costa del Golfo de México, como se observa en la Figura 2.1. La mayor parte del vulcanismo en esta área es representado por grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos alineados sobre estructuras tectónicas. También se encuentran algunos volcanes monogenéticos de composiciones máficas.



Figura 2.1 Se muestran los tres sectores de la Faja Volcánica Transmexicana que son el occidental, el central y el oriental. También se muestran los otros terrenos tectonoestratigráficos del país. Se pueden apreciar también las placas tectónicas que conforman la corteza continental del sur de México. Las curvas dentro de la Faja indican el espesor cortical estimado por los modelos de Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996). Modificado de Gómez-Tuena (2005) y de Ferrari *et al.* (2012)

De acuerdo con los estudios que se han hecho de la Faja y de la gran cantidad de fechamientos obtenidos, se sabe que esta provincia comenzó a formarse durante el Mioceno y su evolución ha sido descrita en cuatro etapas principales según Gómez-Tuena (2005), que son: (1) la instauración de un arco de composición intermedia con orientación E-W en el Mioceno medio y tardío, (2) un episodio máfico del Mioceno tardío conformado principalmente por mesetas basálticas originadas a través de fisuras, (3) un episodio silícico de finales del Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano, y (4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío. En la Figura 2.2, tomada de Ferrari *et al.* (2012), se observa un resumen de los cuatro eventos principales mencionados anteriormente.

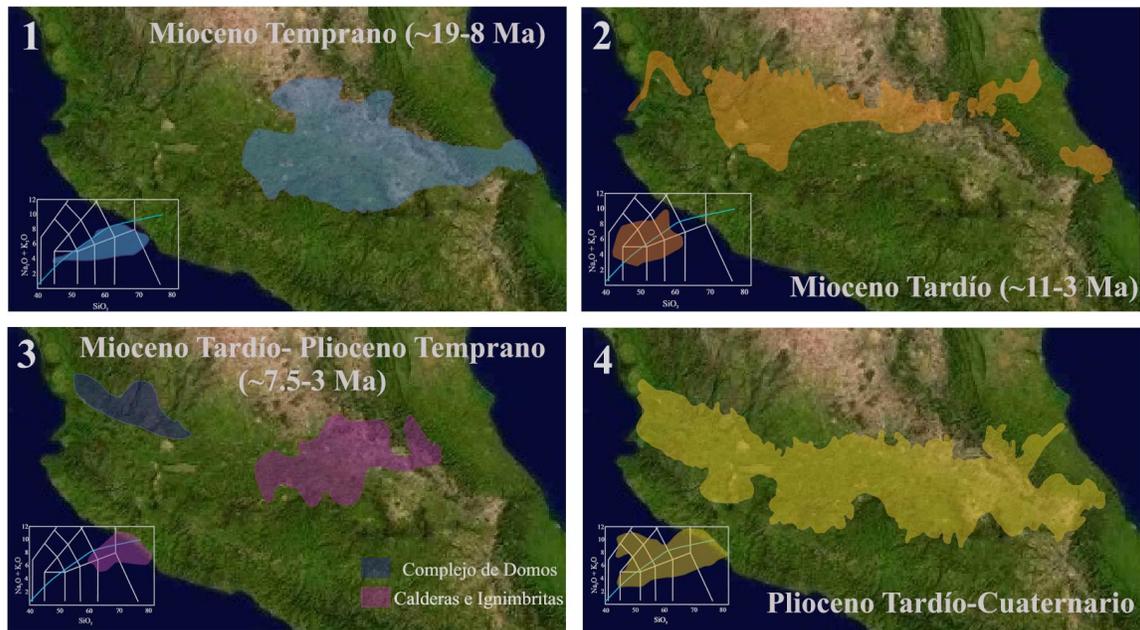


Figura 2.2 Se muestra la evolución de la Faja Volcánica Transmexicana de acuerdo con cuatro episodios principales de vulcanismo, se incluyen las variaciones composicionales de las rocas en diagramas de TAS para cada episodio. Modificado de Ferrari *et al.* (2012).

La Faja Volcánica Transmexicana se formó como consecuencia del sistema de subducción, ubicado en las costas del Océano Pacífico, generado por las placas de Rivera y Cocos al entrar por debajo de la placa de Norteamérica. En la parte occidental, la placa de Rivera entra con un ángulo de 40° que al adentrarse cambia a 70° debajo del arco y alcanza hasta 350 km de profundidad (Yang *et al.*, 2009). Esto produce el magmatismo en la parte occidental de la Faja. En los sectores central y oriental, la placa que subduce es la de Cocos que tiene un comportamiento muy particular, ya que en la trinchera entra con un ángulo de 16° y alcanza profundidades de hasta 50 km, de ahí se mantiene subhorizontal hasta aproximadamente 300 km desde la trinchera en donde cambia su ángulo de subducción a los 75° debajo del frente volcánico. En este punto alcanza hasta los 450 km de profundidad (Pérez-Campos *et al.*, 2008). Esta información ha sido resultado de análisis geofísicos hechos a lo largo de transectos en los diferentes sectores de la Faja por Pérez-Campos *et al.* (2008), Yang *et al.* (2009) y por Melgar y Pérez-Campos (2011) que trabajaron con tomografías sísmicas para definir la geometría de las placas debajo de la corteza.

Lo mencionado anteriormente describe la configuración del sistema de subducción actual, sin embargo, para explicar la evolución geológica de esta provincia hay que entender la dinámica de las placas en subducción a lo largo del tiempo. Uno de los rasgos interesantes que se propone en este sistema para el pasado, es que un segmento de corteza se desplazaba de manera casi horizontal por debajo de la placa de Norteamérica y posteriormente cambiaba su ángulo abruptamente (Pérez-Campos *et al.*, 2008). Se cree que lo que originó el slab subhorizontal fue un remanente de la cuña del manto que fue serpentizado en el Mioceno medio (Ferrari *et al.* 2012). Manea *et al.* (2013) sugieren que esto generó una capa de baja velocidad que inhibe la deformación y hace que la placa se desplace de manera plana hasta que el remanente de cuña termina y entonces la placa cae casi verticalmente.

Estos mismos autores mencionan que en los inicios de la subducción las placas de Rivera y Cocos estaban unidas y por alguna diferencia en densidades u otro motivo, las placas se separaron. En su entrada por debajo de la placa de Norteamérica, las velocidades difirieron por lo que se observó el desplazamiento de la placa de Rivera más lento en comparación con el de la placa de Cocos. Además, se observó un retroceso de las placas hacia la trinchera que comenzó en la placa de Rivera e impulsó a la placa de Cocos hacia abajo (Manea *et al.* 2013). Esto también provocó que el magmatismo se desplazara hacia la trinchera (Figura 2.3).

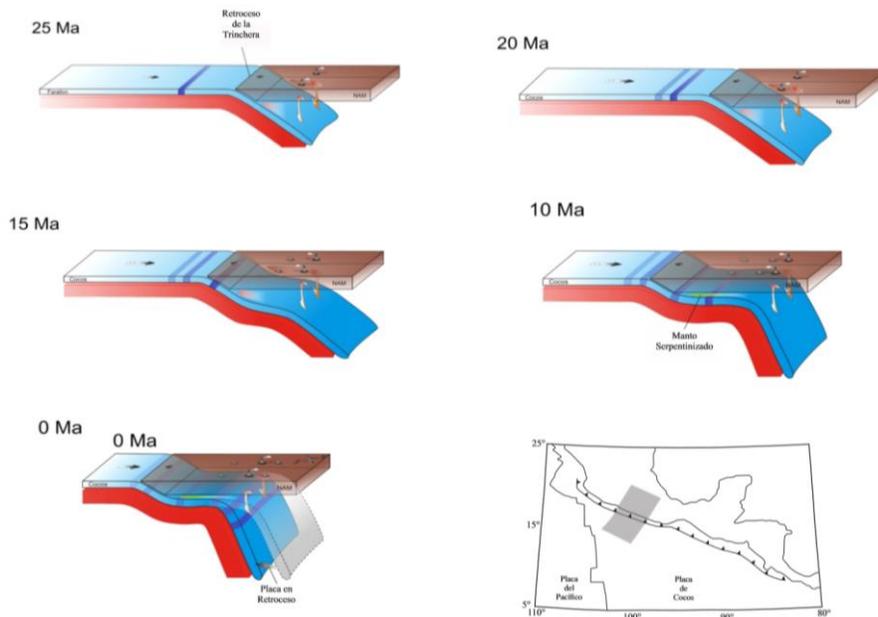


Figura 2.3 Se muestra el modelo de subducción para el sur de México, donde se observa un desplazamiento subhorizontal de la placa en subducción hasta que muy dentro del continente

cae y con el tiempo retrocede, lo que desplaza el arco magmático hacia la trinchera. Modificado de Manea *et al.* (2013)

2.2 Geología Regional

La zona estudiada se encuentra, como ya se mencionó, en el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, el cual se caracteriza por tener ciertos sistemas de fallas, como horst-grabens y sistemas de fallas con una orientación NE-SW preferencial (García-Palomo *et al.* 2002). A lo largo de estas estructuras se distribuyen cuerpos volcánicos como son estratovolcanes de grandes dimensiones, complejos de domos y campos volcánicos monogenéticos. La evolución de este sector comienza aparentemente con rocas emplazadas hace aproximadamente 13.5 Ma y después se produjo un hiatus de entre 7 a 10 Ma (Ferrari *et al.* 1999). El vulcanismo se presentó nuevamente en la zona durante el Pleistoceno, con el emplazamiento de numerosos cuerpos volcánicos cuyas composiciones varían predominantemente de basáltica a riolítica. El área de estudio parece estar afectada por ciertas estructuras (Figura 2.4) como son el horst Cerro Gordo-Las Navajas y la falla de Tizayuca (García-Palomo *et al.* 2002), las cuales parecen controlar la distribución de cuerpos volcánicos monogenéticos en la zona.

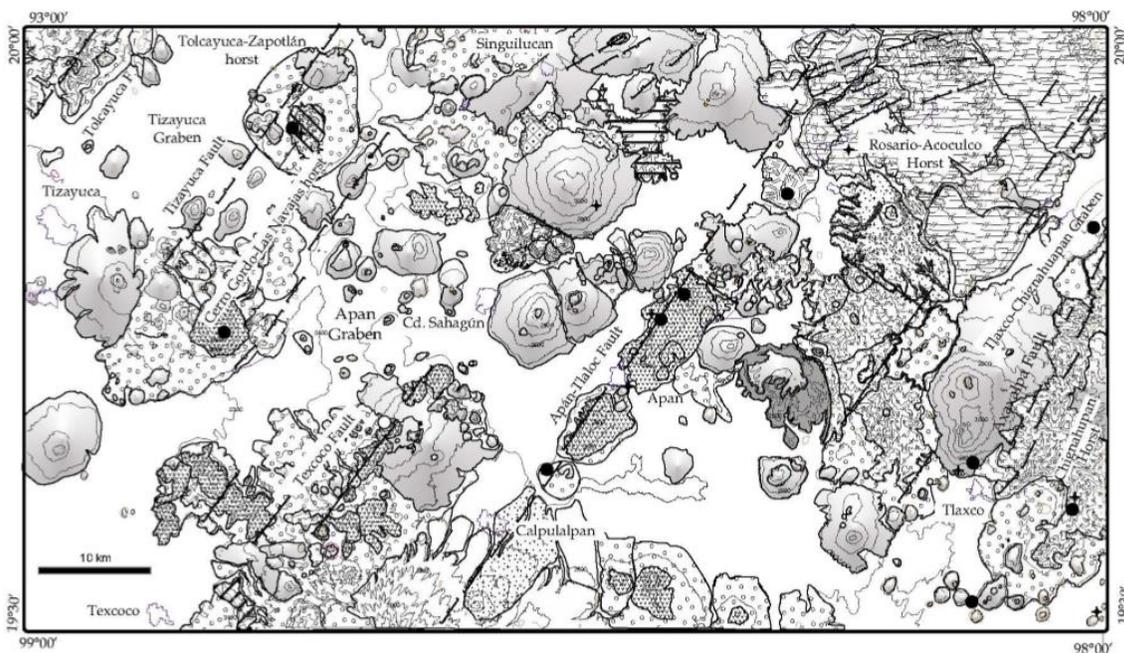


Figura 2.4 Mapa geológico con los sistema de fallas, horst y grabens de la región de Apan. Tomado de García-Palomo *et al.* (2002)

2.2.1 Basamento

Como se observa en la Figura 2.1, en el sector oriental de la faja se encuentra el mayor espesor de la corteza continental, ya que alcanza entre 45 y 50 km (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996). Esta corteza estaría formada de distintos materiales que componen al basamento y que se describen brevemente a continuación.

La parte más profunda del basamento, se infiere pertenece al microcontinente Oaxaquia que es un conjunto de rocas de edad Grenvilliana (~1000 Ma) metamorfizadas en facies de granulita, que se extienden por 1000 km a lo largo del país. Este fue estudiado y caracterizado como microcontinente por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995), quienes también propusieron la forma y espacio que abarca (Figura 2.5). De acuerdo con esta distribución, el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) se localiza sobre este microcontinente. Este mismo sector de la FVTM se encuentra probablemente también sobre el terreno tectonoestratigráfico Mixteco. En este último, el basamento más antiguo encontrado pertenece al complejo Acatlán, que se considera el resultado de interacciones entre Gondwana y Laurentia, anteriores al ensamble de Pangea y se compone de rocas metamórficas polideformadas Mesoproterozoicas (Centeno-García *et al.* 2008; Ortega-Gutiérrez, 1981). Los estratos posteriores del terreno Mixteco incluyen rocas clásticas jurásicas marinas y continentales, así como rocas volcánicas del Neógeno temprano (Sedlock *et al.* 1993).



Figura 2.5 Se muestra la distribución propuesta por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) para el microcontinente Oaxaquia y sus posibles extensiones. También se muestra la división de terrenos tectonoestratigraficos propuesto por Sedlock *et al.* (1993). Modificado de Keppie *et al.* (2003) y Keppie *et al.* (2004).

Después de este basamento cristalino las rocas más antiguas observadas en el área fueron descritas como una secuencia sedimentaria marina al sur de Calpulalpan (Ledezma-Guerrero, 1987), cuyas edades se consideran Cretácicas. Posteriormente, en perforaciones hechas en el sur de la cuenca de México por Pemex, se identificaron secuencias marinas de cuenca y plataforma y una secuencia sedimentaria calcárea conglomerática del Cenozoico, que descansa discordantemente sobre las rocas Mesozoicas (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

2.2.2 Sierra de Pachuca

De acuerdo con los trabajos desarrollados por Geyne *et al.* (1963) en la Sierra de Pachuca, próxima al área de trabajo, se emplazó un potente paquete de rocas volcánicas de composición andesítica a dacítica, el cual cubrió a las secuencias sedimentarias mesozoicas.

En la Tabla 2.1 se presenta un resumen de las características litológicas que componen la serie volcánica de la sierra de Pachuca. En la última formación que es la que se compone de derrames basálticos y sus depósitos asociados es en donde se encuentran los volcanes estudiados en el presente trabajo y las formaciones anteriores son las que se encuentran por debajo.

Tabla 2.1 Principales características de las Formaciones de la Sierra de Pachuca, resumido de Geyne *et al.* (1963) y (1990).

Formación	Litología	Notas
Basamento regional	-Capas gruesas de calizas con dolomita intercalada (Albiano y Cenomaniano temprano) -Lutita y arenisca interestratificadas (Coniciano temprano)	-Poco resistentes a la erosión, forman valles -La zona esta plegada
Grupo El Morro	-Sucesión clástica discontinua formada por materiales erosionados del basamento cretácico -Conglomerado calcáreo bien consolidado, no marino, en capas masivas	-Localmente contiene material tobaceo y derrames de lava de basaltos a andesitas (Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano)
Grupo Pachuca	-Sucesión de rocas volcánicas compuestas por derrames de lava interestratificados con materiales sedimentarios derivados de rocas volcánicas y depositados por el agua.	-Descripciones hechas en muestras de mano y esquirlas durante la revisión en campo
Formación Santiago	-Derrames de lava, brechas y tobas interestratificadas de andesitas a riolitas -Algunas intercalaciones de rocas volcánicas epiclásticas - ~ 480 m de espesor	-Es resistente al intemperismo -Forman pendientes fuertes y acantilados
Formación Corteza	-Derrames andesíticos, basálticos y tobas en la base -Su espesor va de 50 a 300 m y su parte tobacea basal es de 20 m aproximadamente	-Algunas partes han sido alteradas por acción hidrotermal, es la formación más propensa a la erosión de todas las formaciones volcánicas terciarias de la zona
Formación Pachuca	-Tiene un miembro tobaceo en la base que es continuo (20 m de espesor) cubierto de derrames andesíticos y dacíticos interestratificados con miembros tobaceos lenticulares. Hasta 10 capas de brechas alternadas con derrames masivos en la parte superior de la formación y en la parte superior hay derrames de grano fino. -En casi todo el distrito su espesor va de los 300 a los 500 m.	-Todas las rocas de esta Formación están alteradas, algunas alteraciones de origen deutérico y otras hidrotermal -Hay presencia de acantilados masivos altos con juntas verticales irregulares, fracturas con respaldos finamente ásperos y fracturas que producen bloques angulosos -Las rocas de derrame son más resistentes a la erosión y producen estructuras más redondeadas
Formación Real del Monte	-Son brechas de derrame intercaladas con rocas de derrame masivo y capas tobaceas de composición andesítica y dacítica -Tiene como máximo 350 m de espesor y un mínimo de 120 m	-Tiene un gran espesor en sus capas de brecha de derrame

Formación Santa Gertrudis	-Rocas de derrame masivo con pocas brechas de derrame y algunas capas clásticas y tobaceas de composición andesítica predominante y localmente cambia por transición a dacita. -Su espesor va de los 350 m a 200 m	-Hay derrames masivos y capas de brecha que no pudieron cartografiarse por separado -Derrames gruesos de andesita y dacita de grano notablemente grueso
Formación Vizcaíña	-Derrames de lava, capas de brecha, tobas con composición de andesitas a dacitas y un miembro clástico basal -Su espesor llega a ser de hasta 600 m	-Las rocas con estructura fluidal tienen juntas estrechamente esparcidas y cortadas que forman bloques angulosos
Formación Cerezo	-Derrames masivos, brechas de derrame y capas volcánicas epiclásticas con brecha volcánica y tobacea de riolitas a riodacitas -El espesor máximo que permanece es de 220 m sin embargo, se cree que esta tenía un espesor mayor pero fue reducido por la erosión. Las capas epiclasticas tienen de 2 a 3 m de espesor y en otras partes pueden tener hasta 100 m	-Tiene pequeñas fallas y un cuerpo intrusivo de un pórfido cuarcífero. -La superficie esta algo erosionada. Muestra alteración hidrotermal marcada
Formación Tezuantla	-Sucesión de derrames de lava dáctica -Pórfido dáctico de biotita es lo que predomina en los intrusivos del área -Tiene un espesor de 100 a 300 m pero ha sido erosionada. Se cree que en las áreas donde era mayor el espesor llegaba a los 400 m	-Hay intemperismo en varias zonas. Hay presencia de esferulitas
Formación Zumate	-Sucesión de derrames, brechas de derrame, aglomerados y rocas volcánicas epiclásticas de composición dacítica. -Tiene espesores de hasta 360 m y se cree que originalmente tenían de 100 a 200 m más.	-Hay pendientes pronunciadas y se forman pináculos en la orilla septentrional de la sierra. Por su distribución se cree que la fuente eran bocas alineadas en dirección E-W
Traquita Guajolote	-Lava vesicular de composición relativamente máfica -Tiene composición de traquita con alto contenido de álcalis, sílice y alúmina. -Puede tener hasta 200 m de espesor	-No ha sido muy atacada por la erosión las rocas de derrame contienen vesículas y hasta el 40% de porosidad
Formación San Cristóbal	-Derrames densos de andesita olivínica (andesita de augita) con cantidades pequeñas de capas tobaceas basales intercaladas-formadas de cenizas oscuras y material volcánico erosionado de las formaciones más antiguas -Los espesores van de los 60 a los 100 m, en otras partes alcanza los 250 m y fuera del distrito llega a los 300 m, las capas tobaceas tienen de 1 a 2 m	-Afloramientos redondeados con excepción a los de la parte más inferior en donde hay más acantilados. -La roca tiende a romperse en lascas de 1 a 10 cm en planos paralelos a la estructura fluidal.
Riolita Navajas	-Derrames de lava como parte principal, capas de brecha y toba interstratificados entre sí con poca cantidad de materiales volcánicos epiclásticos (Plioceno Tardío) -El espesor máximo actual es de aprox. 500 m y se cree que su espesor pudo llegar a más de 300 m por encima de eso	-Los derrames tienen estructura fluidal e hileras de vesículas y otros son más densos y sin esta estructura. Los últimos eventos parecen ser aludes ardientes con matriz de lava vesiculada y gran cantidad de líticos de pumicita y obsidiana.
Formaciones Atotonilco El Grande y Tarango	-Depósitos de material clástico derivado de rocas volcánicas terciarias y pocas pre-terciarias están intercalados con derrames de lava de la formación San Cristóbal y Las Navajas	

Derrames de basalto olivínico con sus depósitos asociados	-Campo extenso de derrames de lava con sus conos de escoria y cineríticos asociados, compuestos de basaltos de olivino pero incluyendo otras pocas rocas menos máficas Su espesor es variable ya que va de hasta los 500 m a aproximadamente 300 m	-Las rocas máficas localmente se encuentran interestratificadas con material clástico continental y marga lacustre
---	---	--

2.2.3 Vulcanismo del Pleistoceno

El vulcanismo que caracteriza este período en el sector oriental de la FVTM comienza desde el Plioceno tardío y continúa hasta la actualidad, especialmente entre los 2 y los 0.2 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; García-Tovar *et al.*, 2015; Núñez-Velázquez, 2018). Se observa una gran variabilidad magmática, ya que se tiene la presencia de complejos de domos, estratovolcanes y volcanes máficos monogenéticos; estos últimos son muy abundantes a lo largo de la Faja y se encuentran como pulsos que dan origen a campos volcánicos. Dentro de la zona de estudio se observan alineados a las estructuras tectónicas presentes (dirección NE-SW). Unas de las principales estructuras volcánicas formadas por el vulcanismo de este período son los estratovolcanes que ahora conforman el frente volcánico actual representado por el volcán de Colima, El Popocatepetl, El Pico de Orizaba entre otros (Gómez-Tuena *et al.* 2005).

En la zona de estudio, esta variabilidad magmática está muy presente ya que los volcanes máficos monogenéticos se encuentran alrededor del volcán Las Navajas, que es un estratovolcán de 11 km de diámetro cuya composición consta de secuencias de pómez, capas de obsidiana y lavas con composiciones riolíticas (Geyne *et al.*, 1963). Además de los episodios efusivos y de los depósitos de pómez se observa un colapso en la zona norte del volcán. Posterior a esto las capas superiores de la estructura se conforman por lavas y depósitos de flujos piroclásticos compuestos por bloques, pómez y ceniza. También se tienen otros depósitos de pómez (Núñez, 2018) y flujos de lava riolítica con abundante obsidiana. En la Figura 2.6 se muestra una secuencia de los eventos de este volcán en donde se observa que las rocas fueron emplazadas en varias etapas magmáticas que concluyeron hace aproximadamente 2.2 Ma aproximadamente.

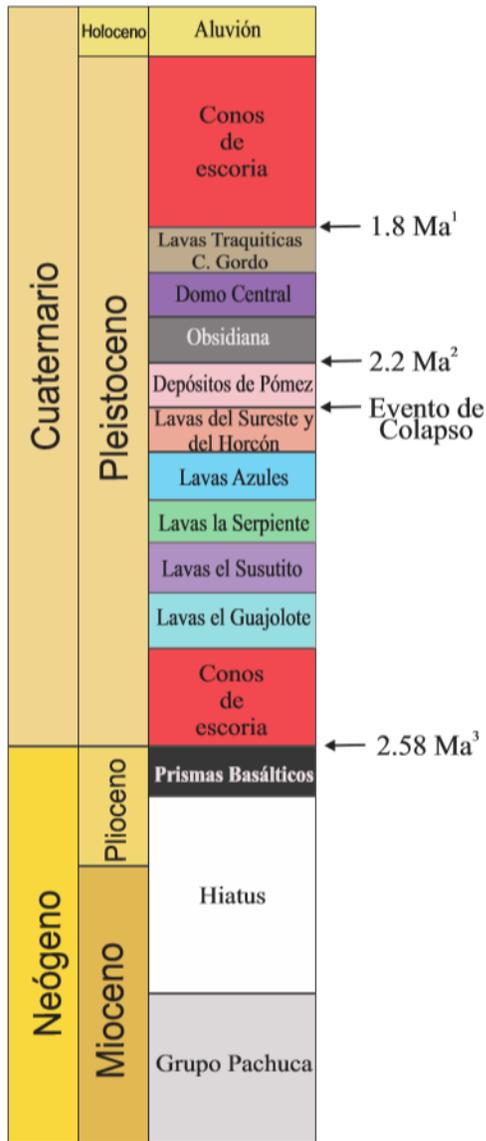


Figura 2.6 Columna estratigráfica de los eventos que conforman al volcán Las Navajas (desde Lavas el Guajolote hasta Lavas Traquíticas Cerro Gordo) y las estructuras que lo rodean. Las edades fueron tomadas de: 1-Nelson y Lighthart, 1997. 2-Núñez-Velázquez, 2018. 3-Sánchez Rojas y Osorio Pérez, 2008. Tomado y modificado de Núñez-Velázquez (2018).

Las rocas de la zona de edades del Pleistoceno han sido estudiadas anteriormente por otros autores, como Ramírez-Ramírez en 2016 quien estudió un grupo de unidades con una secuencia bimodal. En esta describió rocas formadas a partir de una fuente heterogénea compuestas por magmas alcalinos y otros calcoalcalinos, sin influencia cortical. También describió conos de escoria de andesita basáltica que fueron formados a partir de la fusión parcial de basaltos hidratados en la corteza inferior. Aparicio-Canales y Contreras-Cruz en 2016 describieron distintas unidades, como domos andesíticos cortando a las estructuras riolíticas anteriores, presencia de vulcanismo monogenético representado por conos de escoria y lavas asociadas, volcanes escudo y domos andesíticos y dacíticos. Estos trabajos se realizaron en zonas aledañas a la de estudio, la lejanía de estas es despreciable (~5 km) por lo que se utilizaron algunos de los datos tomados por estos autores para completar la información recabada.

Capítulo III. Técnicas de Análisis Geoquímico e Isotópico

3.1 Muestreo

Para realizar el muestreo, lo primero que se hizo fue identificar los posibles cuerpos volcánicos máficos a través de imágenes satelitales de Google (Anexo 4). Posteriormente, se planearon y realizaron dos salidas al campo en los meses de noviembre y marzo en las que se localizaron estos cuerpos por sectores. En el mes de noviembre se trabajó en el sector SW de la zona de estudio y se tomaron 8 muestras tanto de conos como de lavas, las muestras colectadas se tomaron tanto de bombas volcánicas (Figura 3.1 B) como de afloramientos de flujos de lava (Figura 3.1 A). En la salida de marzo se tomaron 13 muestras más. Estas muestras provinieron tanto de conos ya ubicados por medio de imágenes satelitales como de conos descubiertos *in situ*. Las muestras colectadas en trabajos anteriores que pertenecían al área de estudio se reunieron para ampliar la información de este estudio. En total se utilizaron 24 muestras pertenecientes a bombas y 17 de lavas.



Figura 3.1 En estas imágenes se muestra la recolección de algunas muestras tomadas tanto del afloramiento de un flujo de lava (A), como de bombas bien conservadas (B).

3.2 Trituración y pulverización

Las rocas seleccionadas para hacer los análisis químicos fueron aquellas que no tenían alteraciones secundarias como intemperismo o hidrotermalismo, además de que fueran representativas de las unidades volcánicas. Con el fin de realizar los análisis químicos e

isotópicos, primero las muestras fueron tratadas mecánicamente y los pasos seguidos se describen enseguida.

Las muestras obtenidas en campo de aproximadamente 4 kg fueron reducidas a fragmentos de 2 a 3 cm de diámetro. Para esto, se utilizó un mazo y una base metálica para evitar que las muestras se contaminaran con materiales del pavimento calcáreo. También, se evitó que las muestras llevaran pintura tanto del mazo como de objetos utilizados para su trituración. Esto con el fin de evitar la contaminación de Sr por el pavimento o de Pb por los restos de pintura.

Una vez que se obtuvieron fragmentos del tamaño deseado, estos fueron lavados meticulosamente con agua *Milli-Q* y un cepillo, y se dejaron secar sobre un papel, colocando otro más encima para evitar que les cayeran partículas del ambiente. Este secado dura aproximadamente 24 horas y al final de este tiempo nos aseguramos de que no hubiera humedad en los fragmentos.

El siguiente paso es reducir los fragmentos a tamaño talco, procedimiento para el cual se necesitó de una pulverizadora mecánica marca BICO (Figura 3.2 A) y un mortero con anillos de acero (Figura 3.2 B), ya que este material no causaría contaminación en las muestras. Antes de comenzar a usar el equipo, nos aseguramos de que estuviera completamente limpio lavando con agua para eliminar polvo u otros componentes. Posteriormente, enjuagamos con agua *Milli-Q* y finalmente secamos con aire a presión los anillos y el mortero. En el mortero se colocan algunos de los fragmentos de 2 mm de la muestra a procesar, se arma el equipo y se pulveriza durante 10 segundos. Esto se hace con el fin de que los anillos y el mortero sean “contaminados” con la muestra. Este material pulverizado se desecha y se prosigue a pulverizar la muestra por partes para obtener mejores resultados en el tamaño de partícula. Cada porción de muestra se pulverizó durante aproximadamente 60 segundos, hasta obtener partículas de tamaño talco. El polvo es vaciado del mortero a una hoja de papel y empaquetado herméticamente en una bolsa de plástico.

Para obtener un resultado representativo de la química de la muestra pulverizada se debe homogenizar, ya que en el proceso de pulverización y en el vaciado a las bolsas de plástico, las partículas con mayor densidad suelen irse al fondo lo cual hace que la muestra de arriba no sea del todo representativa. Para evitar esto se realiza el proceso de cuarteo, el cual consiste en revolver cuatro veces la muestra hasta homogeneizarla.

Para el cuarteo, se colocan dos hojas limpias unidas y sobre una de ellas se coloca toda la muestra en polvo, la cual con ayuda de una espátula se traslada a la otra hoja. Este procedimiento se realiza cuatro veces para asegurarnos de que está bien homogeneizada la muestra. Posteriormente, el montón de polvo se divide en cuatro partes iguales, se escoge al azar alguna de las cuatro partes, la cual se mezcla nuevamente para después tomar las cantidades requeridas para cada análisis que se desea hacer. En nuestro caso, pesamos 10g en una bolsa de papel pequeña para análisis de elementos mayores y en dos frascos de vidrio bien limpios por dentro se pesó 0.12g en cada uno para análisis de elementos traza y de isotopía.



Figura 3.2 (A) Equipo marca BICO para pulverizar muestras de roca y (B) mortero de anillos de acero con muestra pulverizada a tamaño talco.

3.3 Análisis de elementos mayores y traza

El análisis de elementos mayores se realizó por medio de la técnica de Fluorescencia de Rayos X. Esta técnica puede cuantificar las concentraciones de elementos mayores y traza de una muestra dada. Este análisis se llevó a cabo en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM. El equipo utilizado fue un espectrómetro de rayos x modelo Rigaku, Primus II. El procedimiento utilizado para este análisis se describe

en la sección “Métodos Analíticos empleados” de la opción “Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X”, en la página del Instituto de Geología, UNAM (Figura 3.3 A, B y C). Este procedimiento se realizó en las 21 muestras colectadas. Los errores analíticos que tienen las mediciones en este laboratorio para la obtención de elementos mayores son menores a ~1%, lo cual es un error aceptable y bastante bueno.

El análisis de elementos traza y Tierras Raras se realizó por medio del método de ICP-MS, con el cual se pueden determinar simultáneamente las concentraciones de diversos elementos traza. Este análisis se llevó a cabo en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM (Figura 3.3 D), Juriquilla, Querétaro. El equipo utilizado fue un ICP-MS Thermo Series-Xii equipado con una celda de colisión/reacción. El procedimiento utilizado para su preparación y análisis se describe en el trabajo de Mori *et al.*, (2007). Este análisis fue realizado en 15 muestras. Los errores analíticos para estas mediciones son <4% para la obtención de elementos traza.



Figura 3.3 En la imagen A se observa el fundido al rojo vivo de la muestra y en la imagen B se observa la perla fundida resultado de este procedimiento, en esta perla es donde se realizan las mediciones correspondientes en el espectrómetro de Rayos X que se observa en la imagen C. Por último, en la imagen D se observa el laboratorio de estudios isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM en el que se realizaron las mediciones para elementos traza.

3.4 Determinación de Relaciones Isotópicas de Sr-Nd

La determinación de los isotopos de Sr-Nd se realizó en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, del Instituto de Geofísica de la UNAM, y se siguieron las instrucciones del manual para química ultrapura del LUGIS. Se analizaron 12 muestras de los conos máficos monogénéticos.

En resumen, el primer paso para este análisis fue pesar las muestras de polvo de cada roca con ayuda de una balanza de precisión en bombas de teflón limpias. Después, para eliminar el Pb contaminante externo de cada muestra, se agregan 8 ml de HCl 6N a cada bomba y se calientan en una parrilla por una hora. Posterior a esto, se decantan las muestras para quitar el ácido y se enjuagan con agua desionizada varias veces, para después secarlas sobre una parrilla. Las muestras en las bombas se pesan nuevamente para determinar la posible pérdida de polvo.

Para romper los enlaces de los minerales y así poder separar los elementos químicos de interés (Sr y Nd), se agregan de 1 a 2 ml de HNO₃ 8N y de 5 a 7 ml de HF al 40% a cada bomba con muestra. Las bombas se ponen a calentar a 90°C hasta disolver la muestra (Figura 3.4 (A)). Al llegar a ese punto, se destapan las bombas y se deja evaporar el líquido hasta obtener una pasta compuesta por fluoruros. Para eliminar esos fluoruros, se agregan 5 ml de HCl 6N a cada bomba y se dejan cerradas sobre la parrilla por 10 horas. Después de ese tiempo, se dejan evaporar hasta obtener una masa compuesta por cloratos. Para eliminar estos cloratos, se agregan 4 ml de HBr 1N y se deja en la parrilla hasta disolver la pasta. Después se ponen a evaporar y cada muestra disuelta estará lista para efectuar la separación de los elementos.

Para separar el Sr y el Nd se requiere de columnas de intercambio iónico calibradas continuamente para el uso que se les dará. Primero se realiza la separación del Sr y las Tierras Raras dentro de columnas de cuarzo que tienen un radio interior de 0.9 cm (Figura 3.4 B y C). Contienen una resina catiónica que se coloca hasta los 16 cm de altura y el procedimiento a realizar es el descrito en el manual interno del LUGIS del año 2000. Al finalizar este procedimiento, se recolecta el Sr en un recipiente y las Tierras Raras en otro, los recipientes con Sr se ponen a evaporar bajo lámparas de luz infrarroja dentro de una campana de

extracción (Figura 3.4 D). Las Tierras Raras recolectadas pasan ahora por otro proceso para poder separar el Nd en columnas iónicas más pequeñas, con una resina diferente. Igualmente, seguimos el procedimiento para separar Nd descrito en el manual interno del LUGIS del año 2000. La solución con Nd se recolecta en un recipiente y se pone a evaporar completamente. Todos los recipientes de teflón, en los que las muestras se recolectaron y evaporaron, se tapan con papel de cera y se apartan para su posterior análisis.

Las muestras fueron cargadas en filamentos de renio siguiendo el manual interno del LUGIS (2000) y se colocaron dentro de un espectrómetro de masas Thermo-Scientific TRITON plus (Figura 3.4 E y F) para determinar las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros sobre filamento doble de renio y se midieron como iones metálicos. En cada corrida se analizaron 60 relaciones isotópicas para Sr y 70 para Nd. El software integrado arroja *outliers* dependiendo de la estabilidad de la señal durante la adquisición de datos. Los valores ($1\text{sd} = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $1\text{ SE(M)} = 1\sigma_{\text{abs}} / \text{raiz } n$. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Los valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710253 \pm 12 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 81)$; para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511848 \pm 3 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 26)$. Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 7.54 ng Sr, 0.51 ng Nd (blancos de procedimiento total).

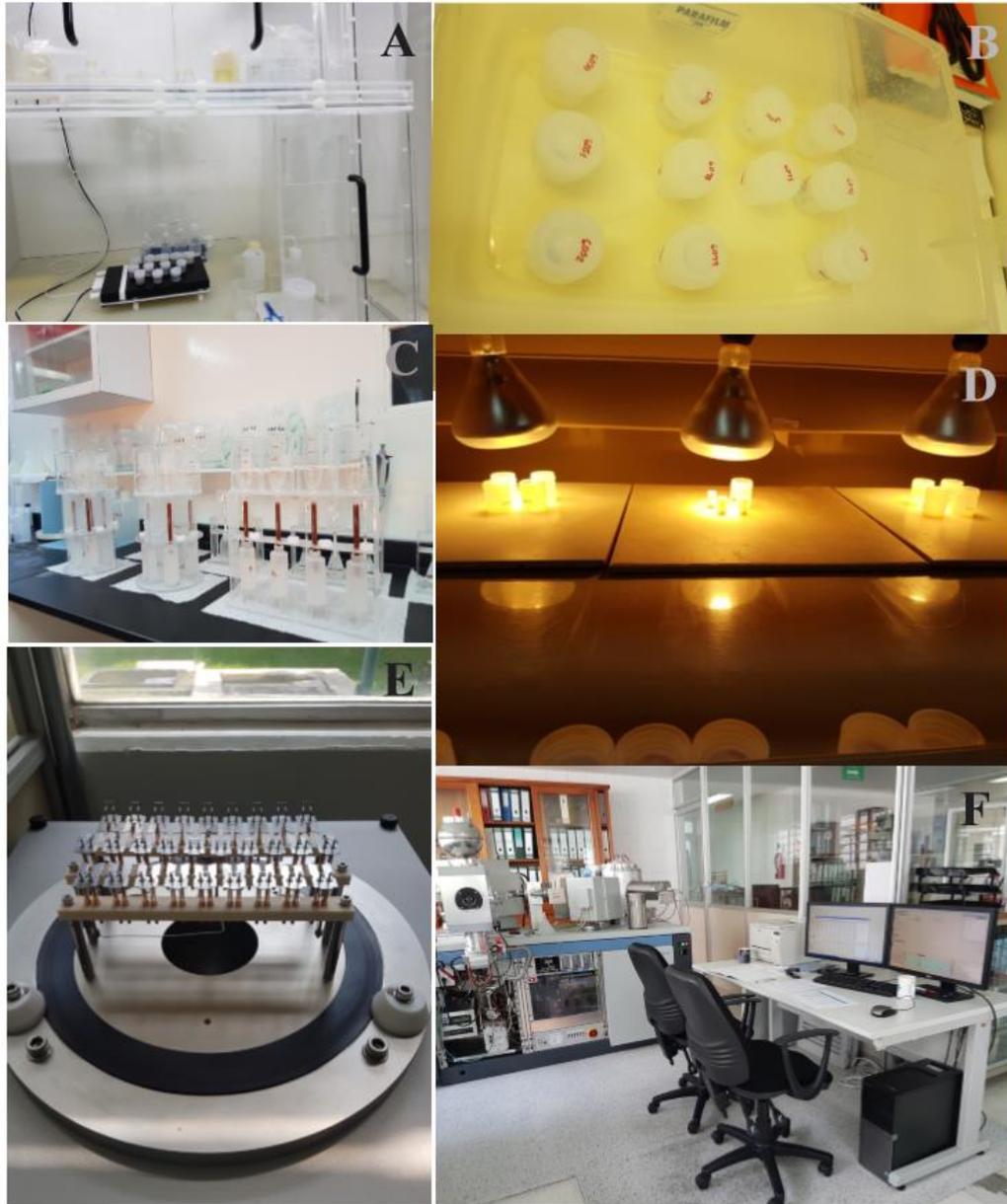


Figura 3.4 Se observa parte del procedimiento que se siguió en la preparación y medición de las relaciones isotópicas de las muestras. (A) Se observa el calentamiento en la parrilla de las muestras con ácido; (B) se observan las muestras en las bombas de teflón; (C) se presentan las columnas de intercambio iónico utilizadas para la separación de Sr y Tierras Raras. (D) se observa la evaporación de las muestras bajo luz infrarroja; (E) se muestran los filamentos desgasificados y limpios; (F) se observa el equipo Triton Plus Thermo Scientific utilizado para medir las muestras.

Capítulo IV. Geología de las estructuras monogenéticas

En este capítulo se describe la morfología de las estructuras máficas monogenéticas estudiadas, los materiales que las conforman, y se presenta un mapa geológico detallado del área de estudio y una columna estratigráfica donde se muestra la secuencia de eventos volcánicos en la zona.

Los conos observados se diferenciaron como “Nuevos” y “Viejos” de acuerdo a sus características morfológicas y estratigráficas. Los conos Viejos generalmente presentan formas achatadas y se encuentran enterrados mientras que los Nuevos tienen formas mejor definidas. El punto de referencia estratigráfico utilizado para diferenciar entre conos nuevos y viejos fue el volcán Las Navajas, ya que se observan estructuras máficas tanto encima como debajo de los depósitos de este volcán. Los depósitos de Las Navajas tienen una edad de $\sim 2.2 \pm 0.05$ Ma (Núñez, 2018), esta edad también fue utilizada como referencia para dar una edad aproximada a los conos.

Los cuerpos que se encuentran estratigráficamente debajo del volcán Las Navajas se denominaron “Conos Viejos” y se les dio una edad aproximada de 2.2 a 2.58 Ma. Las estructuras que quedan por encima de estos depósitos fueron llamadas “Conos Nuevos” y la edad aproximada que presentan es de 1 a 1.8 Ma. Además de estas estructuras también se describen las Lavas Santo Domingo que conforman un volcán tipo escudo.

4.1 Mapa geológico

A continuación se presenta una columna estratigráfica (Figura 4.1) de la secuencia de las estructuras presentes en el área de estudio de edades del Pleistoceno. También se presentan el mapa geológico de la zona de trabajo (Figura 4.2).

Se observa que las estructuras más antiguas se encuentran en el sector NE de la zona de estudio y pertenecen a las Lavas Santo Domingo, posteriormente se observan los Conos Viejos que se distribuyen principalmente al norte del área de estudio pero también tienen presencia al sur. El evento posterior es la formación del volcán Las Navajas que se ubica en

el centro del área de estudio y que se utilizó como referencia en las relaciones estratigráficas, las últimas estructuras observadas son los Conos Nuevos que se encuentran esparcidos por toda el área de estudio.

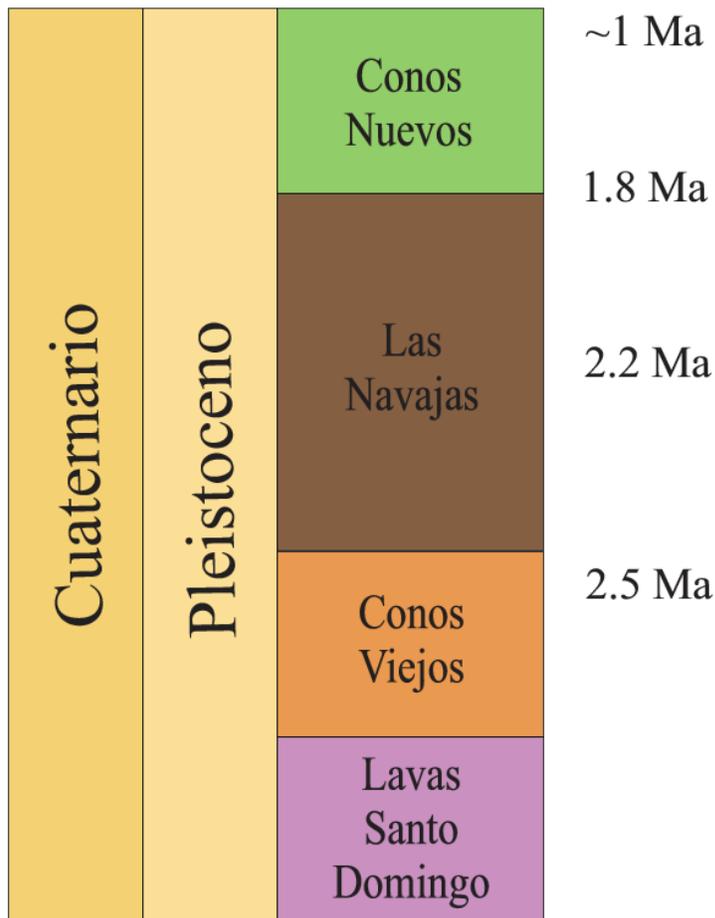


Figura 4.1 Columna estratigráfica de las estructuras volcánicas presentes en área de estudio de edades del Pleistoceno. Los colores utilizados son los que se presentan en el mapa geológico de la zona de estudio. Para realizar esta secuencia se utilizaron las relaciones estratigráficas observadas en campo. Las edades fueron tomadas de: (1.8 Ma)-Nelson y Lighthart, (1997). (2.2 Ma)- Núñez, (2018). (2.5 Ma)-Sánchez Rojas y Osorio Pérez, (2008).

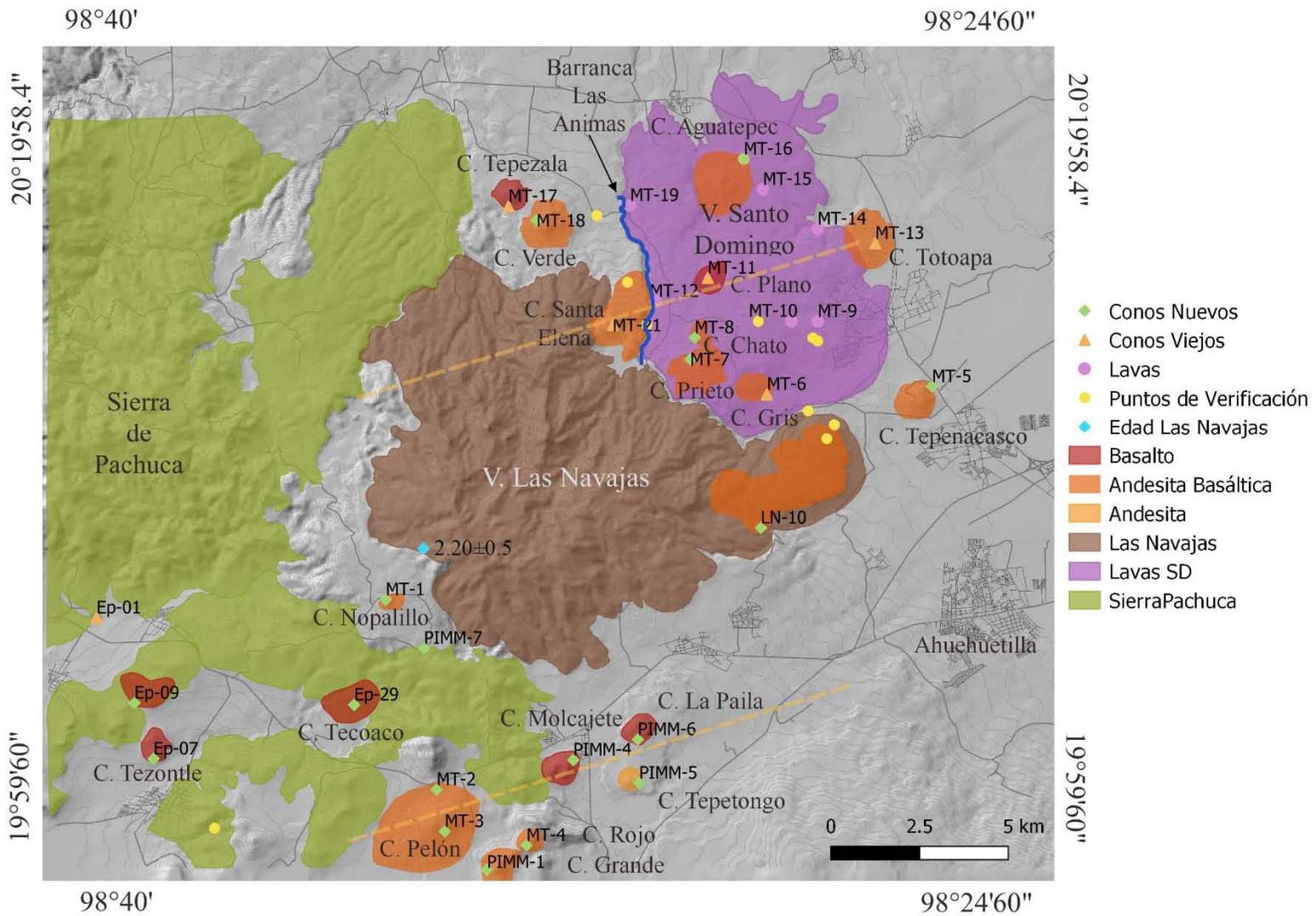


Figura 4.2 Mapa geológico del magmatismo máfico monogenético en la sierra de Pachuca-Las Navajas, las líneas amarillas representan las alineaciones aparentes de los conos en direcciones NE-SW

4.2 Lavas Santo Domingo

En la parte Noreste de la zona de estudio se observaron lavas con características mineralógicas y texturales muy similares entre ellas, solo cambian ligeramente en el tamaño de los cristales observados. Estas lavas conforman un solo cuerpo volcánico. Según la baja pendiente de los flujos de lava ($\sim 6^\circ$), la extensión que alcanzan estos flujos observada siguiendo las curvas de nivel en el mapa y la composición máfica que presentan las muestras, este cuerpo es un volcán escudo cuya extensión es de alrededor de 10 km de diámetro, la elevación promedio que presenta es de 2410 msnm.

Estratigráficamente estas lavas se encuentran debajo del volcán Las Navajas, además arriba de estos flujos de lava hay presencia de conos máficos jóvenes y viejos, por esto las lavas Santo Domingo son más antiguas que todos los conos máficos estudiados y que el volcán las Navajas, siendo esta estructura la más antigua estudiada en el área de trabajo.

Se observa que el flujo de lava se desplazó hacia el SE y NE, aproximadamente tiene un espesor de 20 a 50 m, en algunos puntos se observan lavas escalonadas (muestra MT-14) y lajamiento subhorizontal (Figura 4.3) que expone las muestras al intemperismo y en esas zonas se observan colores grises medios y grises claros.

En su límite al SW se observa una estructura de falla que es llamada la barranca las Animas. Esta barranca tiene de 70 a 100 m de profundidad aproximadamente y las lavas que conforman la pared se observan muy similares a las lavas Santo Domingo (SD). Se presentan en bloques con colores gris medio, textura afanítica e intemperismo evidente, sobre todo en las vesículas. Estas lavas se cortan con un río al fondo y este parece marcar una falla casi N-S.

Las lavas SD tienen colores de gris claro a medio, tienen texturas afaníticas con escasos fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno, se observan intemperizadas y en algunas muestras hay rellenos de zeolitas en las porosidades (MT-9, MT-10 y MT-14), los cristales de plagioclasa que se observan se encuentran alineados. También se observan muy escasos cristales de cuarzo que parecen estar siendo absorbidos por la matriz de la roca (muestra MT-10, MT-15).



Figura 4.3 En las imágenes de la figura se pueden observar las lavas que conforman el volcán escudo Santo Domingo, (A) y (B) se observan lavas escalonadas, (C) se muestra una colada de lava continua.

4.3 Conos Viejos

Se observaron seis de estas estructuras y una lava asociada en la zona de estudio. Estos conos se encuentran estratigráficamente debajo del volcán Las Navajas, por lo que de acuerdo con los fechamientos realizados por Nelson y Lighthart (1997) y Sánchez-Rojas y Osorio Pérez (2008), se estima que tienen edades cercanas a 2.5 Ma. Algunos conos de escoria más recientes cubren parcialmente a estos conos antiguos. En la mayoría de ellos no se puede observar una forma bien definida, ya que gran parte de la estructura está enterrada y presentan una forma achatada o deformada. Se midieron los diámetros aproximados de los conos, a partir de imágenes satelitales y estos tienen tamaños de entre 500 y 900 m, aunque pueden ser más grandes, ya que no se aprecian completamente. Estos conos alcanzan alturas de entre 2,310 y 2,900 msnm, y con respecto al terreno de aproximadamente 70 m, por lo que son relativamente pequeños.

La mayoría de los conos de escoria de este tipo se encuentra principalmente hacia el norte del volcán Las Navajas, aunque hay algunos dispersos en la zona sur. Su distribución es

aleatoria y no muestran patrones de acomodación evidentes, aunque se observa un posible alineamiento NE-SW en dos de las estructuras (MT-13 y MT-6).

Aunque los afloramientos de estas rocas son escasos, hay varios bancos de materiales, por esto las muestras se tomaron tanto de bancos de materiales como de bombas en las cercanías de los conos (Figura 4.4). En general la morfología de los conos presenta estratificación burda subhorizontal, las inclinaciones de esta estratificación es de aproximadamente 15° , en las paredes también se distinguen fallas normales de acomodación.

Se observaron bombas de tamaños de 30 cm hasta 1 m de diámetro con colores rojizos, además de bombas los conos también se conforman de fragmentos tamaño lapilli, grava y bloques con colores de rojizos a gris oscuro, estos materiales se observan bastante intemperizados y poco consolidados. En algunos conos se observan partículas con tamaño de ceniza intercaladas con gravas y algunas bombas (MT-17). La vegetación en la zona es abundante en la mayoría de los conos visitados.

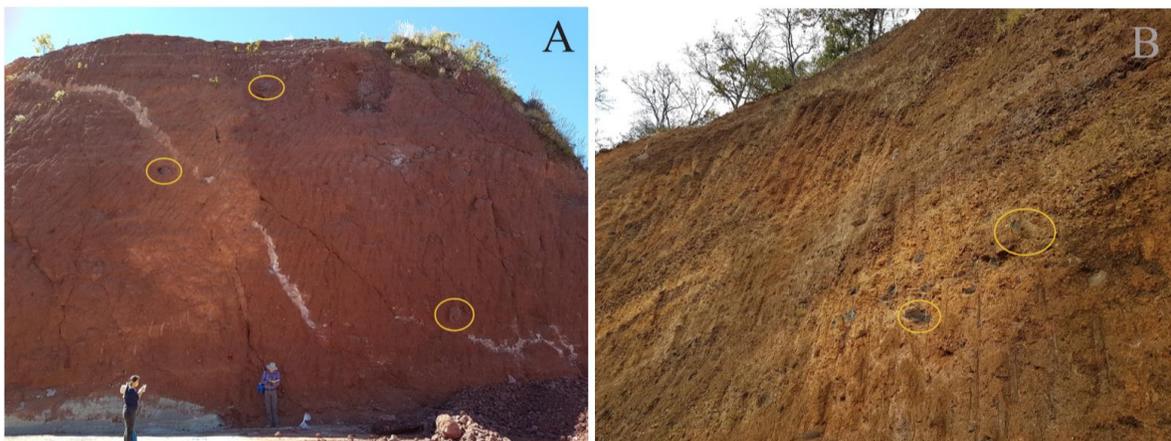


Figura 4.4 Se muestran imágenes de los materiales que conforman a los conos viejos. (A) Se puede observar una pared en la que no se distingue estratificación evidente debido a cierta alteración por los trabajos del banco de material. Encerradas en círculos se distinguen bombas que se distribuyen aleatoriamente en la pared. (B) Se observan materiales que presentan una estratificación burda cuyas bombas se observan más aglomeradas en algunas partes de la pared. En ambas paredes los materiales se encuentran rojizos de fuertes a ocre por oxidación.

Las muestras de mano presentan en general una textura afanítica, colores grises y algunas tienen presencia de xenocristales (clasificados así por su escasa presencia y gran tamaño) que parecen ser de cuarzo y plagioclasa. Los bancos de materiales de los cuales se tomaron las muestras MT-6 y MT-13 presentaron características texturales diferentes a las de los otros de esta misma edad ya que se observan texturas porfídicas a simple vista, en ellas se encontraron xenocristales de piroxeno de 0.5 a 1 cm de diámetro aproximadamente como se observa en la Figura 4.5 (B) y de rocas graníticas de 5 a 35 cm como la mostrada en la Figura 4.5 (A). Tanto en estas muestras como en la MT-21 se observaron algunos grandes cristales de plagioclasa que por su abundancia pueden ser xenocristales.

Las composiciones de estos conos van de andesitas basálticas a basaltos. Hay algunos conos que se observan más pequeños que otros (diámetros de 0.7 a 2.2 km), en las muestras de mano de estos conos se puede observar un mayor contenido de minerales máficos (olivino y piroxeno), los conos que se extienden más (diámetros de 1 a 4 km) en ocasiones no presentan esta mineralogía tan evidente.



Figura 4.5 Se observan los diferentes xenolitos encontrados en las muestras. En la imagen A se observa un xenolito granítico asociado al cono del que se tomó la muestra MT-6. En la imagen B se observa un xenocristal máfico (piroxeno), como este se observaron muchos fragmentos (MT-13).

4.4 Conos Nuevos

Se observaron 16 conos de esta edad y dos lavas asociadas a estos en la zona de estudio. Estas estructuras se encuentran por encima del volcán Las Navajas; puede decirse que son las estructuras más jóvenes en el área con edades de aproximadamente 1.8 a 1 Ma. Estos conos se distribuyen de forma aleatoria por la zona de estudio encontrándose tanto al norte como al sur del volcán Las Navajas y conforman más de la mitad de los conos estudiados.

Presentan formas bien definidas generalmente redondeadas con distintos tamaños y algunos tienen forma de herradura como se observa en la Figura 4.6. En la mayor parte de estos conos se observan claramente las direcciones de los flujos de lava. Algunos de estos flujos de lava asociados son muy evidentes, por ejemplo los asociados al Cerro El Pelón (muestra MT-3) que tienen aproximadamente 20 m de espesor y se cortan en un arroyo hacia el norte.

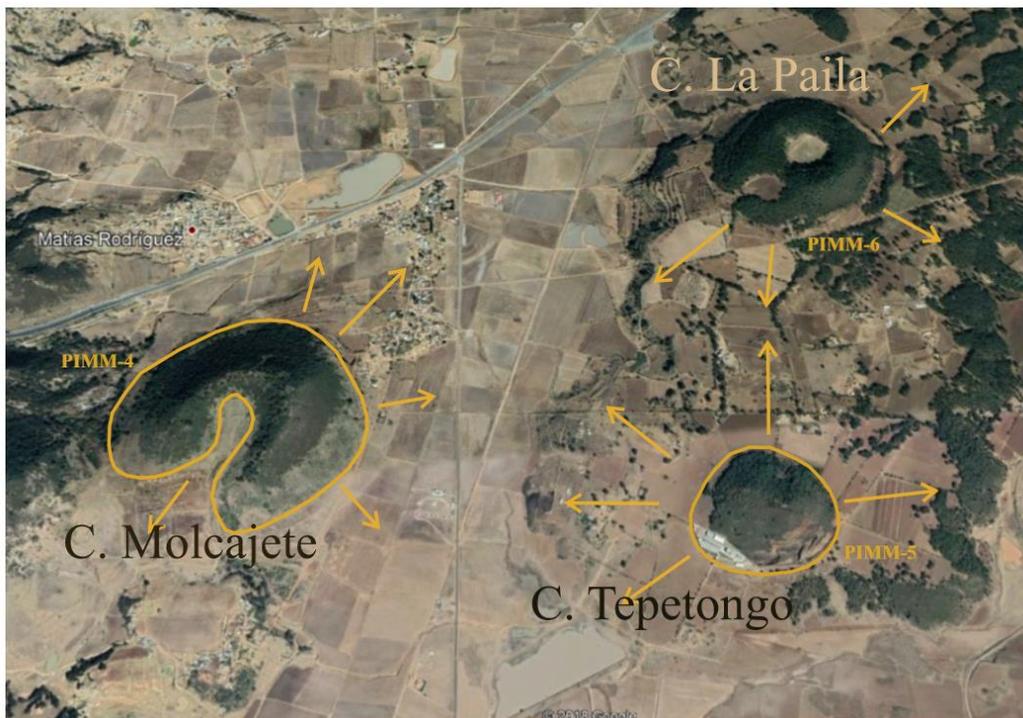


Figura 4.6 Foto satelital en donde se muestran las formas que presentan los conos, de herradura y redondeados. Se muestran también algunos flujos de lava asociados.

Los diámetros medidos en estos conos son más grandes que en los anteriores yendo de los 600 a los 2600 m, posiblemente porque estos no se encuentran enterrados. Tienen alturas que van de los 2171 a los 2804 msnm. Como el terreno se eleva hacia el sur del área de estudio estas alturas no son representativas por lo que se midieron las alturas reales que son aproximadamente de 108 a 145 m.

Se tomaron muestras de bancos de material y de partes aflorantes de los conos, así como de bombas cercanas a estos. Los materiales de estos conos se presentan mejor conservados que los de los conos viejos descritos anteriormente. Algunas de las paredes observadas presentan evidente estratificación pero la mayoría presenta solo una estratificación burda y la inclinación que siguen los estratos sigue más o menos la pendiente ($\sim 15\text{-}20^\circ$) como se muestra en la Figura 4.7 (A).

Los tamaños de las partículas de escoria observadas son de lapilli, grava, bloques y bombas y presentan colores grises obscuro a medio, las bombas son rojizas con tamaños que tienen de 40 a 70 cm, incluso llegan a observarse de 1 m de diámetro como el que se observa en la Figura 4.7 (C). También se observan depósitos piroclásticos; los más abundantes se localizan en una barranca en la ladera sur del cono del que se tomó la muestra MT-4. Estos presentan escoria de colores rojizos y bombas que llegan a tener diámetros de 70 cm (Figura 4.7 (B)). Otras características interesantes de las muestras se observaron en algunas bombas alteradas con estructura de coliflor y colores verdosos como los mostrados en la Figura 3.1 (B).

Las muestras de mano tienen una textura predominantemente afanítica y porfídica fina con fenocristales de plagioclasa y olivino y en algunas se observan xenocristales (MT-1, MT-3, MT-8) de cuarzo. Las composiciones de estas rocas van de andesitas basálticas a basaltos. Se observó solo un cono compuesto de andesita que presenta un diámetro basal de 563 m aproximadamente.

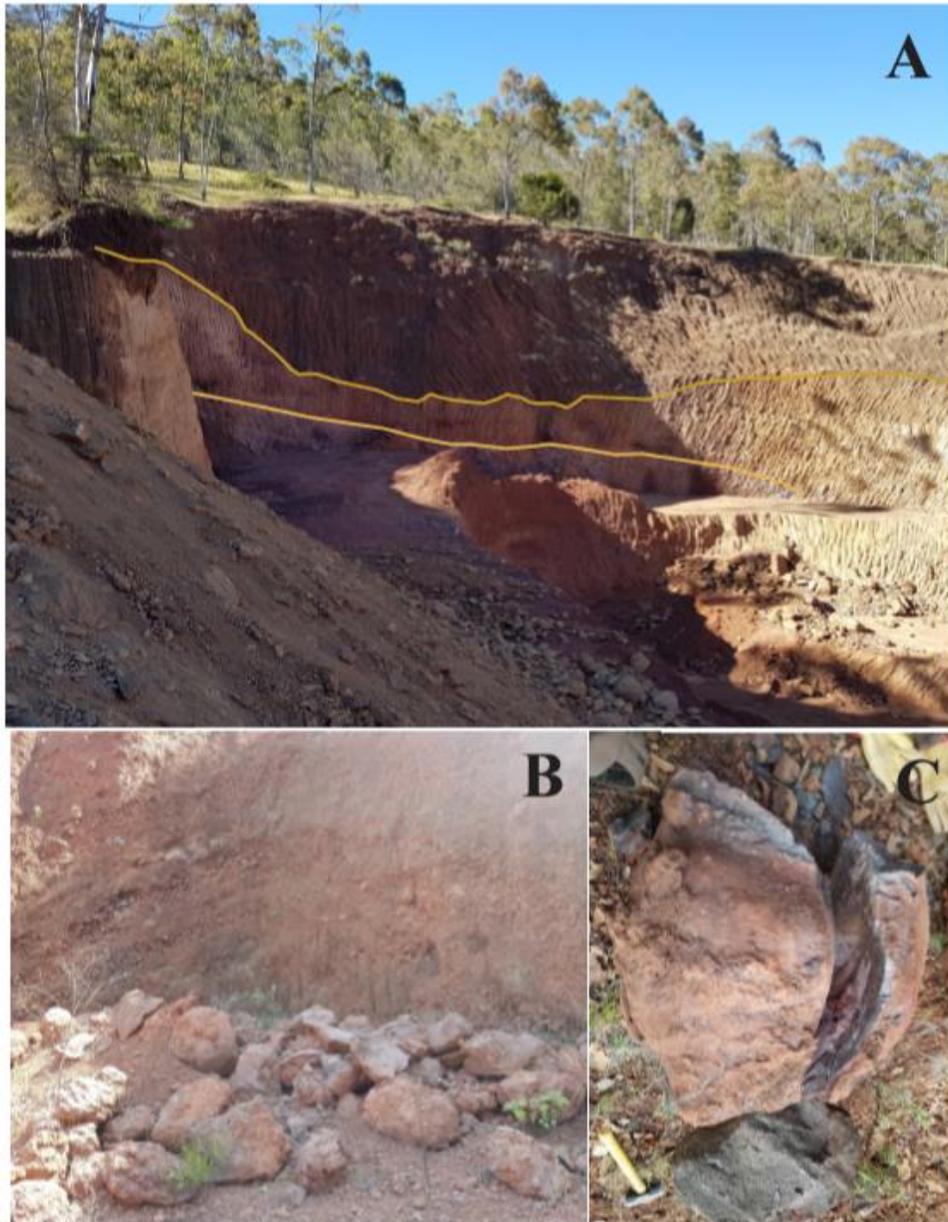


Figura 4.7 En esta figura se pueden observar los materiales de los conos nuevos. En la imagen A se observa una ligera estratificación en las paredes del afloramiento. En las imágenes B y C se observan algunas bombas de distintos tamaños y colores. La bomba mostrada en la imagen C fue una de las típicas observadas, con 1.5 m de diámetro.

Capítulo V. Petrografía

En este capítulo se muestran los resultados de la descripción petrográfica de 40 láminas delgadas de muestras de los conos máficos de la zona de estudio y zonas aledañas. Se determinaron las texturas de las rocas y sus fases minerales, también se realizó un conteo modal de 9 láminas con texturas porfídicas que presentaron algunas unidades. Esto se hizo con el fin de clasificar las muestras y entender sus procesos de cristalización y enfriamiento para conocer un poco de la petrogénesis de las mismas.

De acuerdo con lo observado en todas las láminas, se formaron grupos con características texturales similares. Estas características pueden dar información sobre los procesos de ascenso y enfriamiento de los magmas. Las muestras se agruparon en cuatro tipos (A, B, C y D) y enseguida se describen.

5.1 Grupo A

Seis muestras de lavas y bombas, pertenecientes a 6 volcanes (Tabla 5.1) presentan en general texturas microlíticas y en algunas muestras se observa textura fluidal. Todas las muestras son hipocristalinas, con estructura vesicular relativamente importante, lo que habla de la cantidad de gases que se exsolvieron. Se observan escasos fenocristales de distintos minerales, que se describen enseguida y la matriz es predominantemente vítrea, casi sin microcristales.

Tabla 5.1 Rocas del Grupo A con texturas microlíticas, se presenta el tipo de muestra de donde se extrajeron, su composición y a que grupo litológico pertenecen.

<i>Clave</i>	<i>Nombre del Cono</i>	<i>Tipo de Volcán</i>	<i>Tipo de Muestra</i>	<i>Composición Química</i>
<i>MT-1</i>	C. Nopalillo	Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>MT-8</i>	C. Chato	Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>MT-9</i>	Volcán SD	Lava SD	Lava	Andesita Basáltica
<i>MT-15</i>	Volcán SD	Lava SD	Lava	Andesita Basáltica
<i>EP-29</i>	C. Tecoco	Cono Nuevo	Bomba	Basalto
<i>EP-34</i>			Lava	

Los cristales de plagioclasa tienen dos modas de tamaños. Los más grandes miden de 0.5-1.25 mm, presentan formas subédricas a anédricas, muestran una abundancia relativa de 3 a 5% y una composición de andesina. En muchos de estos cristales se observa una parte interna que tiene textura de tamiz y un borde sin esa textura como se muestra en la Figura 5.1 (c). Ciertos cristales de plagioclasa se muestran reabsorbidos por la matriz en las partes externas.

El otro tamaño de cristales va de los 0.2-0.75 mm, presentan formas más euédricas y una gran cantidad de ellos se observan zoneados. Algunos tienen texturas de tamiz, maclas polisintéticas bien conservadas (Figura 5.1 (a)) y reabsorción por la matriz, sobre todo en los bordes. La composición que presentan es de andesina y su abundancia aproximada es del 11 al 15%. Los cristales más pequeños son microlitos de plagioclasa y junto con vidrio oscuro conforman la matriz de las rocas.

Todas las muestras presentan cristales de olivino con una abundancia del 15 al 20% y se observan dos modas de tamaños. Los más grandes tienen de 0.5-1.5 mm de largo, presentan formas subédricas a anédricas generalmente alargadas (Figura 5.1 (d)) y se observan los bordes reemplazados a iddingsita en la mayoría de ellos. En algunos cristales este borde es tan grueso que casi abarca toda la superficie del cristal a excepción del centro. Ciertos cristales también presentan estructuras esqueléticas.

Los cristales de olivino que les siguen en tamaño miden de 0.15-0.65 mm, tienen formas subédricas, en ocasiones redondeadas y presentan estructuras esqueléticas menos evidentes, tienen coronas de iddingsita no muy gruesas como se observa en la Figura 5.1 (b). En los cristales pequeños la mayor parte del cristal o todo él se encuentra iddingsitizado, también hay cristales que todavía se conservan sin reemplazar y presentan formas subedrales.

Todas las rocas de este grupo contienen cristales de piroxeno relativamente escasos y se observan generalmente rotos y alterados. Presentan dos modas de tamaños, los grandes miden de 0.5-1.25 mm, tienen formas hexagonales (diopsida) y alargados (augita) generalmente subedrales, se observan bastante rotos y oxidados en las partes externas. Los cristales de piroxeno pequeños miden de 0.1-0.3 mm, son subedrales y más abundantes que los grandes, algunos se observan oxidados incluso en sus partes internas.

La muestra MT-9 contiene cristales de piroxeno escasos que están alterados a epidota como se observa en la Figura 5.1 (e). En la lámina de la muestra MT-1 se puede observar un aglomerado de cristales de anfíbol alrededor de un cristal de plagioclasa (Figura 5.1 (f)). Estos presentan formas subédricas a euédricas y dos planos de clivaje a 60-120°.

La matriz está compuesta principalmente de vidrio, microlitos de plagioclasa y también tiene óxidos pequeños. La mayor parte de las muestras de este grupo tienen una matriz oscura pero también presentan colores rojizos, hay vesículas de diferentes tamaños que se distribuyen uniformemente a lo largo de la lámina.

Las muestras de este grupo se clasificaron como basaltos de olivino con estructura vesicular.

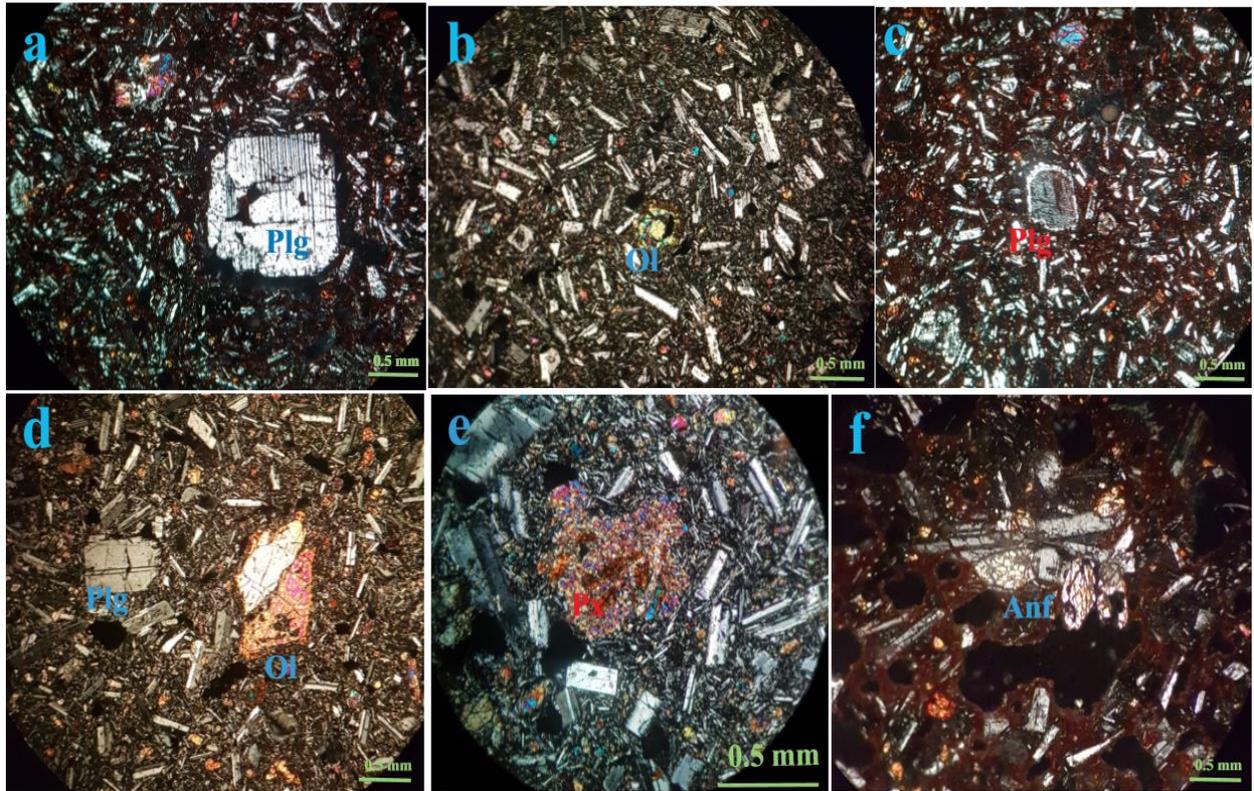


Figura 5.1 Fotografías de las muestras con la textura del grupo A. (a) Se puede observar uno de los escasos fenocristales de plagioclasa de este grupo; (b) y (d) fenocristales escasos de olivino (ol) con una ligera estructura esquelética en sus partes internas; (c) ejemplo de plagioclasa que en su interior tiene textura de tamiz y en la periferia se encuentra bien conservada; (e) se muestra un piroxeno reemplazado por escasa epidota en la muestra MT-9; (f) presencia de un aglomerado de anfíboles y plagioclasa (MT-1).

5.2 Grupo B

Ocho muestras de lavas y bombas, pertenecientes a 8 volcanes (Tabla 5.2) presentan texturas microlíticas fluidales, hipocristalinas y con estructura vesicular abundante. Los cristales son en general inequigranulares y tienen formas subedricas. Se observan escasos fenocristales de plagioclasa y olivino. La matriz es microcristalina y también se conforma de óxidos opacos, con textura fluidal evidente, casi no presenta secciones vítreas.

Tabla 5.2 Rocas del Grupo B con texturas microlíticas fluidales, se presenta el tipo de muestra de donde se extrajeron, su composición y el grupo litológico al que pertenecen.

<i>Clave</i>	<i>Nombre del Cono</i>	<i>Tipo de Volcán</i>	<i>Tipo de Muestra</i>	<i>Composición Química</i>
<i>MT-2</i>	C. Pelón	Cono Nuevo	Lava	Andesita Basáltica
<i>MT-11</i>	C. Plano	Cono Viejo	Bomba	Basalto
<i>MT-14</i>	Volcán SD	Lava SD	Lava	Andesita Basáltica
<i>MT-18a</i>	C. Verde	Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>EP-1</i>	Flujo de Lava	Cono viejo	Lava	Andesita Basáltica
<i>EP-18</i>		Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>EP-49</i>	Flujo de Lava		Lava	
<i>PIMM-7</i>		Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica

Los cristales de plagioclasa tienen dos modas de tamaños y algunos fenocristales escasos. Uno de los fenocristales más grandes pertenece a la muestra MT-18a, con 4.75 mm de largo. Este cristal se observa bien conservado y presenta una forma euédrica, en su interior se encuentra algo reabsorbido por la matriz y ligeramente fracturado como se observa en la Figura 5.2 (d). Los fenocristales de estos tamaños son muy escasos en las muestras, presentan una abundancia aproximada del 1%. Por ello es que cristales como este pueden ser xenocristales.

Los fenocristales de plagioclasa más abundantes miden de 1.1-2.3 mm. Unos presentan formas alargados, son subédricos y tienen bordes reabsorbidos por la matriz, se observan algunos cristales zoneados. Otros cristales tienen formas redondeadas, son subédricos a anédricos, en sus partes internas se observan texturas de tamiz, algunos cristales tienen una parte externa que se observa bien conservada y pocas veces algo reabsorbida por la matriz como se muestra en la Figura 5.2 (c).

El otro tamaño de cristales de plagioclasa mide de 0.25-0.87 mm, presentan formas euédricas y bordes bien conservados. En estos se observa una orientación que sigue el flujo de lava y suelen rodear a los fenocristales de acuerdo a este. La composición varía entre las plagioclasas de distintos tamaños, generalmente los fenocristales se componen de andesina mientras que los cristales más pequeños se componen de oligoclasa.

Los cristales de olivino tienen tres modas de tamaño, tienen una abundancia de aproximadamente 15%. Los cristales más grandes miden de 0.75-1.4 mm, tienen formas subédricas a anédricas. Suelen presentar estructuras esqueléticas muy marcadas y coronas de iddingsita que en ocasiones son tan gruesas que cubren casi toda la superficie del cristal.

Los cristales medianos tienen tamaños de 0.35-0.67 mm, presentan formas subédricas, redondeadas y se observan coronas de iddingsita y estructuras esqueléticas aunque menos marcadas que en los grandes.

Los cristales pequeños son muy abundantes, miden de 0.12-0.25 mm y presentan formas subédricas. Estos cristales suelen encontrarse ligeramente aglomerados en secciones de las láminas como se muestra en la Figura 5.2 (a). Se observan coronas de iddingsita en los bordes de los cristales y generalmente se presentan bien conservados al interior, como se observa en la Figura 5.2 (b).

La muestra MT-11 contiene escasos cristales de olivino que están alterados a un mineral fibroso de color verde oscuro que posiblemente es crisotilo como se observa en la Figura 5.2 (e).

Los cristales de piroxeno son escasos y no se observan en todas las muestras del grupo. Presentan dos modas de tamaños, los más grandes miden de 0.33-0.52 mm, tienen formas alargadas y anédricas. Generalmente se encuentran poco conservados en sus partes externas,

se observan partes oxidadas y rotas. Los piroxenos pequeños miden de 0.05-0.25 mm, tienen formas subédricas a anédricas y redondeadas. Se observan mejor conservados que los otros.

La matriz es microcristalina de grano fino a medio, se compone de vidrio, microcristales y óxidos opacos y rojizos. Los óxidos rojizos se encuentran cerca de los bordes de las vesículas mientras que los opacos están más inmersos en la matriz. Las vesículas se distribuyen de manera aleatoria y tienen tamaños de pequeñas a medianas.

Las muestras de este grupo fueron identificadas como basaltos de olivino con estructura vesicular.

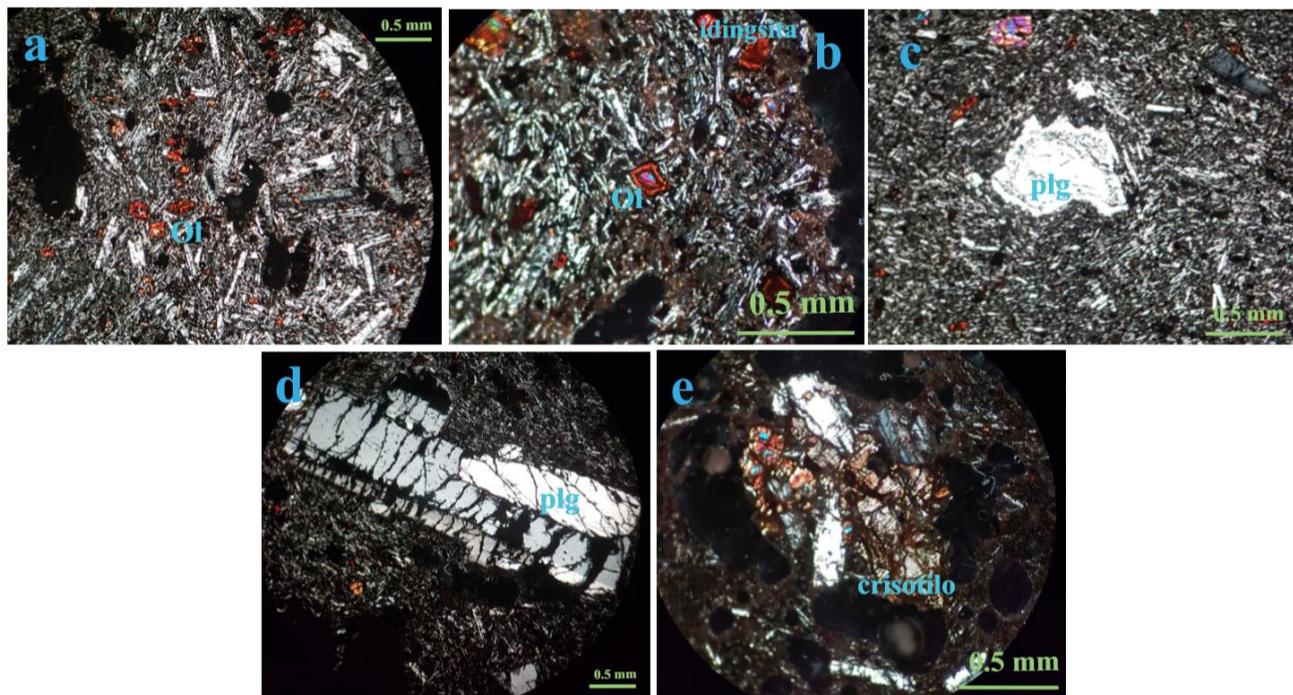


Figura 5.2 Fotografías de las muestras con la textura del grupo B. (a) y (b) se observan olivinos casi completamente reemplazados por iddingsita (ol) a excepción de sus partes internas; (c) plagioclasa (plg) con varias capas de crecimiento y textura de tamiz en una capa interna; (d) cristal de plagioclasa más grande observado (Muestra MT-18a); (e) aglomerado de cristales de olivino alterados a minerales del grupo de las serpentinas (crisotilo).

5.3 Grupo C

Ocho muestras de lavas y bombas, pertenecientes a 8 volcanes (Tabla 5.3) presentan texturas afaníticas con escasos fenocristales de plagioclasa y olivino. Las muestras tienen estructura altamente vesicular. La matriz es predominantemente vítrea, se compone de vidrio oscuro y también presenta microcristales y óxidos opacos. En algunas láminas se observan escasos xenocristales de cuarzo.

Tabla 5.3 Rocas del Grupo C con texturas afaníticas, se presenta el tipo de muestra del que se extrajeron, su composición y a que grupo litológico pertenecen.

<i>Clave</i>	<i>Nombre del Cono</i>	<i>Tipo de Volcán</i>	<i>Tipo de Muestra</i>	<i>Composición Química</i>
<i>MT-3</i>	C. Pelón	Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>MT-5</i>	C. Tepenacasco	Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>MT-17</i>	C. Tepezala	Cono Viejo	Bomba	Basalto
<i>MT-22</i>		Cono Viejo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>EP-19</i>			Bomba	
<i>PIMM-1</i>	C. Grande	Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>PIMM-5</i>	C. Tepetongo	Cono Nuevo	Lava	Andesita
<i>PIMM-6</i>	C. La Paila	Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica

Los cristales de plagioclasa tienen tres modas de tamaños, los más grandes miden de 0.5-1.37, presentan formas subédricas y redondeadas en los bordes como se observa en la Figura 5.3 (a) y (b). En algunas se observa zoneamiento bien definido, la mayoría presentan reabsorción por la matriz sobre todo en sus partes externas pero también la llegan a presentar en el interior.

Los cristales medianos miden de 0.2-0.45 mm, tienen formas subédricas y son alargados, algunas partes se encuentran reabsorbidas por la matriz, tanto en los bordes como en el interior. Los cristales de este tamaño son bastante abundantes (~20%). Los cristales finos son

microlitos con tamaños de 0.12 mm en promedio, presentan formas euédricas, rectangulares y se observan bastante bien conservados. La composición tanto de los cristales pequeños como de los grandes fue determinada por el método de Michel-Levi, se obtuvo oligoclasa para ambos tamaños.

Los cristales de olivino no están presentes en todas las muestras, sin embargo en las que si hay se observan tres tamaños de cristales. Los más grandes miden de 0.85-1.5 mm, tienen formas subédricas a anédricas. Presentan estructura esquelética y la mayoría se encuentran iddingsitizados en los bordes, aunque también se observan algunos cristales mejor conservados como el que se muestra en la Figura 5.3 (c).

Los cristales medianos tienen tamaños de 0.3-0.45 mm, se observan bastante rotos, con estructura esquelética y tienen formas subédricas. Algunas partes de estos cristales se encuentran reemplazados por iddingsita. Los cristales más pequeños tienen tamaños de 0.12-0.2 mm, presentan formas euédricas y generalmente se encuentran bien conservados, sobre todo en sus partes internas. Los cristales de olivino son bastante abundantes en la mayoría de las muestras presentando una abundancia aproximada de 10%.

Los cristales de piroxeno son muy escasos en las muestras de este grupo. Se pueden distinguir dos tamaños de microcristales 0.17 mm y de 0.75 mm. Los cristales se observan poco conservados, con formas anédricas.

La muestra MT-17 contiene un cristal de cuarzo, este tiene un tamaño de 0.62 mm, presenta una forma anédrica y redondeada. Se encuentra algo absorbido por la matriz y sus bordes se muestran muy desgastados. Al ser diferente en composición respecto a los demás minerales que conforman la muestra debe ser un xenocristal.

La matriz está conformada mayormente por vidrio (~85%) obscuro y rojizo, también hay microcristales y óxidos opacos (~15%). Se observa estructura vesicular muy abundante en la mayoría de las muestras. En algunas se observan diferencias en la textura de la matriz en partes aleatorias de las láminas, estas texturas son vítrea y vítrea con microcristales.

Las muestras de este grupo en general fueron clasificadas como basaltos o andesitas basálticas con estructura vesicular.

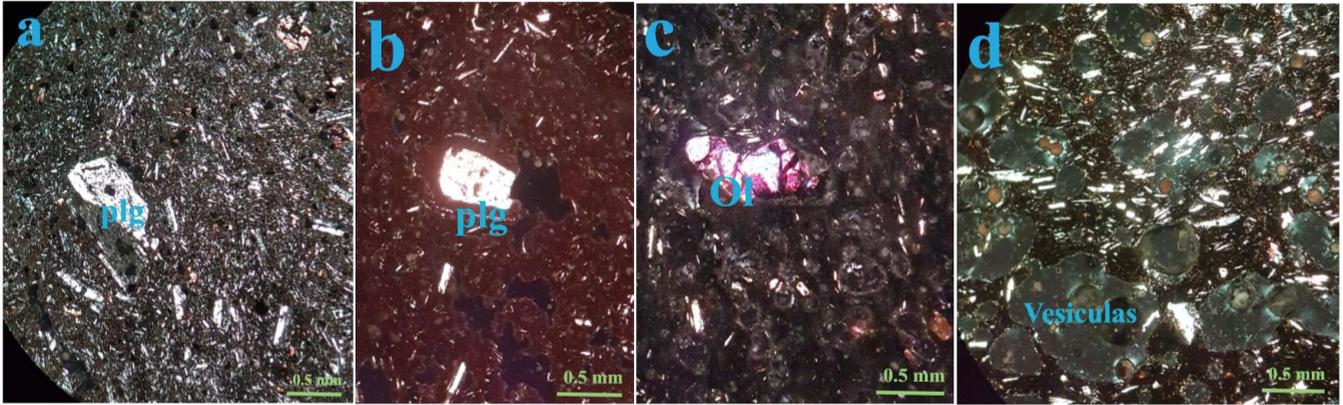


Figura 5.3 Fotografías de las muestras con la textura del grupo C. (a) y (b) Se observan cristales de plagioclasas (plg) que se encuentran bastante reabsorbidos por la matriz; (c) se observa un cristal de olivino (ol) con forma euédrica y ligera estructura esqueletal; (d) textura en general de las láminas pertenecientes a este grupo; se puede ver que las vesículas son abundantes y hay presencia de microcristales.

5.4 Grupo D

Dieciocho muestras de lavas y bombas, pertenecientes a 18 volcanes (Tabla 5.4) presentan texturas de microlíticas a porfídicas, hipocristalinas e inequigranulares. Se observan estructuras vesiculares no muy abundantes. Tienen algunos fenocristales de distintos minerales que se describen más adelante. La matriz en estas muestras es generalmente de grano fino con colores oscuros.

Tabla 5.4 Rocas del Grupo D con texturas microlíticas y porfídicas, se presenta el tipo de muestra del que se extrajeron, su composición y a que grupo litológico pertenecen.

<i>Clave</i>	<i>Nombre del Cono</i>	<i>Tipo de Volcán</i>	<i>Tipo de Muestra</i>	<i>Composición Química</i>
<i>MT-4</i>	C. Rojo	Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>MT-6</i>	C. Gris	Cono Viejo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>MT-7</i>	C. Prieto	Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>MT-10</i>	Volcán SD	Lava SD	Lava	Andesita Basáltica
<i>MT-12</i>	Volcán SD	Lava SD	Lava	Andesita Basáltica
<i>MT-13</i>	C. Totoapa	Cono Viejo	Bomba	Andesita Basáltica

<i>MT-16</i>	C. Aguatepec	Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>MT-18</i>	C. Verde	Cono Nuevo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>MT-19</i>	Volcán SD	Lava SD	Lava	Andesita Basáltica
<i>MT-21</i>	C. Santa Elena	Cono Viejo	Bomba	Andesita Basáltica
<i>LN-10</i>		Cono Nuevo	Lava	Andesita Basáltica
<i>EP-7</i>	C. Tezontle	Cono Nuevo	Bomba	Basalto
<i>EP-9</i>		Cono Nuevo	Lava	Basalto
<i>PIMM-4</i>	C. Molcajete	Cono Nuevo	Bomba	Basalto
<i>ST-50</i>			Lava	Andesita Basáltica
<i>ST-49</i>			Lava	Andesita Basáltica
<i>ST-47</i>			Lava	Andesita Basáltica
<i>ST-46</i>			Lava	Basalto

Los cristales de olivino presentan tres tamaños, los más grandes miden de 0.9-1.5 mm, tienen formas subédricas y euédricas. La mayoría se observan bien conservados (Figura 5.4 (a)) aunque suelen tener estructuras esqueléticas y coronas de iddingsita. Los cristales medianos miden de 0.30-0.7 mm, tienen en su mayoría formas anédricas redondeadas, muestran una estructura esquelética y coronas de iddingsita. Algunos se observan rotos y algo absorbidos por la matriz como se observa en la Figura 5.4 (b).

Los cristales pequeños son microcristales que miden de 0.12-0.25 mm, tienen formas subédricas, en general se observan bien conservados, algunos llegan a presentar texturas esqueléticas y reemplazamiento por iddingsita en los bordes.

Los olivinos son muy abundantes (aproximadamente del 20-25%). En algunas muestras exhiben intercrecimiento entre fenocristales de olivino y plagioclasa como se observa en la Figura 5.4 (c), (d) y (f).

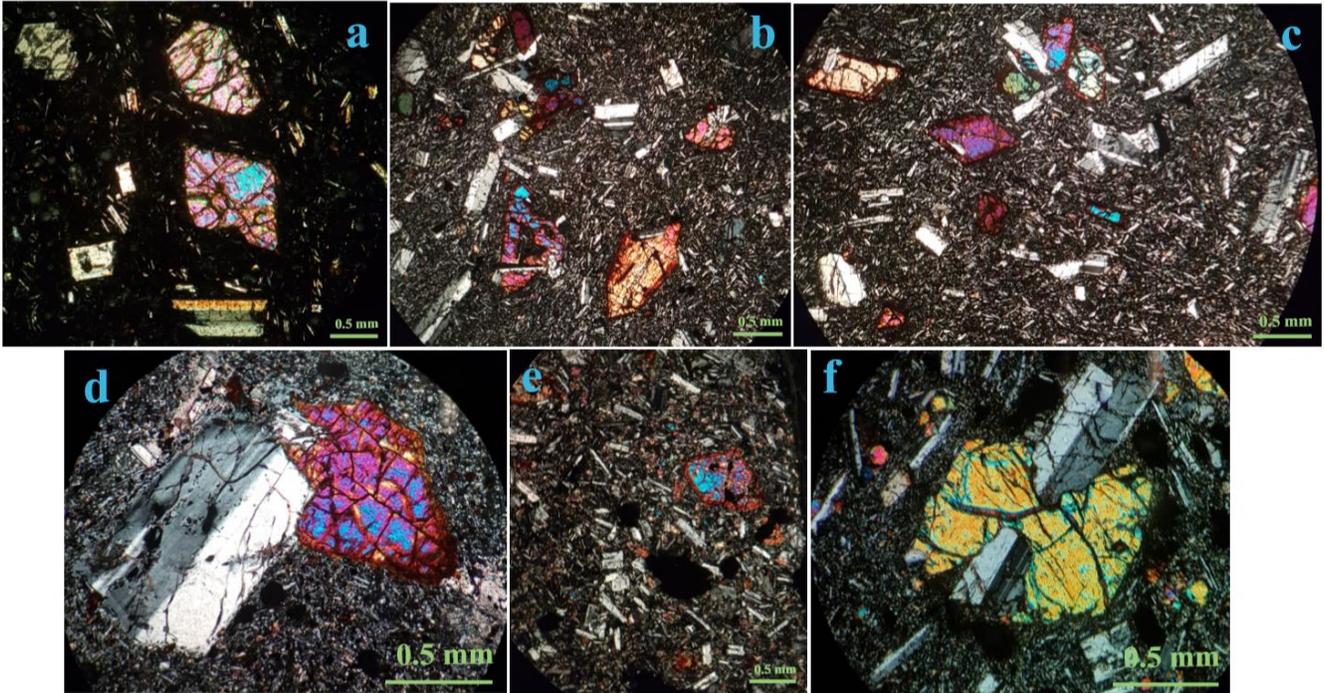


Figura 5.4 Fotografías de los cristales de olivino en las muestras de la textura D. (a), (b) y (c) se observan cristales de olivino con formas euédricas y bien conservados; (c), (d) y (f) se muestra intercrecimiento de cristales de plagioclasa con cristales de olivino; (e) se muestra la estructura esquelética de algunos de los cristales de olivino.

Los cristales de plagioclasa presentan una abundancia de ~30%, se observan tres modas de tamaños. Los cristales más grandes miden de 0.8-2.1 mm, tienen formas subédricas y suelen presentar zonamiento bien desarrollado como se observa en la Figura 5.5 (e). Muchos cristales se muestran bien conservados, sin embargo en algunos hay fracturas, textura de tamiz abundante y se observan reabsorbidos por la matriz como se observa en la Figura 5.5 (a), (c) y (d). La composición de estas según el método de Michel-Levi fue de tipo andesina.

Los cristales medianos miden de 0.25-0.95 mm, presentan dos formas. Subédricos, con textura de tamiz muy evidente y euédricos con textura de tamiz solo en ciertas regiones. Ambas formas son abundantes en las muestras. Los cristales pequeños miden de 0.1-0.25 mm, tienen formas euédricas a subédricas y se muestran bien conservados. Algunos presentan una ligera reabsorción por parte de la matriz. La composición medida por el método de Michel-Levi tanto para plagioclasas medianas como para las chicas fue de tipo oligoclasa.

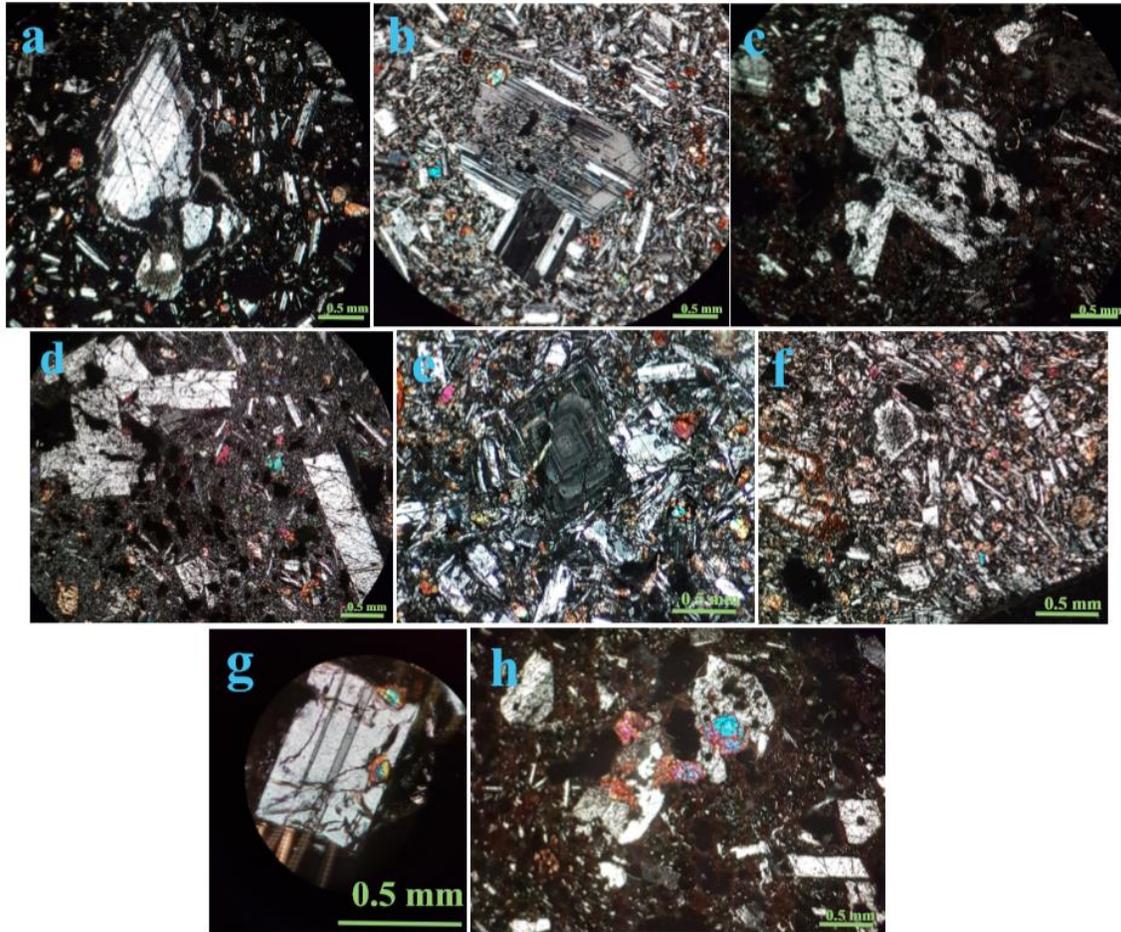


Figura 5.5 Fotografías de los cristales de plagioclasa en las muestras de la textura D. (a) y (f) se muestran cristales de plagioclasa con evidente textura de tamiz; (c) y (d) fenocristales de plagioclasa con partes reabsorbidas por la matriz; (b) cristal con maclas polisintéticas y textura de tamiz al interior; (e) se muestra el zoneamiento de un cristal bien conservado; (g) y (h) se observa intercrecimiento entre cristales de plagioclasa y de olivino.

Los cristales de piroxeno se encuentran en la mayor parte de las muestras de este grupo, se observaron dos modas de tamaños. Los cristales más grandes miden de 0.25-0.57 mm, tienen formas subédricas a euédricas. La mayoría se encuentran oxidados, por lo menos en la periferia. Se distinguen dos tipos de clinopiroxenos en las muestras, diópsido y augita. En dos muestras (MT-10 y MT-12) se observó que estos clinopiroxenos se alteraron y algunas de sus partes se reemplazaron por epidota como se muestra en la Figura 5.6 (d). Los cristales pequeños son microcristales que miden de 0.12-0.25 mm, presentan formas subeédricas y se observan algo oxidados.

También se observaron restos de cristales de piroxeno más grandes. Estos presentan estructura esquelética en casi toda su superficie. En la muestra LN-10 se tienen cristales de ortopiroxeno (enstatita), presentan formas subédricas y poco conservadas como se muestra en la Figura 5.6 (c).

En la muestra MT-13 se encuentran escasos fenocristales de piroxeno de gran tamaño (2.25 mm), en su interior tienen óxidos opacos que se acomodan a lo largo del clivaje como se observa en Figura 5.6 (e). En esta muestra también se vieron grandes fenocristales (5.22 mm) de piroxeno que se encuentran fracturados (Figura 5.6 (a)). Presentan formas subédricas, con bordes muy gastados. Por sus características tan diferentes a las de los cristales observados en las muestras pueden ser xenocristales.

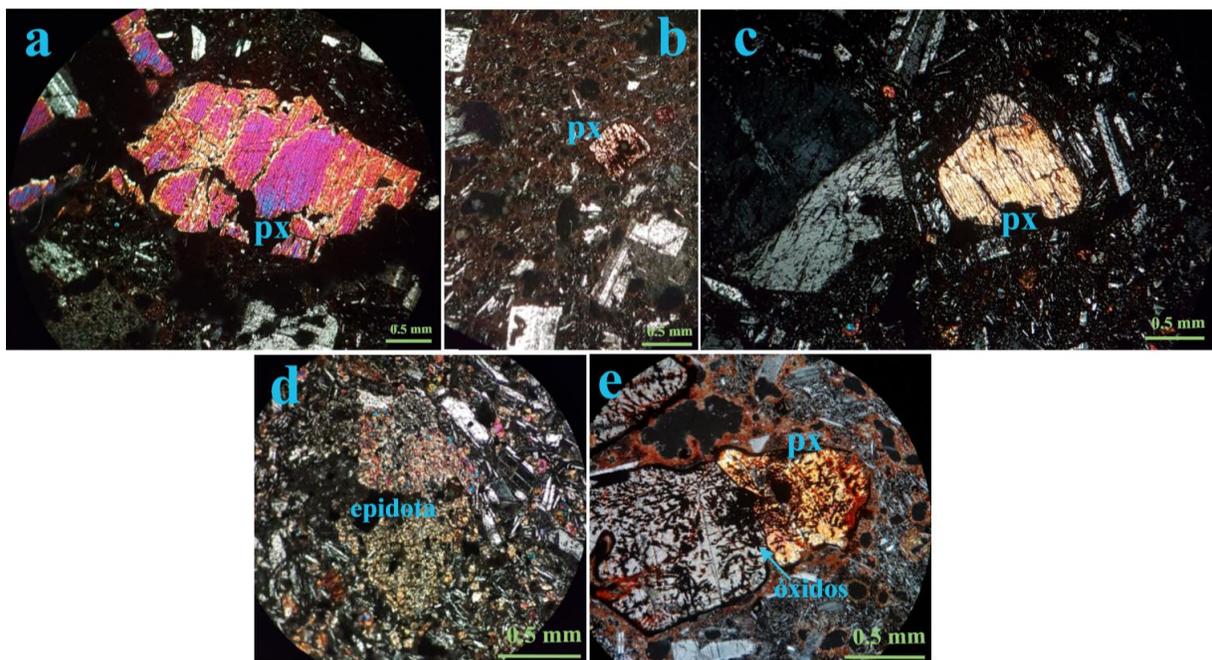


Figura 5.6 Fotografías de los cristales de piroxeno en las muestras de la textura D. (a) Se muestra un xenocristal grande de piroxeno (5.22 mm) observado en la muestra MT-13; (b) y (e) cristales de piroxeno que se observan oxidados en el interior a lo largo de su clivaje; (c) se muestran cristales de piroxeno; (d) cristal de piroxeno reemplazado por epidota.

La matriz es grano fino, se compone principalmente de vidrio de colores obscuro. Tiene secciones conformadas de microcristales, también se observan abundantes óxidos opacos y rojizos que conforman aproximadamente el 15% de la matriz.

Las muestras de este grupo fueron clasificadas como basaltos de olivino y basaltos de olivino y piroxeno con ligera estructura vesicular.

Capítulo VI. Geoquímica

En este capítulo se presentan los resultados de los análisis químicos realizados para las muestras de la zona. Se determinaron las concentraciones de elementos mayores con el método de fluorescencia de rayos X para 31 muestras (Tabla 6.1). También se analizaron los elementos traza de 25 muestras con el método de ICP-MS (Tabla 6.2) y las relaciones isotópicas de Sr y Nd por espectrometría de masas en 12 muestras (Tabla 6.3). Estos análisis ayudan a comprender la petrogénesis de los magmas, desde su formación, procesos que intervinieron en su ascenso como cristalización fraccionada, asimilación cortical, etc., hasta su emplazamiento (Wilson, 1989).

6.1 Elementos Mayores

Los elementos mayores son aquellos que se encuentran en grandes concentraciones ($\geq 1\%$ en peso) y forman a la mayor parte de los minerales en las rocas. Las concentraciones de los elementos mayores se representan como porcentaje en peso de sus óxidos correspondientes (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , MgO). A pesar de ser elementos menores, ya que se encuentran en concentraciones de 0.1 a 1% en peso (P_2O_5 , y MnO), también se representan como óxidos y se encuentran entre los elementos principales en los minerales. Estos elementos son usados para clasificar a las rocas químicamente, también para identificar procesos petrogenéticos con diversos diagramas de variación, en los que en ocasiones se observan tendencias de incremento o disminución de ciertos compuestos. Dichas tendencias o variaciones pueden sugerir si hubo cristalización fraccionada, asimilación de corteza, entre otros procesos.

Enseguida se presenta el comportamiento de los datos geoquímicos, determinados para las rocas analizadas, a través de diferentes diagramas clásicos. En estos diagramas se distinguen las muestras representativas para cada grupo o familia de rocas.

6.1.1 Diagrama de TAS

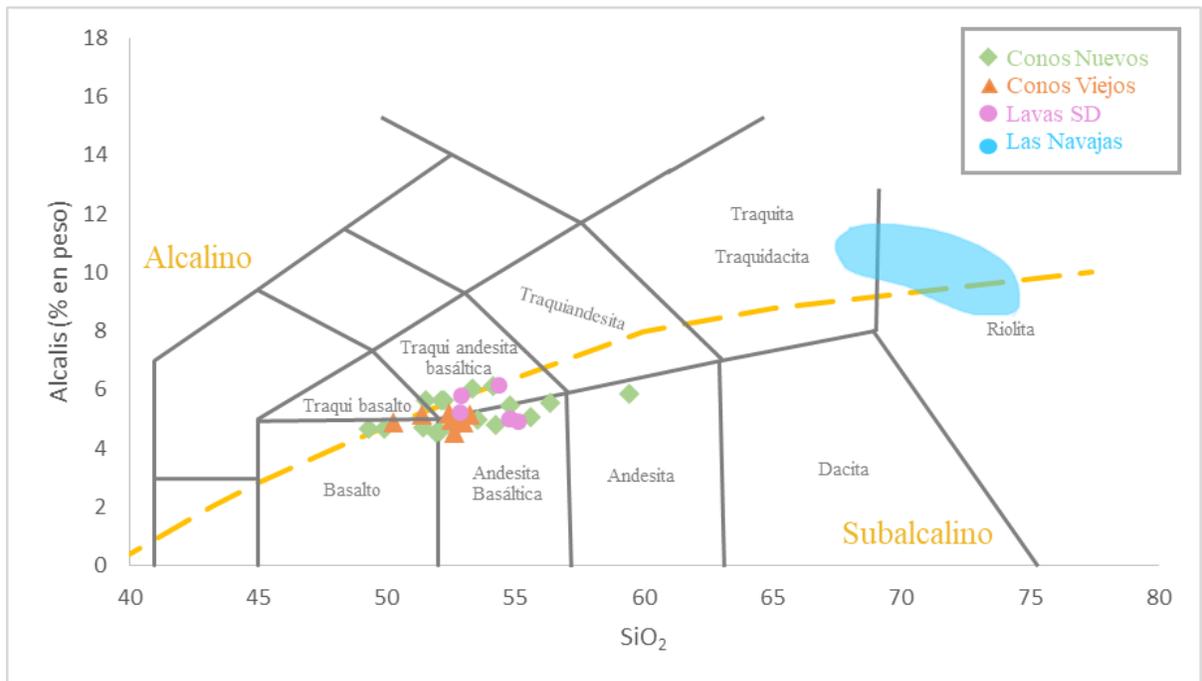


Figura 6.1 Diagrama de Total Álcalis vs Sílice (Le Maitre *et al.*, 1989) en donde se muestran los datos obtenidos para las rocas de los conos nuevos (rombos verdes), viejos (triángulos naranjas) y lavas Santo Domingo (puntos morados) que fueron analizadas (los datos se representan en base anhidra). Los valores de las riolitas Las Navajas se tomaron de Núñez-Velázquez (2018). La línea amarilla marca la división entre los campos alcalino (arriba de la línea) y subalcalino (debajo de la línea) (Irvine y Baragar, 1971).

Los datos de elementos mayores de las rocas analizadas se representan primero en el diagrama de TAS (Figura 6.1). Se observa que casi todas las muestras tienen composiciones entre basalto y andesita basáltica, aunque también se observan muestras de traqui-andesita basáltica y algunas de traqui basalto, además hay una andesita (Muestra PIMM-5). De todas las muestras analizadas siete de ellas se clasificaron como basaltos, pero la mayoría (29) cayó en el campo de andesita basáltica. Algunas de las muestras de basaltos y andesita basáltica (Figura 6.1) caen en la transición de los campos alcalino y subalcalino, pero la mayoría están dentro del campo subalcalino definido por Irvine y Baragar (1971). Las muestras de las Lavas Santo Domingo, de los conos viejos y de los nuevos, no exhiben ninguna tendencia particular, se clasifican indistintamente como basaltos y andesitas basálticas y caen en los campos subalcalino o alcalino.

6.1.2 Diagrama AFM

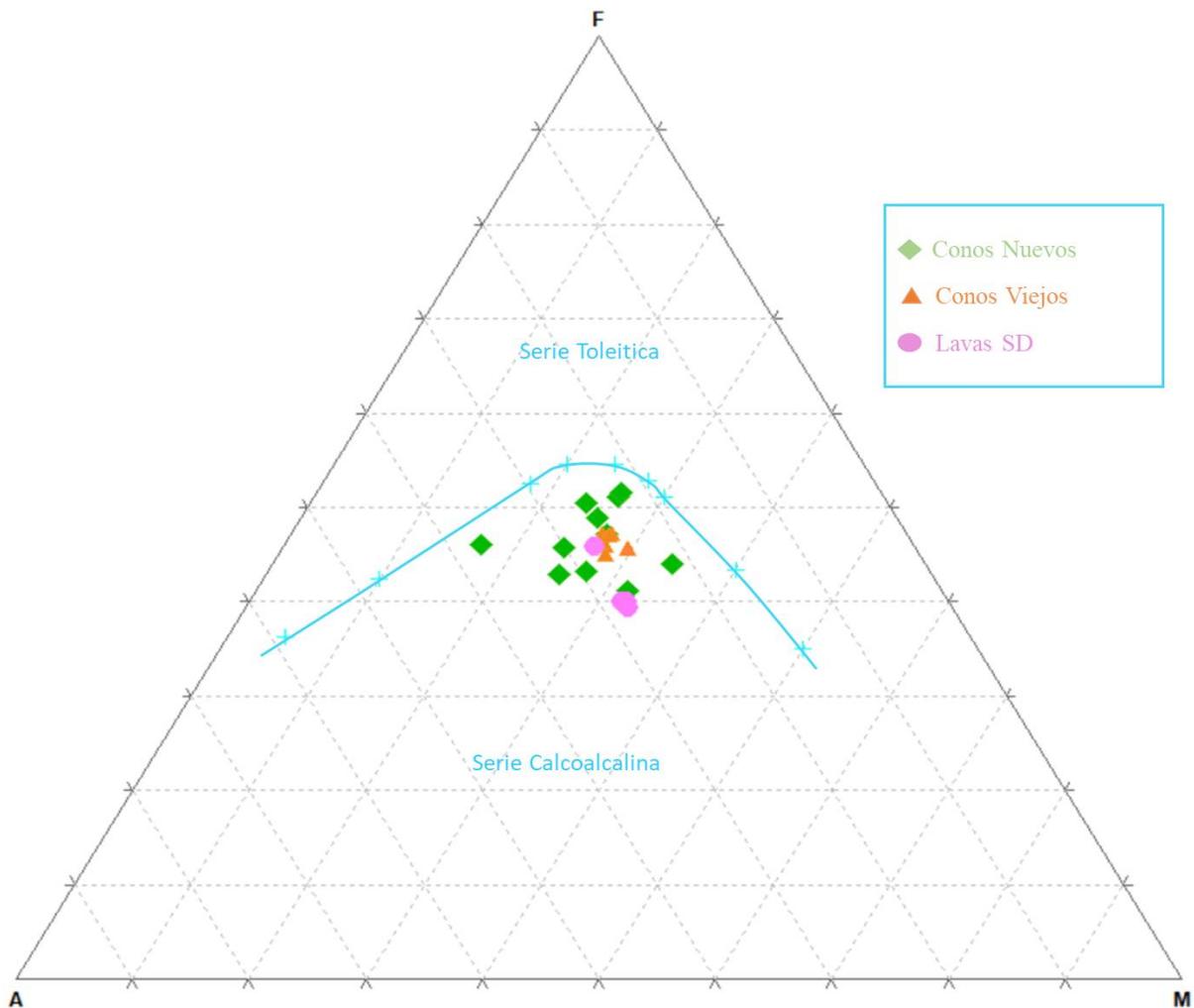


Figura 6.2 Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971) con los datos de las muestras que se clasificaron como subvolcánicas en el presente trabajo. Se observa que todas las muestras caen en el campo calcoalcalino que se asocian generalmente con procesos de subducción.

Las muestras que fueron clasificadas como subvolcánicas, de acuerdo con el diagrama de TAS, fueron analizadas en un diagrama AFM para diferenciarlas entre las series toleítica y calcoalcalina (Figura 6.2). Como se sabe, las rocas de la serie toleítica tienen un enriquecimiento temprano de Fe con respecto al Mg, mientras que las rocas de la serie

calcoalcalina están enriquecidas en álcalis y son asociadas con zonas de subducción. Las muestras estudiadas pertenecen a la serie calcoalcalina, aunque en la gráfica se distingue que ciertas rocas están relativamente más enriquecidas de álcalis. No obstante, en general no se observan diferencias sustanciales entre conos nuevos y viejos ni con las lavas Santo Domingo en la Figura 6.2.

6.1.3 Diagramas de Harker

Los diagramas de variación de elementos mayores con respecto al SiO_2 o llamados tipo Harker pueden ayudar a identificar ciertos procesos magmáticos como la cristalización fraccionada. Sin embargo, otros procesos como la mezcla de magmas o la asimilación de rocas de la corteza pueden presentar patrones similares a la cristalización fraccionada. Rollinson (1993) propone que estos diagramas también pueden ayudar para saber si hay relaciones genéticas entre los magmas estudiados.

En la Figura 6.3 se puede observar que no existen patrones o tendencias distintivas entre las muestras de los tres grupos de rocas (Lavas Santo Domingo, Conos Viejos y Conos Nuevos). Los datos se distribuyen de manera irregular o ligeramente dispersos, por lo que solo se puede hablar de las siguientes tendencias globales para las muestras. Hay tendencias negativas en las correlaciones entre el SiO_2 y los elementos TiO_2 , CaO , FeO , MgO , MnO y P_2O_5 aunque con dispersión de datos. Se observa una correlación positiva muy clara para los datos de SiO_2 con respecto al K_2O , y menos evidente para el Na_2O . Para el Al_2O_3 se observa una tendencia constante. Estas tendencias de variaciones elementales pueden estar relacionadas con la cristalización fraccionada de ferromagnesianos y plagioclasa en los magmas iniciales.

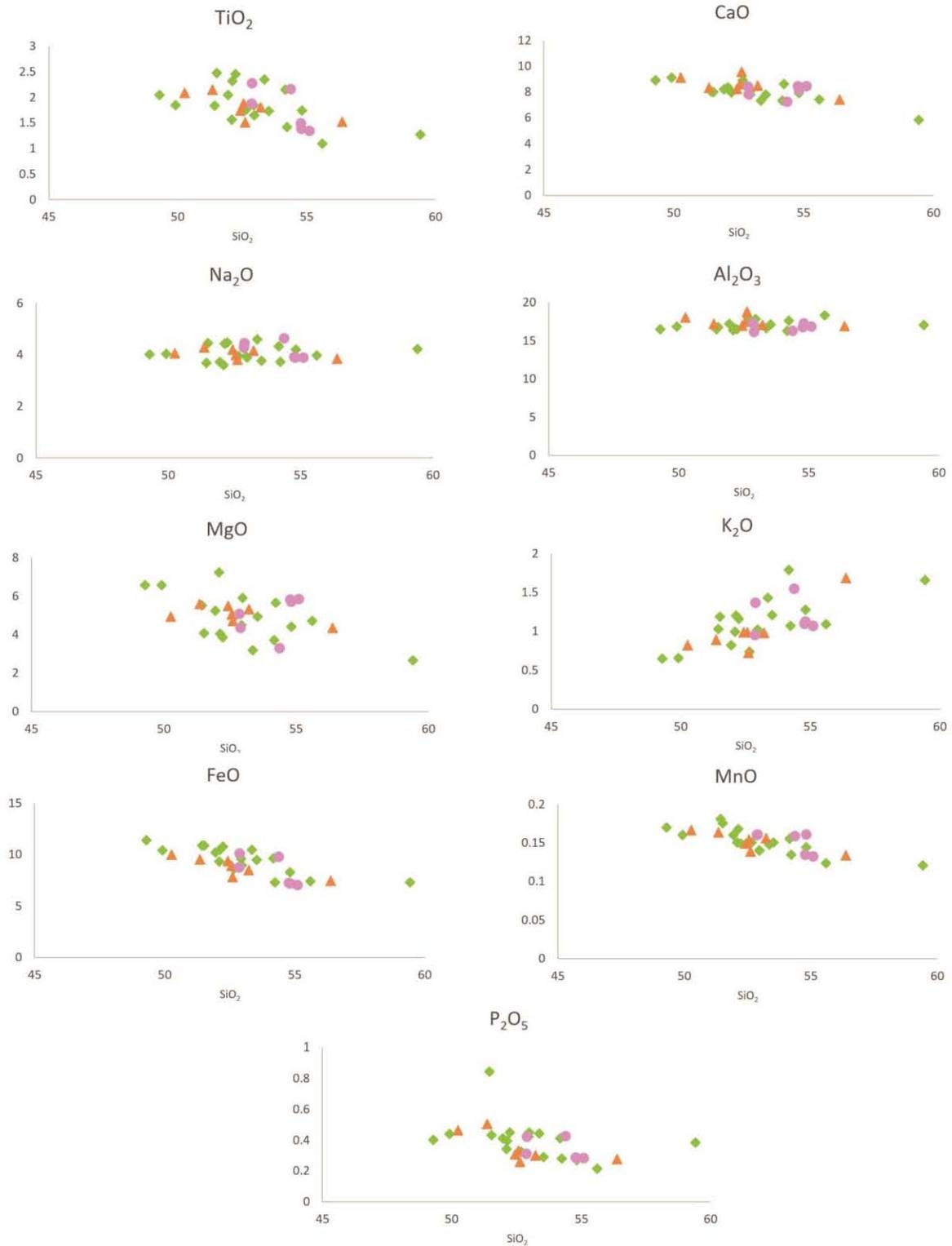


Figura 6.3 Diagramas de Harker para las rocas máficas de la Sierra de Pachuca-Las Navajas. La simbología es similar a la de la Figura 6.2.

Tabla 6.1 Datos de elementos mayores de las muestras analizadas presentados en porcentaje en peso medidos con el método de Fluorescencia de Rayos X

<i>Muestra</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Fe₂O₃</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>P₂O₅</i>	<i>pxc</i>	<i>Suma</i>
Conos Nuevos												
<i>MT-1</i>	54.18	1.72	16.73	9.1	0.14	4.34	7.82	4.14	1.26	0.26	0.004	99.75
<i>MT-2</i>	50.73	2.43	16.50	11.93	0.17	4.03	7.87	4.39	1.17	0.42	0.005	99.67
<i>MT-3</i>	51.50	2.42	16.25	11.79	0.14	3.8	7.86	4.4	1.14	0.44	0.008	99.77
<i>MT-4</i>	52.14	1.74	17.77	9.46	0.14	4.89	8.82	3.91	0.72	0.32	0.003	99.96
<i>MT-5</i>	51.49	2.29	16.42	11.49	0.16	3.99	8.11	4.37	1.18	0.39	0.001	99.93
<i>MT-7</i>	53.81	1.41	17.46	8.02	0.13	5.60	8.55	3.68	1.06	0.27	0.003	100.03
<i>MT-8</i>	53.61	2.1	16.14	10.57	0.15	3.68	7.26	4.29	1.77	0.4	0.003	100.03
<i>MT-16</i>	52.53	2.32	16.41	11.43	0.14	3.15	7.22	4.52	1.41	0.43	0.27	99.88
<i>MT-18</i>	55.9	1.51	16.78	8.18	0.13	4.31	7.35	3.82	1.67	0.27	0.004	99.97
<i>EP-07</i>	49.81	1.85	16.8	10.38	0.16	6.55	9.12	4.02	0.65	0.44	0.19	99.97
<i>EP-09</i>	49.21	2.05	16.47	11.4	0.17	6.57	8.9	4.01	0.65	0.4	0.15	99.98
<i>EP-29</i>	51.88	2.05	17.2	10.22	0.16	5.23	8.18	3.73	0.82	0.41	0.01	99.89
<i>LN-10</i>	55.19	1.08	18.19	7.38	0.12	4.67	7.36	3.95	1.08	0.21	0.67	99.94
<i>PIMM 1</i>	52.7	1.84	17.76	9.55	0.14	4.48	7.76	3.91	0.98	0.42	0.4	99.95
<i>PIMM 4</i>	51.92	1.56	16.29	9.29	0.15	7.22	8.33	3.59	0.99	0.34	0.22	99.92
<i>PIMM 5</i>	58.88	1.26	16.93	7.25	0.12	2.65	5.79	4.19	1.64	0.38	0.77	99.86
<i>PIMM 6</i>	51.07	1.83	16.42	10.81	0.18	5.49	7.97	3.65	1.02	0.84	0.82	100.08
<i>PIMM 7</i>	53.18	1.72	16.99	9.42	0.15	4.9	7.74	3.75	1.2	0.29	0.53	99.89
Conos Viejos												
<i>MT-6</i>	52.13	1.86	17.34	9.79	0.15	5.01	8.57	3.96	0.98	0.33	0.001	100.16
<i>MT-11</i>	49.53	2.06	17.78	10.96	0.16	4.87	9.005	3.99	0.81	0.45	0.006	99.64
<i>MT-13</i>	52.16	1.49	18.66	8.58	0.13	4.68	9.51	3.77	0.71	0.25	0.004	100.00 3
<i>MT-17</i>	50.83	2.13	17.03	10.47	0.16	5.53	8.23	4.23	0.88	0.5	0.003	100.03
<i>MT-21</i>	52.78	1.79	16.89	9.36	0.15	5.29	8.41	4.12	0.97	0.29	0	100.1
<i>EP-01</i>	52.61	1.75	17.07	9.44	0.15	5.52	8.28	4.22	0.99	0.31	-0.38	99.98
<i>EP-18</i>	52.95	1.65	16.91	8.96	0.14	5.89	8.11	3.88	1.02	0.45	-0.01	99.96
Lavas Santo Domingo												
<i>MT-9</i>	54.73	1.34	16.73	7.75	0.13	5.81	8.38	3.86	1.06	0.28	0.001	100.1
<i>MT-10</i>	54.41	1.48	16.67	7.99	0.13	5.78	8.39	3.88	1.09	0.28	0.001	100.15
<i>MT-12</i>	54.44	1.37	17.16	7.91	0.16	5.68	8.1	3.87	1.11	0.28	0.004	100.12
<i>MT-14</i>	53.64	2.13	16.1	10.75	0.15	3.25	7.15	4.57	1.52	0.42	0.004	99.73
<i>MT-15</i>	52.22	2.25	15.93	11.09	0.15	4.29	7.73	4.38	1.35	0.41	0.001	99.85
<i>MT-19</i>	52.44	1.86	17.16	9.65	0.15	5.02	8.35	4.25	0.94	0.3	0	100.17

6.2 Elementos Traza

Los elementos traza son aquellos que se encuentran en una concentración menor a 0.1% en peso (<1000 ppm) en las rocas. Estos elementos no suelen formar minerales por su baja concentración, pero comúnmente se encuentran substituyendo a elementos mayores o menores en estos. El estudiar los elementos traza es importante para entender algunos procesos petrogenéticos, ya que estos se incorporan a los minerales en diferentes fases y es posible asociarlos a procesos de evolución magmática, cristalización de ciertos minerales, fusión o asimilación de magmas, etc.

Los elementos traza se clasifican de acuerdo con su posición en la tabla periódica, pero principalmente por su comportamiento en los sistemas magmáticos. Dentro de un sistema magmático se pueden observar tres fases: una líquida (magma), una sólida (cristales minerales) y otra gaseosa (H₂O, CO₂, entre otros). Los elementos que son más afines a la fase líquida son conocidos como elementos incompatibles, mientras que los que entran fácilmente en las estructuras minerales son conocidos como elementos compatibles. Estos últimos generalmente tienen radios iónicos pequeños y valencia o carga baja.

Como se muestra en la Figura 6.4, los elementos incompatibles se dividen en dos grupos según su valencia y radio iónico. Uno elementos de alto potencial iónico que son los más pequeños y con más carga (HFSE, *High Field Strength Elements*) y el otro es donde se encuentran los de baja carga pero radio iónico grande (LILE, *Large Ion Lithophile Elements*). Estos son considerados más móviles, sobre todo en presencia de fluidos como el agua.

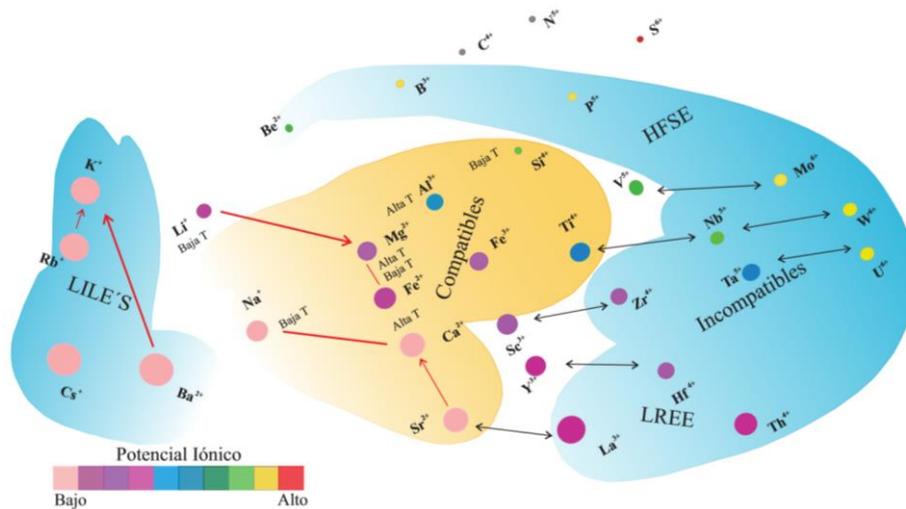


Figura 6.4 Clasificación de los elementos químicos con base en las relaciones de potencial de ionización vs. radio iónico. Modificado de Pintos-Rodríguez (2000)

6.2.1 Tierras Raras

Las Tierras Raras son un grupo de elementos que tienen propiedades físicas y químicas similares ya que forman iones estables, casi siempre con la carga 3^+ aunque en el caso del Eu y del Ce pueden tener valores de 2^+ y 4^+ respectivamente. Las Tierras Raras tienen números atómicos del 57 al 71 (La-Lu) y los radios iónicos decrecen al aumentar el número atómico. Este decremento de radio iónico las hace más compatibles. Se dividen en Tierras Raras Ligeras (La, Ce, Pr, Nd, Pm), Medias (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy,) y Pesadas (Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Debido a esto, las Tierras Raras pesadas se encuentran preferentemente en los sólidos que se encuentran en los magmas. Todos estos elementos son considerados elementos traza inmóviles ya que no se pierden durante el intemperismo u otras alteraciones (White, 1997).

Al ser las condritas las rocas consideradas como menos evolucionadas del sistema Terrestre, los patrones de las Tierras Raras se normalizan con respecto a estas. En este trabajo se utilizaron los valores de la meteorita condrítica de Nakamura (1974).

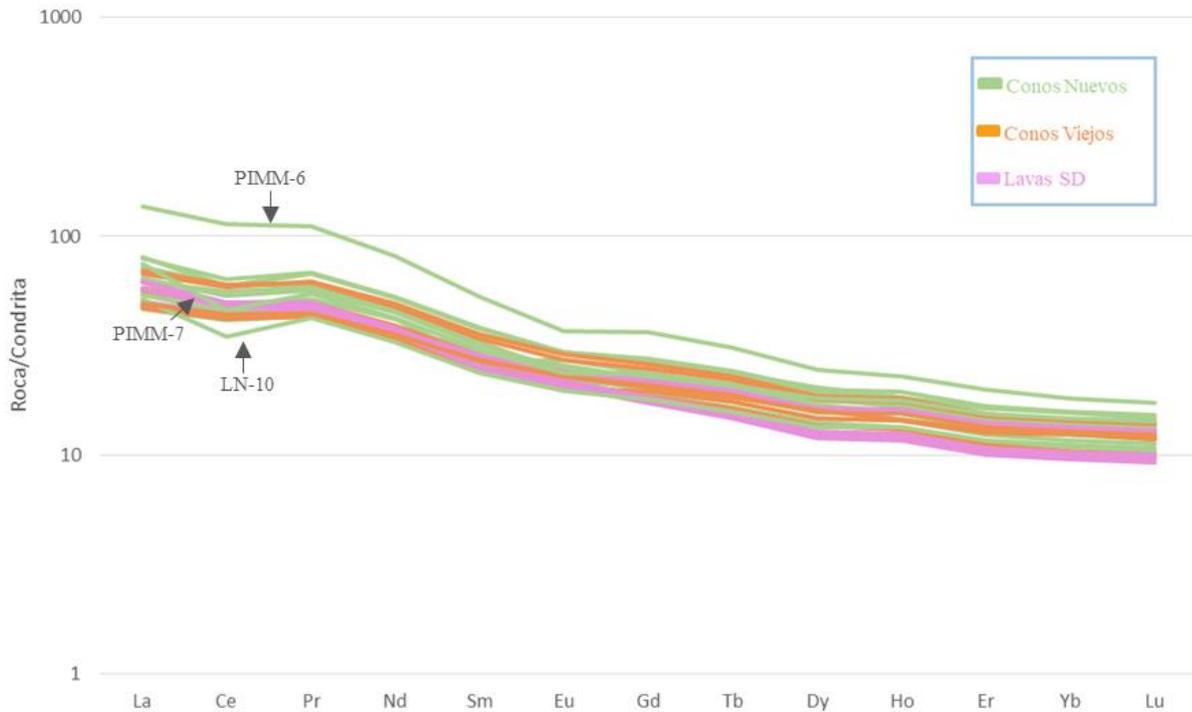


Figura 6.5 Diagrama de Tierras Raras normalizada con respecto a condrita (Nakamura, 1974), los valores utilizados para normalizar Pr, Tb, Ho, y Tm fueron tomados de Haskin *et al.* (1968).

En la Figura 6.5 se muestran los patrones de Tierras Raras de los volcanes monogenéticos de la Sierra de Pachuca-Las Navajas. En ellos se puede observar que hay un enriquecimiento de las Tierras Raras Ligeras con respecto a las Pesadas. También, se puede observar que en algunas muestras (PIMM-7, LN-10) hay anomalías negativas de Ce y de Eu. Se observa poca dispersión en los patrones, aunque la muestra PIMM-6 se encuentra más enriquecida en Tierras Raras que las demás.

6.2.2 Multielementos

Los diagramas multielementos sirven para saber la abundancia y el comportamiento de los elementos traza. Los datos en este trabajo se normalizaron con respecto al Manto Primitivo No Diferenciado (Sun y McDonough, 1989) suponiendo que los magmas estudiados fueron producidos por procesos de fusión parcial a partir del manto primitivo.

La Figura 6.6 se dividió en dos diagramas, de acuerdo con las composiciones de las muestras, para la mejor apreciación de los patrones mostrados. En el diagrama de “Andesita basáltica” se observa que en general hay un ligero enriquecimiento de los elementos LILE con respecto a los HFSE. Entre los elementos LIL se pueden distinguir ligeras anomalías positivas de Ba, K, y muy marcadas de Pb. Hay anomalías negativas de P y casi todas las muestras (excepto MT-21) tienen anomalías negativas de Ti. También se observan las típicas anomalías negativas de Nb y Ta asociadas a subducción. A excepción de la muestra MT-12 en la que se observa una extraña anomalía positiva de Ta.

En las muestras del diagrama “Basalto” se observan patrones más similares a los que presentan los magmas tipo OIB, el enriquecimiento de los LILE con respecto a los HFSE es muy ligero. Hay anomalías positivas muy marcadas de Ba y de Pb. En los elementos HFS se observa una tendencia sub horizontal con ligeras anomalías negativas de Ti.

La muestra MT-11 tiene anomalías negativas de P y en la muestra EP-07 se observan anomalías negativas de U. La muestra PIMM-6 presenta valores más altos de elementos traza.

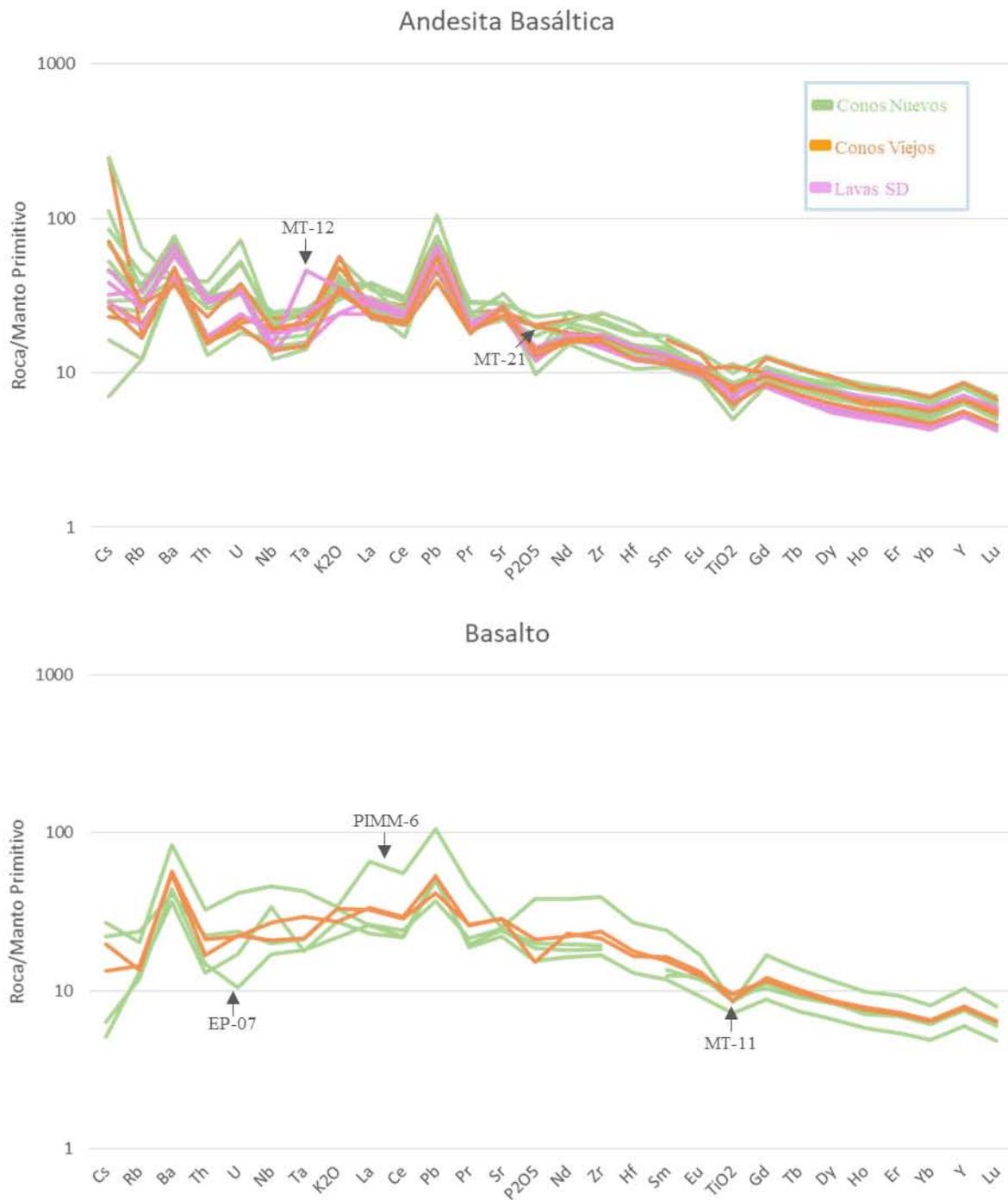


Figura 6.6 Diagramas de multielementos normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989)

Tabla 6.2 Datos de Tierras Raras y elementos traza de las muestras analizadas medidos con ICP-MS en partes por millón

<i>Conos Nuevos</i>	<i>MT-1</i>	<i>MT-3</i>	<i>MT-4</i>	<i>MT-7</i>	<i>MT-16</i>	<i>MT-18</i>	<i>Ep-07</i>	<i>Ep-29</i>	<i>PIMM-1</i>	<i>PIMM-4</i>	<i>PIMM-5</i>
<i>Cs</i>	0.66	0.21	0.12	0.41	0.35	1.96	0.05	0.04	0.05	0.17	0.53
<i>Rb</i>	27.45	15.8	7.79	18.59	24.12	40.84	7.55	8.31	7.83	15.01	22.84
<i>Ba</i>	284.08	504.75	293.78	398.28	474.61	284.05	309.73	254.03	325.38	284.33	533.85
<i>Th</i>	2.56	2.21	1.1	2.56	2.65	3.31	1.25	1.1	1.46	1.9	2.44
<i>U</i>	1.07	0.68	0.37	0.74	0.72	1.5	0.22	0.36	0.48	0.49	0.72
<i>Nb</i>	14.63	16.54	11.85	10.43	17.72	14.59	12.12	24.28	13.77	14.16	13.71
<i>Ta</i>	0.97	0.97	0.69	0.62	1.03	1.02	0.72	0.71	0.77	0.84	0.76
<i>La</i>	17.76	26.27	15.26	18.88	26.06	19.05	18.12	15.86	21.04	17.69	23.86
<i>Ce</i>	38.99	51.26	36.007	41.16	55.14	41.4	42.71	38.85	46.38	39.08	51.87
<i>Pb</i>	5.12	4.32	3.19	4.86	5.42	5.28	2.64	3.55	3.92	3.84	7.43
<i>Pr</i>	5.36	7.8	5.05	5.49	7.9	5.5	5.96	5.45	6.56	5.22	6.92
<i>Sr</i>	466	592.01	583.28	564.74	596.12	476.19	525.49	507.05	682.94	467.35	477.29
<i>Nd</i>	22.84	33.03	22.19	22.89	33.45	22.91	26.5	24.28	28.31	22.14	28.97
<i>Zr</i>	185.52	248.07	180.85	171.43	232.7	178.73	217.91	206.45	208.49	188.87	271.96
<i>Hf</i>	4.36	5.56	4.06	3.8	5.44	4.19			4.68	4.02	6.28
<i>Sm</i>	5.49	7.66	5.33	5.02	7.72	5.31	5.48	6.05	6.42	5.17	6.68
<i>Eu</i>	1.68	2.27	1.74	1.59	2.27	1.56	2.09	1.97	1.92	1.54	1.85
<i>Gd</i>	5.66	7.64	5.47	4.8	7.54	5.34	6.58	6.18	6.24	5.21	6.51
<i>Tb</i>	0.89	1.17	0.84	0.72	1.14	0.83	1.01	0.98	0.92	0.79	0.98
<i>Dy</i>	5.36	6.84	5.03	4.19	6.57	5.04	6.23	6.1	5.54	4.83	5.81
<i>Ho</i>	1.09	1.38	1.02	0.84	1.3	1.02	1.17	1.21	1.09	0.95	1.12
<i>Er</i>	3.04	3.77	2.78	2.31	3.46	2.83	3.29	3.31	2.97	2.6	3.03
<i>Yb</i>	2.91	3.47	2.55	2.15	3.14	2.73	3.03	3.14	2.73	2.4	2.79
<i>Y</i>	31.84	39.42	28.8	23.81	36.09	29.41	34.15	34.22	30.89	27.11	32.38
<i>Lu</i>	0.43	0.51	0.38	0.32	0.45	0.41	0.44	0.45	0.39	0.35	0.4

Tabla 6.2 Continuación

<i>Conos Nuevos</i>	<i>PIMM-6</i>	<i>PIMM-7</i>	<i>LN-10</i>	<i>Conos Viejos</i>	<i>MT-6</i>	<i>MT-11</i>	<i>MT-13</i>	<i>MT-17</i>	<i>MT-21</i>	<i>Ep-01</i>	<i>Ep-18</i>
<i>Cs</i>	0.21	0.87	0.23		0.22	0.1	0.2	0.15	0.18	0.56	0.13
<i>Rb</i>	12.8	21.07	18.72		13.32	9.13	10.69	8.62	13.28	17.74	11.07
<i>Ba</i>	586.38	444.93	285.54		287.33	384.08	334.89	397.96	264.53	256.41	278.49
<i>Th</i>	2.77	2.71	2.19		1.3	1.42	1.34	1.79	1.42	1.97	1.45
<i>U</i>	0.86	1.1	0.71		0.47	0.46	0.41	0.46	0.49	0.79	0.44
<i>Nb</i>	32.86	14.87	8.8		13.92	14.84	10.04	19.34	13.05	13.63	15.99
<i>Ta</i>	1.71	0.98	0.56		0.83	0.85	0.59	1.18	0.83	0.86	0.93
<i>La</i>	44.91	24.7	17.03		15.91	22.19	15.53	22.91	18.66	16.24	20.38
<i>Ce</i>	98.59	39.56	30.08		37.83	50.79	36.15	51.89	41.88	37.74	48.33
<i>Pb</i>	7.52	4.8	4.4		3.26	2.95	2.77	3.78	3.34	4.03	3.89
<i>Pr</i>	12.81	6.32	4.9		5.28	7.19	4.97	7.1	5.75	5.12	6.8
<i>Sr</i>	529.12	475.7	583.2		547.4	603.49	563.95	605.06	494.82	495.97	535.07
<i>Nd</i>	51.39	26.67	20.78		23.28	31.16	21.49	29.98	24.57	22.36	29.9
<i>Zr</i>	437.5	190.5	139.74		194.12	239.55	177.49	267.51	193.32	187.85	268.93
<i>Hf</i>	8.28	4.43	3.24		4.34	5.08	3.79	5.5	4.35		
<i>Sm</i>	10.73	6.15	4.8		5.67	7.2	5.01	6.87	5.79	5.48	7.22
<i>Eu</i>	2.83	1.83	1.52		1.84	2.21	1.66	2.09	1.79	1.77	2.22
<i>Gd</i>	10.01	6.47	4.96		5.83	7.15	5.1	6.88	5.9	5.63	7.37
<i>Tb</i>	1.47	1.004	0.75		0.91	1.09	0.78	1.05	0.92	0.88	1.14
<i>Dy</i>	8.45	6.24	4.63		5.42	6.37	4.63	6.18	5.51	5.49	7.03
<i>Ho</i>	1.62	1.26	0.95		1.1	1.28	0.93	1.24	1.12	1.03	1.3
<i>Er</i>	4.46	3.48	2.62		3.004	3.48	2.5	3.38	3.07	2.93	3.69
<i>Yb</i>	4.002	3.25	2.44		2.79	3.22	2.29	3.16	2.86	2.75	3.43
<i>Y</i>	46.56	37.82	28.96		31.02	36.26	25.66	34.94	32.17	30.35	38.96
<i>Lu</i>	0.58	0.48	0.36		0.41	0.47	0.34	0.47	0.42	0.4	0.5

Tabla 6.2 Continuación

<i>Lavas Santo Domingo</i>	<i>MT-9</i>	<i>MT-10</i>	<i>MT-12</i>	<i>MT-19</i>
<i>Cs</i>	0.3	0.36	0.25	0.22
<i>Rb</i>	16.55	17.5	21.63	12.61
<i>Ba</i>	408.13	406.65	470.25	295.9
<i>Th</i>	2.41	2.55	2.52	1.45
<i>U</i>	0.69	0.71	0.71	0.5
<i>Nb</i>	9.69	9.84	10.9	12.74
<i>Ta</i>	0.99	0.6	1.82	0.77
<i>La</i>	18.74	20.17	20.39	16.62
<i>Ce</i>	41.13	41.05	43.25	38.15
<i>Pb</i>	4.66	4.54	4.67	3.53
<i>Pr</i>	5.5	5.58	5.8	5.42
<i>Sr</i>	574.41	559.23	563.1	495.23
<i>Nd</i>	22.8	23.16	24.07	23.56
<i>Zr</i>	162.69	167.71	167.86	197.08
<i>Hf</i>	3.7	3.75	3.84	4.54
<i>Sm</i>	5.01	5.07	5.32	5.76
<i>Eu</i>	1.59	1.6	1.67	1.84
<i>Gd</i>	4.79	4.88	5.07	6.007
<i>Tb</i>	0.71	0.72	0.75	0.94
<i>Dy</i>	4.1	4.23	4.4	5.62
<i>Ho</i>	0.83	0.86	0.89	1.15
<i>Er</i>	2.25	2.36	2.42	3.14
<i>Yb</i>	2.1	2.18	2.26	2.95
<i>Y</i>	23.69	24.89	25.59	32.28
<i>Lu</i>	0.31	0.33	0.34	0.43

6.3 Isotopía

La isotopía es una herramienta importante en la búsqueda de la historia petrogenética de los magmas. Esta técnica consiste en hacer un conteo de la cantidad de isotopos padres e hijos provenientes de un elemento radiactivo existentes en una muestra. Los isotopos padres son aquellos que son inestables y tienden a decaer en otros para alcanzar estabilidad, mientras que los isotopos hijos son el resultado de ese decaimiento radiactivo. Cada isotopo inestable tiene un tiempo llamado “tiempo de vida media” en el que decae a otro isotopo, es por eso que, entre más tiempo tenga un isotopo inestable de existir se espera que la cantidad de

isotopos hijos sea mayor. Las relaciones isotópicas de ciertos sistemas pueden darnos información de la petrogénesis de las rocas ya que ciertos valores son característicos de distintas regiones de la Tierra.

Tabla 6.3 Datos de las relaciones isotópicas de Sr y Nd de las 12 muestras analizadas por el método de espectrometría de masas. Los valores de los estándares y blancos isotópicos utilizados en estas mediciones se presentan en el capítulo 3, sección 3.4. Los valores presentados en esta tabla son los medidos.

<i>Muestra</i>	<i>MT-1 WR</i>	<i>MT-3 WR</i>	<i>MT-7 WR</i>	<i>MT-16 WR</i>	<i>PIMM-4 WR</i>	<i>PIMM-6 WR</i>	<i>MT-9 WR</i>
<i>Código</i>	6041 MT CR	6042 MT CR	6044 MT CR	6048 MT CR	6051 MT CR	6043 MT CR	6045 MT CR
<i>Tipo</i>	Andesita	Basalto	Andesita	Andesita	Andesita	Basalto	Andesita
	Basáltica		Basáltica	Basáltica	Basáltica		Basáltica
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704620	0.704851	0.704527	0.704906	0.703844	0.704381	0.704586
<i>1 sd*</i>	25	33	33	24	27	32	31
<i>1 SE(M)</i>	3	4	4	3	4	4	4
<i>n</i>	59	58	59	57	57	57	56
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512728	0.512736	0.512782	0.512722	0.512803	0.512716	0.512776
<i>1 sd*</i>	13	17	16	23	19	13	12
<i>1 SE(M)</i>	2	2	2	3	2	2	1
<i>n</i>	66	68	69	48	67	69	65
<i>ENd</i>	1.76	1.91	2.81	1.64	3.22	1.52	2.69
<i>Is</i>	0.25	0.33	0.31	0.45	0.31	0.25	0.23

<i>Muestra</i>	<i>MT-6 WR</i>	<i>MT-11 WR</i>	<i>MT-13 WR</i>	<i>MT-17 WR</i>	<i>MT-21 WR</i>
<i>Código</i>	6052 MT CR	6046 MT CR	6047 MT CR	6049 MT CR	6050 MT CR
<i>Tipo</i>	Andesita	Basalto	Andesita	Basalto	Andesita
	Basáltica		Basáltica		Basáltica
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704571	0.704425	0.704630	0.703954	0.704597
<i>1 sd*</i>	27	27	27	30	32
<i>1 SE(M)</i>	4	4	4	4	4
<i>n</i>	56	57	56	55	58
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512754	0.512766	0.512713	0.512826	0.512746
<i>1 sd*</i>	16	14	15	15	19
<i>1 SE(M)</i>	2	2	2	2	2
<i>n</i>	68	69	69	65	66
<i>ENd</i>	2.26	2.50	1.46	3.67	2.11
<i>Is</i>	0.31	0.27	0.29	0.29	0.37

Uno de los métodos utilizados en este trabajo fue el de Rb-Sr, el ^{87}Rb (un isotopo inestable) decae transformándose en ^{87}Sr . El Sr tiene un radio iónico más pequeño que el del Rb, por tanto es más compatible con la fase cristalina y entra en la estructura de minerales que contienen calcio al tener un radio similar al de este. El Rb se queda en la fase fundida y en minerales ricos en K. Por lo tanto en el manto hay relaciones bajas de Rb/Sr y en la corteza hay relaciones altas debido a la cristalización. Este sistema isotópico es muy útil porque se puede encontrar en muchas rocas y nos brinda información de su petrogénesis.

El segundo método utilizado fue el de Sm-Nd, el isotopo inestable ^{147}Sm decae a ^{143}Nd . El radio iónico del Nd es más grande que el del Sm, por lo tanto la fase fundida se enriquece en Nd y la cristalina en Sm. Debido a esto las relaciones Sm/Nd en la corteza son menores que las del manto. Estos elementos se suelen encontrar en minerales de alta presión y temperatura como anfíbol, piroxeno y granate. Al igual que las relaciones isotópicas de Rb/Sr, las de Sm/Nd nos brindan información sobre la petrogénesis de las rocas.

De acuerdo con De Paolo y Wasserburg (1976) la composición isotópica de la Tierra se ha transformado con el tiempo. Para el sistema Sm-Nd se puede calcular la composición inicial a partir de un modelo conocido como el reservorio condritico uniforme (CHUR), este modelo sugiere que la relación inicial puede ser comparada con la que tienen las condritas. Cualquier valor de la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ distinto significa que este sistema ha evolucionado. Las variaciones de esta relación suelen ser muy pequeñas, para que el valor sea más fácil de interpretar se utiliza la siguiente ecuación:

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

Donde la relación isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para el CHUR es de 0.51268 y la de la muestra se obtiene a partir de las mediciones realizadas. Si el valor del εNd es positivo quiere decir que el magma del que provino la muestra, tuvo una relación isotópica más alta que la del CHUR.

Esto corresponde a un manto empobrecido ya que el Sm es más compatible que el Nd y se encuentra más abundante en el manto de la Tierra.

Si hay mucho Sm presente, al decaer el ^{147}Sm a ^{143}Nd esperamos tener relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ más altas. Por otro lado, si el valor de ϵNd es negativo, quiere decir que la relación isotópica de la muestra fue baja, lo que corresponde a una corteza continental.

De acuerdo con las características descritas para cada sistema se puede ver que estas son de utilidad para saber la procedencia de un magma por lo cual fueron utilizadas en este trabajo para tal objetivo.

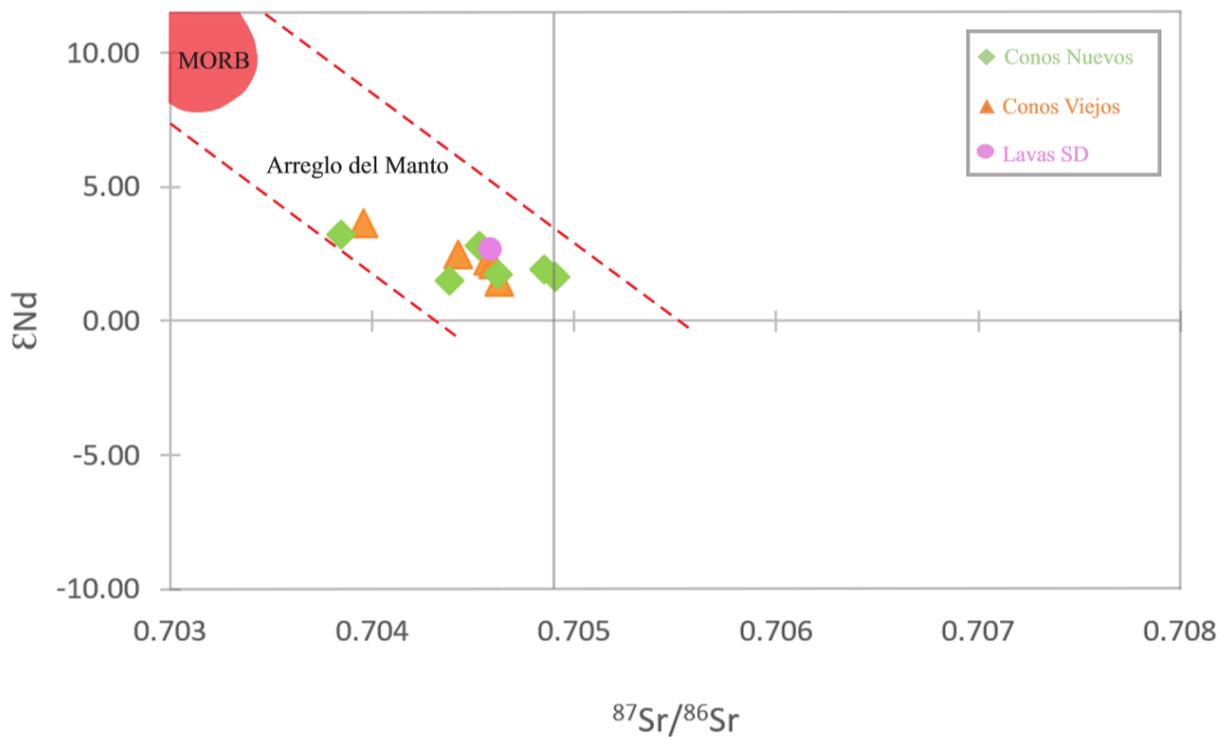


Figura 6.7 Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra ϵNd en donde se muestran los resultados isotópicos de las muestras máficas de la sierra de Pachuca-Las Navajas, los campos divisores fueron tomados de White (2013)

En la Tabla 6.3 se presentan los resultados de las mediciones isotópicas y en la Figura 6.7 se graficaron tales resultados. En este diagrama se puede observar que los valores de las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ van de 0.70384 a 0.70491 y para ϵNd van de 1.46 a 3.67. Los datos medidos caen dentro del arreglo del manto. Aunque no se observa ninguna diferencia entre los conos nuevos, viejos y las lavas Santo Domingo, se observa una tendencia de disminución en los valores del ϵNd y hay dos partes en las que se aglomeran los datos, una con valores más altos de ϵNd y menores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y la otra con valores ligeramente más bajos de ϵNd y más altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Aun observando estas dos áreas de distribución de datos no hay relación entre ellas en cuanto a composición ni ubicación en el área de estudio.

Capítulo VII. Discusión

En este capítulo se hará la interpretación de los resultados obtenidos de los estudios geológicos, petrográficos y geoquímicos realizados para los cuerpos ígneos que conforman el vulcanismo máfico de la Sierra de Pachuca-Las Navajas. Se discutirá sobre el origen de estos cuerpos y su historia petrogenética desde su formación hasta su emplazamiento en la zona de estudio y su distribución en la misma.

7.1 Relaciones estratigráficas

De acuerdo con las observaciones realizadas en campo, se pudo determinar que hubo tres fases de vulcanismo máfico en el área de estudio como se representó en la columna estratigráfica del capítulo 4 (Figura 4.1). Estas emisiones de material se componen de conos de escoria, flujos asociados y un volcán tipo escudo. Esta división en fases se realizó tomando como punto de referencia al Volcán Las Navajas ya que no se cuenta con fechamientos de otras estructuras pertenecientes al área de estudio. Por lo tanto, las divisiones de los episodios se realizaron tomando en cuenta principalmente las relaciones estratigráficas encontradas.

El primer episodio observado corresponde al volcán escudo Santo Domingo. Es la estructura más antigua estudiada ya que según las relaciones estratigráficas vistas, se encuentra por debajo de las otras. Por ejemplo, encima del área que abarcan estas lavas se encuentran algunos conos viejos (MT-6, MT-11 y MT.13), depósitos riolíticos del volcán Las Navajas y estructuras de conos nuevos (MT-7, MT-8 y MT-16). La edad de este cuerpo ígneo debe ser mayor a los 2.6 Ma pues estas son las edades máximas que presentan los conos viejos.

La textura de las muestras de mano observadas varía entre afanítica de grano fino y de grano medio. Esto puede deberse a que más cerca de la fuente, el espesor de las lavas es mayor y el enfriamiento es más lento, a diferencia de las lavas más lejanas a la fuente, en donde el enfriamiento rápido impide el crecimiento de los cristales. En tal caso la textura de las muestras puede ayudarnos a localizar la fuente del material.

En zonas aledañas al área de estudio han sido identificados otros cuerpos clasificados como volcanes escudo similares, por ejemplo en el Campo San Vicente que se encuentra hacia el este del área de estudio (Ramírez-Ramírez, 2016), la Sierra de Tepeapulco hacía el sur de

esta (García-Tovar *et al.*, 2015), el Campo Monogenético Tizayuca-Temascalapa hacia el sureste (García-Hernández, 2016), entre otros. Por lo tanto, no es raro que existan este tipo de estructuras volcánicas en esta área y durante el Cuaternario.

El siguiente episodio magmático observado es el que conforma la unidad llamada “conos viejos”. Según las relaciones estratigráficas observadas, estas estructuras se encuentran estratigráficamente arriba del volcán escudo Santo Domingo y debajo del volcán Las Navajas. Por lo tanto, es probable que estos conos se emplazaron hace más de 2.5 Ma que es la edad determinada para eventos de lava máfica ubicados bajo las riolitas del volcán Las Navajas (Nelson y Lighthart, 1997; Núñez-Velázquez, 2018).

Los conos que conforman esta unidad se componen de andesitas basálticas principalmente y de basaltos, como se observa en el diagrama de TAS en el capítulo 6. Estos conos se presentan principalmente en la zona norte del área de estudio (Figura 4.2), lo cual puede deberse a las estructuras relacionadas a los sistemas de fallas en la zona, lo que permitió el emplazamiento de estos cuerpos. Algunos de estos conos son los que presentan grandes xenolitos observables a simple vista, estos pudieron ser obtenidos al asimilar partes de la corteza al subir o de magmas estancados en partes bajas de la corteza.

Después de este episodio se observa la presencia de lavas riolíticas peralcalinas que conforman al volcán Las Navajas (Núñez-Velázquez, 2018). Encima de estas lavas hay un pulso máfico al que llamamos “conos jóvenes”, que son las estructuras más recientes del área de estudio según las relaciones estratigráficas vistas. Estos deben tener edades menores a 2.2 Ma, ya que representa la edad obtenida para los últimos pulsos riolíticos del volcán Las Navajas.

Los conos que conforman esta unidad son abundantes, sus composiciones son de andesitas basálticas y basaltos pero las primeras son más abundantes. Los conos con composiciones basálticas se distribuyen principalmente en la zona sur del área de estudio y se observan ligeramente alineados en ciertas secciones. Esto puede relacionarse con el sistema de fallas NE-SW presente en la zona que se menciona más adelante, que permite que los magmas asciendan sin evolucionar en el camino. Los conos con composiciones de andesita basáltica se ubican tanto al norte, sur y este del área de estudio. Al sureste de la zona se encuentra el único cono con composición de andesita observado, posiblemente hay más conos con esta

composición, sin embargo el encontrar solo uno puede explicarse por mezclas de magmas o estancamientos en la base de la corteza.

Como se mencionó anteriormente, tanto los conos viejos como los jóvenes parecen seguir una alineación preferencial NE-SW en la región. Patrones similares se han observado en este sector de la faja en otros estudios realizados (García-Palomo 2002; García Tovar-2015; García-Hernández 2016). Estas alineaciones pueden asociarse al sistema tectónico tipo horst llamado Cerro Gordo-Las Navajas (García-Palomo, 2002). Fallas paralelas a este sistema pueden ayudarnos a explicar el ascenso rápido de material máfico sin darle tiempo de evolucionar ni diferenciarse en este proceso.

7.2 Interpretación petrológica y geoquímica

Las muestras analizadas tienen principalmente texturas microlíticas, hipocristalinas, con estructura vesicular y escasos fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno. En la matriz de estas predomina el vidrio y óxidos opacos. Hay algunas muestras que presentan texturas porfídicas, hipocristalinas y con ligera estructura vesicular. Y también se observan texturas afáníticas, con escasos fenocristales principalmente de plagioclasa y matriz vítrea con estructura altamente vesicular. Estas texturas sugieren que el ascenso y enfriamiento del material magmático fue rápido, ya que no hay mucha abundancia de fenocristales y no se observan muy bien formados (García-Tovar *et al.*, 2015). Incluso en las muestras que presentan texturas porfídicas, los fenocristales no se encuentran en grandes cantidades, lo que quiere decir que no hubo períodos de tiempo tan prolongados en los que el magma se mantuviera estático y por ello no se dio el desarrollo de cristales euédricos de mayores tamaños.

En algunos de los cristales más grandes se observan evidencias de desequilibrio magmático, por ejemplo, texturas de tamiz muy evidentes en las partes internas de los cristales de plagioclasa (Figura 5.1 (c), 5.2 (c) y 5.5(a)), bordes rotos y mal conservados, estructura esquelética y coronas de iddingsita en los cristales de olivino (Figura 5.2 (a) y (b) y 5.4 (b) y (d)), cristales alterados, como olivino transformado en crisotilo (Figura 5.2 (e)) y piroxeno en epidota (Figura 5.1 (e) y 5.6 (d)).

Todos los desequilibrios antes mencionados pueden generarse al haber cambios en las condiciones de presión y temperatura del material magmático. Estos cambios se producen debido a que en su ascenso a la superficie, estos materiales pueden quedarse estancados en alguna parte de la corteza inferior (en nuestro caso los estancamientos no son prolongados, puesto que no hay fenocristales muy gruesos), y al subir de nuevo, cambian las condiciones de presión y temperatura del sistema, desequilibrando los cristales.

En cuanto a la presencia de xenocristales, principalmente de plagioclasa, piroxeno, cuarzo, y anfíbol, aunque también de líticos graníticos (MT-6 y MT-13 principalmente por presentar los más abundantes y de mayores tamaños) observados en muchas de las muestras, se puede hacer una observación interesante. La mayor parte de las muestras por su mineralogía y texturas pueden clasificarse petrográficamente como basaltos de olivino. Sin embargo, al realizar análisis de composición, la mayor parte de estas muestras se clasifican como andesitas basálticas; esto puede deberse a la influencia de cristales ajenos al magma que se observan tanto en muestras de mano como en láminas delgadas, que al mezclarse con los magmas originales, al analizarse cambian sus composiciones haciéndolas ligeramente más félsicas.

Con respecto a la geoquímica, en las muestras analizadas no se observan tendencias continuas en las composiciones de rocas de conos viejos y jóvenes, tampoco entre las lavas Santo Domingo, pero en general tienen composiciones que van de basaltos a andesitas (Figura 6.1). De acuerdo al contenido de álcalis que presenta la mayoría, se encuentran dentro del campo de rocas subalcalinas y pertenecen a la serie calcoalcalina, aunque algunas muestras se encuentran en la transición con las rocas alcalinas. Esto sugiere que las muestras estudiadas están asociadas a procesos de subducción.

Al observar los diagramas de Harker (Figura 6.3) podemos darnos cuenta de que las rocas no presentan patrones de cristalización fraccionada muy claros, ya que no se tienen correlaciones bien definidas de variación de estos elementos. En algunos diagramas como los de TiO_2 , CaO , MgO , FeO , MnO y ligeramente en el de P_2O_5 no se observan tendencias de correlaciones negativas bien definidas, lo que sugiere evoluciones de magmas distintos; esto mismo se puede observar, pero con correlaciones positivas en los diagramas de K_2O y Na_2O .

También se realizó un diagrama de #Mg contra SiO₂ (Figura 7.1) en donde las muestras presentan valores de #Mg de 39 a 65, que son normales en rocas máficas. En este diagrama se observa mucha dispersión de los datos y a pesar del cambio en el contenido de sílice, no existe ningún patrón que sugiera procesos de cristalización fraccionada. Si los magmas estudiados provinieran de la misma fuente magmática, esperaríamos observar tendencias negativas bien definidas, lo que sugiere que el contenido de Mg disminuye cuando las rocas son más silíceas, pero en este caso, tanto muestras de basalto como de andesita basáltica presentan contenidos de Mg similares y muy variables.

Al no haber tendencias claras que sugieran cristalización fraccionada en los diagramas de variación, y no tener correlaciones entre el contenido de sílice y el número de magnesio, podemos inferir que las muestras estudiadas no provienen de la evolución de un magma parental, sino que provienen de distintas fuentes magmáticas y/o de distintos procesos de diferenciación magmática.

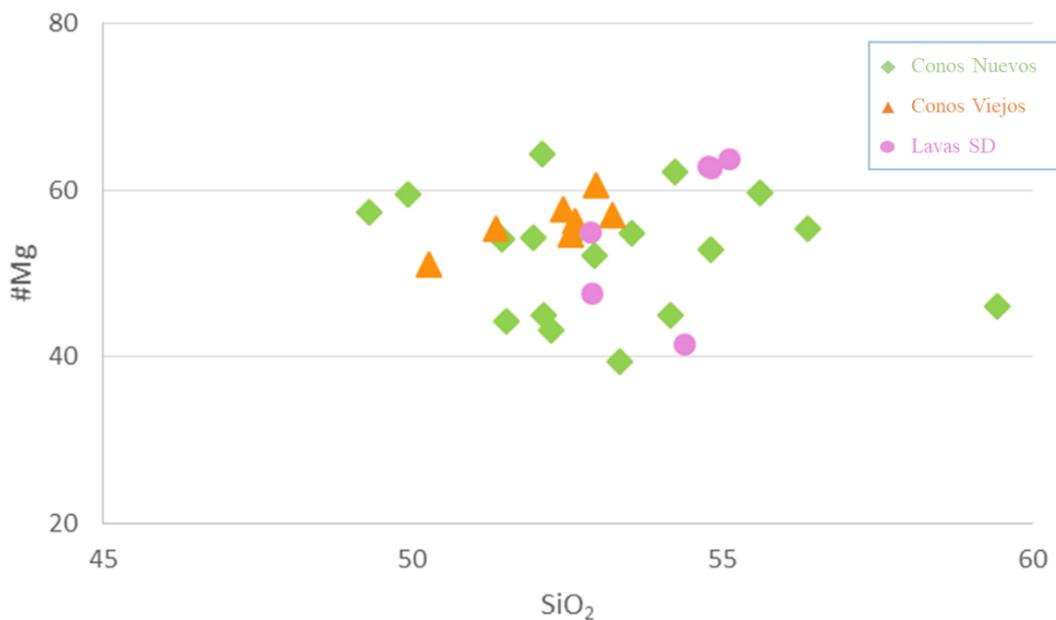


Figura 7.1 Diagrama de #Mg contra SiO₂ en el que se presentan los datos de las rocas máficas de la Sierra de Pachuca-Las Navajas

Generalmente las rocas calcoalcalinas se asocian a formaciones en ambientes de subducción. Sin embargo, al analizar los diagramas multielementales (Figura 6.6) se pueden observar patrones similares a los que presentan las rocas formadas a partir de magmas tipo OIB (datos de Sun y McDonough, 1989). Las variaciones entre los elementos no son tan marcadas ya que se tiene una tendencia negativa casi subhorizontal, a excepción de ciertos elementos que presentan anomalías de concentración positivas como el Ba y el Pb que sugieren la presencia de los fluidos provenientes de la placa subducida y anomalías de concentración negativas como el Nb y el Ta que también son típicas de subducción (Wilson, 1989), ya que la fusión parcial hace que la concentración de estos decrezca. El encontrar patrones en los diagramas, que son tanto típicos de magmas tipo OIB como de magmas de subducción, nos señala que el ambiente en el que se formaron estuvo influenciado por ambas fuentes. Por lo tanto se sugiere que los magmas analizados en este estudio provienen de un ambiente de formación transicional entre un ambiente de subducción y uno intra-placa.

Para apreciar mejor esto se realizó un diagrama Ba contra Nb (Figura 7.2), que al tener un elemento incompatible LIL soluble en agua como es el Ba y otro incompatible HFS insoluble como el Nb nos indica la procedencia de los magmas, debido a que los elementos compatibles suelen estar presentes en los materiales generados por la fusión de la placa en subducción y los incompatibles se encuentran mayormente entre los componentes del manto (D'Orazio *et al.*, 2004).

En la Figura 7.2 se puede observar que la mayor parte de las muestras caen en el campo de magmas transicionales, dos muestras de las Lavas Santo Domingo (MT-9 y MT-12) caen en el campo de magmas de arco. La muestra PIMM-5 que está compuesta por andesita se encuentra en el límite entre magmas transicionales y de arco, la EP-29 que se compone de basalto está en el límite entre magmas transicionales y de intra-placa, por lo que sus ambientes de formación pudieron influir en sus composiciones.

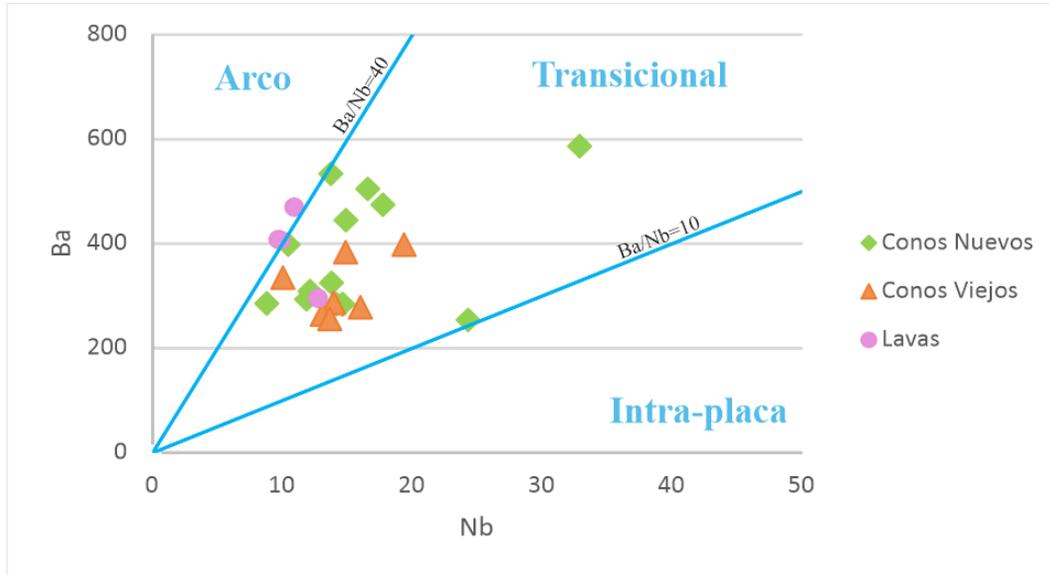


Figura 7.2 Diagrama Ba/Nb propuesto por D'Orazio *et al.* (2004) con campos que dividen los ambientes tectónicos de acuerdo a la relación de un elemento LIL y otro HFS, se presentan los datos de las relaciones para las muestras analizadas tanto de conos viejos, conos jóvenes y lavas Santo Domingo.

Como se observa en la Figura 2.3, este ambiente transicional pudo formarse debido al retroceso de la placa en subducción (Manea *et al.* 2013), lo que permitió la entrada de material del manto astenosférico a la cuña del manto y propició la mezcla de ciertos componentes, además de explicar la influencia de componentes corticales en las muestras máficas analizadas en este trabajo, también puede explicar la ocurrencia del magmatismo máfico en esta zona de estudio.

En ciertas muestras se observan patrones más similares a los de los magmas OIB, como es el caso de las PIMM-6 y MT-17, que tienen composiciones basálticas y patrones más alineados que no presentan anomalías de Nb y Ta aunque si presentan anomalías positivas de Pb típicas de subducción, lo que nos sugiere que la mezcla de los materiales de subducción y del manto astenosférico no fue la misma para todas las muestras analizadas.

La mineralogía observada en las muestras es común en rocas formadas a bajas presiones, sin embargo en la Figura 6.5, en donde se muestra el diagrama de Tierras Raras, se observa una tendencia casi subhorizontal y un enriquecimiento de las Tierras Raras Ligeras (LREE) con respecto a las Pesadas (HREE). Los minerales de baja presión no retienen estos elementos

(HREE) en su estructura, por lo que la concentración que presentan debió ser definida por procesos de cristalización a alta presión por minerales como el granate o anfíbol (este último en magmas hidratados). Los diagramas de La/Yb y Sm/Yb contra SiO₂ pueden ser indicadores de presencia de granate o anfíbol al mostrarse correlaciones positivas en ellos (Mori *et al.* 2011). En los diagramas de la Figura 7.3 se pueden observar estas correlaciones positivas. En el diagrama La/Yb contra SiO₂ se puede observar una tendencia de formación de granate y otra de fraccionamiento de anfíboles mientras que en el diagrama Sm/Yb contra SiO₂ se puede ver una tendencia de formación de granate. En cuanto a la formación de anfíbol no se observa un patrón claro que sugiera su fraccionamiento, por esto se puede decir que la concentración de Tierras Raras pesadas fue controlada por la cristalización de granate.

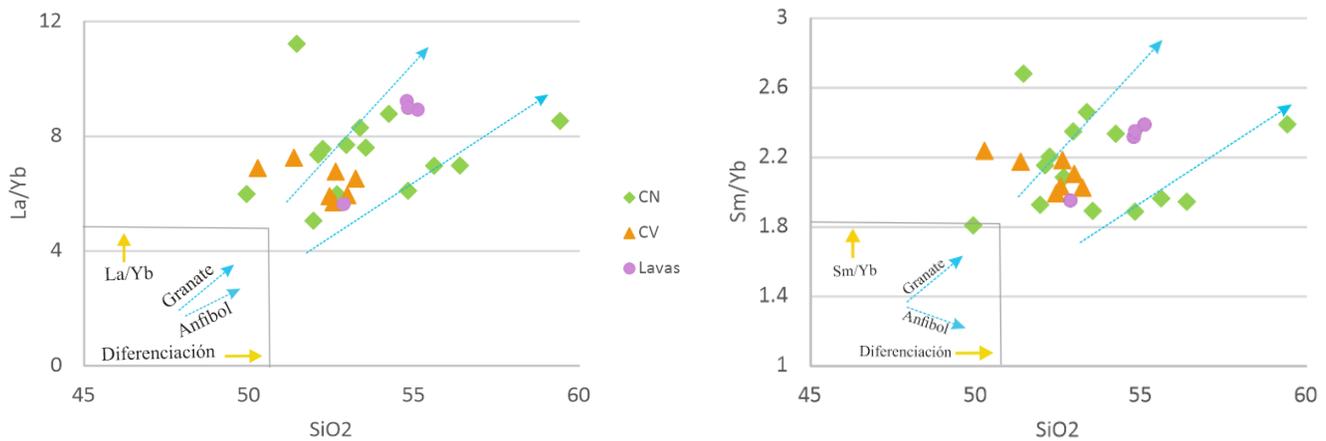


Figura 7.3 Diagrama de La/Yb y Sm/Yb contra SiO₂ para observar cristalización de granate y anfíbol en las rocas máficas monogenéticas de la Sierra de Pachuca-Las Navajas. En la simbología se representan los conos nuevos (CN), los conos viejos (CV) y las Lavas Santo Domingo (Lavas).

Para explicar la presencia de magmas basálticos y andesíticos en una misma zona lo primero que se podría pensar es que provienen de una fuente en común. Los más evolucionados podrían ser el producto de la evolución de los básicos. Sin embargo, en la zona de estudio se ha observado geoquímicamente que no hay relaciones entre ellos que sugieran que provienen de una sola fuente, además de la cristalización fraccionada existen otras formas en que magmas de distintas composiciones se generen en un mismo ambiente sin la necesidad de provenir de un único magma parental. Otra de las maneras en que puede ocurrir esta

coexistencia de composiciones es cuando ocurren la asimilación y la cristalización fraccionada (De Paolo, 1981). Pero esto generaría un aumento en las concentraciones de Eu y Sr si se asimilara una corteza rica en plagioclasa, lo cual no se observa tan evidente en las muestras analizadas (Figura 6.6). En especial en el Eu que solo presenta ligeras anomalías en el diagrama multielemental.

Para el caso particular de la zona de estudio, la manera de explicar la coexistencia de magmas basálticos con andesitas basálticas es la presencia de xenolitos cuarzo feldespáticos, que al ser absorbidos y mezclarse con los magmas en ascenso, cambian su composición haciéndolos más félsicos. En este caso los originalmente basaltos presentan composiciones de andesita basáltica al sufrir este proceso.

Además de esto, de acuerdo con las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ mostradas en la Figura 7.4, no hay relaciones evolutivas entre estos magmas ya que no muestran patrones que sugieran parentesco entre ellos. Si hubiera relación entre estos esperaríamos observar correlaciones positivas en las que al aumentar el contenido de sílice también aumenten estas relaciones isotópicas, sin embargo los datos se observan dispersos y no muestran patrones evidentes. Se pueden distinguir principalmente dos campos de distribución en los datos, lo que nos puede sugerir por lo menos dos fuentes de magmas parentales. Sin embargo, los datos aún en los campos sugeridos presentan mucha dispersión por lo que se puede hablar de una fuente heterogénea.

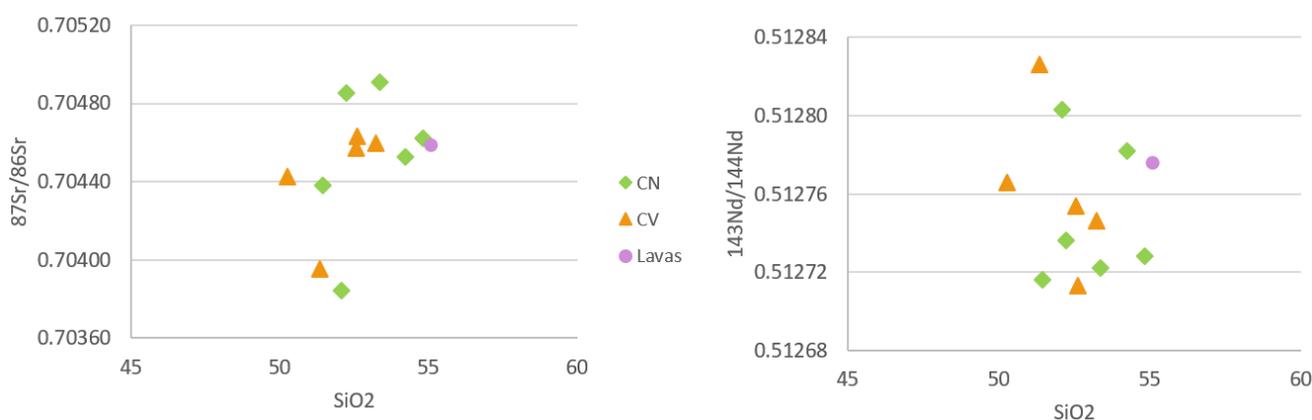


Figura 7.4 Diagrama de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ contra SiO_2 para las muestras Máficas de la Sierra de Pachuca-Las Navajas

Las relaciones isotópicas de Sr son bajas, parecidas a las que presentan el manto y basaltos jóvenes al igual que lo observado en las relaciones del Nd, en las que se observan valores relativamente altos, lo que sugiere que estos magmas provienen de una fuente poco fraccionada (De Paolo y Wasserburg, 1976). Aunado a esto, en la Figura 6.7 se observan valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra ϵNd que caen dentro del arreglo del manto y al igual que en lo observado anteriormente hay dos variaciones de distribución de las muestras, unas que tienen características más mantélicas, que posiblemente pertenecen a los magmas que no tuvieron estancamientos en la corteza y no sufrieron transformaciones al mezclarse con los materiales de esta, ya que las muestras observadas en este campo tienen composiciones basálticas y no se observaron xenocristales en ellas. En el otro se observan valores más altos de las relaciones de Sr y valores de ϵNd más bajos, por lo que estos conos seguramente sufrieron cambios composicionales por la ligera asimilación y cristalización fraccionada como se mencionó anteriormente.

7.3 Modelo petrogenético

La Faja Volcánica Transmexicana es una provincia geológica única. La zona estudiada se ubica 120 km detrás del frente volcánico actual y 400 km lejos de la trincheras. Sin embargo, presenta vulcanismo reciente ya identificado en el presente trabajo. Según estudios anteriores de este sistema tectónico, la placa de Cocos subduce por debajo de la placa de Norteamérica de una manera peculiar ya que entra de manera subhorizontal y se mantiene así aproximadamente 300 km dentro del continente, para después, “hundirse” abruptamente (Pérez-Campos *et al.*, 2008). La geometría que presenta la placa puede explicarse por la presencia de materiales de corteza oceánica hidratada (serpentinitas), ubicadas en la parte de abajo de la corteza en esa zona, lo que genera fuerzas de succión. Al avanzar de manera horizontal hay un punto en que estos materiales ya no se encuentran por falta de fluidos que los generen y las fuerzas de succión desaparecen (Manea y Gurnis, 2007), lo que hace que la placa caiga. Esta caída ocurre de manera gradual, lo que genera un proceso de *rollback* o retroceso de la placa. Este retroceso puede provocar que materiales del manto astenosférico entren a la zona de la cuña del manto y provoquen vulcanismo en la zona de tras-arco.

La dinámica que ha tenido la placa de Cocos puede explicar la presencia de vulcanismo en la zona de estudio. Ya que los materiales que ascendieron de la astenósfera y se introdujeron en la cuña del manto, pudieron provocar la formación de magma y el ascenso de este sin estacionarse prolongadamente en algún punto de la corteza, para luego alcanzar la superficie de la Tierra y generar el vulcanismo máfico.

Como se observa en la Figura 7.5, estos procesos hicieron que los magmas tuvieran características transicionales y también que la fuente de la que provienen fuera heterogénea.

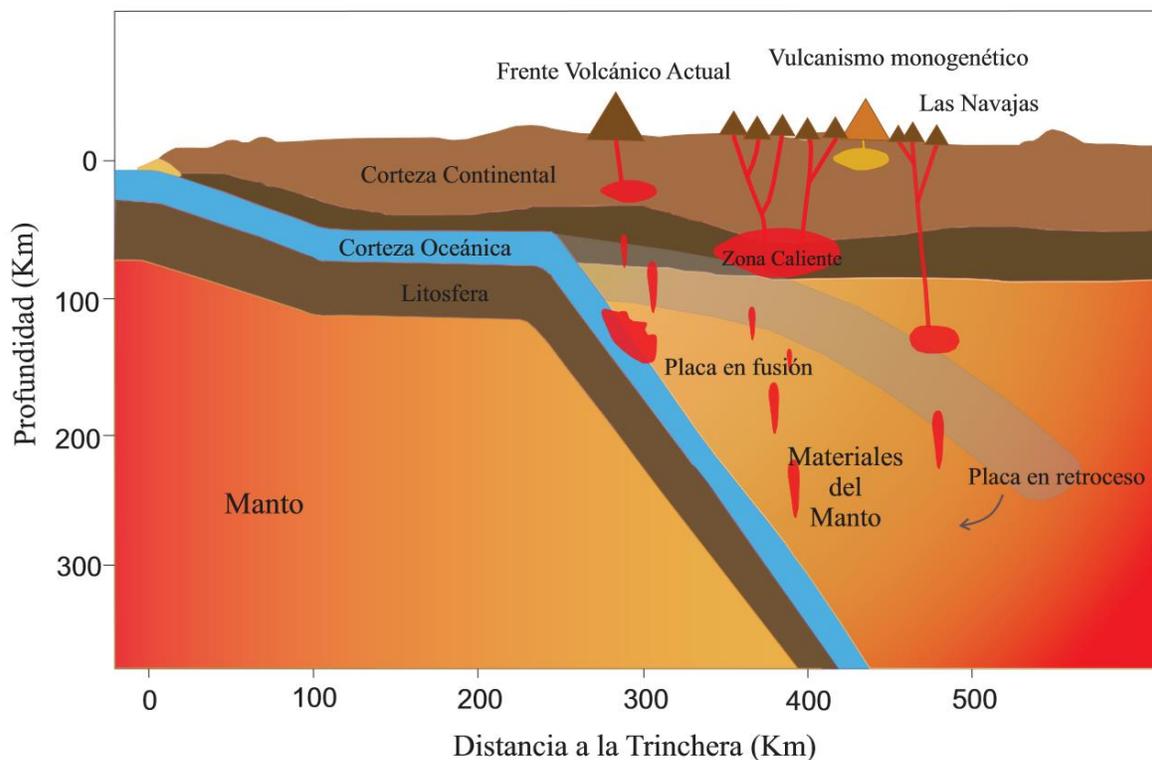


Figura 7.5 Modelo petrogenético de las rocas que conforman el vulcanismo máfico monogenético del Pleistoceno en la Sierra de Pachuca-Las Navajas. Tomado y modificado de Ramirez-Ramirez (2016). Se modificó la morfología de acuerdo con la zona de estudio y se incluyó al volcán Las Navajas como punto de referencia.

Las características descritas en este modelo fueron sustentadas a partir de los análisis cartográficos, estratigráficos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos realizados en este trabajo. Por tanto, se propone que las estructuras máficas monogenéticas de edad plio-cuaternaria de la Sierra de Pachuca-Las Navajas fueron formadas a partir de materiales provenientes de un manto profundo, que se mezclaron con materiales de la cuña del manto y formaron una fuente heterogénea, por lo cual estos no presentan relaciones evolutivas entre ellos.

Capítulo VIII. Conclusiones

De acuerdo con los estudios realizados en la zona sur oriental de la Sierra de Pachuca-Las Navajas se pueden dar las siguientes conclusiones:

- Las estructuras volcánicas del área de estudio fueron identificadas y se elaboró un mapa geológico en donde se muestra la distribución y composición de las rocas máficas.
- Se identificaron tres etapas de vulcanismo máfico en la zona con edades plio-cuaternarias y las estructuras de estas etapas se nombraron: Lavas Santo Domingo, Conos Viejos y Conos Nuevos.
- La composición que presentaron estas rocas varía de basaltos a andesitas basálticas, con escasas andesitas. La mayoría de las rocas tienen composiciones de andesitas basálticas, forman conos de diferentes formas (circulares o en herradura) y algunos flujos de lava asociados.
- Los patrones de los elementos traza tienen características de magmas de tipo OIB y también presentan características de subducción, por lo que el ambiente de formación del que provienen es de tipo transicional.
- Los patrones de Tierras Raras y las correlaciones La/Yb y Sm/Yb contra SiO₂ sugieren procesos de cristalización fraccionada de granate a alta presión.
- De acuerdo con las relaciones isotópicas de Sr y Nd, estos magmas caen dentro del arreglo del manto y no tienen relaciones parentales únicas. Por lo cual, provienen de una fuente heterogénea y las composiciones isotópicas varían de acuerdo con la

existencia de materiales corticales en el manto o escasamente asimilados en su camino a la superficie.

- La fuente de los materiales que propiciaron el vulcanismo en la zona de tras-arco fue el resultado del retroceso de la placa en subducción, lo que permitió la entrada de materiales del manto astenosférico hacia la cuña del manto.

Capítulo IX. Referencias

- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F. y Orozco-Esquivel, M. T., Vasallo-Morales, L. y Xu, S., 2002. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55, 12-29.
- Allan, J., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473485.
- Andrade Navarrete et al. 2016. Taller de Investigación II: Caracterización Petrogenética de Arcos Volcánicos, Caso: Epazoyucan-Las Navajas Sector Oriental De La Faja Volcánica Transmexicana
- Aparicio-Canales, O., Contreras-Cruz, D. 2016. Caracterización Petrográfica y Geoquímica de las Rocas Volcánicas del Área de Epazoyucan-Singuilucan, Estado de Hidalgo. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Tesis de Licenciatura, 136 pp.
- Campos-Enríquez, J. O., Alatríste-Vilchis, D. R., Huizar-Álvarez, R., Marines-Campos, R. y Alatorre-Zamora, M. A. 2003. The sub-surface structure of the Tecocomulco sub-basin (northeastern Mexico basin), and its relationship to regional tectonics. *Geofísica Internacional*, 42, 3-24 pp.
- Canet-Carles, Camprubí, A., Cruz, M. A., Fitz, E. 2018. Guía de Campo del Geoparque de la Comarca Minera, UNAM, 243 pp.
- Carrasco-Velázquez, B. E., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E. 2009. Estratigrafía de la Formación El Morro del Paleoceno-Eoceno en Zimapán, Hidalgo, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 61, núm. 3, pp 403-417.
- Castro-García, J. A., 1991. Geología Volcánica de la Región de Tulancingo Estado de Hidalgo. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, *tesis profesional*, 87 pp.
- Castro-García, A., Córdoba-Méndez, D.A. 1994, Estratigrafía del área volcánica de Tulancingo, Hidalgo, México. *Pancromo*, 23, (1), 26-39.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O. 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *The Geological Society of America Special Paper* 436, pp 279-308
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.
- De Paolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3 (5): pp. 249-252.

- De Paolo, D. J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: pp. 189-202.
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., and Haller, M. J., 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44°30'–52° S): a review of geochemical data and geodynamic interpretations: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4), 525-538.
- Ferrari, L., López-Martínez, G., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Nuñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 27, 303-306 pp.
- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Trans-Mexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 84-92.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V. y Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522-523, 122-149.
- García-Hernández, S.Y., 2016. Petrogénesis de las rocas máficas del campo monogénico Tizayuca-Temascalapa (CMTT), Estado de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Licenciatura, 134 pp.
- García-Palomo, A. 2002. Vulcanismo y geología estructural de la región de Apan, estados de Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y México. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, *Tesis de doctorado*, 181 pp.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G. and Mora J.C. 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan región, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41, 133-150 pp.
- García-Tovar, G. P., Martínez-Serrano, R. G., Solé, J., Correa-Tello, J. C., Núñez-Castillo, E. Y., Guillou, H. y Monroy-Rodríguez, E., 2015. Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1), 100-122.
- Geyne, A.R., Fries, Jr. C., Segerstrom, K., Black, R.F. y Wilson, I.F., 1963. Geología y yacimientos minerales del Distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, México: Pachuca, Hidalgo. *Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Publicación 5-E*, 222 pp.
- Geyne, A. R., 1990. Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte district, Hidalgo, Mexico, in Clark, K. F., ed. Mexican silver deposits: Soc. Econ. Geologists Guidebook Series, v. 6, pp 241-257.

- 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)*, 227-283.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wildman, T.R., 1968, Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. in Ahrens, L. H., (eds.): Origin and distribution of elements, 1, Oxford, Pergamon, 889-911.
- Huízar-Álvarez, R., Campos-Henríquez, J.O., Lermo-Samaniego, O., Delgado-Rodríguez, O. and González, H., 1997, Geophysical and hydrogeological characterization of the sub-basin of Apan and Tochac (Mexico Basin). *Geofísica Internacional*, 36, 217-233 pp.
- 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, 523-548.
- INEGI, 2016. Carta Topográfica F14 D82 Tulancingo, Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutierrez, F. 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxaca Complex, southern Mexico: tectonic implications, *Precambrian Research* 120, pp. 365-389.
- Keppie, J.D., 2004. Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey. *International Geology Reviews*, 46: pp. 765-794.
- Klein, C., and Philpotts, A. 2013. *Earth Materials. An introduction to mineralogy and petrology*. Cambridge University Press, 533 p.
- Ledezma-Guerrero, O., 1987. Hoja Calpulalpan 14 Q-H (3). Resumen de la geología de la Hoja Calpulalpan, Estados de México, Tlaxcala e Hidalgo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta geológica de México, Serie 1:100,000.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Strekeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, London, 193 pp
- López-Reyes, J., De los Santos-Montaña, J.J., Cacho-Casillas, S. y Sánchez-Bermeo, G., 1997. Carta Geológico-Minera Pachuca F14-11, escala 1:250,000, Estados de Hidalgo, Querétaro, Estado de México, Veracruz y Puebla: Pachuca, Hidalgo. Consejo de Recursos Minerales, *informe técnico*, 137 pp.
- LUGIS, 2000. Manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.

- Manea, V.C., Gurnis, M., 2007. Subduction zone evolution and low viscosity wedges and channels. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 22-45.
- Manea, V.C., Manea, M., Ferrari, L. 2013. A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*, pp 56-81.
- Melgar, D. y Pérez-Campos, X. 2011. Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions. *Pure and Applied Geophysics* 168, 1449- 1460 pp.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology* 244, 452–473.
- Mori, L., Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., González-Torres, E., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B. y Roberge, J., 2011. Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the Late Eocene–Early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico: *International Geology Review*, 54, 1475-1496.
- Nakamura, N., 1974. Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na & K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: pp. 757-775.
- Nelson, S.A., Lighthart, A., 1997. Field excursion to the Sierra Las Navajas, Hidalgo, México, a Pleistocene peralkaline rhyolite complex with a large debris avalanche deposit. IICTI de la UAEH e IG de la UNAM. II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados. Pachuca, Hgo, México, libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 4, pp. 89-86.
- Núñez-Velázquez M.V. 2018. Volcán Las Navajas, Estado De Hidalgo: Características Geoquímicas E Isotópicas Del Magmatismo Peralcalino En La Faja Volcánica Trans-Mexicana. UNAM, Facultad de Ciencias, Tesis de Licenciatura, 129 pp.
- Ortega-Gutiérrez, 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, *Geof. Int.* Vol 20-3, pp. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12): pp. 1127-1130.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., S.K., Mane, V.C., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, 35: L18303.
- Pintos-Rodríguez, O., 2000. Apuntes de Petrología Ígnea. Universidad Complutense de Madrid. 34pp.

- Ramírez-Ramírez, B.B., 2016. Campo volcánico San Vicente, Estado de Hidalgo, Faja Volcánica Trans-Mexicana: Variaciones geoquímicas e isotópicas y su relación con el retroceso del arco hacia la trincherera. Instituto Politécnico Nacional, ESIA, Tesis de Licenciatura, 157 pp.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson, p. 352
- Sánchez-Rojas, E. y Osorio-Pérez, M., 2008. Geología y Petrogénesis de los Prismas Basálticos, Santa María Regla, Hgo. Revista del Servicio Geológico Mexicano, Año 2, 3: pp. 7-26.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R. 1993, Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico. *Boulder, CO. Geological Society of America, Special Paper*, 278, 153 pp.
- Segerstrom, K., 1956. Estratigrafía y tectónica del Cenozoico entre México, D. F. y Zimapan, Hgo. *Congreso Geológico Internacional 20, Mexico 1956, Libreto-guia de Excursiones A-3 y C-1*, 11-22.
- Solana-López, J., 2010. Geología regional y petrogénesis del vulcanismo silícico circundante a la ciudad de Tulancingo, Estado de Hidalgo, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, sección de Estudios de Posgrado e investigación ESIA-Ticomán, *Tesis de Maestría*, 98 p.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. Geological Society (London), Special Publication, 42, 313-345.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., 1996. Bougergravity anomalies and regional crystal structure in central Mexico. *International Geology Reviews* 38: pp. 176-194.
- Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera, R. 1989. Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28 (2), 133-190 pp.
- White, W.M., 2013. *Geochemistry*, Wiley-Blackwell, 400 pp.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Leeds, Reino Unido, Springer, 480 pp.
- Winter, J.D., 2001. *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. New Jersey, USA, Prentice-Hall. 796 pp.
- Yang, T., Grand, S.P., Wilson, D., Guzmán-Speziale, M., Gómez-González, J.M., DomínguezReyes, T., Ni, J., 2009. Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, 114: B01302.

Anexos

Tabla A1. Muestras de conos maficos y su localización en coordenadas geográficas. Los datos muestreados se complementaron con datos de trabajos previos, los cuales no fueron nombrados por los respectivos autores.

<i>Muestra</i>	<i>Nombre del Cono</i>	<i>Coordenadas</i>		<i>Altitud</i>	<i>Autor</i>
		N	W		
<i>MT-1</i>	C. Nopalillo	20°04'19.6"N	98°34'33"W	2889	Presente trabajo
<i>MT-2</i>	C. Pelón	20°01'15.5"N	98°33'43.6"W	2647	Presente trabajo
<i>MT-3</i>	C. Pelón	20°00'35"N	98°33'35.7"W	2733	Presente trabajo
<i>MT-4</i>	C. Rojo	20°00'21.5"N	98°32'16.4"W	2731	Presente trabajo
<i>MT-5</i>	C. Tepenacasco	20°07'46.9"N	98°25'43"W	2153	Presente trabajo
<i>MT-6</i>	C. Gris	20°07'39.3"N	98°28'23.2"W	2302	Presente trabajo
<i>MT-7</i>	C. Prieto	20°08'13.2"N	98°29'37.6"W	2463	Presente trabajo
<i>MT-8</i>	C. Chato	20°08'34.2"N	98°29'33.2"W	2433	Presente trabajo
<i>MT-9</i>	Volcán Santo Domingo	20°08'50.0"N	98°27'33.9"W	2259	Presente trabajo
<i>MT-10</i>	Volcán Santo Domingo	20°08'50.2"N	98°27'59.4"W	2293	Presente trabajo
<i>MT-11</i>	C. Plano	20°09'32.1"N	98°29'20.6"W	2332	Presente trabajo
<i>MT-12</i>	Volcán Santo Domingo	20°09'9.5"N	98°30'10.9"W	2363	Presente trabajo
<i>MT-13</i>	C. Totoapa	20°10'5.7"N	98°26'38"W	2152	Presente trabajo
<i>MT-14</i>	Volcán Santo Domingo	20°10'19.6"N	98°27'34"W	2119	Presente trabajo
<i>MT-15</i>	Volcán Santo Domingo	20°10'58.1"N	98°28'27.1"W	2163	Presente trabajo
<i>MT-16</i>	C. Aguatepec	20°11'27.4"N	98°28'45.7"W	2162	Presente trabajo
<i>MT-17</i>	C. Tepezala	20°10'41.4"N	98°32'33.9"W	2234	Presente trabajo
<i>MT-18</i>	C. Verde	20°10'27.8"N	98°32'6.7"W	2267	Presente trabajo
<i>MT-19</i>	Volcán Santo Domingo	20°10'42.4"N	98°30'36"W	2162	Presente trabajo
<i>MT-21</i>	C. Santa Elena	20°8'46.4"N	98°30'25.7"W	2463	Presente trabajo
<i>LN10</i>		20°05'29.1"	98°28'29.1"	2401	Núñez-Velazquez (2018)
<i>EP-01</i>	Flujo de lava	20°04'02.07" N	98°39'13.47" W		Aparicio-Canales (2016)
<i>EP-07</i>	C. Tezontle	20°01'45.33" N	98°38'18.22" W		Aparicio-Canales (2016)
<i>EP-09</i>		20°02'39.37" N	98°38'36.65" W	2560	Aparicio-Canales (2016)
<i>EP-18</i>		20°02'06.91" N	98°40'22.4" W		Aparicio-Canales (2016)
<i>EP-29</i>	C. Tecoco	20°02'37.67" N	98°35'03.63" W		Aparicio-Canales (2016)
<i>Ep-49</i>	Flujo de lava	20°04'21.1"N	98°37'11.4"W		Aparicio-Canales (2016)
<i>PIMM 1</i>	C. Grande	19°59'57.9" N	98°32'54.79" W	2717	Taller de Investigación
<i>PIMM 4</i>	C. Molcajete	20°01'44.19" N	98°31'31.0" W	2600	Taller de Investigación
<i>PIMM 5</i>	C. Tepetongo	20°01'21.8" N	98°30'27.1" W		Taller de Investigación
<i>PIMM 6</i>	C. La paila	20°02'04.09" N	98°30'28.39" W		Taller de Investigación
<i>PIMM 7</i>		20°03'32.6" N	98°33'55.8" W		Taller de Investigación

Tabla A1-B Edades K-Ar para algunas rocas del volcán Las Navajas

No. Muestra	¹ LN-21	² SGM-1	² SGM-2	³ L95053
X	98°33'56.47"	-	-	-
Y	20°05'09.08"	-	-	-
Unidad	Lavas Riolíticas de Obsidiana	Prismas basálticos	Prismas basálticos	Prismas basálticos
Tipo De Roca	Obsidiana	Basalto	Basalto	Basalto
Mineral	Matriz	Roca total	Roca total	-
Método	K-Ar	K-Ar	K-Ar	Ar-Ar
% En Peso	3.586±0.036	2.82	1.69	-
Edad Ma	2.20± 0.05	2.58±0.15	2.29±0.23	1.83±0.03

Notas: ¹ Fechamiento realizado por Núñez-Velázquez (2018). El error de la edad es 2σ. ² Análisis realizado por el Servicio Geológico Mexicano, en los prismas basálticos (Sánchez-Rojas y Osorio-Pérez, 2006). ³ Nelson y Lighthart (1997).

Tabla A2. Conteo de puntos en lámina delgada, de 400 a 1000 puntos tomados a cada ½ mm para 8 muestras del grupo D y A (MT-9).

<i>Muestra</i>	<i>MT-6</i> <i>C. Gris</i>	<i>MT-7</i> <i>C. Prieto</i>	<i>MT-9</i> <i>VSD</i>	<i>MT-12</i> <i>VSD</i>	<i>MT-13</i> <i>C. Totoapa</i>	<i>MT-16</i> <i>C. Aguatepec</i>	<i>MT-19</i> <i>VSD</i>	<i>MT-21</i> <i>C. Santa Elena</i>
<i>Plg</i>	47	78	180	106	146	44	154	101
<i>Ol</i>	18	19	15	35	4	7	42	52
<i>Px</i>		2	11	6	3	3	3	
<i>Vesículas</i>	214	183			127	4		
<i>Xenocrystal px</i>					24			
<i>Matriz</i>	721	518	749	853	696	342	801	847
<i>Total</i>	1000	800	1000	1000	1000	400	1000	1000

Tabla A3. Porcentaje de minerales en lámina delgada de acuerdo al conteo de puntos, se anexó un conteo visual de porcentajes (MT-18)

<i>Muestra</i>	<i>MT-6</i>	<i>MT-7</i>	<i>MT-9</i>	<i>MT-12</i>	<i>MT-13</i>	<i>MT-16</i>	<i>MT-18</i>	<i>MT-19</i>	<i>MT-21</i>
<i>Plg</i>	4.7%	9.75%	18%	10.6%	14.6%	11%	4%	15.4%	10.1%
<i>Ol</i>	1.8%	2.38%	1.5%	3.5%	0.4%	1.75%		4.2%	5.2%
<i>Px</i>		0.25%	1.1%	0.6%	0.3%	0.75%	1%	0.3%	
<i>Vesículas</i>	21.4%	22.88%			12.7%	1%	15%		
<i>Xenocrystal px</i>					2.4%				
<i>Matriz</i>	72.1%	64.75%	74.9%	85.3%	69.6%	85.5%	80%	80.1%	84.7%
<i>Total</i>	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

Anexo 4. Imagen satelital donde se muestra la distribución de los conos encontrados durante el trabajo de gabinete.

Los puntos verdes son los que se identificaron en el presente trabajo y los amarillos los tomados de trabajos anteriores

