



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geofísica

**CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DEL CAMPO VOLCÁNICO
XIHUINGO-LA PAILA, ESTADO DE HIDALGO: EVIDENCIAS
GEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS DE Sr, Nd y Pb.**

T E S I S

Que para obtener el grado de:
Maestra en Ciencias de la Tierra
(Geoquímica y Petrología)

Presenta:

SAC-NICTÉ VALADEZ CABRERA

Director de Tesis:

Dr. RAYMUNDO G. MARTÍNEZ SERRANO



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.

Agradecimientos

Quiero agradecer especialmente al Dr. Raymundo G. Martínez Serrano por todas sus valiosas enseñanzas a lo largo de la realización de este trabajo, por tenerme tanta paciencia y brindarme su apoyo y amistad, pero sobre todo por tener confianza en mí, muchísimas gracias doc!

Agradezco al proyecto DGAPA-PAPIIT No. IN118909-3 por financiar los gastos de laboratorio y trabajo de campo, así como al CONACYT por el apoyo económico brindado que me permitió concluir este trabajo.

Gracias a los miembros de mi jurado por su tiempo y sus valiosos comentarios que ayudaron a enriquecer este trabajo. Dra. Laura Mori, Dr. Peter Schaaf, Dr. Dante Morán-Zenteno y Dra. Ana Lilian Martín del Pozo, muchas gracias!.

Un agradecimiento al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geofísica, por permitirme utilizar sus instalaciones. Gracias a la M. en C. Gabriela Solís Pichardo por su apoyo en la realización de los análisis isotópicos, a la Ing. Vianney García Meza por la medición de las relaciones isotópicas y al ing. Teodoro Hernández Treviño por su apoyo técnico en los trabajos de molienda y pulverización. Al Ing. Juan Carlos Correa Tello por su apoyo en el trabajo de campo.

Gracias a la Quim. Patricia Girón García y Santiago Avilés por la asesoría en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología y la realización de los análisis de elementos mayores, así como a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizú del CGEO, por su apoyo en la determinación de los elementos traza.

Muchas gracias a Araceli Chaman por asesorarme y ayudarme siempre con una sonrisa en la realización de los diferentes trámites durante mi estancia en la maestría.

A mis amigos y colegas de siempre: Toño, Kinet, Ramón y Efra por estar siempre al pendiente de mis logros y fracasos, gracias amigos. Gracias también a Karla, Gloria, Valerie, Yannin y Eli por brindarme su apoyo en varios aspectos relacionados con mi tesis, y por su compañía, las quiero chicas!. A mis compañeros y amigos de la maestría Alex, Manuel, Tocayo, Beto y Marcela por los agradables momentos y la ayuda contra el estrés ☺.

No puedo dejar de agradecerles infinitamente a mis padres y a mi hermana, Jorge, Adriana y Yol, quienes están conmigo siempre, vaya a donde vaya. A toda la Familia Olvera Rodríguez por todo su apoyo durante mi desarrollo profesional, pero en especial a Frida, Andrea y Tavito por darme siempre ánimos y alegría en los momentos que más necesitaba.

Por último, agradezco a una persona muy especial, sin la cual no hubiera podido terminar este trabajo.... Canek, muchísimas gracias por estar a mi lado en cada paso importante de mi vida, estarás siempre en mi corazón y mis pensamientos.

Con todo el corazón a mi Familia ♡

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCIÓN.....	5
1.1. Localización y vías de acceso al área de estudio	7
1.2. Importancia del Estudio	7
1.3. Objetivos del Estudio.....	8
1.4. Metodología.....	8
1.5. Trabajos previos del área de estudio	10
2. CONTEXTO-GEOLÓGICO REGIONAL.....	15
2.1. La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)	15
2.1.1. Evolución geológica de la FVTM	17
2.1.2. Basamento del sector centro-oriental de la FVTM.....	21
2.1.3. Características estructurales de los sectores centro-oriental de la FVTM.....	22
2.2. Geología regional del área de estudio.....	25
2.2.1. Basamento.....	25
2.2.2. Evento volcánico inferior	27
2.2.3. Evento volcánico superior	28
2.2.4. Características estructurales de la región	31
3. GEOLOGÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO XIHUINGO-LA PAILA.....	33
3.1. Vulcanismo del Mioceno	37
3.1.1. Andesita Apan	37
3.1.2. Ignimbrita Tellez-Los Órganos	37
3.1.3. Andesita Santa-Susana-Las Canoas	38
3.1.4. Andesita El Gallo	38
3.1.5. Andesita San Jerónimo	39
3.1.6. Ignimbrita La Rinconada- El Sombrero	40
3.1.7. Andesita Chichicautla.....	42
3.1.8. Flujos de lava andesíticos no diferenciados	43
3.2. Vulcanismo del Pleistoceno	44
3.2.1. Conos de escoria “primera etapa”	44
3.2.2. Vulcanismo efusivo.....	48
3.2.3. Complejo Dómico Xihuingo (CDX).....	51
3.2.4. Conos de escoria“segunda etapa”	53
3.2.5. Depósitos aluviales y lacustres	55

4. TÉCNICAS ANALÍTICAS	59
4.1. Muestreo, trituración y pulverización.....	59
4.2. Análisis de elementos mayores y traza.....	60
<i>Preparación de muestras para su análisis por FRX.....</i>	61
4.3. Análisis isotópicos	65
<i>Pesado y lixiviado de las muestras</i>	65
<i>Digestión química de las muestras.....</i>	65
<i>Separación de elementos</i>	66
<i>Carga de Sr, Nd y Pb en los filamentos y adquisición de datos</i>	71
5. RESULTADOS: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA	73
5.1. Petrografía.....	73
5.1.1. Vulcanismo del Mioceno	73
<i>Andesita Santa Susana-Las Canoas</i>	74
<i>Andesita El Gallo</i>	75
<i>Andesita San Jerónimo.....</i>	77
<i>Ignimbritas riolíticas</i>	78
5.1.2. Vulcanismo del Pleistoceno	79
<i>Conos cineríticos</i>	79
<i>Flujos de lava andesítico-basálticos.....</i>	81
<i>Complejo Dómico Xihuingo</i>	83
5.1.3. Algunas consideraciones sobre los resultados petrográficos	84
5.2. Resultados Geoquímicos	87
5.2.1. Elementos mayores	87
5.2.2. Elementos traza	92
<i>Tierras Raras (REE).....</i>	96
<i>Diagramas de multi-elementos</i>	99
5.2.3. Isotopía de Sr, Nd y Pb.....	102
6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	109
6.1. Discusión.....	109
6.1.1. Estratigrafía y Petrografía del CVXP.....	109
6.1.2. Características estructurales	114
6.1.3. Geoquímica.....	114
<i>Vulcanismo del Mioceno asociado a la fusión de la placa oceánica subducida ..</i>	114
<i>Vulcanismo del Pleistoceno</i>	116
<i>Rocas máficas: origen por cristalización fraccionada a alta presión</i>	116
<i>Dacitas del Complejo Dómico Xihuingo (CDX): origen asociado con la</i>	
<i>fusión parcial de la corteza inferior</i>	119
<i>Interacción de los magmas con la corteza</i>	123
6.2. Conclusiones.....	127
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	131

ANEXOS	i
Tabla A-1. Datos de elementos mayores y traza de las rocas del CVXP.....	ii
Tabla A-2. Norma CIPW de las rocas del CVXP	vii
Tabla A-3. Composiciones isotópicas de las rocas del CVXP	viii

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 Modelo Digital de Elevación de la región de Apan	6
Figura 1.2 Localización del área de estudio	12
Figura 1.3 Localización del área de estudio donde se observa la ubicación de la zona de estudio con respecto al frente volcánico actual y la distribución de las estructuras volcánicas en el CVXP	13

CAPÍTULO 2

Figura 2.1 Contexto tectónico de la FVTM.....	16
Figura 2.2 Posición de la FVTM con respecto a las otras provincias geológicas	16
Figura 2.3 Contexto tectónico de la FVTM, donde se muestra la edad de la corteza oceánica en Ma y la velocidad de convergencia en cm/ año.....	17
Figura 2.4 Mapa en el que se muestra la evolución general de la FVTM	18
Figura 2.5 Terrenos tectonoestratigráficos que podrían constituir el basamento de la FVTM25	
Figura 2.6 Mapa en el que se muestra la distribución regional de las unidades volcánicas	32

CAPÍTULO 3

Figura 3.1 Mapa geológico del área de estudio	35
Figura 3.2 Vista panorámica en donde se observan las estructuras dómicas de composición andesítica que se distribuyen hacia la parte nororiental del área de estudio.	39
Figura 3.3 Vista panorámica del Cerro La Rinconada	41
Figura 3.4 Fotografías que muestran las características de las ignimbritas del cerro San Mateo Tlajomulco y La Rinconada	41
Figura 3.5 Fotografías que muestran los detalles de las ignimbritas.....	41
Figura 3.6 Modelo digital de elevación de la estructura semi-circular de colapso de la andesita Chichicautla y fotografía de los afloramientos observados en campo	43
Figura 3.7 Fotografía en la que se observan depósitos de ceniza retrabajados.....	46
Figura 3.8 Relación entre los conos de escoria de la primera etapa y las estructuras volcánicas más recientes	46

Figura 3.9 Detalle de los depósitos de ceniza deformados y fallados por el peso de rocas sobreyacentes	46
Figura 3.10 Imagen satelital en donde se observa que los flujos de lava del volcán La Paila rodean al cono Bella Vista	47
Figura 3.11 Flujos de lava de composición basáltica al SE de la cima del cono Bella Vista.....	47
Figura 3.12 Vista panorámica del volcán Santa Ana	49
Figura 3.13 Fotografía en la que se observa la morfología del Cerro La Paila vista desde el Cerro El Gallo	50
Figura 3.14 Vista Panorámica del Complejo Dómico Xihuingo	51
Figura 3.15 Fotografía panorámica en donde se observa el límite entre los flujos de lava andesítico-basálticos provenientes del volcán La Paila y los domos dacíticos del CDX	53
Figura 3.16 Imagen de Google Earth en la que se observa la alineación NW-SE de los domos que conforman al CDX, y su relación con los derrames de lava del volcán La Paila.....	54
Figura 3.17 Conos cineríticos del campo volcánico Xihuingo-La Paila.....	56
Figura 3.18 a) Cantera que expone las características de los conos de escoria, b) bomba distribuida caóticamente dentro de los depósitos de caída que forman los conos de escoria.....	56

CAPÍTULO 4

Figura 4.1 Equipo utilizado en la pulverización de las muestras	62
Figura 4.2 Imagen del sistema interno de un espectrómetro secuencial de Fluorescencia de rayos X	63
Figura 4.3 Preparación de las muestras para el análisis de elementos mayores	64
Figura 4.4 Prensa Grasevy/Specac utilizada en la preparación de las tabletas para la determinación de elementos traza por Fluorescencia de rayos X	64
Figura 4.5 Laboratorio ultra-limpio para la separación de Pb	69
Figura 4.6 Columnas de intercambio iónico para la separación del estroncio y Tierras Raras	69
Figura 4.7 Carga de las muestras en el espectrómetro de masas	72

CAPÍTULO 5

Figura 5.1 Fotomicrografías que muestran las principales características de la andesita Santa Susana-Las Canoas y El Gallo	76
Figura 5.2 Textura microlítica-seudotraquítica de la Andesita San Jerónimo	77
Figura 5.3 Muestra Xi-35 de una ignimbrita localizada en el cerro La Rinconada.....	79
Figura 5.4 Características petrográficas de los productos de los conos de escoria y los flujos de lava andesítico-basálticos	81
Figura 5.5 Fotomicrografías que muestran las principales características de las dacitas que conforman al Complejo Dómico Xihuingo	85
Figura 5.6. Diagrama de clasificación química TAS para las rocas del CVXP.....	87
Figura 5.7. Diagrama de clasificación TAS en el que se compara la composición de las rocas del área de estudio con rocas de la Sierra de Apan y del Campo Volcánico Santiago-Tetlapayac	89
Figura 5.8. (a) Diagrama AFM, donde se observa que las rocas subalcalinas del CVXP muestran una afinidad calco-alcalina; (b) subdivisión de las rocas subalcalinas en el diagrama de K ₂ O vs sílice de Le Maitre <i>et al.</i> , (1989) y Rickwood (1989)	90
Figura 5.9. Diagramas de Harker para las rocas del CVXP	93
Figura 5.10. Diagramas de Harker de los elementos traza para las rocas del CVXP.....	95
Figura 5.11. Patrones de REE para las rocas del CVXP	97
Figura 5.12 Diagrama de La vs. Ce	99
Figura 5.13 Diagramas de abundancias de los elementos traza normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989)	100
Figura 5.14 Diagrama εNd contra ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr para muestras seleccionadas del CVXP)	106
Figura 5.14. Relaciones isotópicas de ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb vs. ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb de las rocas del CVXP	107

CAPÍTULO 6

Figura 6.1 Modelo tectono-magmático propuesto para los eventos volcánicos del CVXP	113
Figura 6.2 Diagrama Sr/Y vs Y (modificado de Drummond and Defant, 1990) para las rocas del CVXP.....	116
Figura 6.3 Diagramas a) La/Yb vs SiO ₂ y b) Sm/Yb vs SiO ₂	118
Figura 6.4 Diagrama de SiO ₂ vs #Mg para las rocas del CVXP	120
Figura 6.5 Diagrama ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb vs. ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb para las muestras del CVXP	124

Figura 6.6 (a) Isótopos de Nd vs. SiO₂ (% en peso), (b) Diagrama ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr . 125

Figura 6.7 Modelo petrogenético propuesto para las rocas del evento volcánico del Pleistoceno del CVXP 126

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Fechamientos isotópicos de las muestras de roca del Campo Volcánico Xihuingo-La Paila.....	57
Tabla 3.2 Parámetros morfométricos de los conos de escoria del CVXP. Datos calculados de acuerdo con los parámetros propuestos por Porter (1972)..	58
Tabla 4.1 Procedimiento general de separación de Sr y Tierras Raras en columnas de intercambio iónico (tomado del manual interno del LUGIS, 2000).....	68
Tabla 4.2 Procedimiento general para la separación del Nd en columnas de intercambio iónico..	70
Tabla 5.1 Análisis modal de muestras representativas del CVXP.....	86
Tabla 5.2 Radionúclidos y sus vidas medias.....	102

RESUMEN

El Campo Volcánico Xihuingo-La Paila (CVXP) se localiza en el sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) y está conformado por diversas estructuras volcánicas emplazadas en dos principales eventos. En el Mioceno Medio y Tardío (~13.4-9.8 Ma) se emplazaron domos y depósitos piroclásticos de composición andesítica a riolítica. Después de un *hiatus* magmático de ~8 a 10 Ma, durante el Pleistoceno, ocurrió un segundo evento volcánico en el que se produjeron conos monogenéticos y volcanes escudo de composición máfica, así como un complejo de domos silícicos. Las edades de las rocas para este segundo evento varían de ~0.87 a 0.18 Ma. La distribución del vulcanismo en el área de estudio está controlada por la presencia de un sistema de fallas y fracturas con orientación preferencial NE-SW, lo cual se puede determinar por la orientación y alineación de la mayoría de estructuras volcánicas del Pleistoceno.

La ubicación alejada de la Trinchera Mesoamericana (~400-420 Km), el gran espesor cortical para este sector bajo la FVTM (45-50 Km), así como la gran diversidad composicional y geoquímica de las estructuras volcánicas emplazadas en el CVXP; dan a esta región un interés particular.

En este trabajo se realizó la caracterización geológica y geoquímica de las rocas del CVXP. Las rocas del Mioceno en general presentan composiciones de andesitas a dacitas de carácter sub-alkalino con enriquecimiento de los elementos tipo LIL, respecto a los HFS, y anomalías positivas de Pb y Sr, así como relaciones altas de Sr/Y y empobrecimiento de las Tierras Raras Pesadas. Por otra parte, las rocas máficas del Pleistoceno varían en composición de basaltos a andesitas basálticas, y en general, presentan altas relaciones de LILE/HFSE. Sin embargo, algunos conos monogenéticos presentan un carácter alcalino sin anomalías negativas prominentes de Ta y Nb, pero con anomalías positivas de Ba y Pb. Adicionalmente, en las rocas máficas se observó un incremento en las relaciones La/Yb y Sm/Nd conforme incrementa el SiO₂. Los domos silícicos del Pleistoceno, presentan composición dacítica y patrones de elementos traza típicos de subducción (relaciones altas de LILE/HFSE, y anomalías positivas de Pb), aunque sus características geoquímicas sugieren que fueron derivados de fuentes diferentes a las que produjeron a las rocas máficas pleistocénicas.

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd para las muestras de los dos eventos, indican condiciones variables de asimilación cortical para los magmas. Las rocas volcánicas del Mioceno presentan el rango más variable, con valores de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0.7033 a 0.7047 y εNd de -0.23 a +5. Mientras que las rocas máficas y félsicas del

Pleistoceno muestran valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7040 a 0.7052 y ϵNd de +1.3 a +4.8 (los conos monogenéticos alcalinos presentaron los valores isotópicos menos radiogénicos). Las relaciones isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 18.600- 18.803$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 15.567- 15.643$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 38.321- 38.634$) muestran que todos los productos volcánicos del área de estudio forman una línea de mezcla entre un componente similar al manto y otro componente más radiogénico y rico en ^{207}Pb como los sedimentos del Océano Pacífico.

Las evidencias geológicas y geoquímicas permiten proponer diferentes fuentes magmáticas para las rocas volcánicas del área de estudio. Por un lado, los magmas emplazados durante el Mioceno pueden asociarse con una fuente similar a la que produce la fusión parcial del “slab” basáltico en subducción. Dichos magmas durante su ascenso sufrieron diversos grados de contaminación y asimilación cortical, como lo indica su variabilidad isotópica. Por otro lado, los magmas máficos del Pleistoceno se asocian con una fuente del manto más enriquecido, pero con una contribución del componente de la subducción. La existencia de estos magmas se puede explicar con procesos de cristalización fraccionada de granate a alta presión. La fuente magmática propuesta para las rocas dacíticas recientes, sería la fusión parcial de rocas o cúmulos máficos emplazados en la base de la corteza inferior, la cual incluye un pequeño componente de corteza continental antigua. En general, los magmas del Pleistoceno muestran una ligera contaminación cortical (posible corteza continental del complejo Acatlán) como lo indican sus relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb.

ABSTRACT

The Xihuigo-La Paila Volcanic Field (XPVF) is located in the Eastern sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) and it is composed of several structures emplaced in two main volcanic events. In the Middle and Late Miocene (~13.4-9.8 Ma) domes and pyroclastic deposits of andesitic to rhyolitic composition were emplaced. After a magmatic hiatus of about 8 to 10 Ma, during Pleistocene, a second volcanic event occurred producing monogenetic cones and shield volcanoes of mafic composition, as well as a siliceous dome complex. The ages of rocks for this second event range from ~0.87 to 0.18 Ma. The distribution of volcanism in the study area is controlled by the presence of a NE-SW faults and fractures system, which can be determined by the orientation and alignment of majority of the younger volcanic structures.

The location away from the Middle American Trench (~400-420 Km), the crustal thickness for this sector underneath the TMVB (45-50 Km), and the compositional and geochemical diversity of volcanic structures emplaced in the XPVF, make this region a particularly interesting.

In this work, the geological and geochemical characterizations of rocks from XPVF were carried out. In general the Miocene rocks displayed sub-alkaline andesitic and dacitic compositions with LILE element enrichment with respect to HFS elements and positive anomalies of Pb and Sr, as well as high Sr/Y ratios and heavy REE depletion. The Pleistocene mafic rocks vary in composition from basalts to basaltic andesites, and in general, they have high LILE/HFSE ratios. However, some monogenetic cones have an alkaline character, with trace element patterns that indicate an enriched mantle source (Ta and Nb anomalies are not observed), but with positive anomalies of Ba and Pb. The mafic rocks also show positive correlations between SiO₂ vs. La/Yb and Sm/Nd. The Pleistocene silicic domes have a dacitic composition and typical trace-element patterns of subduction settings (high LILE/HFSE ratios and Pb positive anomaly), suggesting that they were derived from other sources than those that generated the Pleistocene mafic rocks.

Sr and Nd isotopic ratios for samples of the two events indicate different crustal assimilation conditions for magmas of the study area. Miocene volcanic rocks have more variable isotopic ranges, with values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.7033 to 0.7047 and ϵNd = -0.23 to +5. While the mafic and felsic rocks of the Pleistocene show values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.7040 to 0.7052 and ϵNd = +1.3 to +4.8 (the alkaline monogenetic cones displayed the less radiogenic isotopic values). The Pb isotopic ratios ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 18.600- 18.803; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 15.567- 15.643 and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 38.321- 38.634) show that all volcanic

products of the study area, form a mixing line between a mantle-like component and another component more radiogenic like the Pacific Ocean sediments.

The geological and geochemical evidences allow us to propose different magmatic sources for volcanic rocks of the study area. The magmas emplaced during the Miocene are associated with the partial melting of basaltic slab. These magmas suffered different crustal assimilation and contamination processes during their ascent to the surface, such as indicated by their variable isotopic compositions. In contrast, the Pleistocene mafic rocks were probably produced in a more enriched mantle source where fractional crystallization of garnet at high-pressures occurred. The magmatic source of the dacitic pleistocenic rocks could be the partial melting of mafic rocks or cumulates emplaced at the base of the continental crust that contain a minor older continental component. In general, the pleistocenic magmas show a slight crustal contamination, where the probably component involved was the Acatlan complex, such as is indicated by the Sr, Nd and Pb isotopic compositions.

El estudio del magmatismo en la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) ha cobrado un gran interés debido a la complejidad y características particulares de esta provincia; tales como su oblicuidad con respecto a la trinchera y su variabilidad composicional y geoquímica. A pesar del gran número de trabajos que han contribuido al entendimiento de este arco magmático, todavía existen aspectos que son motivo de intenso debate, sobre todo con respecto a su origen. De aquí radica la importancia de realizar estudios geológicos detallados que incluyan una buena caracterización petrográfica, geoquímica e isotópica de las estructuras que conforman esta faja volcánica. Así, al conjuntar la información existente con nuevos aportes científicos, se podrá llegar a un consenso global sobre su origen y evolución a través del tiempo.

Este trabajo pretende ser una contribución al entendimiento de los procesos magmáticos que dieron origen al emplazamiento de algunas estructuras volcánicas en el sector oriental de la FVTM, aportando nuevos datos estratigráficos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos, así como algunos fechamientos K-Ar.

El área de estudio comprende un grupo de estructuras como son domos, volcanes escudo, conos monogenéticos y flujos de lava asociados, que se localizan en la parte sureste del estado de Hidalgo y que en este trabajo denominamos Campo Volcánico Xihuingo-La Paila (CVXP), por ser las principales estructuras presentes en la zona. En las cercanías de este campo volcánico existen otras estructuras importantes, como la caldera de Aocolco (Ledezma-Guerrero, 1987; López-Hernández, 2009) que se localiza a ~34 Km al noroeste; y la Sierra de Apan al Sur (Ledezma-Guerrero, 1987; García-Palomo *et al.*, 2002; Núñez-Castillo, 2010). La distribución del vulcanismo en la región parece estar controlada por varios sistemas de fallas normales con una orientación preferencial NE-SW (García-Palomo *et al.*, 2002) y algunas con orientación NW-SE y E-W (Figura 1.1). Estas fallas estuvieron activas durante el Mioceno y fueron reactivadas posteriormente durante el Plioceno (García-Palomo *et al.*, 2002).

De acuerdo con estudios realizados por García-Palomo *et al.* (2002), las rocas más antiguas en el área fueron emplazadas hace aproximadamente 13.5 Ma. Esta edad coincide con el inicio de la actividad volcánica en la FVTM durante el Mioceno Medio y Tardío (Ferrari *et al.*, 1999). Enseguida existe un *hiatus* volcánico de casi 10 Ma y el siguiente período de actividad ocurrió entre ~ 3.0 y 1.0 Ma, con la actividad más reciente durante el Pleistoceno Tardío (~42- 31 Ka).

Actualmente, existen algunos trabajos que han contribuido al conocimiento de la geología y geofísica del área (e.g. Ledezma-Guerrero, 1987; López-Hernández y Castillo-Hernández, 1997; Huizar-Álvarez *et al.*, 1997; García-Palomo *et al.*, 2002; Campos-Enríquez *et al.*, 2003), sin embargo, todavía existen varios aspectos geológicos por conocer que permitan comprender mejor el origen y los procesos petrogenéticos que dieron lugar al magmatismo en este sector de la FVTM. Bajo este contexto, es necesario realizar una estratigrafía volcánica detallada, soportada por suficientes descripciones petrográficas y datos geoquímicos e isotópicos de las unidades volcánicas identificadas.

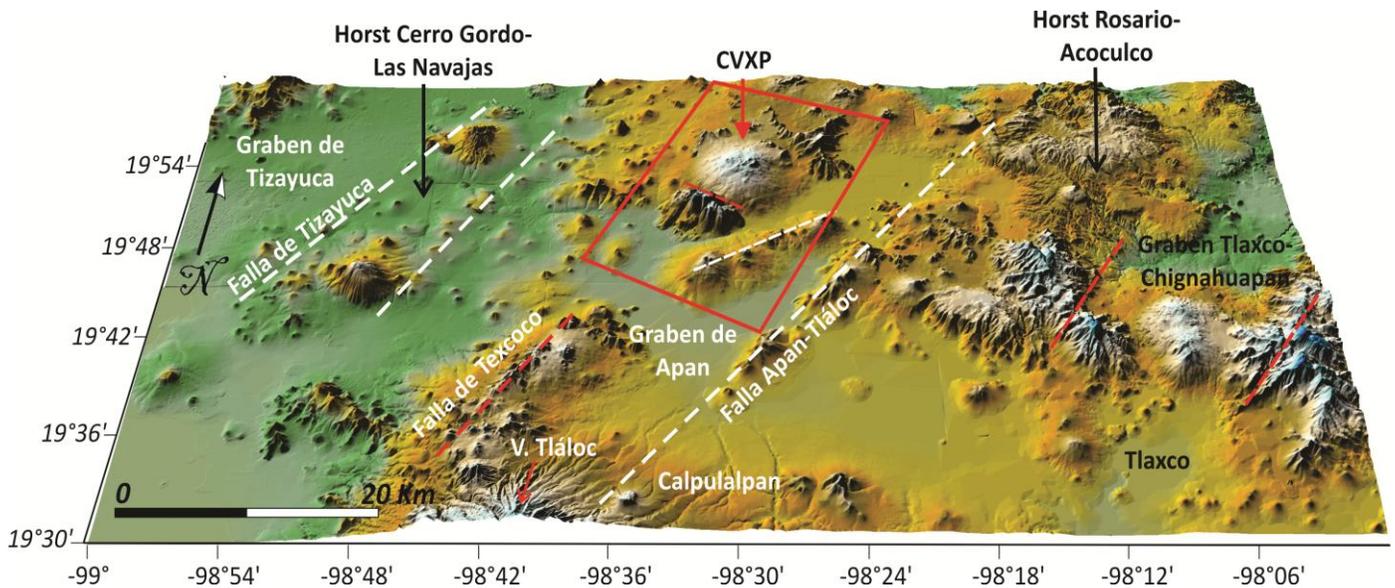


Figura 1.1 Modelo Digital de Elevación de la región de Apan en donde se observa la relación entre la alineación de las estructuras volcánicas y la orientación (NE-SW) de las principales fallas. El recuadro muestra la ubicación del Campo Volcánico Xihuingo-La Paila (CVXP) dentro de esta zona.

1.1. Localización y vías de acceso al área de estudio

El Campo Volcánico Xihuingo-La Paila está ubicado en la parte noreste de la Cuenca de México (Figura 1.2), en el estado de Hidalgo, y está delimitado por las coordenadas geográficas: 19°57' y 19°45' latitud norte; y 98°36' y 98°24' longitud oeste (Figura 1.2). Dicha región pertenece a la FVTM y se ubica en el sector oriental de ésta, detrás del frente volcánico de la Sierra Nevada; una cadena volcánica con orientación ~N-S compuesta por los volcanes Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl (Figura 1.3).

Para acceder a la zona de estudio se puede llegar por la autopista México-Tulancingo (Num. 132), que pasa por las pirámides de Teotihuacán, o por la vía libre México-Pirámides; desviarse hacia Otumba siguiendo el trayecto hacia Ciudad Sahagún y después a Tepeapulco, que es la cabecera municipal. Internamente, el área está bien comunicada a través de caminos pavimentados y terracerías, desde donde se puede llegar a las diversas estructuras volcánicas.

1.2. Importancia del estudio

La Faja Volcánica Trans-Mexicana es una provincia magmática compleja, sin embargo, ciertas zonas del arco han recibido una atención especial, mientras que en otras zonas los datos geoquímicos siguen siendo escasos, por lo que existen un sin número de estructuras volcánicas y productos que no han sido caracterizados completamente. Tal es el caso de las estructuras volcánicas presentes en la región estudiada, de la cual solo existen estudios geológicos y estratigráficos de carácter regional, pero no se cuenta con datos geoquímicos e isotópicos, así como con una geología detallada. Existen diversas cuestiones que se necesitan responder para esta región como: ¿cuál es la edad de las rocas volcánicas?, ¿cuál es la relación entre las diferentes estructuras volcánicas?, ¿por qué no existen estratovolcanes similares a los de la Sierra Nevada?, ¿qué estructuras corticales facilitan o controlan la disposición de los volcanes?, ¿cuál es el origen de los magmas y su interacción con rocas de la corteza?, entre otras. Es por esto, que se propone estudiar a detalle las estructuras del CVXP, así, la caracterización petrográfica, geoquímica e isotópica de las mismas, ayudará a entender procesos magmáticos locales. La comparación de los resultados obtenidos

con los de otras estructuras volcánicas vecinas, ayudará en la determinación de los procesos petrogenéticos que dieron origen al vulcanismo de la región y relacionarlos con la evolución de la FVTM.

1.3. Objetivos del estudio

El objetivo principal de este trabajo es determinar las variaciones petrográficas, geoquímicas e isotópicas de las diferentes unidades que conforman el CVXP y relacionarlas con otros datos geoquímicos existentes en áreas circundantes. Esto con el fin de proponer un modelo petrogenético que explique la existencia del vulcanismo en la región.

Los objetivos particulares que se pretenden alcanzar son los siguientes:

- Elaborar un mapa geológico detallado del área de estudio, con el fin de determinar la distribución de las unidades presentes y establecer las relaciones estratigráficas entre ellas.
- Determinar las características y variaciones petrográficas de las unidades que conforman al CVXP.
- Contribuir con nuevos datos geoquímicos (elementos mayores y traza) e isotópicos (Sr, Nd y Pb) de las rocas volcánicas encontradas en esta región.
- Proponer un modelo de evolución petrogenética de los magmas y asociarlo con procesos dentro de la FVTM.

1.4. Metodología

A continuación se menciona de manera resumida la metodología que se siguió para alcanzar los objetivos planteados en el presente trabajo.

- *Trabajo de gabinete*

Esta etapa consistió en la recopilación bibliográfica y el análisis de la información existente del área de estudio, así como en la adquisición de orto-fotos con escala 1:20,000 del Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática (INEGI). Estas últimas sirvieron para la interpretación fotogeológica del área, de la cual se analizó la

morfología y distribución de las unidades volcánicas, así como estructuras (alineaciones, fallas, fracturas, etc.) presentes en la zona.

Se utilizaron los programas Global Mapper 8 y Surfer 8 para la elaboración de los modelos digitales de elevación y la ubicación exacta de las muestras tomadas en campo.

➤ *Trabajo de campo*

Se llevaron a cabo diversas campañas de campo entre agosto del 2010 y julio del 2011, con el fin de cartografiar la distribución de las unidades presentes en el área y hacer la descripción detallada de las mismas. Para la cartografía se utilizaron las ortofotos en blanco y negro (escala 1:20,000) y la carta topográfica de Fray Bernardino de Sahagún (E14-B12; escala 1: 50, 000); ambos publicados por el INEGI.

En esta etapa se colectaron 50 muestras para análisis petrográficos y se seleccionaron 36 muestras de roca para los análisis geoquímicos (elementos mayores y traza), e isotópicos (isótopos de Sr, Nd y Pb).

➤ *Trabajo de laboratorio*

En esta fase del trabajo se llevó a cabo la caracterización petrográfica, geoquímica e isotópica de las muestras seleccionadas, a continuación se describe brevemente cada una de estas:

- a) La determinación de las características petrográficas de las muestras se llevó a cabo con un microscopio petrográfico Olympus BX-60, en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica. Así mismo, se elaboró el análisis modal de las muestras más representativas, para lo cual se utilizó un contador de puntos manual. En esta etapa se seleccionaron las muestras para estudios geoquímicos e isotópicos; tomando en cuenta aquellas que tenían bajo o nulo grado de alteración.

- b) La determinación de las concentraciones de elementos mayores se realizó por el método de Fluorescencia de Rayos X (FRX) en el LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM.
- c) Los elementos traza se determinaron por medio de ICP-MS en el Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla.
- d) Finalmente, las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las muestras seleccionadas fueron obtenidas en el LUGIS, del Instituto de Geofísica.

La descripción de las técnicas analíticas empleadas se describe detalladamente en el capítulo 3.

1.5. Trabajos previos en el área de estudio

En el CVXP y sus alrededores se han llevado a cabo estudios de carácter regional cuyos objetivos principales han sido la caracterización geológica y estratigráfica del área. Los primeros trabajos en el área, fueron realizados por Ledezma-Guerrero (1987) quien realiza la cartografía geológica de la hoja Calpulalpan (escala 1:100,000), la cual cubre la zona de estudio. En este trabajo algunas de las unidades del área de estudio fueron agrupadas dentro del Terciario-no diferenciado y a las demás les asignó edades del Pleistoceno al Reciente de acuerdo con sus rasgos morfológicos.

Castro-García y Córdoba (1994) realizaron un estudio sobre la estratigrafía volcánica de la región de Tulancingo y describieron detalladamente la estructura de la “caldera de Chichicautla”, al norte del área de estudio. En su trabajo identifican seis unidades volcánicas, pertenecientes a tres episodios magmáticos, sin embargo, no realizaron fechamientos isotópicos para comprobar la cronología eruptiva propuesta por ellos.

García-Palomo *et al.* (2002) realizaron un bosquejo de la estratigrafía volcánica y evolución geológica de la región de Apan, la cual cubre toda la zona del presente estudio. A la mayoría de los conos de escoria, domos y flujos de lava los agrupa dentro del Campo Volcánico Apan-Tezontepec, asignándoles una edad de ~1.5 Ma. Algunas de las estructuras descritas anteriormente por Ledezma-Guerrero (1987) como

Terciario no-diferenciado, son definidas y descritas de manera general y se obtuvieron dos edades isotópicas de 13.4 y 12.7 Ma para las mismas.

Algunos estudios geofísicos, en los que se utilizaron métodos gravimétricos y magnetotelúricos, permitieron conocer las estructuras presentes en el subsuelo de la región de los Llanos de Apan y su relación con la geohidrología local. Estos trabajos fueron desarrollados por López-Hernández y Castillo-Hernández (1997); Huizar-Álvarez *et al.* (1997) y Campos-Enríquez *et al.* (2003). Estos autores en general definieron un relleno vulcano-sedimentario de ~600 m bajo las sub-cuencas de Apan y Tochac e identificaron una estructura de tipo semigraben.

También existen diversos trabajos relacionados con la evolución paleo-ambiental del Lago de Tecocomulco, localizado dentro del área de estudio. Así, Caballero *et al.* (1999) reportaron algunas edades de radiocarbono (de 50,000 a 16,000 A.P.) de sedimentos del lago cubiertos por depósitos piroclásticos, lo cual es útil en la reconstrucción de eventos volcánicos en la región.

Recientemente, López-Hernández (2009) realizó un estudio muy detallado sobre la evolución volcánica de la caldera de Acoculco, al NE de Apan y realizó un fechamiento K-Ar de un flujo de lava de andesita basáltica localizado dentro del área de estudio, del cual obtuvo una edad de 0.8 Ma (muestra AC-137).

Como parte del proyecto al que pertenece este trabajo, actualmente se están llevando a cabo estudios geológicos detallados de las diversas estructuras presentes en la región de Apan. Dichos estudios incluyen la obtención de una gran cantidad de datos geoquímicos e isotópicos, así como algunos fechamientos isotópicos de K-Ar. La información obtenida servirá para definir la evolución geológica de la región y ayudará a entender la relación entre la tectónica y las características vulcanológicas locales.

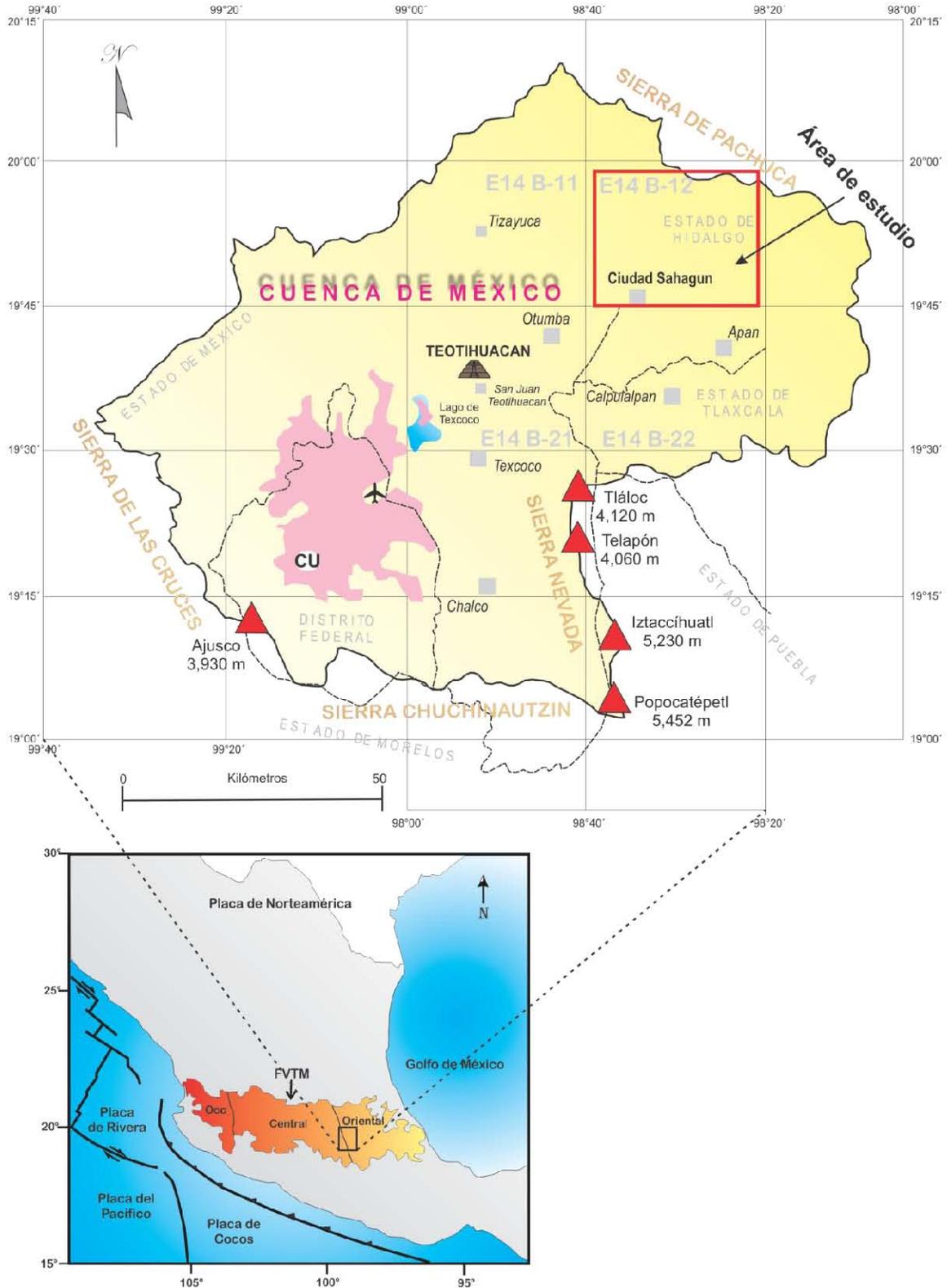


Figura 1.2 Localización del área de estudio en el SE del Estado de Hidalgo y al NE de la Cuenca de México. Se presenta la localización del área en el sector oriental de la FVTM y el entorno tectónico actual.

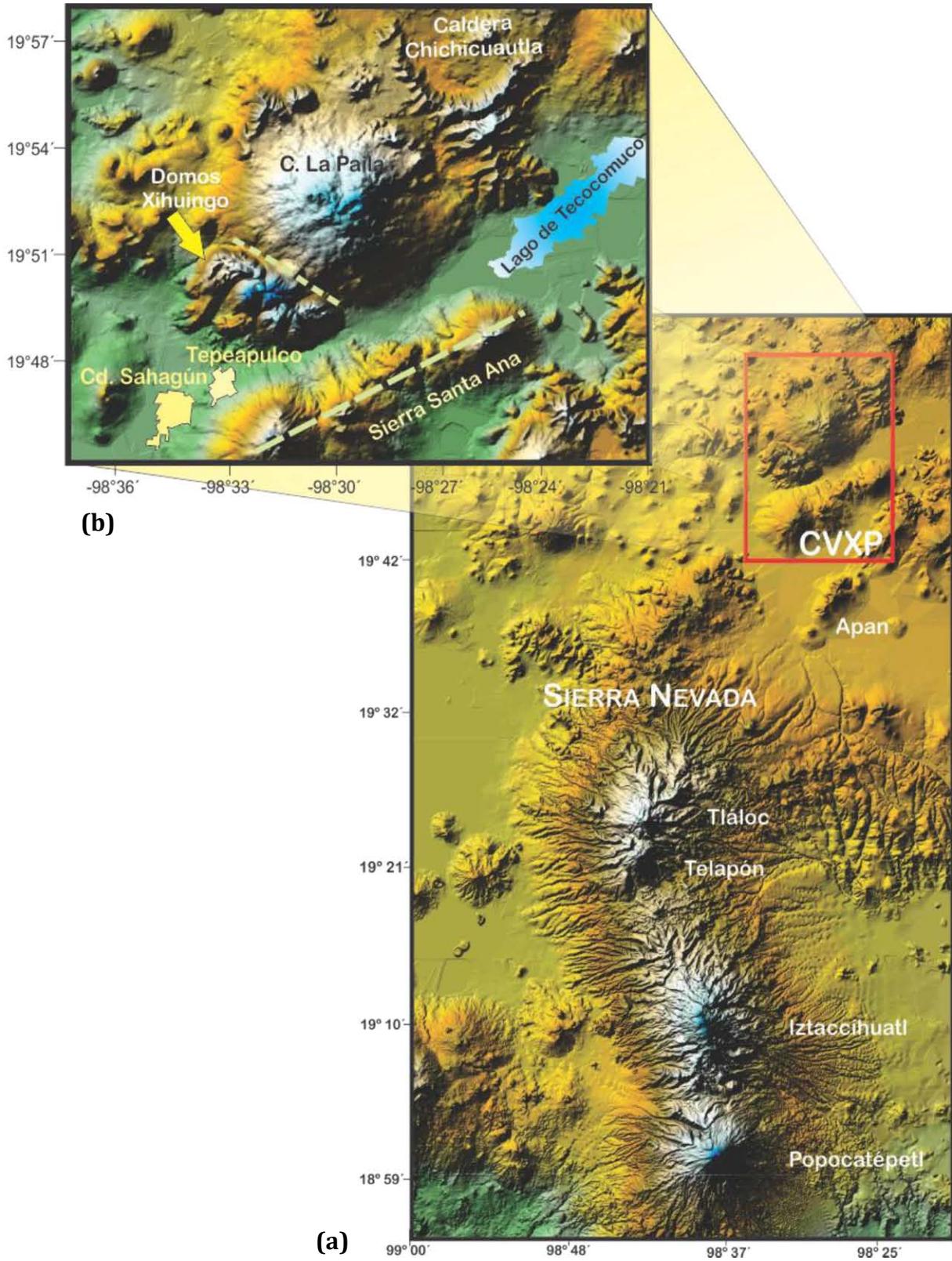


Figura 1.3 Modelos digitales de elevación donde se observa a) ubicación de la zona de estudio con respecto al frente volcánico actual; b) distribución de las estructuras volcánicas en el CVXP.

2.1 La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)

Partiendo de lo general a lo particular, es importante conocer el contexto geológico-regional en el que se encuentra el área de estudio. Entender la evolución global de la FVTM ayudará en la comprensión de los procesos petrogenéticos locales que dieron origen al emplazamiento de las estructuras presentes en la región estudiada. Por tanto, aquí se presentará un resumen de las principales características de la FVTM, de acuerdo con información obtenida de la literatura.

La FVTM se puede definir como un arco magmático continental, cuyo vulcanismo se asocia con la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norte América, a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Figura 2.1). Este arco está constituido por más de 8,000 estructuras volcánicas que incluyen grandes estratovolcanes, calderas, domos, campos de conos monogenéticos y algunos cuerpos intrusivos (Demant, 1978; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). La provincia tiene una longitud de ~1,000 Km y un ancho que varía entre 80 y 230 Km (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Se extiende desde las costas de Nayarit hasta las del Golfo de México, con una orientación preferencial E-W (Figura 2.1). La FVTM muestra características peculiares en comparación con la mayoría de los arcos volcánicos como son su orientación oblicua con respecto a la Trinchera Mesoamericana (que forma un ángulo de ~16°), y su distribución transversal con respecto a las demás provincias geológicas (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Gómez-Tuena *et al.*, 2005) (Figura 2.2). Además, las placas que subducen tienen edades jóvenes (de entre 8 y 18 Ma; Ferrari *et al.*, 2011) (Figura 2.3).

De acuerdo con sus características geológicas y estructurales, la FVTM se puede dividir en tres sectores (Demant, 1978; Pasquare *et al.*, 1988): un sector occidental, delimitado entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los *rifts* Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); un sector central localizado entre dicha junta triple y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002) y un sector oriental, delimitado entre las fallas mencionadas y las costas del

Golfo de México (Figura 2.2). De acuerdo con esta división, el área de estudio se ubica en el sector oriental de la FVTM, por lo que las siguientes descripciones se centrarán principalmente en el vulcanismo y la evolución de este sector.

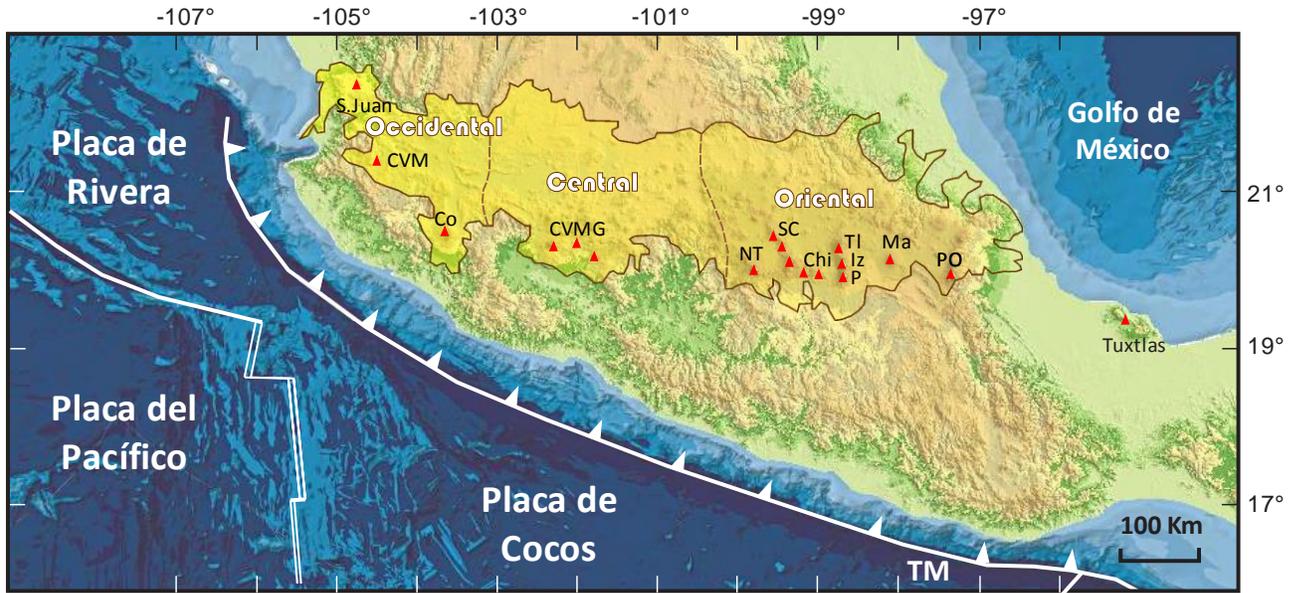


Figura 2.1 Contexto tectónico de la FVTM en donde se observan los principales campos volcánicos: Campo Volcánico de Los Tuxtlas (Tuxtlas), volcán Pico de Orizaba (PO), volcán Tlálloc (Tl), Iztaccíhuatl (Iz), Popocatepetl (P), campo volcánico Chichinautzin (Chi), Sierra de las Cruces (SC), Nevado de Toluca (NT), campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), volcán de Colima (Co), campo volcánico Mascota (CVM) y volcán San Juan (S. Juan). TM= Trinchera Mesoamericana.

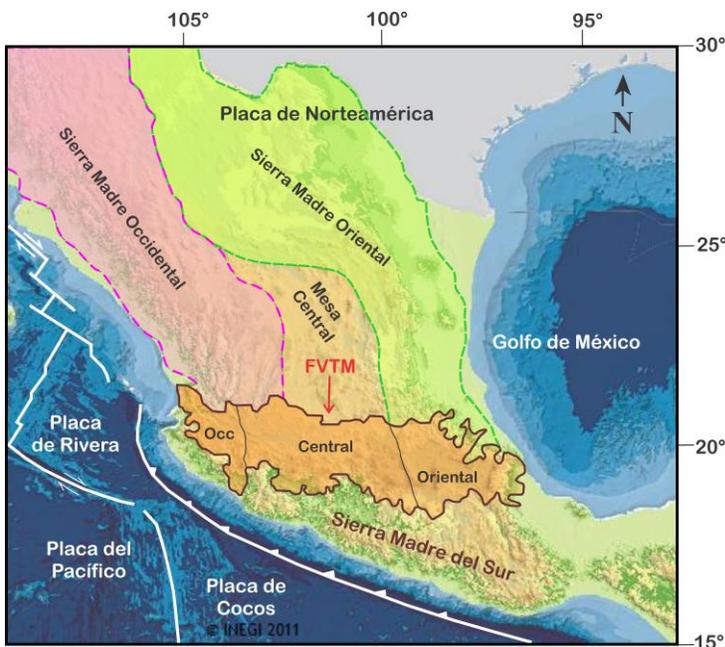


Figura 2.2 Posición de la FVTM con respecto a las otras provincias geológicas. También se observa la división de la FVTM en tres sectores (Demant, 1978; Pasquare et al., 1988) y el contexto tectónico regional. (Modificado de Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

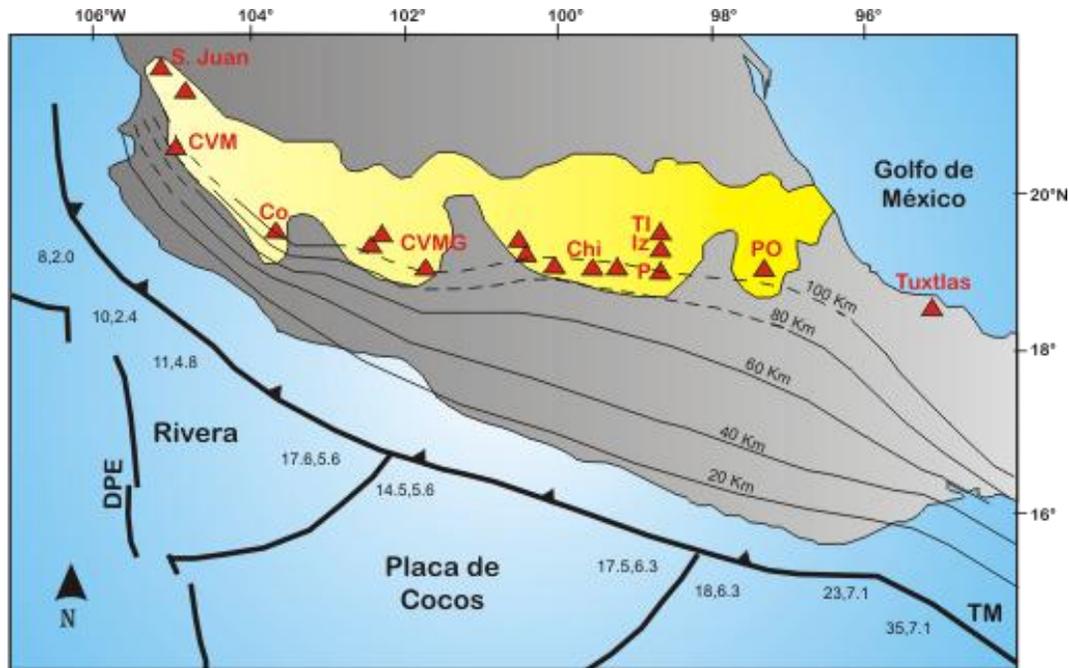


Figura 2.3 Contexto tectónico de la FVTM. Los números separados por comas indican la edad de la corteza oceánica en millones de años y la velocidad de convergencia en cm/año, respectivamente. Las curvas de nivel representan la profundidad de la placa oceánica (la curva segmentada es una inferencia). DPE= Dorsal del Pacífico Este; TM= Trinchera Mesoamericana. (Modificado de Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

2.1.1 Evolución geológica de la FVTM

En general, la evolución geológica de la FVTM ocurrió en 4 episodios principales (Gómez-Tuena *et al.*, 2005): 1) emplazamiento de un arco volcánico de composición intermedia en el Mioceno Temprano y Medio; 2) un episodio máfico del Mioceno Tardío, localizado al norte del arco preexistente y que migró hacia el este; 3) un episodio silíceo de finales del Mioceno que se vuelve bimodal (máfico-silíceo) en el Plioceno Temprano y marca el inicio de la migración del volcanismo hacia la trinchera y 4) el emplazamiento de un arco caracterizado por su gran variabilidad composicional a partir del Plioceno Tardío (Figura 2.4). El vulcanismo que caracteriza a los sectores centro-oriental de la FVTM está representado principalmente por el primer y último episodio, por lo que se hace un breve análisis de la evolución global de la FVTM, principalmente para estos episodios.

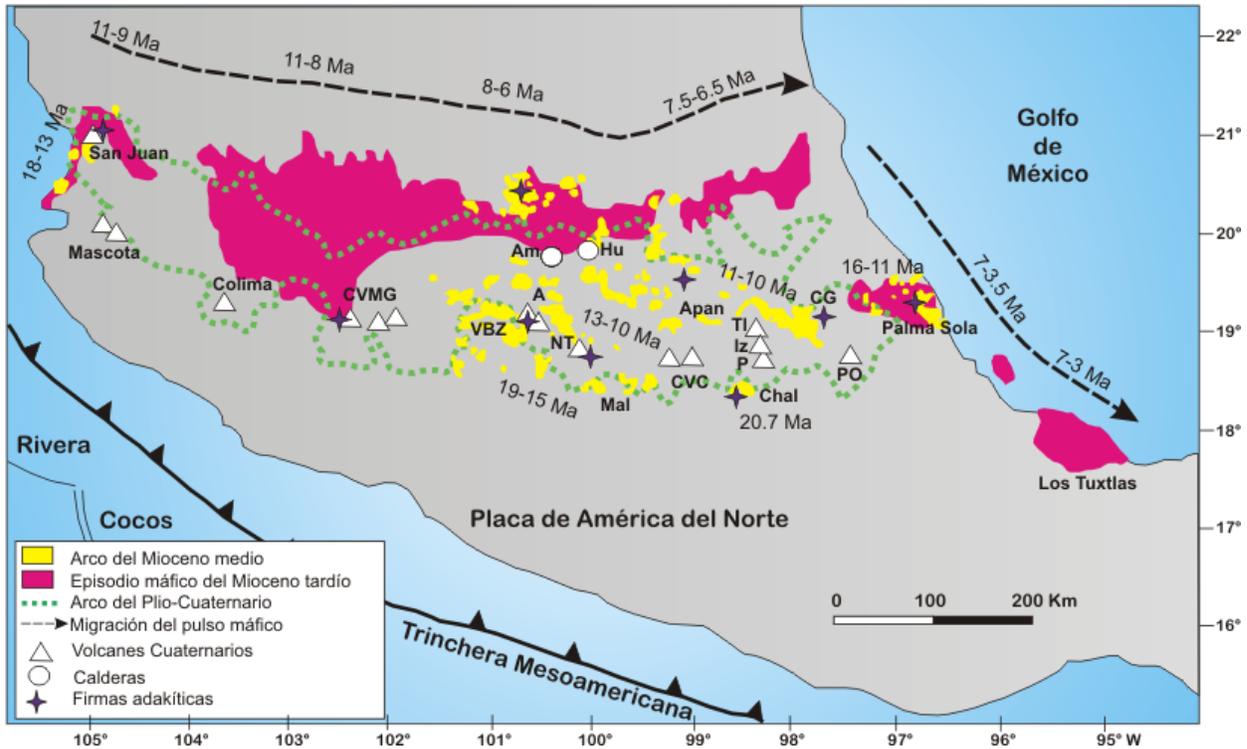


Figura 2.4 Mapa en el que se muestra la evolución general de la FVTM (modificado de Mori, 2007). Las rocas más antiguas en la FVTM (~19.5-16.5 Ma; Mioceno Temprano) se han encontrado en la zona de Malinalco (Mal), Chalcatzingo (Chal) y la Sierra de Angangueo (A). Durante el Mioceno Medio se emplaza un arco cuyos vestigios se pueden observar en la parte centro-oriental del arco, como es el campo volcánico de Apan y el volcán Cerro Grande (CG). El episodio máfico del Mioceno Tardío se distribuye a lo largo de todo el arco, los campos volcánicos de Palma Sola y Los Tuxtlas son característicos de este episodio. Durante el Plioceno se emplazan grandes volúmenes de ignimbritas y demás productos silíceos, emitidas por calderas como la de Amealco (Am) y Huichapan (Hu). El frente volcánico actual está definido por grandes estratovolcanes: San Juan, Colima, Nevado de Toluca (NT), Popocatepetl (P), Iztaccíhuatl (I), Tláloc (TI) y Pico de Orizaba (PO); así como campos volcánicos monogenéticos: campo volcánico Mascota (Mascota), campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), campo volcánico Valle de Bravo-Zitácuaro (VBZ) y campo volcánico de Chichinautzin (CVC). También se muestran las firmas adakíticas encontradas en diversas regiones de la FVTM (símbolo de estrella) y las edades reportadas en diferentes sitios (en millones de años).

De acuerdo con diversos estudios y fechamientos isotópicos realizados en las últimas dos décadas, se considera que la actividad en la FVTM comenzó en la parte central de México durante el Mioceno Temprano (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Gómez-Tuena *et al.*, 2008). Esta actividad inicial se caracteriza por vulcanismo principalmente efusivo de composición intermedia a ácida. Las rocas más antiguas relacionadas con esta fase están expuestas en la parte central de México, cerca del frente volcánico actual (Tenancingo-Malinalco, Sierra de Mil Cumbres, Sierra de

Angangueo y Cuenca de México; Figura 2.4). Muestras de lava de composición intermedia colectadas en estas áreas han sido datadas entre ~19.5 y 16.5 Ma por Pascuaré *et al.* (1991); Capra *et al.* (1997) y Ferrari *et al.* (2003).

Después de esta actividad inicial, el vulcanismo se alejó de la trinchera y comenzó a adquirir su orientación E-W característica. Entre las manifestaciones asociadas a este episodio se encuentra el emplazamiento de los estratovolcanes andesítico-dacíticos Palo Huérfano, La Joya, Zamorano y Cerro Grande, formados entre 12.1 y 8.9 Ma (Carrasco-Núñez *et al.*, 1989; Pérez-Venzor *et al.*, 1996; Valdez-Moreno *et al.*, 1998; Verma y Carrasco- Núñez, 2003; Carrasco-Núñez *et al.*, 1997; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000), la Sierra de Guadalupe (fecha entre 14 y 16 Ma; García-Palomo *et al.*, 2008) y varios centros volcánicos al noroeste de la Ciudad de México, así como la actividad temprana del campo volcánico de Apan (~13.5 Ma; García-Palomo *et al.*, 2002). Muchos de los productos emplazados en este episodio magmático, presentan características geoquímicas peculiares (relaciones Sr/Y muy altas y empobrecimiento de elementos de Tierras Raras pesadas), que podrían indicar la fusión parcial de la placa subducida durante un periodo de subducción sub-horizontal (Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Mori *et al.*, 2007). La hipótesis de la subducción sub-horizontal coincide con el alejamiento del magmatismo desde la trinchera a partir del Mioceno Medio. Datos del MASE (Meso-American Subduction Experiment) reportados en la parte central de México, confirman que la placa oceánica subduce horizontalmente hasta una distancia de 250 Km de la Trinchera Mesoamericana, y que se hunde dentro del manto cerca de la Ciudad de México, pero es truncada a una profundidad de 500 Km (Pérez-Campos *et al.*, 2008).

Un abrupto cambio en el estilo y composición del vulcanismo ocurre en el Mioceno tardío, cuando un gran volumen de lavas máficas se emplazan de costa a costa justo al norte del arco preexistente (Figura 2.4). El volumen de lava emplazada durante este episodio es mucho mayor hacia el oeste y disminuye hacia el este (Figura 2.4). En el sector central este vulcanismo se observa al sur de Querétaro y al norte de Hidalgo, mientras que hacia el sector oriental los campos volcánicos de Palma Sola y Los Tuxtlas son característicos de este episodio. Las edades se vuelven progresivamente más jóvenes de oeste a este (Ferrari *et al.*, 2000, 2005; Ferrari,

2004), además de que el vulcanismo máfico emplazado en el sector occidental presenta características geoquímicas típicas de la subducción (Ferrari *et al.*, 2000), mientras que hacia el sector oriental, se tienen características geoquímicas de magmatismo intraplaca, (Orozco-Esquivel *et al.*, 2003). El hecho de que existan magmas de tipo intraplaca en un arco que es producto de la subducción, sigue siendo una interrogante. Por un lado Gómez-Tuena *et al.* (2003) proponen que estos magmas fueron el producto del retroceso de la placa en subducción hacia la trinchera, por efecto del aumento en el ángulo de subducción (*slab rollback*), lo cual induciría el ascenso del manto astenosférico profundo; mientras que Ferrari (2004) asocia la existencia de estos magmas con una ruptura de la placa en subducción, la cual generaría una “ventana” en la placa (*slab window*) por medio del cual, ascendería el manto astenosférico para inducir la fusión parcial de la cuña del manto, generando así magmas con características geoquímicas de un ambiente intraplaca.

En el Mioceno tardío y Plioceno temprano el vulcanismo a lo largo del arco se vuelve más diferenciado y comienza a migrar hacia la trinchera. En la parte oriental de la FVTM se emplazaron complejos de domos, flujos de lava y volúmenes importantes de ignimbritas emitidas por calderas; todos estos productos de composiciones dacíticas a riolíticas. Las principales calderas de los sectores centro-oriental son: Amazcala (7.3-6.6 Ma; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001), Amealco (4.7 Ma; Aguirre-Díaz y McDowell, 2000), Los Azufres (~6.3 Ma; Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994), Huichapan (5.0-4.2 Ma; Sánchez-Rubio, 1984 citado en: Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2004, 2009), y Aculco (<3 Ma; López-Hernández, 2009). A partir del Plioceno temprano las rocas riolíticas coexisten con rocas máficas alcalinas y el volumen de rocas piroclásticas se vuelve más importante (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La etapa tardía de la FVTM se origina a partir del Plioceno temprano-Plioceno tardío, con el desarrollo de un arco volcánico de composición principalmente andesítico. En esta etapa se desarrollan abundantes campos volcánicos monogenéticos como el de Mascota, el Campo Volcánico Chichinautzin y el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, así como algunos estratovolcanes del sector occidental, como el volcán de Colima, Tequila, Ceboruco, Sangangüey, Las Navajas y San Juan. En el sector oriental de la FVTM, el vulcanismo experimenta un *hiatus* que

cubre el final del Mioceno y todo el Plioceno Temprano. El vulcanismo se restablece a los ~ 3.7 Ma y se emplazan diferentes centros poligenéticos que en general tienen una orientación NW-SE; como la Sierra de las Cruces al occidente de la Ciudad De México (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000) y algunas estructuras monogenéticas del campo volcánico de Apan con orientación predominante NE-SW (García-Palomo *et al.*, 2002). Durante el Cuaternario se construyeron grandes estratovolcanes que presentan alineamientos preferenciales \sim N-S; como la Sierra Nevada, constituida por los volcanes Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatépetl, o la alineación que forman los volcanes Pico de Orizaba-Cofre de Perote y Nevado de Colima-volcán de Colima. Actualmente, el vulcanismo en la FVTM sigue activo, como lo demuestran los volcanes Parícutín, Colima y Popocatépetl, por lo que los estudios enfocados a comprender el vulcanismo y la evolución de este arco magmático seguirán siendo motivo de futuras investigaciones científicas.

2.1.2 Basamento del sector centro-oriental de la FVTM

Conocer la naturaleza del basamento sobre el cual se emplazaron las estructuras de la FVTM es muy importante, ya que la petrogénesis de los magmas podría estar influenciada en gran medida por los diferentes grados de asimilación cortical durante su emplazamiento. Desafortunadamente, este basamento está cubierto en su mayor parte por rocas volcánicas de la FVTM. Debido a esto, y a la escasez de xenolitos extraídos de la corteza inferior, su edad, geología y composición, no se conocen con claridad. De acuerdo con la subdivisión de México en terrenos tectono-estratigráficos (Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994), la FVTM podría estar emplazada sobre tres terrenos: Guerrero, Oaxaquia y Mixteco (Figura 2.5). El sector oriental de la FVTM (al este de los 101° W) está asentado parcialmente sobre terrenos Precámbricos, agrupados dentro del micro-continente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1995), así como el terreno Mixteco (Complejo Acatlán) de edad Paleozoico (Nance *et al.*, 2006). A continuación se describe brevemente cada uno de éstos, a modo de tener una mejor comprensión del tipo de rocas que podría estar afectando la petrología de los magmas.

Terreno Mixteco

El basamento del terreno Mixteco está conformado por el denominado Complejo Acatlán (Yañez *et al.*, 1991; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994), el cual está conformado por meta-sedimentos y metabasitas de afinidad oceánica a continental, metamorfizadas en facies variables, desde esquisto verde hasta eclogita (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; Keppie, 2004). Estas unidades están intrusionadas por granitos, y han sido influenciadas por procesos de migmatización (Keppie *et al.*, 2004).

Oaxaquia

El microcontinente Oaxaquia representa una gran masa cortical de edad Grenvilliana (~1 Ga) el cual ocupa un área de hasta 1,000,000 Km² (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Fig. 2.5). Diversos afloramientos localizados en la porción oriental de México, definen al microcontinente Oaxaquia: el Gneis Novillo en Tamaulipas (Silver *et al.*, 1994), el Gneis Huiznopala en Hidalgo (Lawlor *et al.*, 1999), y los Complejos Oaxaqueño (Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003) y Guichicovi (Weber y Kohler, 1999) en Oaxaca. En general, las rocas de Oaxaquia están conformadas principalmente por metapelitas, gneises cuarzo-feldespáticos, calcisilicatos, anfibolitas y mármoles; comúnmente intrusionados por anortositas, charnokitas y gneises máficos granatíferos. Toda la secuencia se encuentra metamorfizada en facies de granulita (Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003).

2.1.3 Características estructurales de los sectores centro-oriental de la FVTM

Las diversas alineaciones observadas en las estructuras volcánicas, junto con estudios de geología estructural, han llevado a pensar que existe una estrecha relación entre el vulcanismo y los sistemas de fallas. Esto parece lógico al considerar que las fallas sirven como conducto para el ascenso y el emplazamiento de los magmas, por lo que se piensa que la FVTM cubre varios sistemas de fallas antiguos que han sido parcialmente reactivados durante su evolución.

En el sector central de la FVTM se concentra una gran parte de la deformación, la cual está manifestada por varios sistemas de fallas que estuvieron activas

principalmente en el Eoceno y Oligoceno, pero también tuvieron desplazamientos importantes durante el Mioceno medio (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Alaníz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). Uno de los principales sistemas de fallas en este sector es el de Taxco-San Miguel de Allende (TSMA) el cual presenta una orientación preferencial NW-SE, y es parte de una estructura continental mayor de ~500 Km de longitud y más de 35 Km de ancho que atraviesa la FVTM entre Querétaro y Toluca (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2002). El vulcanismo monogenético es abundante en este sector, y se tienen alineamientos de conos monogenéticos, los cuales en general, presentan orientaciones preferenciales E-W (Connor, 1990; Hasenaka y Carmichael, 1985; Márquez *et al.*, 1999a; García-Palomo *et al.*, 2000).

Hacia el sector oriental la deformación y el fallamiento disminuyen notablemente. El límite sur de la Cuenca de México lo constituye el sistema de fallas La Pera-Tenango, el cual tiene una orientación preferencial E-W (Bloomfield, 1973; García-Palomo *et al.*, 2000). Este sistema estuvo activo durante el Holoceno, con movimientos trans-tensionales de tipo lateral izquierdo (Norini *et al.*, 2006) y también controla el emplazamiento de volcanes monogenéticos de la Sierra Chichinautzin (Márquez *et al.*, 1999a), así como la evolución del volcán Nevado de Toluca (Norini *et al.*, 2008).

El sistema de fallas Apan-Tenochtitlán se compone por una serie de fallas normales con dirección preferencial NE-SW, distribuidas entre la Ciudad de México y Pachuca (García-Palomo *et al.*, 2002). En la región de Apan, estas fallas estuvieron activas durante el Mioceno con una dinámica de deformación lateral-izquierda y subsecuentemente como fallas normales durante el Pleistoceno (García-Palomo *et al.*, 2002).

El vulcanismo monogenético disminuye hacia el sector oriental, sin embargo, se tienen importantes campos monogenéticos como la Cuenca Serdán-Oriental (Mori *et al.*, 2011 b) o el Campo Volcánico de Apan-Tezontepec (García-Palomo *et al.*, 2002). En este sector además, predominan los grandes estratovolcanes, los cuales presentan alineaciones con una orientación general ~N-S, pero también algunas estructuras con orientación NE-SW como es el caso de la Sierra de Apan, Hidalgo.

Álaniz-Álvarez *et al.*, (1998), trataron de explicar la relación que existe entre los sistemas de estructuras volcánicas con orientación N-S y E-W. Según estos autores, el fallamiento paralelo al arco acomoda la mayor parte de la extensión, lo que favorece el rápido ascenso de los magmas y forma los campos monogenéticos; mientras que las fallas transversales al arco, al acomodar solo una pequeña parte de la extensión, tienen una baja tasa de deformación, lo que permite el entrapamiento de magmas y la formación de estratovolcanes. También, el espesor e historia tectónica de la corteza continental, parece haber jugado un papel importante en la distribución espacial de las fallas (Ferrari *et al.*, 2011). La extensión es más intensa hacia el oeste, donde la corteza es más delgada y joven (Ferrari *et al.*, 2011), lo cual pudo haber propiciado el emplazamiento de una mayor cantidad de campos volcánicos monogenéticos. Al mismo tiempo, la lenta reactivación de estructuras corticales antiguas ha sido también propuesta como mecanismo para explicar la orientación anómala de los estratovolcanes en la FVTM (Alaniz Álvarez *et al.*, 1998). Estos modelos han sido ampliamente criticados, sin embargo, hasta la fecha no existen modelos alternativos que expliquen el alineamiento de las diversas estructuras presentes en la FVTM.

Por otra parte, algunos autores han propuesto modelos alternativos que intentan explicar el origen y evolución magmática de las estructuras volcánicas presentes en los sectores centro-oriental de la FVTM, sin relacionarlas con el evidente sistema de subducción (e.g. Márquez *et al.*, 1999b ; Verma, 2000). Ellos se basan en las características geoquímicas de algunas rocas, los alineamientos existentes entre las estructuras volcánicas y la posición oblicua de la Faja con respecto a la trinchera. Sin embargo, actualmente el modelo más aceptado es el que relaciona la actividad magmática con los procesos de subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la placa de Norte América.

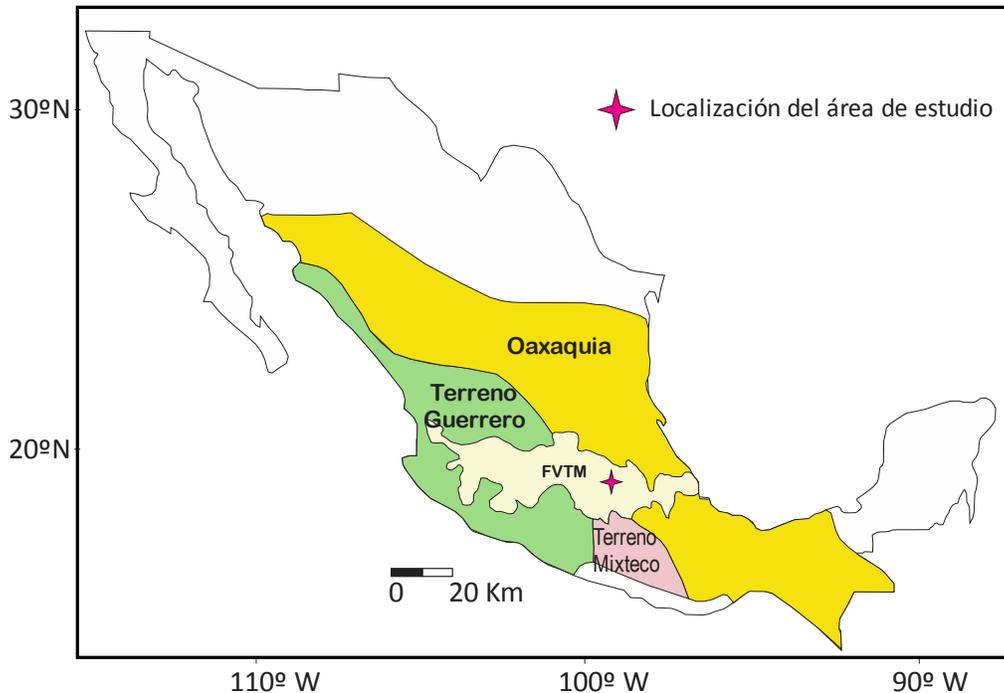


Figura 2.5 Terrenos tectonoestratigráficos que podrían constituir el basamento de la FVTM (Campa y Coney, 1983; Ruiz *et al.*, 1988; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994). Se muestra la localización del área de estudio en el sector oriental de la FVTM.

2.2 Geología regional del área de estudio

2.2.1 Basamento

Basamento Pre-Mesozoico

El basamento sobre el cual comenzó a edificarse el vulcanismo en la región no es bien conocido, ya que como se mencionó anteriormente, la gruesa cubierta de rocas volcánicas, productos piroclásticos y sedimentos fluviales, impide que afloren rocas de edad pre-Mesozoica. Sin embargo, el estudio de algunos xenolitos corticales encontrados en rocas volcánicas emplazadas en la parte central de México, ha permitido inferir la existencia de un basamento antiguo por debajo de los sectores centro-oriental de la FVTM. Por ejemplo, Schaaf *et al.*, (1994) realizaron un estudio de xenolitos corticales encontrados en los productos piroclásticos de los maeres del Campo Volcánico cuaternario de San Luis Potosí. Estos xenolitos están representados por rocas metaígneas máficas a intermedias y metasedimentos en facies de granulita, y de acuerdo con estudios geobarométricos, pertenecen a la corteza inferior. Los

autores calcularon edades modelo de 1.77-3.09 Ga para los xenolitos metaígneos y de 1.60-1.77 Ga para los metasedimentos. Además reportaron una edad de $1,248 \pm 69$ Ma obtenida con el método de la isócrona de Sm/Nd sobre roca total para las granulitas metaígneas.

Basamento Mesozoico

Debido a la cercanía del área de estudio con la Sierra Madre Oriental (Figura 2.4), se infiere que las unidades del Mesozoico corresponden a secuencias marinas de facies de cuenca y plataforma de edad Cretácica. La información obtenida por algunos pozos exploratorios también ha permitido conocer la naturaleza geológica de estas unidades sobre las cuales se emplazaron algunas de las estructuras volcánicas en la Cuenca de México.

Las rocas marinas de edad Cretácico afloran al NW de Tulancingo y al este de Chignahuapan (López-Hernández, 2009). Ledezma-Guerrero (1987) reporta afloramientos de calizas en la parte sureste del área de estudio, aproximadamente a 15 Km al SE de Calpulalpan. Estas rocas son consideradas por el autor como de edad Cretácico temprano y correlacionables con las Formaciones El Doctor y Morelos definidas por Fries (1960). Sin embargo, en una visita realizada al sitio reportado por este autor, se observaron rocas de tipo travertino producidas por eventos hidrotermales, las cuales presentan una textura en drusas compuesta por minerales de calcita y posibles sulfatos, por lo que no se consideran como rocas sedimentarias de dichas formaciones. Los pozos Texcoco-1 (Oviedo de León, 1980), Tulyehualco-1 (Vazquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989) y EAC-1 (Lopez-Hernández y Castillo-Hernández, 1997), perforados en la porción sur de la Cuenca de México (~85 Km al SW del área de estudio) y en la caldera de Aocolco, han cortado a las unidades de calizas a profundidades de entre 790 y 2100 m (Campos-Enríquez *et al.*, 2003). En la caldera de Aocolco, las calizas se encuentran metamorfizadas por un cuerpo intrusivo granítico, el cual se alcanzó a la profundidad de entre 1,660 y 2,000 metros por la perforación del pozo EAC-1. Por sus características texturales y relaciones estratigráficas, este intrusivo granítico podría correlacionarse con un intrusivo identificado en los Humeros, donde se reportan edades K-Ar de 14 Ma (Yañez-García,

1980). Si esta correlación es cierta, este evento intrusivo podría asociarse con el inicio del magmatismo en la región (García-Palomo *et al.*, 2002) y en el sector oriental de la FVTM.

Las unidades del Cretácico están sobreyacidas por depósitos de capas rojas de un conglomerado continental, el cual es nombrado por Oviedo de León (1980) como conglomerado Texcoco, por ser el nombre de la localidad donde se encontró. Este conglomerado fue alcanzado por el pozo Texcoco-1 a una profundidad de 1,965 a 2,060 m; el cual contiene clastos redondeados de caliza y pedernal, así como fragmentos de rocas volcánicas soportados por una matriz de calcita espática con fragmentos de cuarzo y óxidos de hierro. La parte superior de estos depósitos está compuesta por capas de anhidrita. De acuerdo con sus características, podría correlacionarse con el conglomerado El Morro de edad Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano (Sergerstrom, 1961).

Este basamento local está cubierto discordantemente por una secuencia de rocas volcánicas con edades que varían del Mioceno al Pleistoceno, así como de sedimentos fluviales y lacustres. Enseguida se presenta una descripción de las principales unidades distribuidas regionalmente en la zona, desde las más antiguas a las más jóvenes, de acuerdo con trabajos previos realizados en los alrededores del área de estudio.

2.2.2 Evento volcánico Inferior

El vulcanismo en la región de estudio se puede dividir en dos eventos principales en función de su edad de emplazamiento: 1) Evento volcánico inferior y 2) Evento volcánico superior.

Las rocas del evento volcánico inferior tienen edades del Mioceno Medio y Tardío, y en general están asociadas con la Falla Apan-Tláloc, con orientación preferencial NE-SW.

Las rocas volcánicas más antiguas que afloran en la región han sido reportadas por Ledezma-Guerrero (1987) y García-Palomo *et al.* (2002). Dichas unidades corresponden a rocas de composición andesítica y son nombradas como Andesita Apan (13.4 Ma) y Andesita el Peñón (12.7 Ma) por los autores antes mencionados.

Estas rocas afloran en la parte noreste y suroeste de Apan y al noroeste de Tlaxco, así como en afloramientos aislados en la zona. La andesita Apan forma la Sierra de Apan, la cual tiene una orientación NE-SW y su emplazamiento está asociado con el sistema de fallas Apan-Tlálloc. Los afloramientos observados forman cerros de morfología suave y redondeada, y están constituidos por flujos de lava masiva y en bloques color gris medio a oscuro. Las lavas presentan texturas porfídicas a afaníticas con fenocristales de plagioclasa y piroxeno en una matriz afanítica. Estas lavas se pueden clasificar como andesitas de piroxeno. El espesor de estas secuencias es difícil de determinar ya que su base no se encuentra aflorando, sin embargo, García-Palomo *et al.* (2002) estima un espesor de entre 850 y 1,000 metros para la andesita Apan y de 100 a 700 metros para la andesita El Peñón.

Las últimas unidades del Mioceno están representadas por una secuencia de ignimbritas riolíticas que afloran al SE de Apan y a la cual López-Hernández (2009) nombra como Ignimbrita Tetlapayac, debido a que es en esta localidad donde se encuentra mejor expuesta. Esta ignimbrita se presenta en afloramientos masivos y aislados, los cuales exhiben un color blanco grisáceo. Presentan una matriz de ceniza desvitrificada con textura eutaxítica, la cual contiene cristales de plagioclasa sódica, feldespato potásico y cristales de cuarzo subredondeados, así como abundantes esferulitas. Su grado de soldamiento varía de medio a alto y presenta líticos con pocos centímetros de diámetro. López-Hernández (2009) asigna un espesor máximo de 300 metros para esta unidad y obtuvo una edad para la misma de 12.6 ± 0.4 Ma por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (en plagioclasa). Esta secuencia está parcialmente cubierta por flujos de lava andesítico-basálticos y conos de escoria de edad Pleistoceno.

2.2.3 Evento volcánico superior

De acuerdo con García-Palomo *et al.* (2002), existe un *hiatus* volcánico en la región que separa a las rocas volcánicas del final del Mioceno del resto de la secuencia. Este *hiatus* volcánico duró de 5 a 10 Ma y se ha observado en otras áreas de los sectores central y oriental de la FVTM.

Después de este *hiatus*, durante el Plioceno y Pleistoceno, se emplazaron diversas estructuras volcánicas como estratovolcanes, volcanes escudo, domos y

aparatos volcánicos monogenéticos. Hacia el SW del área de estudio se emplazaron las secuencias volcánicas relacionadas con la actividad del volcán Tláloc, al norte de la Sierra Nevada. Así mismo, la caldera de Acoculco se desarrolló en dos episodios principales (López-Hernández y Castillo-Hernández, 1997): el primer episodio ocurrió hace $\sim 3 - 2.6$ Ma, este vulcanismo generó domos emplazados a través de fracturas anulares, cuyo diámetro es de aproximadamente 34 Km. El segundo episodio ocurrió hace aproximadamente 1.7 - 1.26 Ma, con el emplazamiento de una serie de domos dacíticos y riolíticos, seguidos por el colapso de la caldera y la emisión de flujos piroclásticos. La actividad en la caldera de Acoculco terminó hace aproximadamente 0.24 Ma, con la emisión de flujos de lava de composición andesítico-basáltica pertenecientes al Campo Volcánico Tezontepec-Chignahuapan (López-Hernández, 2009).

Durante el Pleistoceno, se emplazaron las estructuras del Campo Volcánico Tezontepec-Chignahuapan, el cual está compuesto por centenares de volcanes monogenéticos, volcanes escudo y algunos domos, distribuidos en una zona muy amplia; desde el N de Tulancingo, hasta Cd. Sahagún, Apan, Tlaxco y Chignahuapan. Inicialmente, García-Palomo *et al.* (2002) le asignan el nombre de Campo Volcánico Apan-Tezontepec, sin embargo, López-Hernández (2009) propone retomar el nombre de Campo volcánico Tezontepec-Chignahuapan (De Cserna *et al.*, 1987) para indicar que este estilo de vulcanismo se extiende hacia el E de la zona de Chignahuapan. La mayoría de este vulcanismo es de composición andesítico-basáltica y está controlado por fallas normales y fracturas con una orientación preferencial NE-SW que pertenecen al sistema de fallas Tenochtitlán (De Cserna *et al.*, 1987). Diversas edades han sido reportadas para este vulcanismo, así, algunos derrames de lava asociados a los volcanes monogenéticos varían entre 2.1 Ma (K-Ar; García-Palomo *et al.*, 2002), 1.3-0.9 Ma (K-Ar en roca total; López-Hernández, 2009), 0.47 Ma (K-Ar; Carrasco-Núñez *et al.*, 1997; citado en: López-Hernández, 2009) y 0.2 Ma (K-Ar en matriz; López-Hernández, 2009). La amplia distribución de unidades con edades similares sugiere que podría tratarse de un evento volcánico regional continuo que se inició desde hace 2.5 Ma y aún podría encontrarse activo (López-Hernández, 2009).

Las secuencias volcánicas más jóvenes, están representadas por depósitos de flujos piroclásticos que se distribuyen hacia la parte oriental de la región y aproximadamente a 16 Km al E del área de estudio. Estos depósitos son nombrados por García-Palomo *et al.*, (2002) como Ignimbrita Tecoloquillo, y se le asignó una edad del Pleistoceno Tardío de acuerdo con el trabajo de Caballero *et al.* (1999). Estos depósitos fueron encontrados en diversos sondeos al SE del lago de Tecocomulco y Caballero *et al.*, (1999) sugirieron que pudieron haberse derivado de la actividad del volcán Tecoloquillo o de la caldera de Acoculco. Así mismo, obtuvieron 5 edades radiocarbono en sedimentos lacustres, lo cual permitió ubicar a esta secuencia entre 41,000 y 31,000 años. López-Hernández (2009) obtuvo una edad de 0.8 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidino) de un domo riolítico que sobreyace a la ignimbrita Tecoloquillo, por lo que la edad de la ignimbrita debe ser mayor. De acuerdo con estas observaciones, este mismo autor sugiere que los depósitos piroclásticos recolectados por Caballero *et al.*, (1999) en el lago de Tecocomulco, no corresponden al vulcanismo de Acoculco-Tecoloquillo, sino probablemente a depósitos piroclásticos recientes emitidos por alguna de las estructuras del complejo volcánico Tláloc-Telapón, al norte de la Sierra Nevada. De acuerdo con el trabajo de López-Hernández (2009), la ignimbrita Tecoloquillo fue emitida a partir del borde SW de la caldera de Acoculco, ya que esta ignimbrita se distribuye tanto fuera como dentro de la caldera. Su distribución es corta y cubre un área de 117 Km² con un espesor de ~80 m. Por las relaciones observadas en campo entre las ignimbritas y el domo riolítico sobreyacente, posiblemente este último, corresponda al cierre del ciclo eruptivo, por lo que su relación es muy estrecha y el intervalo de tiempo entre ambos eventos debió ser corto. Por lo tanto, la edad de la emisión de los depósitos piroclásticos es muy cercana a los 0.8 Ma (López-Hernández, 2009).

Hasta aquí se ha hecho un bosquejo geológico regional que ayudará en el entendimiento de la evolución volcánica de la región, sin embargo, es importante aclarar que el comportamiento geoquímico de los diversos productos volcánicos emplazados en el área es complejo, tal como lo demuestran nuevos estudios enfocados en la caracterización geoquímica e isotópica de estas rocas (Núñez-Castillo, 2010; Correa-Tello, 2011). Los patrones de elementos traza y tierras raras observados,

indican que los magmas emplazados en la región están asociados a procesos de subducción, y ciertos patrones sugieren que algunos magmas fueron generados a partir de fundidos parciales de la corteza oceánica, así como procesos de asimilación cortical y cristalización fraccionada a partir de un magma primitivo.

En la Figura 2.6 se muestra la distribución regional de las principales unidades en el área, de acuerdo con el estudio vulcano-estratigráfico regional de la zona de Apan realizado por García-Palomo *et al.*, (2002).

2.2.4 Características estructurales de la región

Como se mencionó anteriormente, existe una estrecha relación entre el fallamiento y el vulcanismo, la cual se ve reflejada en la alineación de las diversas estructuras volcánicas presentes en la zona. En general, se han identificado dos principales sistemas de fallas y fracturas con orientaciones NW-SE y NE-SW, siendo este último sistema el más evidente. Existen diversas fallas de carácter regional que presentan esta orientación (Figura 2.6): las fallas de Tizayuca, Texcoco y Tolcayuca (García-Palomo *et al.*, 2002), las fallas Apan-Tláloc (Mooser y Ramírez, 1987; Huizar *et al.*, 1997; Campos-Enríquez *et al.*, 2003) y la Falla de Axaxalpa (De la Cruz y Castillo, 1986). García-Palomo *et al.* (2002) proponen que las fallas con orientación NE-SW estuvieron activas durante el Mioceno con una cinemática lateral-izquierda, ya que cortan a rocas volcánicas andesíticas de esta edad. Este sistema de fallas, de acuerdo con estos autores, se reactivó durante el Plioceno-Pleistoceno. Actualmente, estas grandes fallas forman una morfología de horst y grabens, por lo que diversos autores han coincidido en que su cinemática es normal. De acuerdo con estas características, se infiere que el área estuvo sujeta a un régimen tectónico extensional durante el Cuaternario, lo que permitió el ascenso y emplazamiento de los magmas a lo largo de estas estructuras. Asociadas a estas grandes fallas existe una serie de fallas y fracturas de menor dimensión a lo largo de las cuales también se han emplazado diversas estructuras volcánicas.

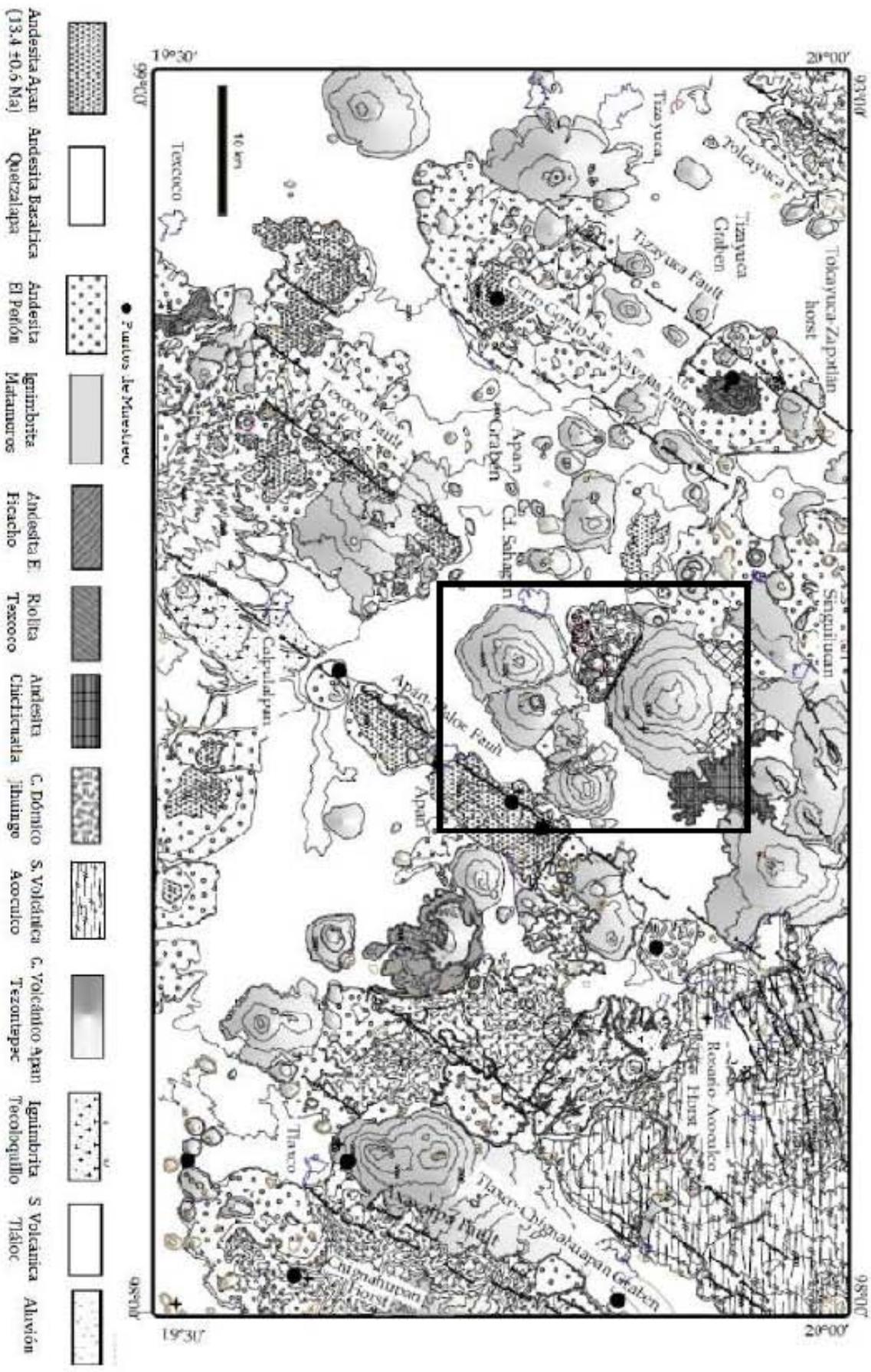


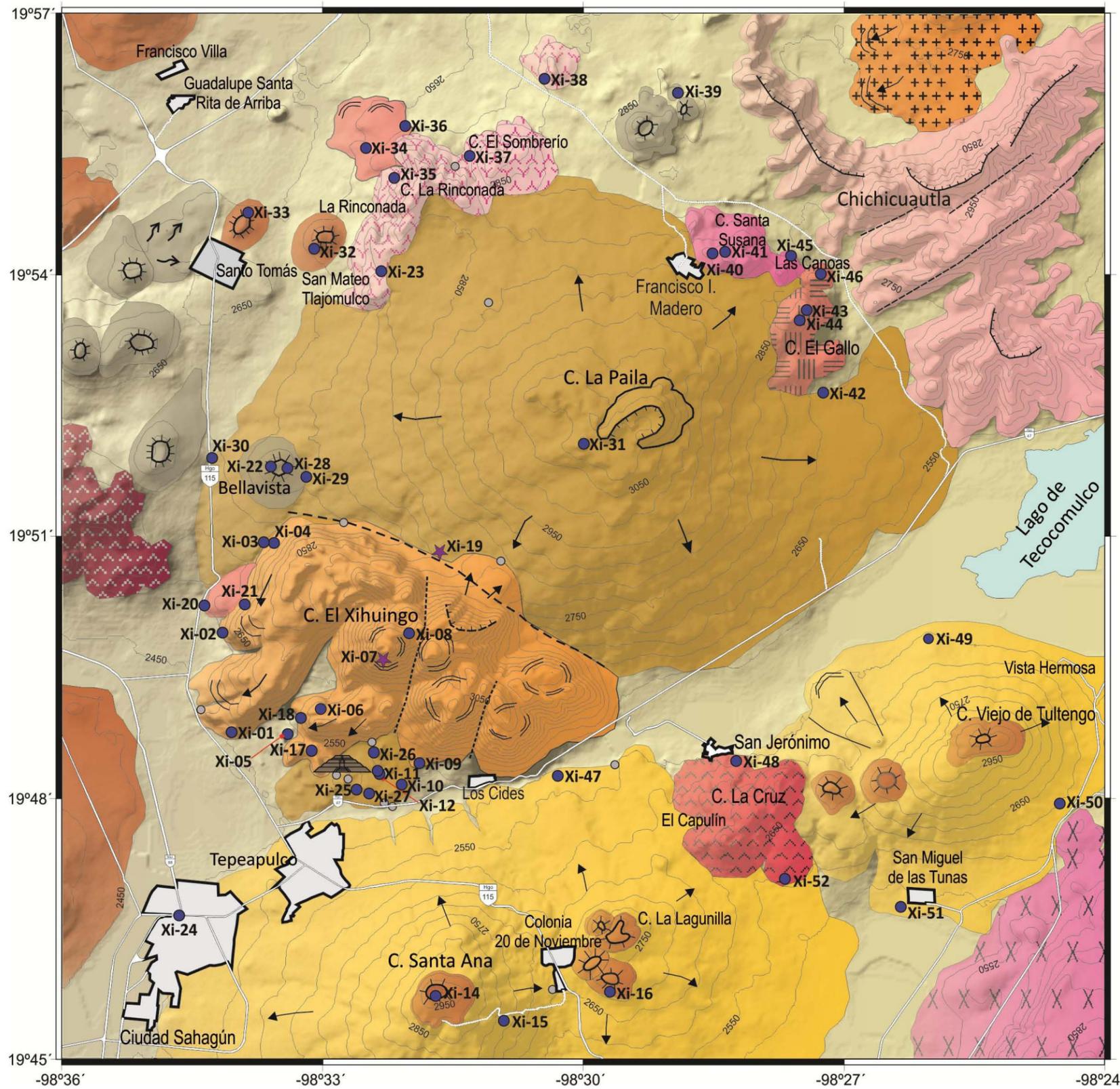
Figura 2.6 Distribución regional de las unidades volcánicas en la región de estudio. También se observan las principales fallas, las cuales presentan la misma alineación que las estructuras volcánicas. El recuadro muestra el área de estudio. Tomado de García-Palomo *et al.* (2002).

GEOLOGÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO XIHUINGO-LA PAILA (CVXP)

3

En este capítulo se describen las características litológicas y estratigráficas de las unidades que conforman al Campo Volcánico Xihuingo –La Paila (CVXP), de la más antigua a la más joven, para lo cual se tomó como base algunos trabajos previos, así como fotointerpretación y las relaciones estratigráficas observadas en campo. Cabe señalar que algunas unidades se clasificaron también de acuerdo con sus características petrográficas. En la Figura 3.1 se presenta el mapa geológico detallado del área de estudio, con el fin de mostrar la distribución de las unidades. Los nombres asignados a las unidades litológicas son de carácter informal, ya que no se sigue el Código Internacional de Nomenclatura Estratigráfica.

El área de estudio está conformada por diversas estructuras volcánicas emplazadas en un periodo entre el Mioceno y Pleistoceno, las cuales cubren a un basamento cretácico-paleógeno. De acuerdo con estudios previos y a observaciones en campo, parece existir una estrecha relación entre los diversos sistemas de fallas y fracturas con la distribución de las estructuras volcánicas. Se han identificado tres principales tipos de estructuras en la región: a) conos de escoria con flujos de lava asociados, b) volcanes escudo y c) domos dacíticos. Asimismo, existen afloramientos aislados de depósitos piroclásticos (ignimbritas), los cuales rodean a las estructuras volcánicas recientes, lo que sugiere que la actividad volcánica explosiva en la región fue considerable.



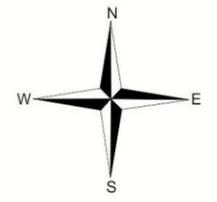
Leyenda

Cuaternario

- Holoceno**
- Aluvión
- Pleistoceno**
- Conos de escoria "segunda etapa"
 - Domos dacíticos Xihuingo (403 ± 11 Ka)
 - Flujos de lava andesítico-basálticos Sierra de Santa Ana
 - Flujos de lava andesítico-basálticos La Paila (872 ± 22 Ka)
 - Flujos de lava andesítico-basálticos Tío Lolo
 - Conos de escoria "primera etapa"

Mioceno

- Flujos de lava andesíticos no diferenciados
- Andesita Chichicuautila (9.82 ± 0.21 Ma) (Juárez-López, comunicación personal)
- Ignimbrita La Rinconada-El Sombrero
- Andesita San Jerónimo
- Andesita El Gallo
- Andesita S. Susana-Las Canoas
- Ignimbrita Tellez-Los Órganos (Núñez-Castillo, 2010)
- Andesita Apan (13.4 ± 0.6 Ma) (García-Palomo et al., 2002)



Simbología

- Lago
- Carretera Federal
- Sitio arqueológico
- Carretera
- Terracería
- Muestra
- Fechaamiento K-Ar
- Punto de verificación

Estructural

- Cono cinerítico
- Dirección de flujo
- Colapso o escarpe
- Falla inferida
- Domo



Figura 3.1 Mapa geológico del área de estudio en donde se muestra la distribución de las unidades que conforman el CVXP.

3.1 Vulcanismo del Mioceno

3.1.1 Andesita Apan

La Andesita Apan está expuesta en afloramientos aislados hacia la parte occidental del área de estudio (Figura 3.1). Esta unidad fue descrita por García-Palomo *et al.*, (2002), y consiste en diversos flujos de lava de composición andesítica que en muestra de mano presentan una textura de microporfídica a afanítica, con una asociación de plagioclasa, hornblenda y augita, embebidos en una matriz vitrofídica color gris. Los flujos de lava están intercalados con brechas compactas y alcanzan un espesor máximo de entre 850 y 1000 metros en los alrededores de Apan (García-Palomo *et al.*, 2002). La Andesita Apan está cubierta por flujos de lava y conos de escoria de edad Pleistoceno. García Palomo *et al.*, (2002) asignaron a esta unidad una edad de 13.4 ± 0.6 Ma (Tabla 3.1), de acuerdo con un fechamiento K-Ar (roca total) obtenido por estos autores.

3.1.2 Ignimbrita Tellez-Los Órganos

Esta unidad aflora en la parte sureste del área de estudio cerca del poblado de San Miguel de las Tunas (Figura 3.1). Nuñez-Castillo (2010) la describe como una serie de afloramientos aislados que forman la parte norte de la Sierra de Apan y que están constituidos por peñas que coronan los cerros de dicha sierra. La roca es masiva y de color gris a rosa. Presenta textura porfídica con fenocristales de feldespato, cuarzo y escasos óxidos, embebidos en una matriz desvitrificada con esferulitas. En la Sierra de los Órganos, Nuñez-Castillo (2010) describe afloramientos con estructura columnar, además, reporta la presencia de líticos y pómez aplastadas, lo que confirma que se trata de ignimbritas riolíticas. En general, esta unidad presenta bandeamiento blanco-rojo-rosa y se encuentra muy alterada a minerales arcillosos. El espesor de esta unidad varía entre 200 y 250 m (Nuñez-Castillo, 2010). García-Palomo *et al.*, (2002) considera a esta unidad como la ignimbrita Matamoros y de acuerdo con relaciones estratigráficas de campo le asignó una edad del Mioceno Tardío.

3.1.3 Andesita Santa Susana-Las Canoas

Esta unidad está representada por lavas en bloques de composición andesítica que se distribuyen de manera aislada hacia la parte nororiental del área de estudio, cerca del poblado de Francisco I. Madero (Figura 3.1). Los afloramientos observados de lava se presentan en pequeños frentes abruptos en forma de escarpes de pequeña extensión (~1.8 Km), los cuales forman los cerros Santa Susana y Las Canoas (Figura 3.2). La base de estos pequeños flujos de lava no se encuentra aflorando, ya que está cubierta por lavas andesítico-basálticas del volcán La Paila (0.872 Ma por K-Ar; fechamiento obtenido en el presente trabajo, Tabla 3.1), sin embargo, se ha estimado un espesor de ~150 metros. Debido a la morfología y distribución que presentan los afloramientos, se considera que estos flujos de lava se encuentran formando estructuras dómicas.

En muestra de mano, las lavas presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y escaso piroxeno, embebidos en una matriz microlítica vítrea. Las características petrográficas permitieron clasificar a estas rocas como andesitas de hornblenda (ver capítulo 5). Una característica de estas lavas es la presencia de algunos enclaves ígneos con dimensiones variables (desde algunos milímetros hasta 4.5 cm), de textura microgranular y bordes redondeados sin aparente corona de reacción.

La edad de estas rocas no ha sido determinada, sin embargo, se encuentran cubiertas por los flujos andesítico-basálticos del volcán La Paila. Además, su morfología redondeada, así como el grado de erosión, sugieren que se trata de rocas más antiguas. En la región del área de estudio, las rocas volcánicas más antiguas identificadas pertenecen a la Andesita Apan y se han fechado en 13.4 Ma (K-Ar en roca total; García-Palomo *et al.*, 2002; Tabla 3.1). Todas estas evidencias permiten proponer una edad del Mioceno Medio para esta unidad.

3.1.4 Andesita El Gallo

Esta unidad se distribuye también de manera aislada en la parte nororiental del área de estudio, y ocupa la mayor parte del Cerro El Gallo (Figura 3.1 y 3.2). Se compone de lavas andesíticas de color gris medio a rosa que forman domos de pequeña extensión (~1.1 Km) y con un espesor aproximado de 180 m. Presentan una textura porfídica, con

fenocristales de plagioclasa y anfíbol; embebidos en una matriz afanítica. Aunque sus características en campo son similares a las de la unidad andesítica Santa Susana-Las Canoas, se le considera como una unidad diferente, ya que al microscopio estas rocas no presentan fenocristales de piroxeno y su textura es distinta. Estas rocas se consideran contemporáneas con la unidad andesita Santa Susana-Las Canoas, de acuerdo con sus relaciones estratigráficas observadas en campo, ya que también están cubiertas por eventos volcánicos más recientes como flujos de lava de composición andesítico-basálticos y conos de escoria.

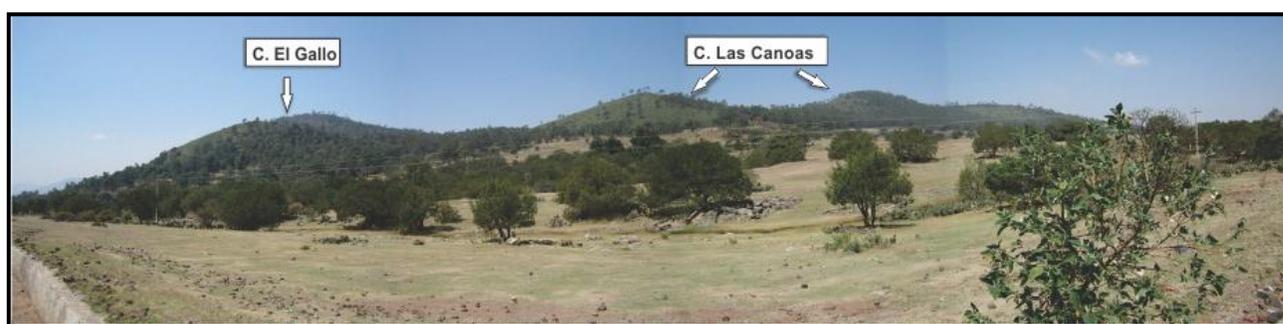


Figura 3.2 Vista panorámica en donde se observan las estructuras dómicas de composición andesítica que se distribuyen hacia la parte nororiental del área de estudio. Estas rocas están cubiertas por eventos volcánicos más recientes como los flujos de lava andesítico-basálticos de La Paila.

3.1.5 Andesita San Jerónimo

Se utiliza este nombre para definir a otra unidad de andesitas, la cual se localiza hacia la parte sureste del área de estudio (Figura 3.1), cerca del poblado de San Jerónimo. Anteriormente, otros autores (Ledesma-Guerrero, 1987; García-Palomo *et al.*, 2002) habían considerado a estas rocas como parte de la Sierra de Santa Ana, la cual tiene una orientación preferencial NE-SW y está conformada por diversos flujos de lava de composición andesítico-basálticos asociados a un centro emisor. Sin embargo, durante el trabajo de campo, fue posible identificar la presencia de algunos afloramientos aislados de lavas en bloques distribuidos hacia la parte central de esta sierra, los cuales cubren los cerros La Leona y La Cruz. Las lavas andesíticas observadas son de color rosa y presentan textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y en menor porcentaje piroxeno, embebidos en una matriz microlítica vítrea.

La base de esta unidad no se encuentra aflorando, debido a que está cubierta por derrames de composición andesítico-basálticos y conos monogenéticos, sin embargo, se ha calculado un espesor de entre ~100 y 150 metros. Se desconoce la edad de estas rocas, pero debido a que forman estructuras con morfologías redondeadas, al grado de alteración de las rocas y relaciones estratigráficas, en este trabajo se consideran como de edad Mioceno, al igual que las demás unidades de andesita descritas anteriormente.

3.1.6 Ignimbrita La Rinconada -El Sombrero

Se propone el nombre informal de ignimbrita La Rinconada- El Sombrero para definir un paquete de depósitos de flujo piroclástico que se distribuyen en la parte noroccidental del área de estudio, y que cubren los cerros El Sombrero y la Rinconada-San Mateo Tlajomulco (Figura 3.1). También se observan afloramientos aislados en el camino que va de Francisco I. Madero a Singuilucan. Estos depósitos forman mesetas alargadas con pendientes abruptas (Figura 3.3 y 3.4) y en todos los sitios donde se observaron, presentaban características y componentes similares, por lo que se agruparon en una sola unidad.

En campo, estos depósitos presentan un aspecto masivo y matriz-soportado con un evidente bandeamiento, compuesto por la intercalación de bandas de color gris claro y rosa claro, lo cual podría ser indicativo de transporte por flujo. La ignimbrita está compuesta por materiales fragmentarios que incluyen líticos redondeados con tamaño de hasta 6 centímetros y cristales individuales (~5-15%) de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, y escasos cristales de anfíbol y biotita; embebidos en una matriz de ceniza muy fina micro-vesicular de color blanco-grisáceo. Se observaron algunos lentes de pómez con tamaños de hasta 40 cm de largo, los cuales se encuentran orientados siguiendo el bandeamiento (Figura 3.5). Esta ignimbrita se encuentra bien expuesta en el cerro La Rinconada, donde alcanza un espesor máximo de ~260 m (Figura 3.4b). Hacia la cima la ignimbrita presenta columnas verticales, las cuales se han interpretado como diaclasas de enfriamiento. En general, el soldamiento de estos depósitos es moderado y en el cerro el



Figura 3.3 Vista panorámica del Cerro La Rinconada, en donde se observa la morfología que forman las ignimbritas.



Figura 3.4 a) Meseta formada por bloques erosionados y redondeados de ignimbrita, cerca del poblado de San Mateo Tlajomulco. b) Cima del Cerro La Rinconada, en donde se observa el espesor aparente y el escarpe originado por la erosión de la ignimbrita.



Figura 3.5 Detalle de las ignimbritas, donde se observa: a) el bandeamiento por flujo y b) los fragmentos líticos redondeados y los lentes de pómez.

Sombrerío se observó una facies más cristalina del mismo. De acuerdo con su composición química se clasificó como una ignimbrita riolítica.

Otros autores han reportado afloramientos de ignimbritas en localidades cercanas al área de estudio. Al SE de Apan, López-Hernández (2009) describió una ignimbrita riolítica de color gris-rosa cuyos componentes son cristales redondeados de cuarzo, plagioclasa sódica y feldespatos potásicos, así como fragmentos líticos embebidos en una matriz de ceniza desvitrificada y con evidencias de flujo. Estos depósitos son nombrados como Ignimbrita Tetlapayac por Ledezma-Guerrero (1987). De acuerdo con estas características, la Ignimbrita La Rinconada-El Sombrerío podría correlacionarse con la Ignimbrita Tetlapayac para la cual López-Hernández (2009) obtuvo una edad de 12.6 Ma por medio del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Tabla 3.1).

Estas ignimbritas están cubiertas parcialmente por flujos de lava andesítico-basálticos del volcán La Paila (0.872 Ma K-Ar). La fuente de estos depósitos no ha sido identificada todavía, por lo que se requiere hacer un estudio más detallado sobre su distribución, así como un análisis detallado de sus componentes.

3.1.7 Andesita Chichicautla

Este nombre se le asigna a un conjunto de rocas de composición andesítica-dacítica que afloran hacia la parte nororiental del área de estudio (Figura 3.1) y al sureste del poblado de Singuilucan, Hidalgo. Esta unidad consiste de una serie de lavas de color gris claro a verdoso de aspecto masivo (Figura 3.6b) a bandeado, las cuales presentan textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa, hornblenda, y escaso piroxeno, embebidos en una matriz microlítica vítrea. En general, estas andesitas forman estructuras de tipo cóncavo y en la parte norte se observa una estructura semicircular de colapso de aproximadamente 6 kilómetros de diámetro y ~250 metros de elevación con respecto al nivel del terreno (Figura 3.6a). Hacia la parte centro-oriental de esta estructura se encuentra el volcán Tío Lolo, el cual es un cono de escoria que produjo diversos flujos de composición andesítico-basáltica (Figura 3.6a).

Ledesma-Guerrero (1987) considera a esta estructura con forma de media luna como una caldera, mientras que Castro-García y Córdoba (1994) atribuyen esta forma a una estructura de explosión de tipo anillo de tobas. Por su forma y dimensiones esta

estructura podría relacionarse más bien con el colapso de un volcán. Sin embargo, no se han identificado los depósitos generados por este colapso, ya que están cubiertos por flujos de lava más recientes provenientes del volcán Tío Lolo (Figura 3.1). Algunos autores como García-Palomo *et al.* (2002) y Ledezma-Guerrero (1987) le asignan a esta unidad una edad del Plioceno tardío, no obstante, en un fechamiento K-Ar (en matriz) realizado por Juárez-López (comunicación personal) se obtuvo una edad de 9.82 ± 0.21 Ma, lo cual ubicaría a esta unidad andesítica en el Mioceno tardío.

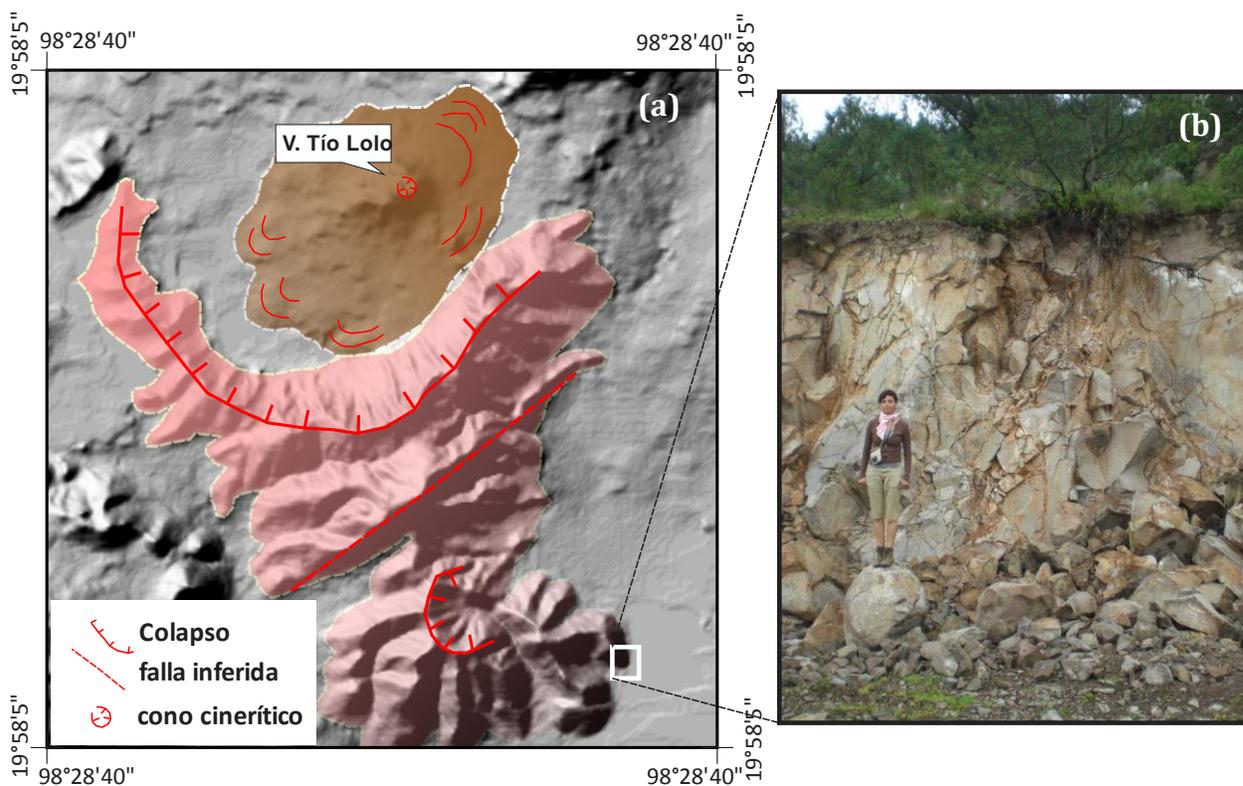


Figura 3.6 a) Modelo digital de elevación en el que se observa la estructura semicircular de colapso de la unidad andesita Chichicuautila, así como los flujos de lava del cono de escoria Tío Lolo al centro, b) detalle de los afloramientos de dacita observados en campo.

3.1.8 Flujos de lava andesíticos no diferenciados

Hacia el flanco occidental de los domos Xihuingo afloran flujos de lava andesítico-dacíticos con espesores observados de entre 3 y 4 metros (Figura 3.1). Estos flujos están cubiertos por depósitos de ceniza fina a media gris oscuro poco consolidada y con estratificación sub-horizontal. Todo este conjunto de rocas está cubierto parcialmente por

uno de los frentes de lava dacíticos derivado del complejo dómico Xihuingo. A pesar de que el afloramiento es pequeño, aislado y no se conoce su edad, se puede asociar con los eventos volcánicos miocénicos. También existen otros afloramientos de corta extensión (~1.5 Km) de rocas andesíticas hacia la parte noroccidental de los cerros La Rinconada-El Sombrero, los cuales están parcialmente cubiertos por depósitos de ignimbritas. Las relaciones estratigráficas entre estas andesitas y las ignimbritas sugieren que pertenecen a eventos volcánicos antiguos (Mioceno). Debido a su escasa extensión y a su distribución aislada, estos afloramientos no se encuentran asociados con ninguna estructura, por lo que se nombraron Flujos de lava andesíticos no-diferenciados.

3.2 Vulcanismo del Pleistoceno

Después del emplazamiento de las unidades del Mioceno descritas anteriormente (~13.4 a 9.8 Ma) existe un *hiatus* volcánico en la región. Los fechamientos realizados por diversos autores (García-Palomo *et al*, 2002; López-Hernández 2009; García-Tovar, comunicación personal), no han registrado edades del vulcanismo para el Mioceno Tardío y el Plioceno (~9 a 2.7 Ma), por lo que el *hiatus* volcánico debió durar aproximadamente de 8 a 10 Ma. La actividad volcánica parece reestablecerse a los ~2.7 Ma con el emplazamiento de las unidades que conforman la caldera de Acoculco (López-Hernández, 2009).

Durante el Pleistoceno también se emplazaron las principales estructuras que conforman al CVXP, las cuales presentan edades de entre 0.872-0.188 Ma (edades obtenidas en este trabajo y comunicación personal de García-Tovar). Las unidades se describen a continuación en orden cronológico, de acuerdo con las relaciones estratigráficas observadas en campo y a fechamientos disponibles en la literatura, así como algunas edades obtenidas en este trabajo.

3.2.1 Conos de escoria “primera etapa”

Dentro del área de estudio, la actividad monogenética fue considerable como lo demuestra la presencia de diversos conos de escoria. Estos conos cineríticos tienen expresión morfológica y grado de erosión diferentes, por lo que se dividieron en dos

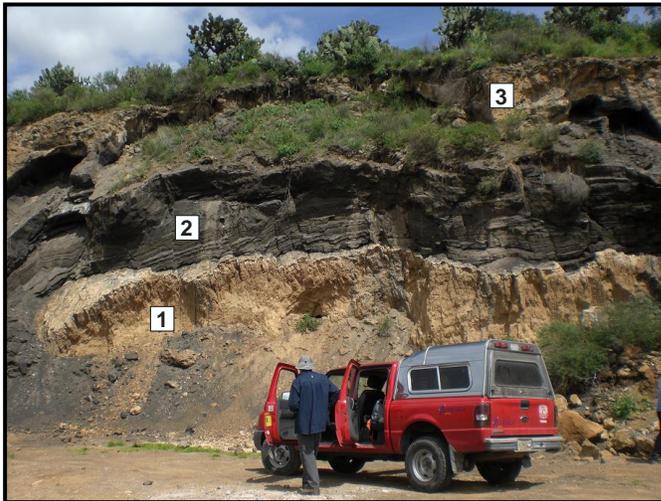
episodios volcánicos. Los conos de la “primera etapa” están parcial o casi totalmente erosionados y cubiertos por eventos volcánicos más recientes, mientras que los de la “segunda etapa” muestran una morfología de conos bien definida, lo que indica su emplazamiento reciente.

Como ya se mencionó, la primera etapa de vulcanismo monogenético está evidenciada por la presencia de diversos conos cineríticos parcialmente enterrados por diversas estructuras volcánicas recientes (Figura 3.8), así como por materiales volcánicos retrabajados (Figura 3.7). Algunos de los depósitos de materiales retrabajados se encontraban intensamente fallados (Figura 3.9), posiblemente debido al peso de las estructuras emplazadas por encima de éstos. A estos conos no fue posible medirles los parámetros morfométricos debido a que la erosión y sepultamiento no conservaron la forma original del cono. Cabe señalar que no se observó la formación de paleosuelo entre estos conos de la “primera etapa” y los flujos de lava andesítico basálticos, por lo que consideramos que su emplazamiento debió ocurrir en períodos cercanos (~ 0.871 Ma).

Un ejemplo de esta actividad monogenética inicial la encontramos en el cono Bellavista, localizado en el flanco occidental del volcán La Paila (Figura 3.1). Este cono tiene una altura de 128 m y está compuesto por fragmentos de escoria muy vesicular, principalmente del tamaño de lapilli. Su cráter está abierto hacia el flanco SE y presenta un pequeño flujo de lava asociado que se extiende ~ 0.5 Km hacia el SE (Figuras 3.10 y 3.11). Se observaron abundantes bombas, las cuales en su mayoría presentan superficies con textura de coliflor, lo que podría indicar interacción del magma con agua. Esto lo sugiere también la petrografía, donde se observa que la mayor parte de los ferromagnesianos (olivino y piroxeno) presentan alteraciones a clorita. Petrográficamente, estas lavas se clasifican como basaltos, y presentan textura porfídica (poco común en estos conos) con abundantes fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno (ver capítulo 5 para más detalle). Los fragmentos de escorias y bombas presentan las mismas características que las lavas. Morfológicamente, se infiere que la edad del cono Bellavista es más antigua o cercana a la de los flujos de lava andesítico-basálticos del volcán La Paila, ya que estos flujos rodean al cono (Figura 3.10).

Los productos de este cono tienen características petrográficas, geoquímicas e isotópicas distintivas, como se discutirá en secciones posteriores.

▼ **Figura 3.7** Fotografía en la que se observan depósitos de ceniza re trabajados [2], los cuales sobreyacen a un paleosuelo [1] y están cubiertos por eventos volcánicos más recientes [3].



▲ **Figura 3.8** Relación entre los conos de escoria de la primera etapa [1] y las estructuras volcánicas más recientes emplazadas por encima de estos [2].



◄ **Figura 3.9** Detalle de los depósitos de ceniza deformados y fallados por el peso de rocas sobreyacentes.

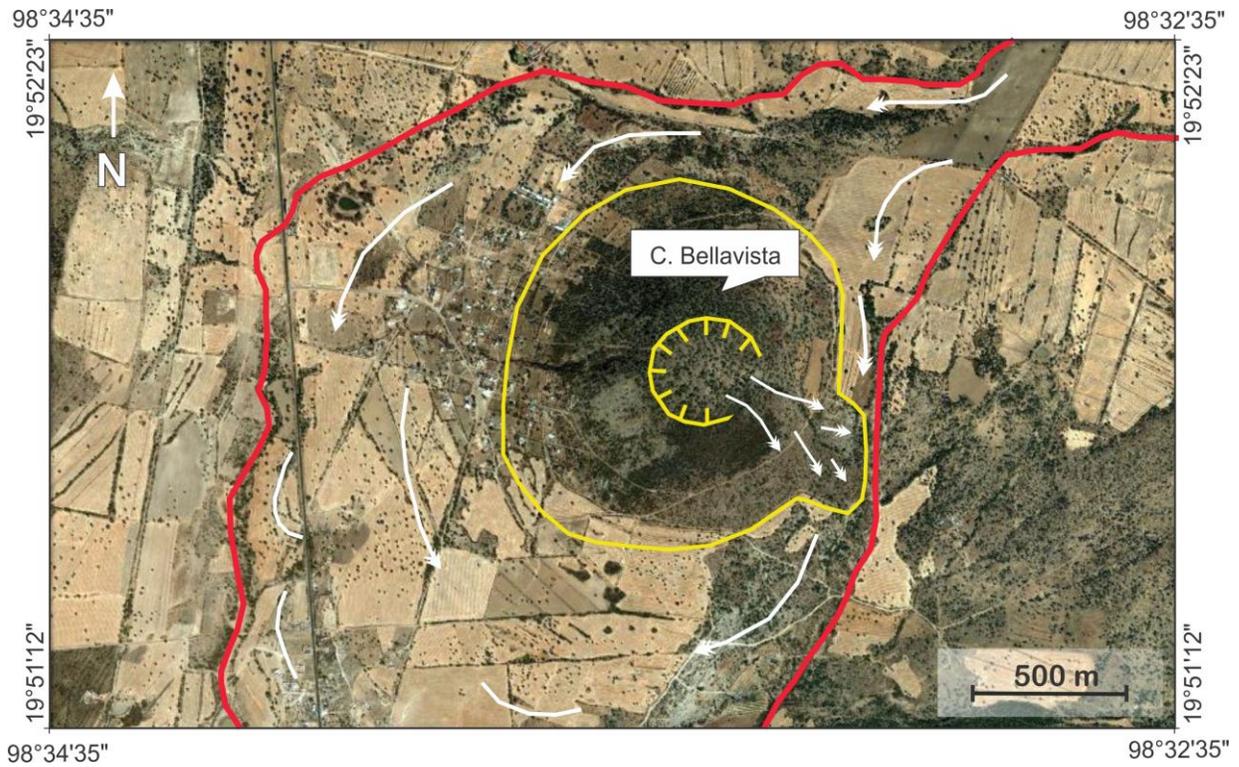


Figura 3.10 Imagen satelital en donde se observa que los flujos de lava del volcán La Paila (contorno del flujo indicado en rojo) rodean al cono Bellavista, el cual tiene un cráter abierto hacia el SE y un pequeño flujo de lava asociado.



Figura 3.11 Flujos de lava de composición basáltica al SE de la cima del cono Bellavista.

3.2.2 Vulcanismo efusivo

El vulcanismo efusivo está representado por volcanes tipo escudo, los cuales constituyen el mayor volumen ($\sim 43.7 \text{ Km}^3$) y área dentro de la zona de estudio y están formados por diversos flujos de lava de composición principalmente andesítico-basáltica que se extienden de manera radial a partir de un centro emisor. En general, se han reconocido 4 estructuras volcánicas de este tipo de las cuales se definirán sus principales características de acuerdo con las observaciones realizadas durante el trabajo de campo.

La sierra Santa Ana está constituida por los volcanes escudo Viejo de Tultengo (4.9 Km^3), La Lagunilla (4.0 Km^3) y el Cerro Santa Ana (6.7 Km^3), los cuales cubren un área de 31 Km^2 , 35 Km^2 y 54 Km^2 respectivamente, y presentan una alineación NE-SW (Figura 3.1). El Cerro Santa Ana se localiza al SW de Tepeapulco y representa el inicio de esta sierra, tiene una elevación máxima de 3,013 m.s.n.m. y una altura de 553 m con respecto al nivel del terreno. Representa un volcán escudo de $\sim 10 \text{ km}$ de diámetro compuesto por diversos flujos de lava de composición andesítico-basáltica a andesítica que se extienden radialmente cubriendo un área extensa. Su cima principal está compuesta por un cono de escoria de ~ 138 metros de altura (Figura 3.12). Las laderas presentan pendientes muy suaves, lo que indica que las lavas eran fluidas. En campo, estas lavas se presentan en bloques con tamaños de hasta más de un metro, los cuales tienen un color gris oscuro con textura afanítica y algunos fenocristales de olivino. Los flujos de lava tienen vesículas alargadas y alineadas con tamaños variables. Algunos bloques presentaban exfoliación de cebolla. Petrográficamente, sus lavas presentan una textura microporfídica-traquílica compuestas por microfenocristales de plagioclasa > piroxeno > olivino; embebidos en una matriz vítrea. Los flujos de los otros dos volcanes escudo (La Lagunilla y Viejo de Tultengo) presentan las mismas características que los descritos para los flujos del Cerro Santa Ana, lo que sugiere que fueron emplazados durante un mismo evento magmático a través de fallas y fracturas con la misma orientación (NE-SW) que los sistemas de fallas descritos para la zona de Apan (García-Palomo *et al.*, 2002).

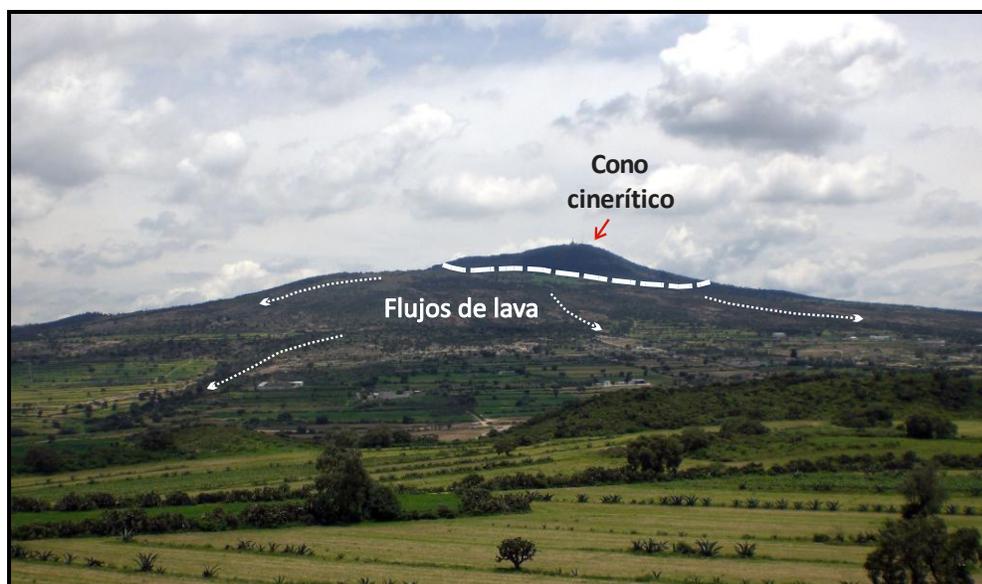


Figura 3.12 Vista panorámica del volcán Santa Ana. Se observan los flujos de lava que se distribuyeron de forma radial y el cono cinerítico que corona a la estructura.

Hacia la parte central del área de estudio se encuentra otro volcán escudo denominado La Paila (Figura 3.1). Está conformado por diversos flujos de lava de composición predominantemente andesítico-basáltica, los cuales se extienden radialmente cubriendo un área de aproximadamente 83 Km² con un volumen de 28 Km³. La estructura tiene una base casi circular con un diámetro de ~10.5 Km y su cima está coronada por un pequeño cráter (~1 Km de diámetro) en forma de herradura abierto hacia el SW. Su elevación es de 3,175 m.s.n.m., y tiene una altura máxima de 625 m sobre el nivel del terreno circundante.

Las lavas emitidas por este volcán fueron muy fluidas como lo indica su amplia extensión y la morfología y pendientes suaves. Esto sugiere que la actividad del volcán La Paila fue principalmente de tipo efusiva. En campo, se observaron bloques de lava con tamaños de más de 1m, los cuales muestran un color gris oscuro y textura afanítica con algunos fenocristales de olivino (de hasta 0.5 mm) así como escasos fenocristales de plagioclasa, embebidos en una matriz vítrea de grano fino. El espesor de los flujos es variable; en campo se observaron espesores de entre 5 y 8 metros para algunos derrames de lava. Al microscopio estas rocas exhiben una textura microlítica con fases minerales de plagioclasa > piroxeno > olivino y óxidos. Se colectó una muestra (Xi-19) en el flanco

suroccidental, la cual fue fechada por el método K-Ar y dio una edad de 0.872 ± 0.022 Ma (Tabla 3.1). López-Hernández (2009) reportó una edad K-Ar de 0.8 ± 0.2 Ma para una muestra tomada de los flujos de lava de la parte suroccidental del volcán La Paila, la cual es similar a la encontrada en el presente trabajo.

Como se mencionó anteriormente, los flujos del Cerro La Paila cubren parcial y discordantemente a las andesitas del Cerro El Gallo, Santa Susana y Las Canoas (Figura 3.13), lo cual demuestra que los afloramientos de andesitas son más antiguos.

García-Palomo *et al.* (2002), agrupan a todos los derrames de lava de composición andesítico-basálticos del área de estudio dentro del llamado Campo Volcánico Apan Tezontepec y López-Hernández (2009) propone el nombre de Campo Volcánico Tezontepec-Chignahuapan con el propósito de indicar que este estilo de vulcanismo se extiende más hacia el E, hasta la zona de Chignahuapan.

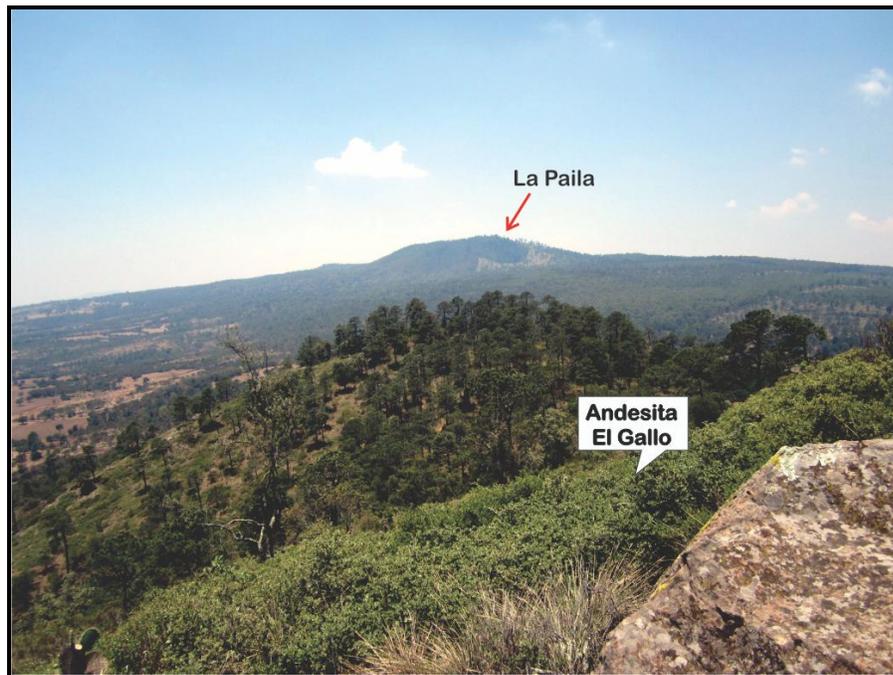


Figura 3.13 Fotografía en la que se observa la morfología del Cerro La Paila vista desde el Cerro El Gallo.

3.2.3 Complejo dómico Xihuingo (CDX)

Con este nombre se define a un grupo de domos localizados aproximadamente a 3 kilómetros al norte del poblado de Tepeapulco (Figura 3.1) y cerca del sitio arqueológico Xihuingo (del náhuatl *xihuitl-co*: "lugar del año"). El Complejo dómico Xihuingo (CDX) está conformado por 5 domos alineados en una dirección NW-SE (Figura 3.14) cuyo eje tiene una longitud de ~7.5 Km (Figura 3.16). En general, presentan una topografía abrupta con cimas redondeadas que alcanzan alturas de entre 600 y 700 m con respecto al terreno circundante. El domo principal, denominado Cerro Xihuingo constituye una de las elevaciones más altas de la región con 3,240 m.s.n.m y una altura de ~722 metros con respecto al nivel del terreno (Figura 3.14). De acuerdo con sus características morfológicas y según la clasificación de Blake (1989) son domos de lava; es decir, que se formaron por la acumulación y emplazamiento episódico de flujos de lava viscosa. En total los domos cubren un área de 29 Km² y están afectados por un sistema de fracturas con una orientación ~N-S (Figura 3.16).

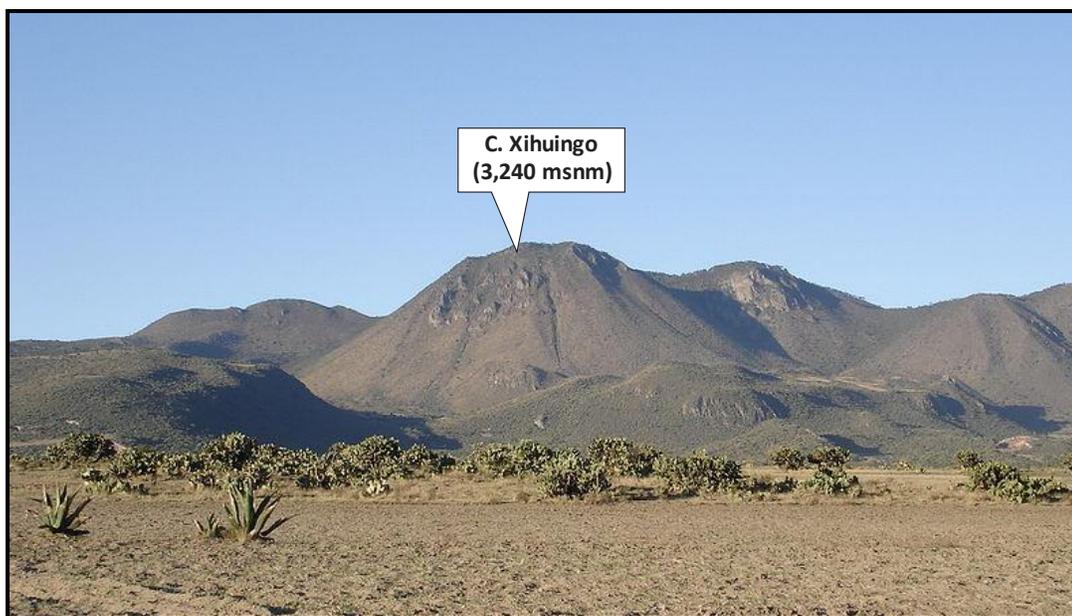


Figura 3.14 Vista Panorámica del Complejo Dómico Xihuingo, en donde se observan las características morfológicas de los domos y el Cerro Xihuingo que representa al domo principal.

Las rocas que forman a estos domos son de aspecto masivo y presentan un color rosa-grisáceo con texturas que van de microporfídicas a porfídicas compuestas por abundantes fenocristales de hornblenda y plagioclasa, embebidos en una matriz microlítica-vítrea. La composición de los domos es muy homogénea y está representada por rocas dacíticas (64.7 a 65.5% en peso de SiO₂). Así, por sus características petrográficas se clasifican como dacitas de hornblenda.

Asociados a estos domos existen flujos de lava viscosos de gran espesor (~380 m de altura sobre el nivel del terreno), los cuales en el sector occidental del complejo dómico, están expuestos a través de cortes de diversas canteras o minas (Figura 3.16b). En estos cortes, se observan “depósitos” o acumulaciones caóticas compuestas por bloques angulosos con tamaños que van de decenas de centímetros hasta varios metros de diámetro. Los bloques están en contacto entre sí, con desarrollo de escasa matriz (tamaño de partícula de arena media a gruesa) en algunas partes. Estas acumulaciones caóticas se ubican sobre los flancos y frentes de los flujos de lava. Hacia el centro de estos flujos de lava, las acumulaciones caóticas cambian gradualmente a roca masiva coherente, la cual presenta un intenso diaclasamiento en varias direcciones. Los “depósitos” caóticos son monolitológicos ya que los bloques y la escasa matriz presentan la misma composición mineralógica que los domos. García-Palomo *et al.* (2002) interpretaron estos “depósitos” como avalanchas de escombros producidas por el colapso de los domos. Sin embargo, otra posible explicación sería el auto-brechamiento de la lava al momento de su enfriamiento y emplazamiento.

Hacia la parte norte del CDX se encuentra el límite entre los domos dacíticos y los flujos de lava andesítico-basálticos del volcán La Paila (Figura 3.15). Este límite muestra un rasgo muy lineal que García-Palomo *et al.* (2002) y Ledesma-Guerrero (1989) interpretaron como una falla normal (Figura 3.16a). En campo, la relación entre los domos dacíticos y el volcán La Paila no es muy clara, sin embargo, se realizó un fechamiento de una muestra del domo principal Xihuingo (muestra Xi-7) la cual arrojó una edad K-Ar de 0.403 ± 0.011 Ma (Tabla 3.1). Esto demuestra que el CDX se emplazó en etapas posteriores a los derrames de lava provenientes del volcán La Paila y de las estructuras que forman la Sierra Santa Ana.

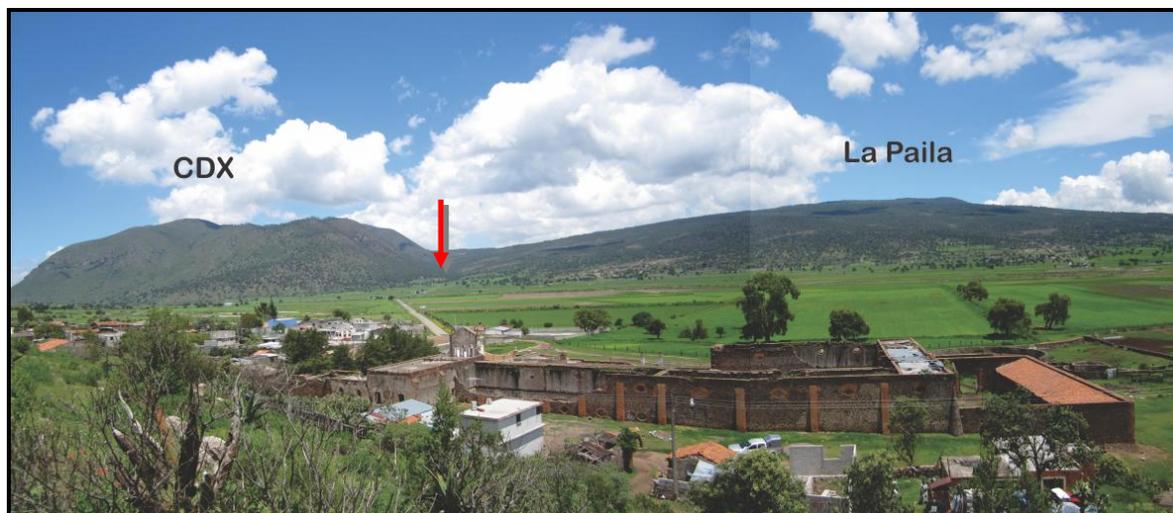


Figura 3.15 Fotografía panorámica en donde se observa el límite (flecha roja) entre los flujos de lava andesítico-basálticos provenientes del volcán La Paila y los domos dacíticos del CDX.

3.2.4 Conos de escoria “segunda etapa”

El vulcanismo más reciente está representado por conos de escoria, los cuales han conservado su forma original, debido a que su grado de erosión ha sido relativamente bajo o moderado (Figura 3.17). En campo fue posible observar las características de estos conos, ya que muchos han sido utilizados como canteras para la explotación de material, exponiendo cortes de los flancos de algunos conos (Figura 3.18a). En general, están compuestos por intercalaciones de material escoráceo con partículas principalmente del tamaño de lapilli y ceniza. La inclinación de la estratificación varía de 20 a 30° y los espesores de las capas son variables (desde pocos centímetros hasta ~4 m) lo que indica diversos pulsos eruptivos. El color de la escoria que forma las capas varía de gris oscuro a rojo (debido a la oxidación por fases gaseosas). Las partículas volcánicas son angulosas y clasto-soportadas, y su vesicularidad varía de moderada a fragmentos líticos densos (en menor proporción). En algunos casos se observaron bombas de tipo corteza de pan con tamaños de hasta >0.5 m (Figura 3.18 b), las cuales se distribuyen de manera caótica dentro de los depósitos. Estas características indican que la actividad predominante que generó estos depósitos fueron erupciones estrombolianas y vulcanianas.

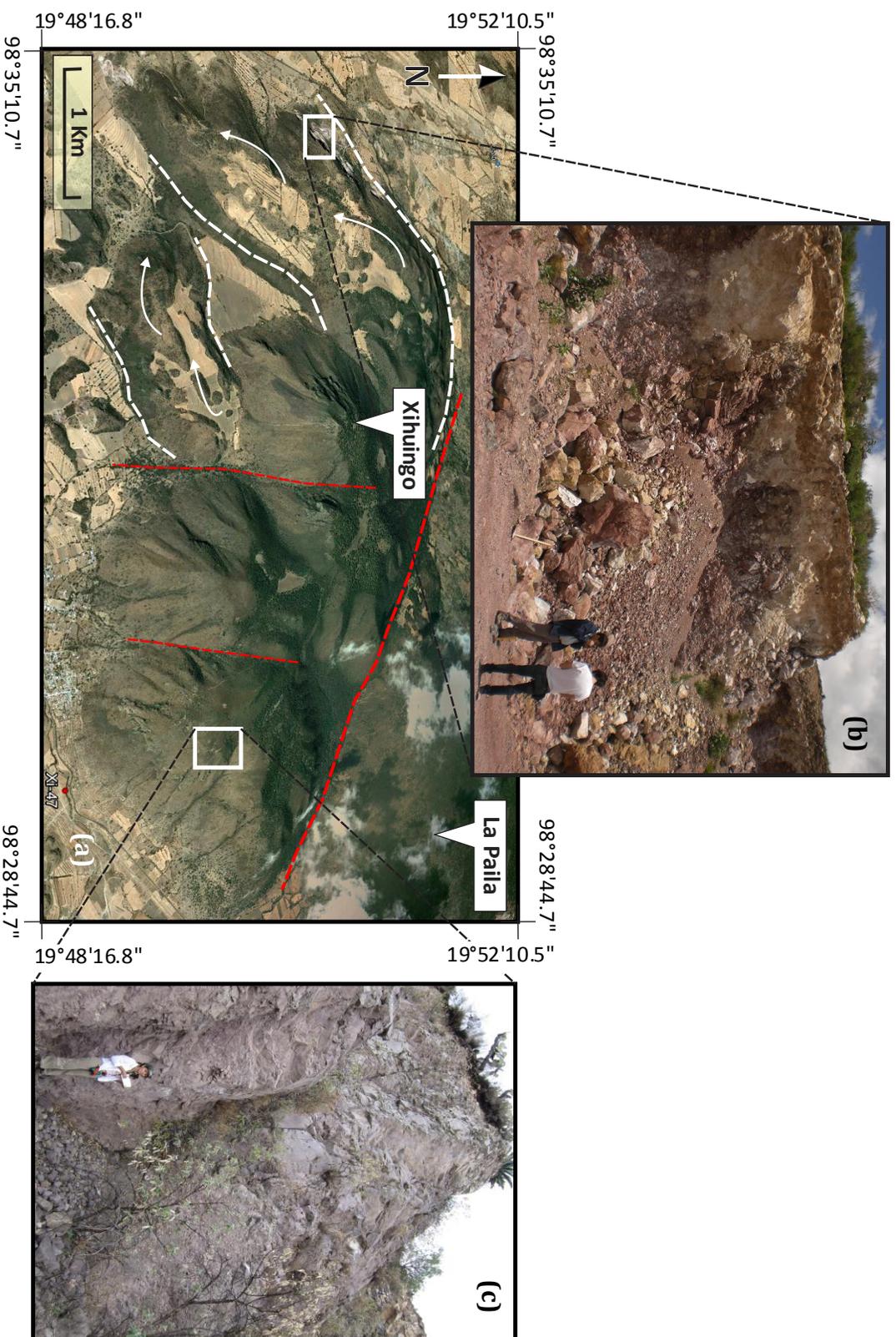


Figura 3.16 a) Imagen de Google Earth en la que se observa la alineación NW-SE de los domos que conforman al CDX, y su relación con los derrames de lava del volcán La Paila. Se muestran las fracturas con orientación ~N-S que afectan a los domos (líneas en rojo) y las principales características del autobrechamiento de los flujos de lava de la parte occidental [b], así como los flujos de lava coherentes, de composición dacítica que construyeron a los domos[c].

La composición petrográfica de las diversas muestras varía de basalto a andesita-basáltica, con características muy similares: textura microporfídica hipocristalina, con escasos microfenocristales de plagioclasa >piroxeno y olivino (ver sección 5.1 para mayor detalle).

Con la finalidad de establecer una cronología relativa entre los conos, se realizó el análisis morfométrico para 8 conos de escoria (Tabla 3.2), de acuerdo con los parámetros propuestos por Porter (1972). Para obtener dichos parámetros se utilizó la carta topográfica con clave E14-B12, escala 1:50,000 publicada por el INEGI, así como el programa Google Earth 6.

Así, el diámetro basal promedio (D_{Co}) de los conos es de 1.1 Km y varía de 0.69 a 1.38 Km. Las alturas de estos (H_{Co}) varían de entre 73 y 128 m, con diámetros de cráter (D_{Cr}) de entre 200 y 390 m. La relación H_{Co}/D_{Co} es en promedio 0.077. Este valor cae dentro del rango calculado por Martin-del Pozo (1982) y Márquez *et al.* (1999a) para los conos de la Sierra Chichinautzin quienes obtienen valores para H_{Co}/D_{Co} en un rango de entre 0.004 a 0.525. Esto podría indicar que el emplazamiento de la mayoría de los conos de escoria presentes en el CVXP probablemente ocurrió durante el Pleistoceno, al igual que en el caso de la Sierra Chichinautzin. A pesar de que la estimación de la edad relativa de los conos, a partir de la obtención de los parámetros morfométricos, no es 100% confiable, la edad propuesta se confirma con las relaciones observadas en campo. Adicionalmente, se utilizó como parámetro de comparación una edad obtenida por García-Tovar (comunicación personal) para un cono de escoria localizado a aproximadamente 9.5 Km al sureste del área de estudio (muestra TTC-4B), el cual arrojó una edad K-Ar de 0.367 ± 0.020 Ma y presenta características y morfología similares a las descritas para los conos observados en el CVXP.

3.2.5 Depósitos aluviales y lacustres

Los materiales aluviales representan los depósitos más jóvenes en la zona de estudio. Consisten de material granular que fue depositado en las zonas topográficamente bajas. Están constituidos principalmente por fragmentos retrabajados de origen volcánico. En la zona del lago de Tecocomulco, ubicada al NW de Tepeapulco, se depositaron sedimentos lacustres que consisten de arenas, arenas finas, limos y arcillas, los cuales se interdigitan

con un delgado horizonte de depósitos de caída (Caballero *et al.*, 1999). La edad de estos depósitos es del Pleistoceno tardío al Reciente.

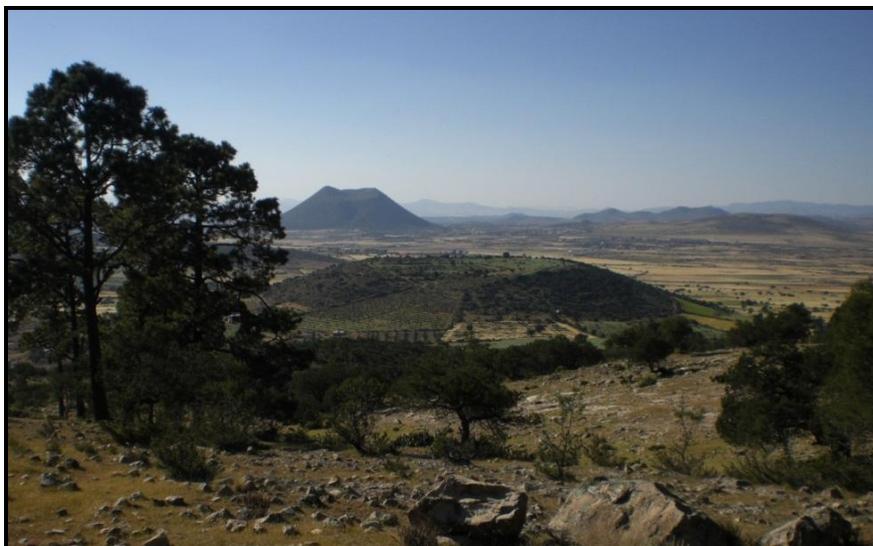


Figura 3.17 Conos cineríticos del campo volcánico Xihuingo-La Paila



Figura 3.18 a) Cantera que expone las características de los conos de escoria, b) bomba distribuida caóticamente dentro de los depósitos de caída que forman los conos de escoria.

Tabla 3.1 Fechamientos isotópicos de las muestras de roca del Campo Volcánico Xihuingo-La Paila.

Muestra	Longitud	Latitud	Unidad	Tipo de roca	Mineral	Método	% peso K	Edad en Ma
¹ Xi-07	98°32' 17.8"	19°49' 35.5"	Cerro Xihuingo	dacita	matriz	K-Ar	1.909±0.019	*0.403 ± 0.011
¹ Xi-19	98°31' 39.6"	19°50' 44.2"	Cerro La Paila	Andesita-basáltica	matriz	K-Ar	1.187±0.012	*0.872 ±0.022
² TTC-4B	98°19'57.3"	19°45'49.1"	Cerro San Antonio	Andesita basáltica	matriz	K-Ar	1.004±0.010	0.367±0.020
³ AC 137	19°50'00"	98°27.9"	Cerro La Paila	Andesita-basáltica	Roca total	K-Ar	0.91±0.02	0.8±0.2
³ AC 129	19°41.8"	98°26.2"	Ignimbrita Tetlapayac	Ignimbrita riolítica	plagioclasa	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	0.91±0.01	12.6±0.4
⁴ APA 84	19°45'25"	98°25'	Andesita Apan	Andesita	Roca total	K-Ar		13.4±0.6
⁴ APA 94	19°35'42"	98°02'09"	Andesita Peñón	Andesita	Roca total	K-Ar		12.7±0.4

¹Fechamientos realizados en este trabajo; ²García-Tovar (Comunicación Personal); ³López-Hernández (2009), ⁴García Palomo *et al.* (2002)

*Análisis realizados en el Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Gif-sur-Yvette, Francia), donde se usó la técnica de K-Ar aplicada al concentrado de matriz de roca. Las muestras se molieron y tamizaron a una fracción de entre 250 y 125 µm; posteriormente se lavaron con ácido acético (C₂H₄O₂) en ultrasonido (Guillou *et al.*, 1996). El error de la edad es 2σ.

Tabla 3.2 Parámetros morfométricos de los conos de escoria del CVXP. Datos calculados de acuerdo con los parámetros propuestos por Porter (1972).

Nombre del cono	Bellavista	La Rinconada	La Gloria	La Colmena	Cono A	Cono B	Montito	El Pelón
Lattud (N)	19°51'49.2"	19°54'27.4"	19°55'42"	19°52'1.3"	19°54'38.57"	19°54'03.13"	19°53'20.73"	19°54'03.13"
Longitud (W)	98°33'31.9"	98°33'01.5"	98°29'18.1"	98°34'51.19"	98°33'54.6"	98°35'12.53"	98°35'08.3"	98°35'12.53"
Altura (msnm)	2759	2723	2911	2720	2665	2670	2745	2780
(Hco) Altura del cono [m]	128	73	101	72	49	83	83	124
(Dco)diámetro basal [m]	1378	873	1213	1371	698	1019	1332	1294
(Dcr) Diámetro del cráter[m]	351	305	390	513	171	389	537	208
Hco/Dco	0.093	0.084	0.083	0.053	0.070	0.081	0.062	0.096
Dcr/Dco	0.255	0.349	0.322	0.374	0.245	0.382	0.403	0.161

En este capítulo se describen las técnicas analíticas utilizadas en la caracterización geoquímica e isotópica de las muestras seleccionadas. En general, se siguieron las siguientes etapas: 1) muestreo, trituración y pulverización, 2) análisis de elementos mayores y traza y 3) análisis isotópico. A continuación se describe detalladamente cada una de estas etapas.

4.1 Muestreo, trituración y pulverización

El muestreo de las rocas se realizó tomando en cuenta la descripción y localización de los afloramientos, para lo cual se utilizó la carta topográfica de Fray Bernardino de Sahagún (E14-B12; escala 1:50,000, INEGI, 2004). Las rocas seleccionadas para los estudios geoquímicos fueron aquellas con el aspecto más fresco y sin alteraciones hidrotermales o intemperismo. Para la colecta de las muestras se utilizó un marro de acero y cuando fue posible, las muestras de roca fueron “descostradas” directamente en el campo para eliminar las capas superficiales de alteración. La localización de las muestras obtenidas se presenta en la Figura 3.1.

Ya en gabinete, se seleccionaron las muestras más representativas de cada unidad, las cuales fueron limpiadas y “descostradas” con un marro, sobre una placa de acero. Un fragmento de cada muestra fue utilizado para la elaboración de láminas delgadas con el fin de realizar las descripciones petrográficas correspondientes. Los fragmentos restantes fueron seleccionados para efectuar los análisis geoquímicos e isotópicos, los cuales requieren que las muestras sean sometidas a un proceso mecánico de trituración y pulverización.

El proceso de trituración de las muestras se realizó en el taller de molienda del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. Aquí, se procesó un total de 36 muestras de las 50 recolectadas en campo; para lo cual se utilizó un mortero mecánico de anillos de acero (Figura 4.1a) y una

trituradora marca BICO (Figura 4.1b). La trituración y pulverización son fases delicadas del trabajo, ya que se debe evitar cualquier riesgo de contaminación de la muestra tratada, con otras muestras o con los materiales utilizados en el proceso. Por esto, es importante limpiar cuidadosamente el área de trabajo y los instrumentos antes y después de la trituración de cada muestra. Los bloques colectados fueron fragmentados en tamaños menores a 2 cm, para poder introducirlos en el mortero de anillos de acero (Figura 4.1a). La fragmentación se realizó con un marro de acero. Los fragmentos obtenidos se lavaron con un cepillo de cerdas de plástico y se enjuagaron repetidamente con agua des-ionizada (milli-Q). Posteriormente, se dejaron secar a temperatura ambiente en un área protegida para evitar su contaminación.

El primer paso para la pulverización de las muestras consistió en “pre-contaminar” el mortero de anillos de acero con la muestra por procesar, el polvo obtenido de esta molienda es desechado. Esto evita que los residuos de rocas anteriores no eliminados contaminen la muestra. Posteriormente, se introducen los fragmentos de ~2cm en el mortero de anillos durante un tiempo de 40 a 50 segundos o hasta obtener un polvo con apariencia de talco (tamaño de partícula menor a 75μ). Este procedimiento se llevó a cabo para cada una de las muestras seleccionadas.

Finalmente, el polvo obtenido de cada muestra fue cuarteado y homogenizado, con el fin de obtener porciones representativas de cada muestra. Se utilizaron 10 gramos para análisis químicos de elementos mayores, 0.12 gramos para análisis de elementos traza y la misma cantidad para los análisis isotópicos.

4.2 Análisis de elementos mayores y traza

Un total de 36 muestras fueron analizadas para la obtención de las concentraciones de elementos mayores y algunos elementos traza. Estos análisis se realizaron en el LUGIS, UNAM, por medio del método de fluorescencia de rayos X (FRX). Los resultados se presentan en la Tabla A-1.

La técnica de FRX permite determinar las concentraciones de los elementos presentes en una muestra (desde 100 % en peso, hasta >2 partes por millón). Es una técnica no destructiva, rápida y precisa, ya que puede realizar análisis en poco tiempo

y de una manera eficaz. Sin embargo, no es capaz de analizar elementos cuyo número atómico sea menor al Na.

El método consiste en la medición e interpretación de los espectros de la fluorescencia emitida por un elemento cuando se hace incidir en éste un haz de rayos X (Figura 4.2). De esta manera, cuando se irradia con un haz de rayos X una muestra de composición desconocida, esta emitirá las radiaciones características de los elementos que la componen. Si podemos identificar la longitud de onda o energía de cada una de estas radiaciones características, podremos conocer los elementos que componen la muestra, y al medir sus intensidades, podremos conocer sus respectivas concentraciones.

Para los análisis se utilizó un espectrómetro secuencial de rayos X Siemens SRS-3000 equipado con un tubo de rodio y ventana de berilio, el cual mide concentraciones de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) y algunos elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) de muestras de rocas, minerales, sedimentos y suelos. Los errores estimados en las determinaciones son <1% en elementos mayores y <4% en elementos traza (Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1995; Verma *et al.*, 1996).

Previo a los análisis se calibra el equipo de acuerdo con los estándares preestablecidos para cada material que se desee analizar. Las curvas de calibración han sido construidas con estándares emitidos por instituciones de reconocido prestigio internacional.

Preparación de muestras para su análisis por FRX

La preparación de las muestras se realizó siguiendo el manual de métodos analíticos del LUGIS del Instituto de Geología, UNAM (<http://www.geologia.unam.mx>), dicho procedimiento se describe brevemente a continuación.

El análisis de elementos mayores se realiza en muestra fundida (perla). Las perlas son preparadas mezclando 1 g de muestra en polvo con 9 g de mezcla fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7\text{-LiBO}_2$ (50:50 wt%) (Figura 4.3a). La mezcla es vaciada a un crisol y es calentada a $\sim 1,100^\circ\text{C}$ en un hornillo equipado con quemadores Fisher y moldes para

la preparación simultanea de 3 perlas (Figura 4.3b). Previo al calentamiento, se agregan 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250g/L, esto evita que la perla se pegue al molde.

Una vez enfriadas las perlas, se retiran del molde con cuidado, evitando el contacto con las manos para no contaminarlas, al reverso de la perla se coloca una etiqueta con el nombre de la muestra y la fecha en que se elaboró (Figura 4.3c).

Como complemento del análisis de elementos mayores, se requiere determinar la pérdida por calcinación (PXC), lo cual se hace al calentar a 1,000° C un gramo de muestra en “base seca” en un crisol de porcelana durante una hora. Se deja enfriar lentamente a temperatura ambiente para obtener el peso calcinado.

El cálculo de la PXC se realiza de la siguiente manera:

$$\% PXC = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$$



Figura 4.1 a) Mortero de anillos de acero utilizado en la pulverización de las muestras; b) trituradora marca Bico.

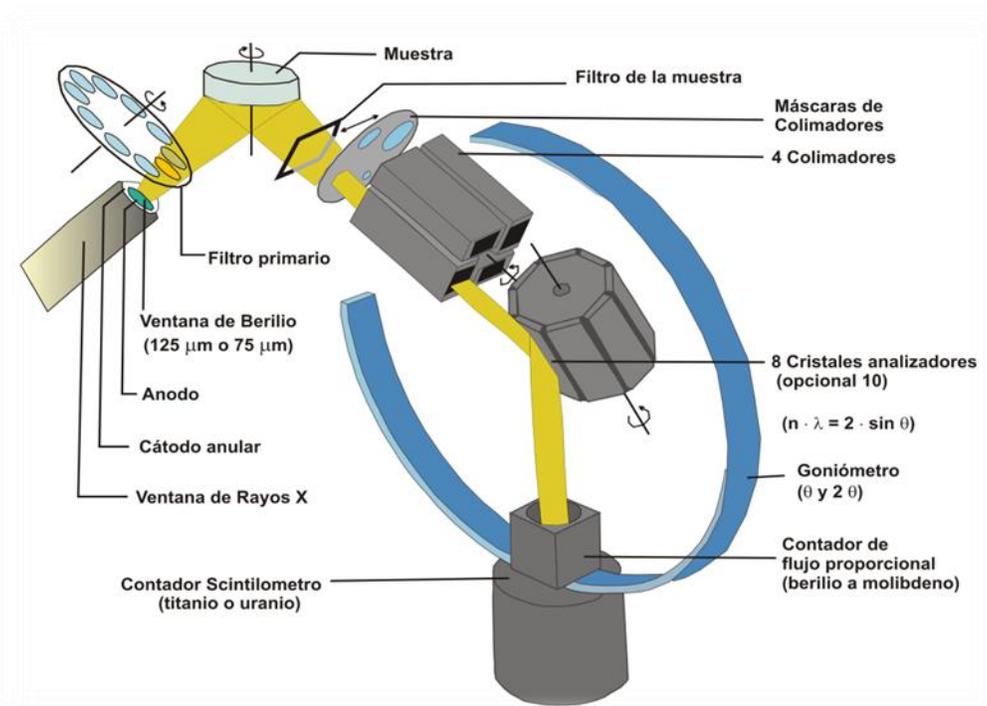


Figura 4.2 Imagen del sistema interno de un espectrómetro secuencial de Fluorescencia de rayos X. Se hace incidir un haz de rayos X primarios sobre la muestra a analizar, lo que provoca que se emitan espectros de fluorescencia característicos de cada elemento, estos pasan a través de unos colimadores y son llevados hacia el detector (Equipo SIEMENS, esquema general).

Para el análisis de elementos traza se utilizan tabletas de la muestra prensada. Estas tabletas se preparan mezclando en un mortero de ágata 4.5 g de muestra pulverizada con 0.5 g de cera-C (Hoechst), la cual actúa como agente aglutinante. El dispositivo utilizado es una prensa Graseby/Specac y un dado con diámetro de 4 cm (Figura 4.4). El dado está equipado con un mecanismo para evacuar el gas presente, lo cual evita irregularidades en la superficie de las tabletas. La muestra previamente mezclada, se introduce al dado y se le espolvorea una cucharada de aglutinante para prensar mejor la muestra. La mezcla es prensada a 20 toneladas, sosteniendo la presión durante 30 segundos. Una vez prensadas las muestras, se etiquetan al reverso de la tableta con el nombre de la muestra y la fecha de elaboración.



Figura 4.3 Preparación de las muestras para el análisis de elementos mayores: a) pesado y preparación de la mezcla (muestra + $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - LiBO_2); b) hornillo utilizado en la fusión de las perlas y c) perlas etiquetadas y listas para el análisis de elementos mayores por FRX.



Figura 4.4 Prensa Grasevy/Specac utilizada en la preparación de las tabletas para la determinación de elementos traza por Fluorescencia de rayos X.

Las concentraciones de elementos traza de 24 muestras, incluidas los elementos de Tierras Raras (REE), se obtuvieron por medio del método de ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), en el Centro de Geociencias (CGEO) de Juriquilla. Para la medición de las concentraciones, se utilizó un instrumento de marca Thermo Series X^{II}. La preparación de las muestras se realizó en el laboratorio ultralimpio del CGEO, siguiendo la metodología descrita detalladamente por Mori (2007). Los resultados de las muestras analizadas se presentan en la Tabla A-1.

4.3 Análisis isotópicos

Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de 24 muestras seleccionadas (ver resultados en la Tabla A-3), fueron determinadas en el LUGIS del Instituto de Geofísica, UNAM. Se utilizó un espectrómetro de masas de ionización térmica Finnigan MAT-262, equipado con un sistema de nueve colectores Faraday y una fuente de doble filamento de renio (Figura 4.7). Las muestras fueron sometidas a una preparación previa antes del análisis isotópico. A continuación se describen los pasos a seguir para la preparación de las muestras, de acuerdo con el manual de Química Ultrapura del laboratorio (LUGIS, 2000).

Pesado y lixiviado de las muestras

- Pesado de las muestras: Las muestras son introducidas en bombas de teflón de 15mL, a las cuales previamente se les elimina la estática por medio de un ventilador antiestática. Para el pesado de las muestras se utiliza una balanza de 5 dígitos; primero se pesa la bomba vacía con tapa, después se introduce la muestra y se vuelve a pesar la bomba tapada. La diferencia de ambos pesos será el peso de la muestra.
- Lixiviado: Este proceso permite eliminar el plomo externo (debido a la alteración) existente en la muestra. Consiste en agregar ~8 mL de HCl 6N a las muestras, estas se dejan aproximadamente 1 hora sobre parrillas de calentamiento ($T \approx 100\text{ }^{\circ}\text{C}$) con las bombas tapadas; después de este tiempo, el HCl 6N es decantado y se agrega agua desionizada (milli-Q) a las muestras. Esta vez se dejan aproximadamente media hora sobre la parrilla de calentamiento, transcurrido este

tiempo se desecha el agua. Las muestras se enjuagan nuevamente con agua milli-Q una o dos veces, hasta que el agua salga transparente. Las muestras se dejan destapadas sobre la parrilla de calentamiento para que el agua sobrante se evapore hasta la sequedad total (~1 hora). Finalmente, se pesan nuevamente las bombas con las muestras (peso después del lixiviado).

Digestión química de las muestras

- Digestión: Este proceso sirve para eliminar los elementos que no deseamos analizar y que están presentes en la muestra, como la sílice. Esto se logra por medio de una serie de ácidos. Una vez pesadas las muestras se les agrega de 1 a 2 ml de HNO₃ 8N y de 5 a 7 ml de ácido fluorhídrico (HF) al 40%. Se tapan y se dejan reposar sobre las parrillas de calentamiento (T≈80 a 90° C) durante al menos 48 horas. Posteriormente, se destapan procurando no dejar gotas adheridas a las tapa o a las paredes y se dejan evaporar por ~10 horas. Esto permite que la sílice se escape en forma de SiF₄. Quedará una pasta blanca compuesta por un residuo de varios fluoruros (CaF, NaF, RbF, etc.). Para eliminar los fluoruros se les agrega ~5 ml de HCl 6N a las muestras y se dejan tapadas nuevamente sobre la parrilla de calentamiento por ~10 horas. Después de este tiempo se destapan las muestras hasta su evaporación total, quedando una pasta amarilla compuesta por cloratos. Por último, se agregan ~4 ml de HBr 1N, se dejan las muestras reposar en la parrilla de calentamiento hasta que la muestra se disuelva y posteriormente se dejan destapadas hasta su evaporación total. De esta manera, las muestras quedan listas para el proceso de separación de elementos (Sr, Nd y Pb).

Separación de elementos

Este es un paso muy importante en el análisis isotópico de las muestras, ya que la presencia de otro elemento puede interferir en las mediciones con el espectrómetro (interferencias isobáricas).

La separación de elementos se lleva a cabo en tres etapas. En la primera se separa el plomo; en la segunda se separan el estroncio y las Tierras Raras y por último se separan el samario y el neodimio. La separación se lleva a cabo en columnas de

intercambio iónico, estas columnas han sido calibradas repetidamente, por lo que su comportamiento con los ácidos utilizados ha sido valorado con precisión para cada columna.

- *Separación química del plomo (Pb)*

La separación del Pb se realiza bajo una campana de flujo laminar de calidad de aire 10 (Figura 4.5a). Se utilizan columnas de teflón de 3 cm de alto, un radio interior de 2 mm y 300 μ L de relleno de resina aniónica DOWEX AG1-X8 (Figura 4.5c). De manera resumida, la separación es como sigue:

- Preparación de muestras: Se agregan 1.5 mL de HBr 1N y se dejan sobre la parrilla de calentamiento ($T \sim 100^{\circ}\text{C}$), tapadas durante media hora, hasta que se disuelvan totalmente.
- Preparación de columnas: Se añaden 325 μ L de resina a las columnas con una pipeta y se deja asentar la resina. Se colocan vasos de vidrio con capacidad de 50 mL bajo cada columna.
- Limpieza de resina: Agregar un volumen de columna (CV) de agua milli-Q, posteriormente limpiar la resina con $\frac{1}{2}$ CV de HNO_3 8N. Repetir alternadamente 1 CV de agua milli-Q con $\frac{1}{2}$ CV de HCl 6N, y terminar con agua milli-Q. Es necesario dejar pasar todo el volumen cada vez. Por último se acondiciona la resina con $\frac{1}{2}$ CV de HBr 1N.
- Cargar la muestra: Sacar la muestra con una pipeta y colocarla directamente sobre la resina. Es necesario cambiar la punta de la pipeta entre cada carga de muestra. Colocar las bombas de teflón bajo las columnas para recuperar en ellas el estroncio y las Tierras Raras.
- Añadir 300 μ L de HBr 1N y posteriormente añadir 2 veces 600 μ L de HBr 1N y dejar pasar todo el volumen cada vez. Agregar 12 gotas de HCl 2N y dejar pasar totalmente. Las soluciones recuperadas se ponen a evaporar en lámparas de calentamiento para su posterior separación de Sr y Tierras Raras.
- Colecta del Pb: Colocar bombas de teflón nuevas para recuperar el Pb, y agregar 1.5 mL de HCl 6N a las columnas.

- Después de recuperar el Pb, agregar una gota de H_3PO_4 0.1N directo a la muestra dentro de la bomba de teflón.
- Las soluciones recuperadas se ponen a evaporar bajo parrillas de calentamiento, hasta la sequedad total (Figura 4.5b), así quedan listas para cargar sobre los filamentos del espectrómetro de masas.
- Limpieza de columnas: Se vacía la resina con ayuda de agua milli-Q y se ponen a remojar en ácido nítrico 8N.

- *Separación del estroncio (Sr) y las Tierras Raras*

Para la separación del rubidio, estroncio y Tierras Raras se utilizan columnas de cuarzo de 17.5 cm de alto, un radio interior de 0.9 cm de diámetro y 16 cm de altura de relleno de resina catiónica (Figura 4.6). En la Tabla 4.1 se muestra el procedimiento generalizado para la separación de Sr y Tierras Raras por medio de las columnas de intercambio iónico. Este procedimiento dura aproximadamente 12 horas y se realizó en las instalaciones del LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM.

Tabla 4.1 Procedimiento general de separación de Sr y Tierras Raras en columnas de intercambio iónico (tomado del manual interno del LUGIS, 2000).

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

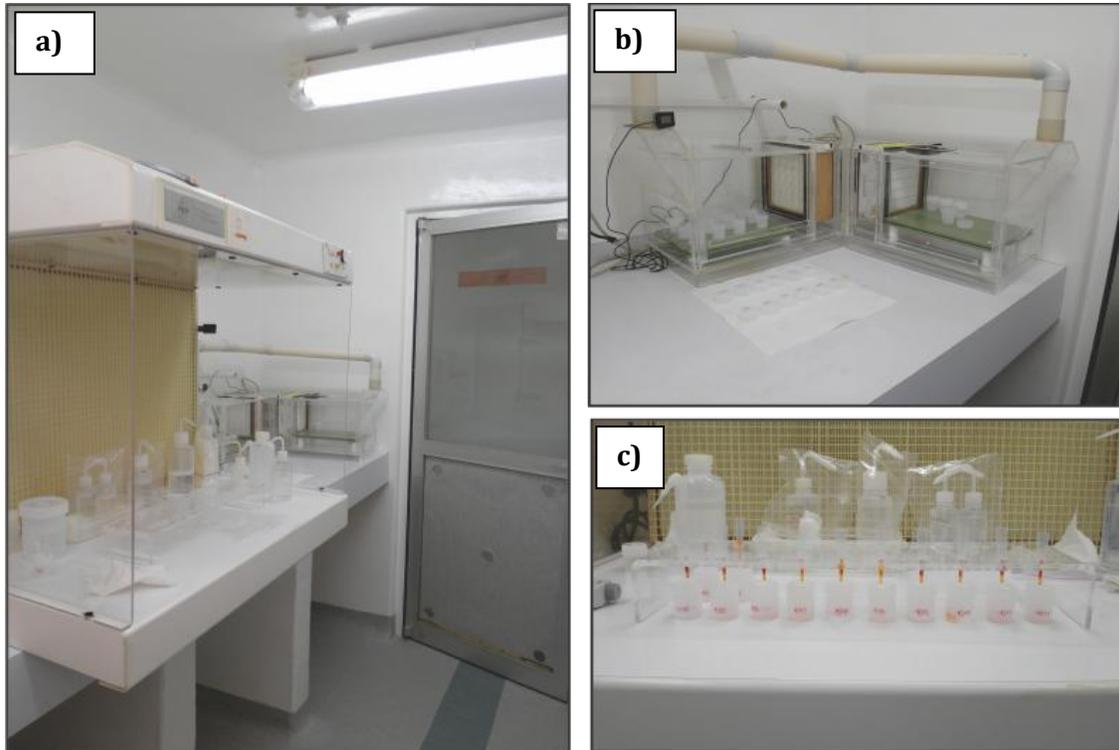


Figura 4.5 Laboratorio ultra-limpio para la separación de Pb. a) Campana de flujo laminar, b) parrillas de calentamiento, c) columnas de teflón utilizadas en la separación del plomo.



Figura 4.6 Columnas de intercambio iónico para la separación del estroncio y Tierras Raras.

Las soluciones recuperadas con Sr, se ponen a secar bajo luz infrarroja hasta poderse verter en vasitos de 2 mL, posteriormente se calientan nuevamente hasta la sequedad total. De esta manera, las muestras de Sr quedan listas para cargar sobre los filamentos para su medición en el espectrómetro de masas.

- *Separación del neodimio (Nd)*

Las soluciones que contienen las Tierras Raras pasan por otro proceso de separación, realizado también en columnas de intercambio iónico, pero de dimensiones menores: un radio interior de 0.4 cm y 7 cm de altura de relleno de polvo de teflón. A diferencia de las columnas de intercambio iónico usadas para la separación del Rb y Sr, cada una de estas columnas está calibrada con diferente volumen de ácido. La preparación de las muestras y columnas, así como su limpieza es similar para todas. Sin embargo, los volúmenes para la separación deben consultarse en las hojas de trabajo del laboratorio. En la Tabla 4.2 se muestra el proceso general para la separación del neodimio.

Tabla 4.2 Procedimiento general para la separación del Nd en columnas de intercambio iónico.

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

Las soluciones recuperadas con Nd, se ponen a secar bajo luz infrarroja hasta poderse verter en vasitos de 2 mL, y se calientan nuevamente hasta la sequedad total.

Así, las muestras quedan listas para ser cargadas en los filamentos y su posterior medición.

Carga de Sr, Nd y Pb en los filamentos y adquisición de datos

Después de la separación química, el Sr, Nd y Pb son cargados en forma de solución (~1 a 3 μL) en filamentos de renio previamente desgasificados (filamentos de evaporación). Previa a la carga, se agrega 1 μL de HCl a las muestras de Sr y Nd, y 1 μL de silicagel + 1 μL de H_3PO_4 a las muestras de Pb, para dejarlas en forma de solución. Las muestras son cargadas sobre el filamento de renio previamente calentado a 1 A de corriente (Figura 4.7 a), y posteriormente se aumenta el amperaje lentamente desde 1.5 a 2.3 A, hasta observar la incandescencia del filamento, inmediatamente se baja el amperaje a cero y se retira el porta-filamento con la muestra cargada. Una vez cargadas las muestras, se insertan en la fuente del espectrómetro de masas (Figura 4.7 b). Para las muestras de Sr y Nd, se hace un arreglo de dos filamentos; uno de ionización (sin muestra y desgasificado) y otro de evaporación, el cual contiene la muestra. Las muestras de Pb simplemente se cargan en el filamento de evaporación. En un magazin o carrusel se colocan 12 muestras más un estándar el cual es introducido en la fuente para su medición. Este arreglo (carrusel) se conecta al espectrómetro de masas mediante electrodos. De esta manera las muestras quedan listas para la adquisición de los datos en el espectrómetro de masas.

Todas las determinaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb se realizaron con un espectrómetro de masas Finnigan MAT262 (Figura 4.7 c). El aparato está equipado con nueve colectores Faraday y una fuente de doble filamento de Renio. Las mediciones se realizan en modo estático, pudiéndose registrar así las intensidades de hasta 7 masas simultáneamente. Todas las mediciones son llevadas a cabo con una corriente de 10 kV. Para cada medición de Sr y Nd se hacen seis bloques de 10 mediciones cada uno. Para el Pb son 5 bloques con 20 mediciones.

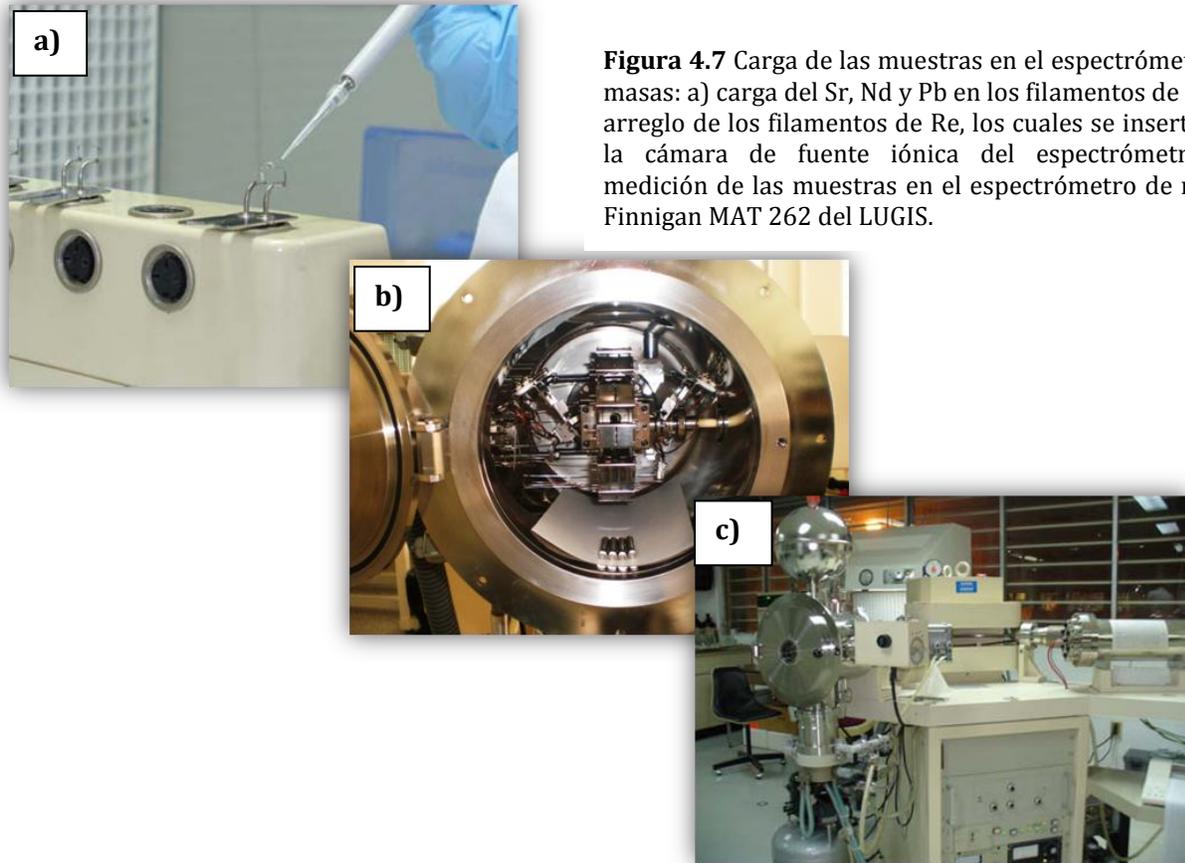


Figura 4.7 Carga de las muestras en el espectrómetro de masas: a) carga del Sr, Nd y Pb en los filamentos de Re; b) arreglo de los filamentos de Re, los cuales se insertan en la cámara de fuente iónica del espectrómetro; c) medición de las muestras en el espectrómetro de masas Finnigan MAT 262 del LUGIS.

RESULTADOS:

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

5

5.1 Petrografía

Con el objetivo de determinar las características texturales y la paragénesis mineralógica de las rocas del área de estudio, se realizó el análisis petrográfico de 50 muestras. El análisis mineralógico modal de las muestras más representativas (Tabla 5.1) se llevó a cabo utilizando un contador de puntos manual y se contaron entre 600 y 800 puntos por muestra. Para las muestras con textura porfídica se contaron las proporciones modales de los fenocristales (considerando fenocristales a aquellos cuyos tamaños van de 0.3 a 5 mm), mientras que para las rocas con textura microlítica se consideraron todos los cristales.

A continuación se presenta la descripción de las características petrográficas más importantes de las unidades que conforman al CVXP, esto con la finalidad de proponer una clasificación petrográfica de las mismas y observar sus analogías o diferencias.

5.1.1 Vulcanismo del Mioceno

Las unidades del Mioceno están representadas por rocas de composición andesítica y dacítica, así como ignimbritas riolíticas con edades de entre 13.4 y 9.8 Ma. Aunque en general, todas las andesitas presentan las mismas fases minerales, estas muestran variabilidad tanto en sus texturas, como en el porcentaje modal de sus minerales. Tomando en cuenta esto, se han dividido en tres grupos: Andesita Santa Susana-Las Canoas, Andesita El Gallo y Andesita San Jerónimo.

Andesita Santa Susana-Las Canoas

Las rocas de esta unidad (Xi-40, Xi-41 y Xi-45b) presentan textura porfídica (26-35% de fenocristales), compuesta por fenocristales de plagioclasa (18-26 % modal), anfíbol (4-6% modal) y escaso piroxeno (3-4% modal). Los fenocristales están embebidos en una matriz microlítica hipocristalina color pardo, compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos (Figura 5.1a).

Los fenocristales de plagioclasa están representados por andesina de contornos subedrales a anedrales con dimensiones variables (desde 0.3 hasta 3.5 mm). En general, la mayoría de los cristales muestran evidencias de desequilibrio químico, como desarrollo de texturas de tamiz, debido al proceso de disolución en el magma y/o sobrecrecimiento del cristal sucesivo a la formación de la textura de tamiz (Figura 5.1b). Esto se hace más evidente en los fenocristales más grandes (>1.5 mm) los cuales presentan formas redondeadas debido a la reabsorción de los bordes. En muchas plagioclasas se observó zoneamiento oscilatorio y concéntrico, así como inclusiones de vidrio siguiendo los patrones del zoneamiento.

Los fenocristales de anfíbol están representados por hornblenda con formas subedrales a euedrales con dimensiones de 0.3 a 3 mm. En general, exhiben un hábito tabular, aunque también se observaron secciones basales, las cuales muestran crucero en 2 direcciones, con ángulos de $\sim 60^\circ$ a 120° entre ellas. Algunos cristales presentan macla simple y otros tienen textura de tamiz e inclusiones de plagioclasa y piroxeno. La mayoría de los cristales de hornblenda están rodeados por una corona delgada de óxido (opacita) (Figura 5.1d), que representa un proceso de devolatilización debido a un decremento en la presión (Devine *et al.*, 1998).

El piroxeno (hiperstena) se observó en pequeñas cantidades en estas muestras. Se presenta como pequeños microlitos en la matriz, aunque también se observaron escasos ($\sim 3\%$) fenocristales subedrales con dimensiones de hasta 0.7 mm. Algunos presentan inclusiones de óxidos de Fe y Ti. En pocos fenocristales de ortopiroxeno se observaron inclusiones de hornblenda anedral, la cual parece ser un mineral primario reabsorbido por el piroxeno.

De acuerdo con sus características petrográficas estas rocas se clasifican como andesita porfídica de hornblenda e hiperstena.

Se observaron algunos enclaves de textura microgranitoide dentro de estas rocas (Figura 5.1c), los cuales consisten de cristales tabulares de plagioclasa y piroxeno con vidrio intersticial. La presencia del vidrio confirma que el enclave microgranitoide fue un glóbulo de magma (Vernon, 1991). Los cristales de plagioclasa presentan texturas de tamiz y bordes reabsorbidos. El contacto entre el enclave y la roca encajonante es irregular y sin bordes de reacción. Adicionalmente, existen algunos fenocristales de hornblenda de la roca encajonante dentro del enclave. Todas estas evidencias podrían indicar un proceso de “magma mingling” o mezcla incompleta de magmas (Vernon, 1996).

Andesita El Gallo

Estas rocas (muestras Xi-43 y Xi-44) presentan una textura microlítica fluidal e hipocristalina (40% de vidrio) constituida principalmente por microlitos de plagioclasa (48%) y algunos fenocristales de hornblenda (6%).

Los cristales de plagioclasa están representados por andesina-labradorita y se presentan como microlitos tabulares con dimensiones de entre 0.1 y 0.5 mm. Los fenocristales de hornblenda tienen dimensiones de entre 0.5 y 2 mm, y se presentan en formas subedrales. Todos los fenocristales de hornblenda tienen bordes oxidados y muchos han sido reemplazados totalmente por estos, y solo se observan pseudomorfos. En algunos cristales de hornblenda también se puede observar un borde de reacción que consiste de una asociación de ortopiroxeno y clinopiroxeno. Esto también se observa en el centro de algunos fenocristales, los cuales presentan corrosión o reabsorción. En la muestra Xi-46 se observaron algunos cristales de hornblenda con bordes de sobre-crecimiento (Figura 5.1d). Es decir, existe un núcleo de hornblenda con borde de oxidación, el cual está recubierto sucesivamente por otro cristal de hornblenda, lo que podría indicar variaciones en la estabilidad del anfíbol debido a cambios graduales de presión y temperatura dentro de la cámara magmática.

En comparación con las muestras de la unidad Santa Susana, las andesitas de la unidad El Gallo no presentan fenocristales de piroxeno, y estos solo se observaron cómo trazas en la matriz y reemplazando a algunos fenocristales de hornblenda. De acuerdo con sus características petrográficas estas rocas se clasifican como andesita microlítica de hornblenda.

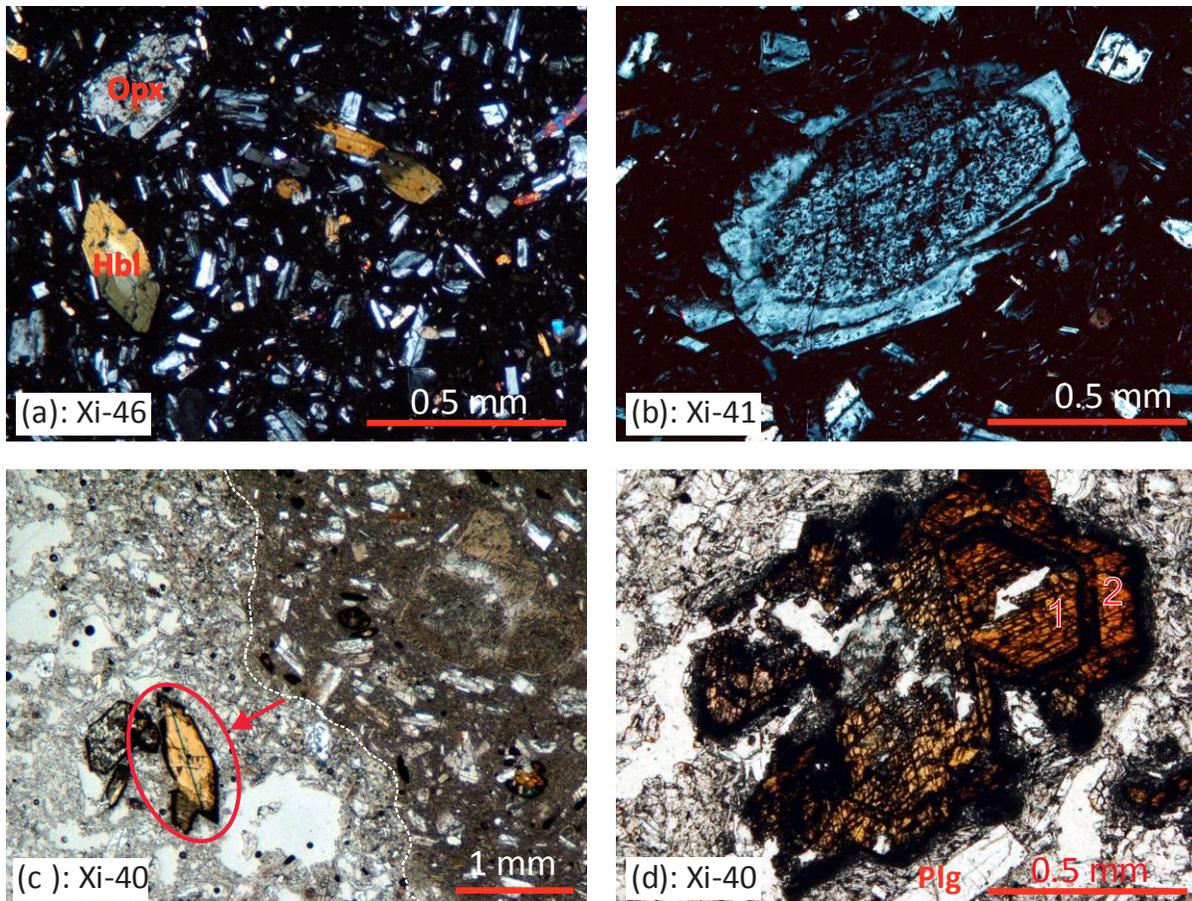


Figura 5.1 Fotomicrografías que muestran las principales características de la andesita Santa Susana-Las Canoas y El Gallo: (a) textura porfídica de la Andesita Santa Susana, la cual está constituida por fenocristales de plagioclasa (Plg), hornblenda (Hbl) y escasos fenocristales de ortopiroxeno (Opx); (b) fenocristal de plagioclasa mostrando evidencias de desequilibrio como bordes redondeados y corrosión interna por disolución en el magma, seguido por el crecimiento de un nuevo borde de plagioclasa; (c) enclave microgranitoide constituido por cristales tabulares de plagioclasa y piroxeno con vidrio intersticial. Se observan algunos fenocristales de hornblenda dentro del enclave (encerrados en rojo) que podrían ser de la roca encajonante, lo que indicaría intercambio de cristales. El contacto entre el enclave y la roca encajonante es irregular y sin corona de reacción; (d) Andesita El Gallo donde se observan fenocristales de hornblenda rodeados por una corona de óxido [1] con bordes de sobrecrecimiento [2].

Andesita San Jerónimo

Este grupo de rocas (muestras Xi-48 y Xi-52) presenta una textura microlítica-seudotraquítica (<27% de vidrio) constituida por plagioclasa (~61%), ortopiroxeno (~4%) y minerales opacos (~8.5%).

Los cristales de plagioclasa son del tipo andesina y se presentan predominantemente como microlitos tabulares de grano fino (< 0.5 mm) (Figura 5.2); aunque también se observaron escasos fenocristales (<2%) con dimensiones de hasta 2 mm. Todos los fenocristales de plagioclasa muestran evidencias de desequilibrio químico como texturas de tamiz y bordes reabsorbidos.

Los cristales de ortopiroxeno son del tipo de la hiperstena y se presentan como fenocristales con dimensiones de entre 0.4 y 1.8 mm. Existen algunos fenocristales con formas prismáticas subedrales-euedrales y sin evidencias de desequilibrio (Figura 5.2). Otros cristales de piroxeno presentan formas anedrales con texturas de tamiz y abundantes inclusiones de óxidos, siendo en algunos casos, reemplazados totalmente por estos. De acuerdo con sus características petrográficas estas rocas son clasificadas como andesita microlítica de hiperstena.

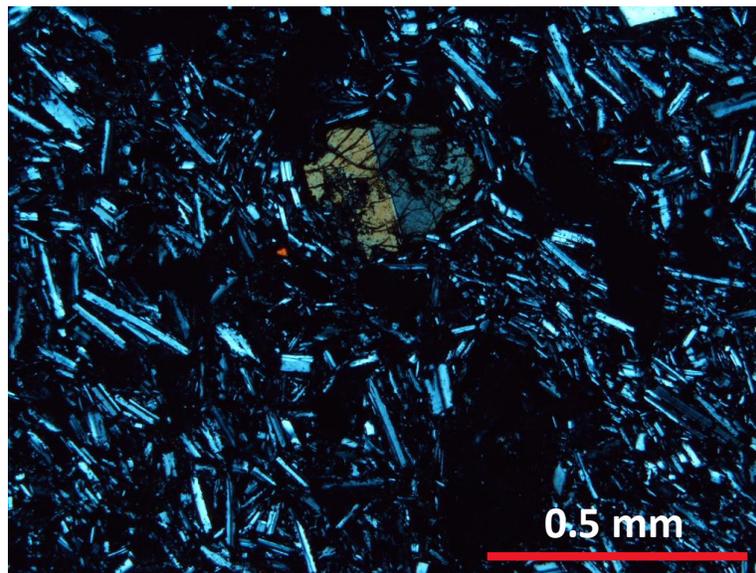


Figura 5.2 Textura microlítica-seudotraquítica de la Andesita San Jerónimo (muestra Xi-48). Los microlitos de plagioclasa están alineados y la mayoría presenta macla simple. Al centro se observa un fenocristal subedral de ortopiroxeno (hiperstena) con macla simple.

Ignimbritas riolíticas

Las muestras de las ignimbritas estudiadas presentan variación en las texturas, que va de microcristalina para la ignimbrita del Cerro La Rinconada-San Mateo Tlajomulco (muestras Xi-35 y Xi-23), a microporfídica para la ignimbrita del Cerro El Sombrero (Xi-37 y Xi-38).

Las muestras microporfídicas presentan escasos (< 5%) micro-fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, biotita y cuarzo. Los fenocristales de feldespato potásico son del tipo sanidino y presentan formas subedrales-anedrales con dimensiones de entre 0.8 y 3.4 mm. Estos fenocristales exhiben macla simple y en general, no muestran evidencias de desequilibrio químico. El cuarzo (< 1%) se presenta como pequeños fenocristales anedrales con bordes redondeados y dimensiones de hasta 1 mm. Se observan escasos fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) con contornos engolfados. Existen escasos cristales de biotita (< 1%), los cuales presentan hábitos tabulares con dimensiones de hasta 2 mm. Algunos cristales de biotita están rodeados por una corona de óxidos y en algunos casos han sido reemplazados totalmente por estos.

La matriz en todas las muestras varía de microcristalina a criptocristalina y está compuesta por vidrio color pardo claro en proceso de desvitrificación, así como escasos minerales opacos. Al microscopio se observó una ligera alteración a carbonato de calcio y minerales arcillosos. En la muestra Xi-35 se observó una textura eutaxítica constituida por la intercalación de bandas con textura microcristalina y bandas con textura microlítica fluidal (Figura 5.3).

De acuerdo con las características descritas, estas rocas se clasifican como ignimbritas riolíticas con dos facies: una facies de grano fino y sin fenocristales y una facies relativamente rica en cristales.

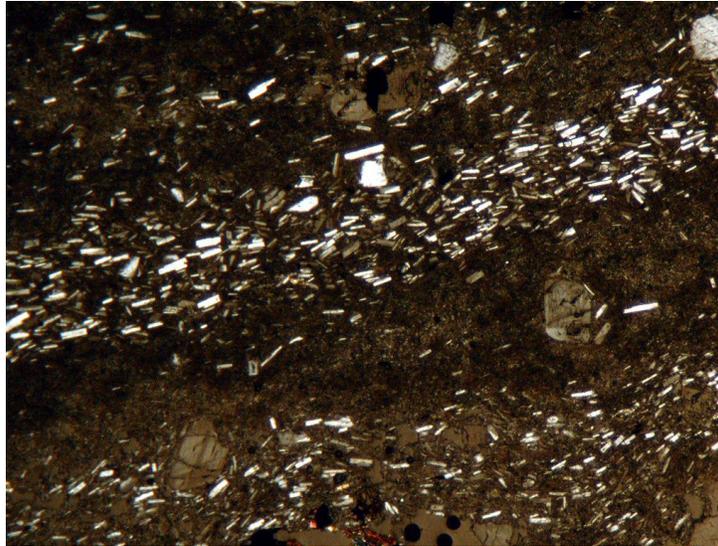


Figura 5.3 Muestra Xi-35 de una ignimbrita localizada en el cerro La Rinconada. Se observa la textura bandeada constituida por la intercalación de bandas con textura microcristalina y bandas con textura microlítica fluidal. Base de la foto 5 mm.

5.1.2 Vulcanismo del Pleistoceno

Conos cineríticos

Los productos de los conos de escoria varían en composición de basalto a andesita-basáltica y, en general, presentan texturas microlíticas e hipocristalinas con escasos fenocristales (<15%). La excepción son las muestras Xi-45a (tomada de un cono de escoria localizado en la ladera S-SE del cerro Santa Susana), y la Xi-22 y Xi-28 (tomadas del Cerro Bella Vista); las cuales presentan texturas glomeroporfídicas y porfídicas seriadas, respectivamente. Las fases minerales identificadas en esta serie de rocas son plagioclasa, piroxeno, y olivino (Figura 5.4a). El análisis modal de estas muestras se presenta en la Tabla 5.1.

En las muestras de texturas microlíticas a holohialinas, la plagioclasa se presenta como microlitos orientados con una composición de andesina-labradorita. Los microlitos se encuentran inmersos en una matriz vítrea de color pardo a gris oscuro. En las muestras con textura porfídica, los fenocristales de plagioclasa (de 16 a 33% modal), fueron identificados como andesina-labradorita de acuerdo con el método de Michel Levy. Presentan dimensiones variables (desde 0.3 hasta 3.6 mm),

con formas euedrales a subedrales. La mayoría presenta maclado polisintético y algunas muestran zoneamiento concéntrico. En general, la plagioclasa no exhibe evidencias de desequilibrio químico, salvo en la muestra Xi-28, en donde se observan algunos fenocristales con bordes reabsorbidos y texturas de tamiz formadas por inclusiones de vidrio, piroxeno y minerales opacos.

Todas las muestras presentan fenocristales de ortopiroxeno (hiperstenas) con dimensiones variables (entre 0.36 a 1.2 mm) y formas que van de subedrales a anedrales. Se reconocen por su pleocroismo débil en los tonos de verde a rosa claro, y con nícoles cruzados presentan extinción recta y colores de birrefringencia del primer orden. Se observaron algunos cristales esqueléticos que presentan contornos corroídos y bordes oxidados, y en la muestra Xi-22 (muestra de una bomba) se observan fenocristales de ortopiroxeno y olivino alterados a clorita o posible crisotilo fibroso, posiblemente debido a un proceso de alteración hidrotermal (Figura 5.4 b).

Los cristales de clinopiroxeno se presentan como fenocristales aislados o en aglomerados con plagioclasa. Están representados por augita-diópsida y tienen tamaños de grano fino (0.24-0.8 mm) y formas subedrales a anedrales, raramente se observan cristales euedrales. La augita presenta color verde pálido con luz natural y exhibe altos colores de birrefringencia. Algunos cristales presentan maclas simples.

El olivino se presenta como fenocristales con formas subedrales a anedrales de contornos poligonales y tamaño de grano fino a medio (de 0.2 a 1.3 mm). Los porcentajes modales son variables, siendo las muestras del cono Bellavista las que contienen una mayor proporción de olivino (6% modal) y donde se observan los fenocristales más grandes, con dimensiones de hasta 1.3 mm (Figura 5.4a). Se encuentran como cristales individuales o formando pequeños aglomerados con las plagioclasas y los piroxenos. Algunos cristales exhiben formas esqueléticas debido a la reabsorción en bordes. Los cristales de olivino presentan abundantes inclusiones de minerales opacos y algunos muestran alteración a iddingsita en bordes y fracturas.

La matriz en las muestras varía de holohialina a microlítica hipocristalina. La muestra Xi-28, presenta una matriz traquítica conformada por microlitos de plagioclasa, piroxeno, minerales opacos y vidrio.

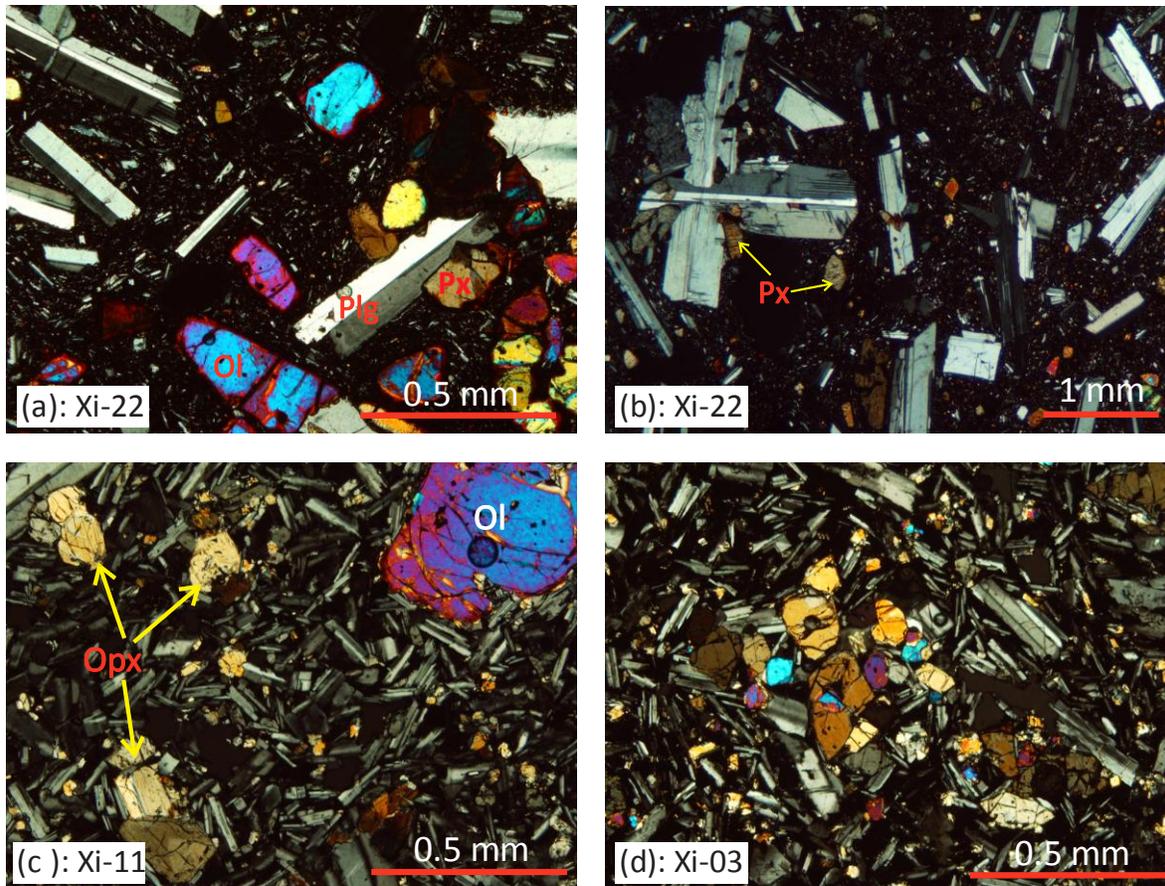


Figura 5.4 Características petrográficas de los productos de los conos de escoria (a y b) y los flujos de lava andesítico-basálticos (c y d). a) Muestra de un flujo de lava del cono Bellavista en donde se observa la textura porfídica con fenocristales eudrales de plagioclasa (Plg), fenocristales subedrales de olivino (Ol) y piroxeno (Px); b) muestra de una bomba del Cono Bellavista en donde se observan cristales de piroxeno alterados a posible clorita, debido a un proceso de alteración hidrotermal; c) muestra de un flujo de lava andesítico-basáltico del volcán Santa Ana, la cual presenta una textura microlítica-seudotraquítica compuesta por microlitos de plagioclasa y algunos fenocristales de piroxeno y olivino; d) aglomerado de cristales de piroxeno y olivino en una andesita-basáltica del volcán La Paila.

Flujos de lava andesítico-basálticos

En este grupo se clasificaron todas las muestras de los flujos de lava de composición andesítico-basálticos provenientes de los volcanes escudo La Paila, Santa Ana y Viejo de Tultengo, así como otros flujos de lava localizados en los alrededores del área de estudio de los cuales no se pudo identificar su fuente en campo, por lo que fue necesario analizarlas petrográficamente con el fin de asociarlas con alguna estructura.

Se realizó la descripción petrográfica de 22 muestras para este grupo. Con el fin de evitar repeticiones, en los siguientes párrafos se realiza la descripción petrográfica

de manera global, ya que las características de los diferentes flujos son relativamente similares.

En general, las texturas de estas rocas son microlíticas e hipocristalinas con variaciones que van de intergranular a pseudo-traquítica, con escasos (~1-5%) fenocristales (Figura 5.4a). Las fases minerales que constituyen estas rocas son plagioclasa, piroxeno, olivino minerales opacos y vidrio de composición basáltica, todos presentes en porcentajes modales variables.

La plagioclasa constituye la fase mineral más abundante (del 45-65% modal) en todas las muestras y se ha determinado una composición variable de andesina a labradorita, según el método de Michel-Levy. Se presenta como microlitos tabulares con formas euedrales a subedrales, aunque ocasionalmente se observan escasos fenocristales (<1 %) con tamaños de entre 1 y 1.8 mm, los cuales presentan evidencias de desequilibrio químico como textura de tamiz y bordes reabsorbidos. En algunos cristales de plagioclasa se observaron inclusiones de apatito, vidrio y piroxeno.

El olivino se presenta como fenocristales en todas las muestras, con porcentajes variables, siendo las rocas de los flujos del volcán La Paila las que contienen un mayor contenido de olivino (hasta 4% modal). En general, presentan formas subedrales a anedrales con contornos poligonales y dimensiones de entre 0.3 y 2.4 mm. Son incoloros en luz natural y muestran colores de birrefringencia altos (del 2° orden), así como extinción recta con nicols cruzados. Frecuentemente se observan cristales de olivino alterados a iddingsita en bordes y fracturas, algunos incluso están totalmente reemplazados por ésta. Se observaron pocos fenocristales con textura de tamiz hacia el centro compuesta por óxidos, así como bordes reabsorbidos, sobre todo en las muestras del volcán Santa Ana. En muchos cristales de olivino se observaron inclusiones de minerales opacos.

El ortopiroxeno (hiperstena) se presenta en todas las muestras en proporciones modales variables (de 4 a 14%). En general, se presenta como microlitos subedrales-anedrales formando intercrecimientos con la plagioclasa. Solo ocasionalmente se observaron fenocristales subedrales con dimensiones de entre 0.4 y 1.5 mm. Algunos presentan macla simple y son frecuentes las inclusiones de óxidos

de Fe-Ti, apatito y vidrio. En la mayoría de las muestras se observaron glomerocristales de piroxenos (Figura 5.4d).

El clinopiroxeno, representado por augita, se presenta en pequeñas cantidades en estas muestras (0.5-3% modal), como microlitos anedrales que forman intercrecimientos con la plagioclasa y el ortopiroxeno. Solo en algunas muestras se observaron microfenocristales con dimensiones menores a 1mm.

Complejo dómico Xihuingo

Las muestras de los domos dacíticos Xihuingo, exhiben características petrográficas relativamente homogéneas, lo cual también se refleja en los resultados geoquímicos. Presentan texturas porfídicas hipocristalinas (Figura 5.5) con porcentajes variables de fenocristales (10-27%), los cuales están representados esencialmente por plagioclasa (de 8 a 18% modal) y hornblenda (de 4 a 7% modal). Aunque en algunas muestras se observaron escasos fenocristales de biotita (<1%).

A pesar de sus similitudes texturales y mineralógicas, se observan pequeñas variaciones en función de la lava o domo muestreado. Por ejemplo, las muestras del domo principal (Xi-07 y Xi-08) presentan texturas porfídicas con un mayor porcentaje de fenocristales de plagioclasa y hornblenda bien preservados, mientras que hacia los flancos y algunos frentes de lava el porcentaje de fenocristales es menor y se observan abundantes pseudomorfos de anfíboles.

Los fenocristales de plagioclasa tienen composiciones de oligoclasa-andesina y muestran formas que van de subedrales a euedrales con dimensiones variables (de 0.3 a 3.5 mm). La mayoría presenta zoneamiento concéntrico y en muchos cristales se observaron evidencias de desequilibrio químico como reabsorción en bordes y textura de tamiz hacia el centro o en los bordes, siguiendo el zoneamiento (Figura 5.5c). También, algunas plagioclasas presentan bordes de sobrecrecimiento sucesivo a la formación de la textura de tamiz. Son frecuentes las inclusiones de apatito y vidrio, y en algunas se observan inclusiones de anfíbol y piroxeno.

Los fenocristales de hornblenda de los domos dacíticos tienen tamaños de entre 0.3 y 2.3 mm. Presentan formas tabulares y prismáticas subedrales a euedrales y

en luz natural exhiben un color de verde pálido a pardo. Todos los cristales de hornblenda muestran un borde de óxido (opacita) de $\sim 24 \mu\text{m}$ de espesor, algunos incluso han sido reemplazados totalmente, quedando solo pseudomorfos. En algunos cristales se observó un borde microcristalino que consiste en una asociación de piroxeno y óxidos, y en otros fenocristales se presenta un núcleo reabsorbido en donde se observan trazas de piroxeno y plagioclasa. Estas características podrían indicar procesos de desequilibrio del anfíbol y formación de nuevos minerales a expensas de éste. Se observaron también escasos intercrecimientos y aglomerados de fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y piroxeno.

Escasos fenocristales (<1%) de biotita fueron observados en dos muestras de los domos. La biotita se distingue de la hornblenda por su extinción recta y crucero en una sola dirección. Presenta reabsorción en bordes y está rodeada por una corona de óxido.

La matriz en estas muestras es microlítica fluidal-hipocristalina y está constituida por microlitos de plagioclasa, vidrio pardo claro, óxidos y piroxeno en trazas. De acuerdo con estas características petrográficas las rocas de esta unidad se pueden clasificar como dacita porfídica de hornblenda.

5.1.3 Algunas consideraciones sobre los resultados petrográficos.

El estudio petrográfico de las muestras permitió identificar las principales diferencias entre las dos secuencias volcánicas. Así, para las rocas del Mioceno se tiene una paragénesis mineralógica que indica magmas más evolucionados, caracterizados por la presencia de fases hidratadas (hornblenda), coexistiendo con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Las evidencias de desequilibrio químico encontrados en algunos fenocristales indican procesos complejos dentro de una cámara magmática, tales como posible mezcla de magmas o “magma-mingling” (mezcla incompleta), como lo demuestra también la presencia de ciertos enclaves micrograníticos dentro de las unidades de andesita.

Por otra parte, los productos volcánicos del Pleistoceno, en general muestran características petrográficas típicas de magmas menos evolucionados (composiciones de basaltos a andesita basáltica) con fases minerales anhidras representadas por

plagioclasa, olivino y piroxeno. Las características petrográficas de estas rocas se asocian con el emplazamiento de magmas a través de vulcanismo monogenético, en el cual no existen cámaras magmáticas de larga duración en donde el magma pueda estacionarse y estar sujeto a fuertes procesos de cristalización fraccionada o mezcla de magmas.

Durante el Pleistoceno también se emplazaron rocas de composición dacítica, pertenecientes al Complejo Dómico Xihuingo. Estas rocas presentan una paragénesis de minerales hidratados (biotita y hornblenda), con evidencias de desequilibrio químico, tal como en el caso de las rocas del Mioceno. La presencia estas rocas dacíticas pleistocénicas probablemente podría indicar magmatismo bimodal, ya que estas rocas coexisten con rocas máficas de edad similar, como se describió en el capítulo 3.



Figura 5.5 Fotomicrografías que muestran las principales características de las dacitas que conforman al Complejo Dómico Xihuingo. En general estas rocas presentan una textura porfídica compuesta por fenocristales de hornblenda (Hbl) y plagioclasa (Plg), embebidos en una matriz microlítica hipocristalina. Los fenocristales de hornblenda presentan bordes oxidados (a y b). Existen evidencias de desequilibrio químico en las plagioclasas, como textura de támara hacia el centro o los bordes siguiendo el zoneamiento (c). Fotografías tomadas en luz natural.

Tabla 5.1 Análisis modal de muestras representativas del CVXP.

Muestra	Unidad	Plg	Hbl	Opx	Clpx	Ol	Bt	Op	Gms o Vd
<i>Vulcanismo del Mioceno</i>									
Xi-40	ASS-LC	25.79	5.59	2.91	-	-	-	-	65.69
Xi-41	ASS-LC	17.77	4.26	3.55	-	-	-	0.23	74.17
Xi-46	A El Gallo	47.67	5.88	tz	-	-	-	6.58	39.85
Xi-48	A San Jerónimo	60.69*	-	4	-	-	-	8.58	26.65
Xi-52	A San Jerónimo	52.28*	-	2.28	-	-	-	8.12	37.3
Xi-36	FLAND	52.74*	-	6.52	0.78	-	-	0.52	39.42
<i>Vulcanismo del Pleistoceno</i>									
Xi-45a	Cono cinerítico	32.45	-	4.21	1.4	1.75	-	-	60.17
Xi-32	Cono cinerítico	13.05*	-	1.59	0.95	0.31	-	-	84.07
Xi-28	Cono Bellavista	30.87	-	2.53	1.21	5.73	-	-	59.64
Xi-42	V. La Paila	54.02*	-	8.57	0.51	0.77	-	-	36.1
Xi-19	V. La Paila	53.11*	-	7.55	1.77	3.11	-	2.22	32.22
Xi-31	V. La Paila	63.5*	-	18.81	1.92	3.69	-	4.66	7.39
Xi-30	V. La Paila	57.64*	-	9.38	1.88	2.14	-	4.29	24.66
Xi-11	V. La Paila	57.01*	-	12.69	2.89	2.44	-	2.67	22.27
Xi-10	V. La Paila	62.62*	-	10.28	1.64	2.34	-	1.17	21.96
Xi-47	V. Santa Ana	60.73*	-	11.25	0.52	1.83	-	1.04	24.6
Xi-14	V. Santa Ana	57.45*	-	5.49	0.59	1	-	1.56	33.92
Xi-24	V. Santa Ana	46.75*	-	12.96	2.73	1.023	-	0.34	36.17
Xi-50	V. Viejo de Tultengo	64.97*	-	14.08	1.38	2.23	-	2.54	14.78
Xi-51	V. Viejo de Tultengo	58.16*	-	8.3	3.43	2.29	-	3.72	24.06
Xi-12	CDX	19.64	7.44	-	-	-	0.59	2.38	69.94
Xi-08	CDX	16.79	3.67	-	-	-	-	0.78	78.74
Xi-07	CDX	18	4.5	-	-	-	-	2.36	75.11
Xi-02	CDX	7.52	2.18	-	-	-	0.26	0.72	89.32
Xi-04	CDX	9.98	0.2	0.2	-	-	-	3.95	85.7

Abreviaciones de las unidades: **ASS-LC**: Andesita Santa Susana-Las Canoas; **A Sn. Jerónimo**: Andesita San Jerónimo; **A El Gallo**: Andesita El Gallo; **V.**: volcán; **CDX**: Complejo Dómico Xihuingo.

Abreviaciones de minerales: plagioclasa (**Pl**); hornblenda (**Hbl**); ortopiroxeno (**Opx**); clinopiroxeno (**Clpx**); olivino (**Ol**); biotita (**Bt**); minerales opacos (**Op**); matriz (**Gms**); vidrio (**Vd**); trazas (**tz.**). *Se consideraron los microlitos de plagioclasa, ya que la textura era microlítica.

5.2 Resultados geoquímicos

5.2.1 Elementos mayores

Los elementos mayores son los principales constituyentes de una roca y sus concentraciones son expresadas como por ciento en peso de los óxidos correspondientes (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O) (Rollinson, 1993). Generalmente se presentan en concentraciones mayores al 1% en peso, excepto para óxidos como el P_2O_5 y el MnO que se presentan en concentraciones de entre 0.1 y 1% en peso. La suma total de todos los óxidos debe ser cercana al 100%. El análisis de los elementos mayores puede ser utilizado para la clasificación geoquímica de las rocas, así como en la construcción de diagramas de variación, los cuales nos permitirán observar algunos procesos geoquímicos, y elucidar la presencia de los principales minerales formadores de las rocas.

Los elementos mayores de 36 muestras del CVXP (Tabla A-1) fueron analizados por el método de Fluorescencia de Rayos X (ver capítulo 4), con el fin de clasificar las rocas con base en su composición química y distinguir variaciones entre las diferentes unidades. En la Figura 5.6 se muestra el diagrama de TAS (Álcalis Total vs Sílice), para las rocas estudiadas; los análisis fueron recalculados al 100% considerando una base anhidra.

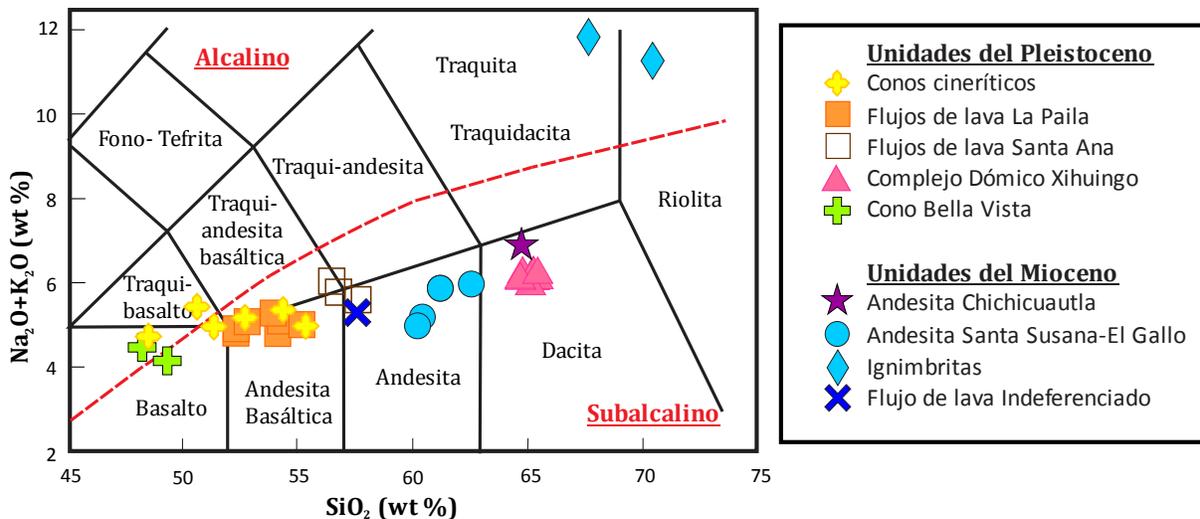


Figura 5.6 Diagrama de clasificación química TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para las rocas del CVXP. También se muestra la división de las series Alcalina y Subalcalina de Irvine y Baragar (1971).

Como se observa en el diagrama de TAS, las rocas del CVXP muestran una amplia y continua variación en su composición química que va desde basalto a riolita. En general, las rocas del Mioceno están representadas por andesitas y dacitas con contenido de sílice de entre 58 y 65% en peso (base anhidra). En el diagrama también se graficaron 2 muestras de la Ignimbrita La Rinconada-El Sombrero asignadas al Mioceno, las cuales presentan contenidos de sílice de entre 60 y 70% en peso (base anhidra) y se clasificaron como riolita y traquita.

Por otra parte, los productos de las diversas estructuras volcánicas del Pleistoceno presentan composiciones máficas principalmente, y caen en los campos del basalto, basalto alcalino, andesita basáltica y andesita (el rango de SiO_2 varía de 48 a 58% en peso, base anhidra). Dentro del grupo de rocas del Pleistoceno se encuentran también rocas de composición dacítica (Complejo Dómico Xihuingo), las cuales presentan contenido de sílice muy homogéneo (~65% en peso, base anhidra). Cabe señalar que existe un gap de sílice entre el magmatismo máfico y el dacítico, ya que para el Pleistoceno no se han registrado rocas con contenidos de sílice de entre el 57 al 65% en peso.

De acuerdo con la clasificación de Irvine y Baragar (1971) la mayoría de las rocas caen dentro de la Serie Subalcalina (Figura 5.6), sin embargo, tres muestras de los conos cineríticos del Pleistoceno caen dentro de la Serie Alcalina y dos más en el límite de las dos Series. Las muestras de ignimbritas también se grafican en la Serie Alcalina, sin embargo, estas muestras no se tomarán en cuenta para la interpretación, debido a que en general, las ignimbritas están constituidas por diferentes componentes, por lo que sus datos se usaron únicamente para fines comparativos de composición.

En la Figura 5.7 se muestra una comparación de las composiciones de las rocas del área de estudio con las de otras estructuras adyacentes como La Sierra de Apan (Núñez-Castillo, 2010) al SE y el Campo Volcánico Santiago Tetlapayac (Correa-Tello, 2011) al NE. En todos los casos, las unidades del Mioceno presentan composiciones más evolucionadas, desde andesita a riolita; mientras que las rocas del Pleistoceno muestran composiciones de basalto hasta el límite de andesita basáltica-andesita, tal como en el caso de las rocas del área de estudio. Esto permite distinguir claramente

dos eventos volcánicos en la región: un evento volcánico inferior, representado por rocas de composición andesítica a riolítica, con edades del Mioceno Medio y Tardío (~13.4-9.82 Ma); y un evento volcánico superior, representado por rocas de composición basáltica a andesita basáltica de edad Pleistoceno.

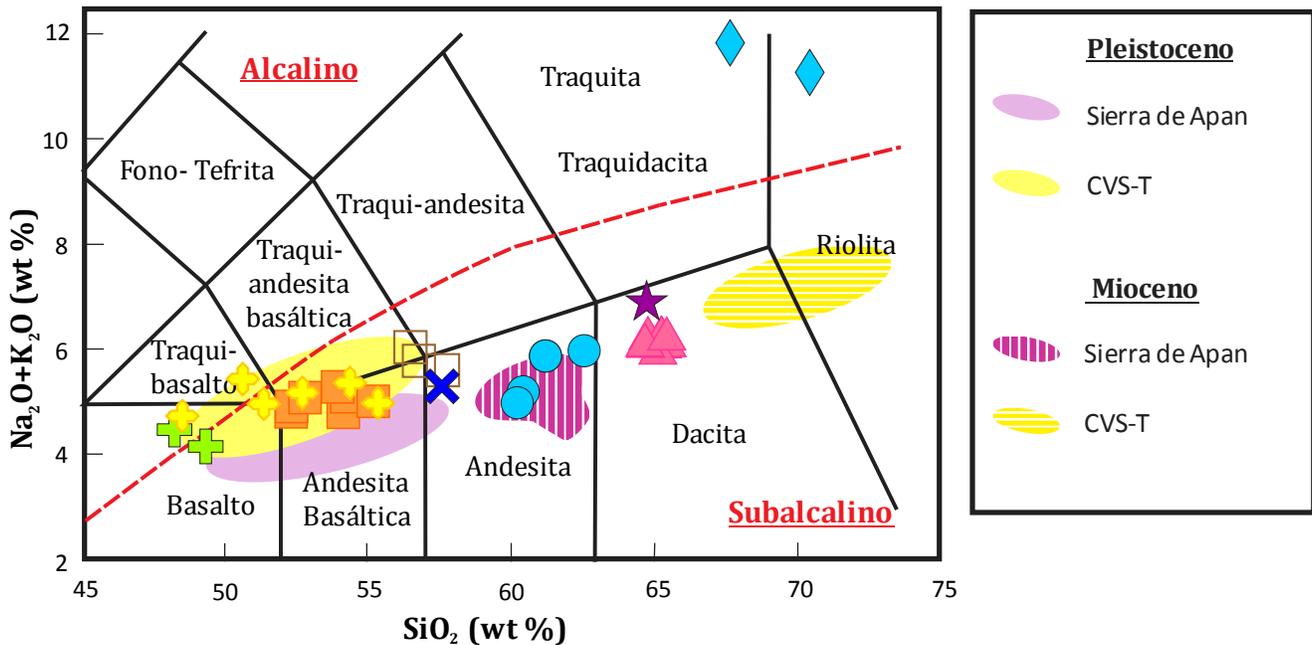


Figura 5.7 Diagrama de clasificación TAS en el que se compara la composición de las rocas del área de estudio con rocas de la Sierra de Apan (Núñez-Castillo, 2010) y del Campo Volcánico Santiago-Tetlapayac (CVS-T; Correa-Tello, 2011).

Las rocas volcánicas que cayeron dentro de la Serie Subalcalina se graficaron en un diagrama triangular AFM, donde A=álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), $\text{F}=\text{FeO}_{\text{TOTAL}}$ y $\text{M}=\text{MgO}$ (% en peso). Como se observa en la Figura 5.8a, todas las rocas muestran una afinidad calcoalcalina, y sólo la muestra Xi-13 (andesita Chichicuautila) cae en el límite de los campos toleítico y calcoalcalino. En la Figura 5.8b se muestra la subdivisión de las rocas subalcalinas con base en sus concentraciones de K_2O y SiO_2 , de acuerdo con la división propuesta por Le Maitre *et al.* (2002) en: bajo K, medio K y alto K. De acuerdo con este diagrama, la mayoría de las muestras se grafican dentro de la Serie Calcoalcalina con contenido medio de potasio, y sólo 2 muestras caen en la serie toleítica con bajo potasio, las cuales corresponden a La Andesitas Cerro el Gallo (Xi-43 y Xi-46).

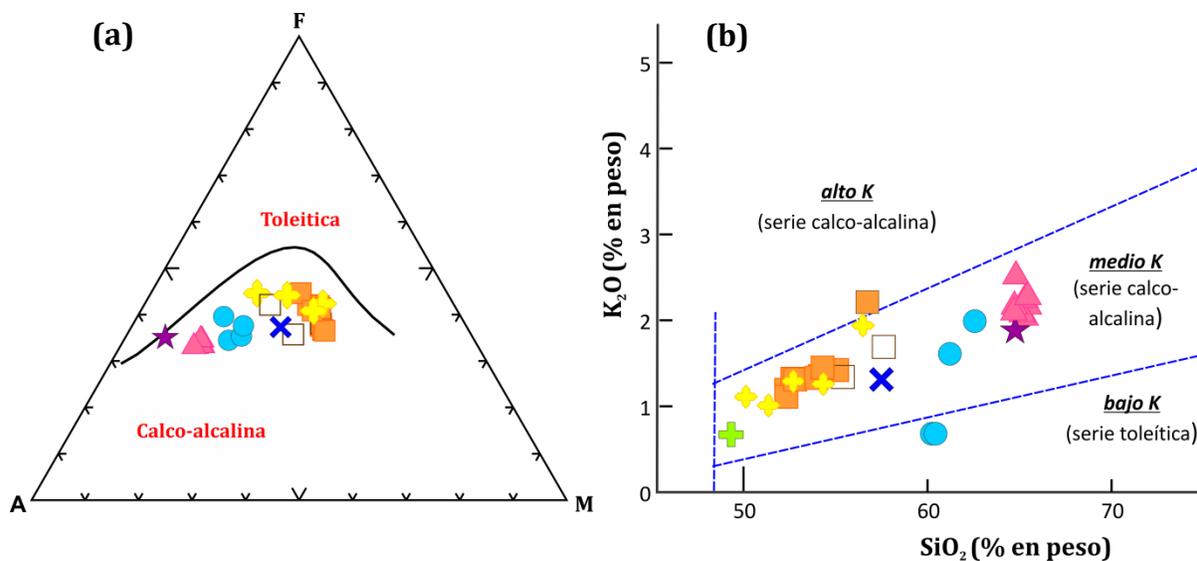


Figura 5.8 (a) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), donde se observa que las rocas subalcalinas del CVXP muestran una afinidad calco-alcalina; (b) subdivisión de las rocas subalcalinas en el diagrama de K_2O vs sílice de Le Maitre *et al.* (2002) (líneas discontinuas y nomenclatura subrayada) y Rickwood (1989) (nomenclatura en paréntesis). Misma simbología que en la Figura 5.6.

Los datos de elementos mayores de las rocas analizadas permitieron efectuar el cálculo de la norma CIPW para las rocas del CVXP utilizando una hoja de cálculo de Excel (Tabla A-2). Los resultados obtenidos muestran variaciones importantes para cada grupo de rocas. Así, las muestras de los domos dacíticos presentan valores similares con el mayor contenido de cuarzo (21-22%) y ortoclasa (12-15%) normativos y menores porcentajes de hiperstena (~4%), así como escasa o nula diopsida (0.25-0.7%). Las muestras de los conos y los flujos andesítico-basálticos muestran rangos muy variables de cuarzo (0-10%), plagioclasa (53-63%) y ortoclasa (4-13%) normativos, y presentan los valores más altos de hiperstena (hasta 14%) y diópsida (2-13%); en algunos casos se determinó olivino normativo (0.6-7%). Todas las andesitas exhiben valores similares en minerales normativos como cuarzo (10-18%), plagioclasa (57-68%), ortoclasa (4-12%) e hiperstena (2-10%).

Los elementos mayores también se utilizan en la construcción de diagramas de variación química o de dispersión, en donde dos variables son seleccionadas. Generalmente se grafica el contenido de SiO_2 en el eje de las "x", y el contenido de otro óxido mayor en el eje de las "y", a lo que se le conoce como diagramas de Harker. Con estos diagramas se podrán identificar algunos procesos geoquímicos que actuaron

durante la evolución de los magmas, tales como cristalización fraccionada. Sin embargo, las variaciones observadas en estos mismos diagramas pueden representar el producto de otros procesos como asimilación cortical, mezcla de magmas o fusión parcial, los cuales no pueden ser identificados únicamente a través de ellos.

En la Figura 5.9 se presentan diversos diagramas de variación de los elementos mayores, en los cuales se utilizó el SiO_2 como índice de diferenciación (diagramas de Harker). En los diagramas se pueden observar dos tendencias de correlación, las cuales separan claramente a las rocas del Pleistoceno de las unidades del Mioceno. Dichas tendencias se han indicado con líneas discontinuas en cada gráfica, donde m =pendiente de la recta y r^2 = coeficiente de correlación, el cual permite ver la dependencia lineal. El ajuste de correlación lineal puede variar entre 0 y 1, es decir, entre más aproximado sea el valor a 1, la correlación es mejor, en cambio, si el valor es cercano a 0 indica que no existe correlación entre los datos. En los diagramas de Harker de Na_2O y P_2O_5 no se observan dichas líneas debido a que los datos son muy dispersos y no muestran una clara correlación.

En general, ambas secuencias presentan patrones de correlación similares aunque con diferentes pendientes: el SiO_2 presenta una correlación positiva con el K_2O en ambos grupos (Figura 5.9b), es decir, el contenido de K_2O se incrementa gradualmente al aumentar la concentración de sílice; mientras que el MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO y CaO se correlacionan negativamente con el SiO_2 (Figura 5.9a, c, d, e, f). El grupo de rocas basálticas y andesítico-basálticas muestran buenas correlaciones en los diagramas de Harker para el K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO y CaO ($r^2 = 0.75-0.88$), mientras que en el diagrama de SiO_2 vs MgO los datos son más dispersos ($r^2 = 0.25$). El contenido de magnesio ($\text{MgO} > 7\%$ en peso) en los basaltos podría explicarse como una acumulación de olivino en el líquido (Wilson, 1989). Esto se hace evidente en la petrografía, ya que se observaron abundantes fenocristales de olivino en estas muestras.

Las concentraciones de Na_2O son similares en las dos secuencias, este se mantiene prácticamente constante (3.5-4.5% en peso) como se observa en la Figura 5.9h, sin embargo, la muestra Xi-13 (andesita Chichicuautila) presenta valores más altos de Na_2O con respecto a las demás rocas (5% en peso). En el diagrama Al_2O_3 vs. SiO_2 se observa una ligera correlación negativa para ambos grupos de rocas, con

valores de $r^2=0.29$ para la secuencia del Pleistoceno y $r^2=0.41$ para la secuencia del Mioceno. En general, para todas las rocas se observa una disminución del contenido de P_2O_5 con respecto a la sílice, lo que indica posibles procesos de cristalización fraccionada de apatito, aunque la dispersión de valores es alta. (Figura 5.9i).

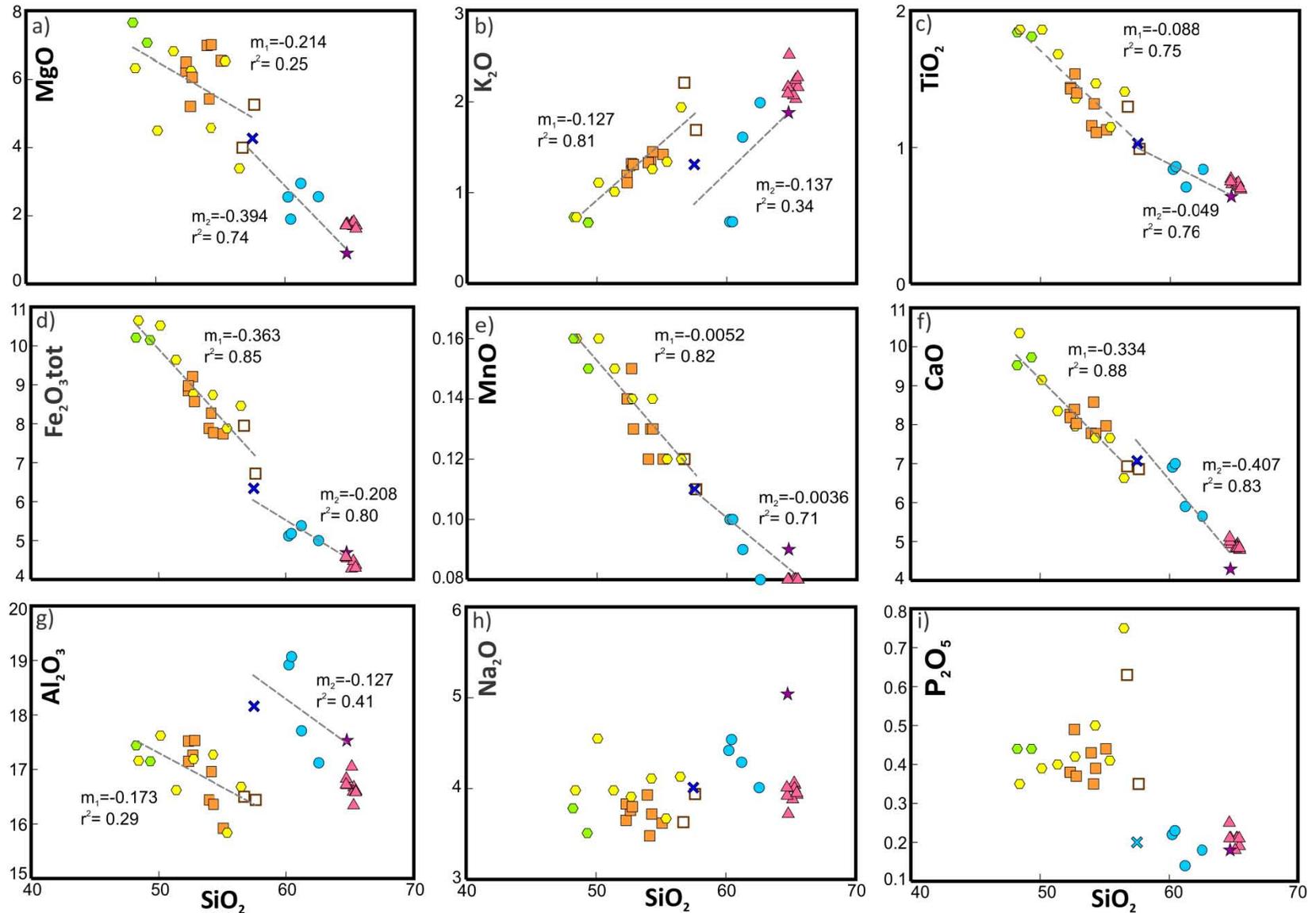
Es importante hacer notar que, aunque las rocas del CDX pertenecen a la secuencia del Pleistoceno, no existe una correlación lineal y directa con estas, por lo que un proceso de cristalización fraccionada a partir de magmas de composición basáltica y andesítico-basálticos, no podría explicar la formación de magmas de composición dacítica. Es decir, que estas rocas no pudieron haberse formado a partir de la misma línea de descenso líquido. Además, la ausencia de composiciones intermedias así como los patrones en las concentraciones de Tierras Raras podrían confirmar esto, como se discutirá más adelante.

Los patrones de correlación lineal de los basaltos y andesitas basálticas podrían indicar procesos de cristalización fraccionada para las rocas máficas, dichos procesos no son evidentes en las muestras de los domos dacíticos, ya que sus concentraciones de elementos mayores son muy homogéneas.

5.2.2 Elementos traza

Los elementos traza por definición, son aquellos que se encuentran presentes en una roca en concentraciones menores al 0.1% en peso (<1,000 partes por millón). Su estudio es muy útil en la determinación de ciertos procesos petrogenéticos que no sería posible identificar sólo con los elementos mayores. Los elementos traza pueden sustituir a los elementos mayores y estos se estudian en conjuntos de acuerdo con sus características geoquímicas, las cuales son utilizadas como importantes trazadores de procesos en el manto.

De acuerdo con su comportamiento en los sistemas magmáticos se dividen en dos: elementos compatibles y elementos incompatibles. Los elementos incompatibles



Pleistoceno: CDX (\blacktriangle), FLP (\blacksquare), FLSA (\square), Conos cineríticos (\diamond), Cono BV (\blacklozenge); Mioceno: ASS-EG (\bullet), Chich (\star), FLND (\times).

Figura 5.9 Diagramas de Harker para las rocas del CVXP. Las abundancias expresadas en óxidos de los elementos mayores están dadas como porcentaje en peso y han sido recalculadas al 100% en base anhidra. Abreviaciones: Complejo Dómico Xihuingo (CDX), Flujos de lava La Paila (FLP), Flujos de lava Santa Ana (FLSA), Cono Bellavista (Cono BV), Andesita Santa Susana-El Gallo (ASS-EG), Andesita Chichicuautila (Chich), Flujo de lava andesítico no diferenciado (FLND). Los datos de los elementos mayores se muestran en la Tabla A-1.

($D^1 \ll 1$) se concentran principalmente en la fase líquida durante la fusión y cristalización. Los elementos que son incompatibles con respecto a la mineralogía del manto (olivino, piroxeno, espinela y granate) son llamados elementos de radio iónico grande (LILE, por sus siglas en inglés: *large-ion-lithophile elements*), ejemplos de estos elementos son el K, Rb, Sr, Ba, Zr, Th y Tierras Raras ligeras. En contraste, los elementos compatibles ($D > 1$, e.g. Ni y Cr) son retenidos en la fase sólida durante la fusión parcial y la cristalización fraccionada.

En la Figura 5.10 se muestran diagramas de variación de algunos elementos traza con respecto al SiO_2 , en donde se observan tendencias diferentes entre las rocas del Pleistoceno y las del Mioceno presentes en el área de estudio. En ambas secuencias se observa un incremento en la concentración de algunos elementos litófilos de radio iónico grande (LIL: Rb y Ba) al aumentar la concentración del sílice (Figura 5.10a y b). No obstante, las andesitas del Mioceno presentan concentraciones variables de Rb a concentraciones similares de sílice (Figura 5.10a).

Por otro lado, el V y Ti (Figura 5.10 c y d) muestran una correlación negativa con respecto a la sílice, así, las rocas más diferenciadas tienen valores más bajos de estos elementos. Este patrón podría indicar cristalización fraccionada de óxidos de Fe-Ti (ilmenita o titanomagnetita), sobre todo en los basaltos y andesitas basálticas, lo cual es coherente con la mineralogía observada.

Las concentraciones de Sr son relativamente similares para las rocas de las dos secuencias (~400-700 ppm), aunque en los basaltos y andesitas basálticas del Pleistoceno se observa una ligera correlación negativa del Sr conforme aumenta la concentración de SiO_2 (Figura 5.10e). Algunas andesitas del Mioceno (Muestras Xi-40 y Xi-43; unidades de andesita Santa Susana y El Gallo respectivamente) alcanzan altas concentraciones de Sr (~900-1,000 ppm), las cuales no siguen el patrón general observado.

¹ El comportamiento de los elementos traza durante la evolución de los magmas puede ser considerado en términos de su partición entre las fases cristalina y líquida, y es expresado como coeficiente de partición D, donde:

$$D = \frac{\text{Concentración en la fase mineral}}{\text{concentración en la fase líquida}}$$

Es de notarse que las rocas del Mioceno presentan concentraciones más bajas de itrio y Tierras Raras pesadas con respecto a las rocas del Pleistoceno (Figura 5.10f), aunque las muestras de los domos Xihuingo tienen un patrón de comportamiento más parecido con las andesitas del Mioceno.

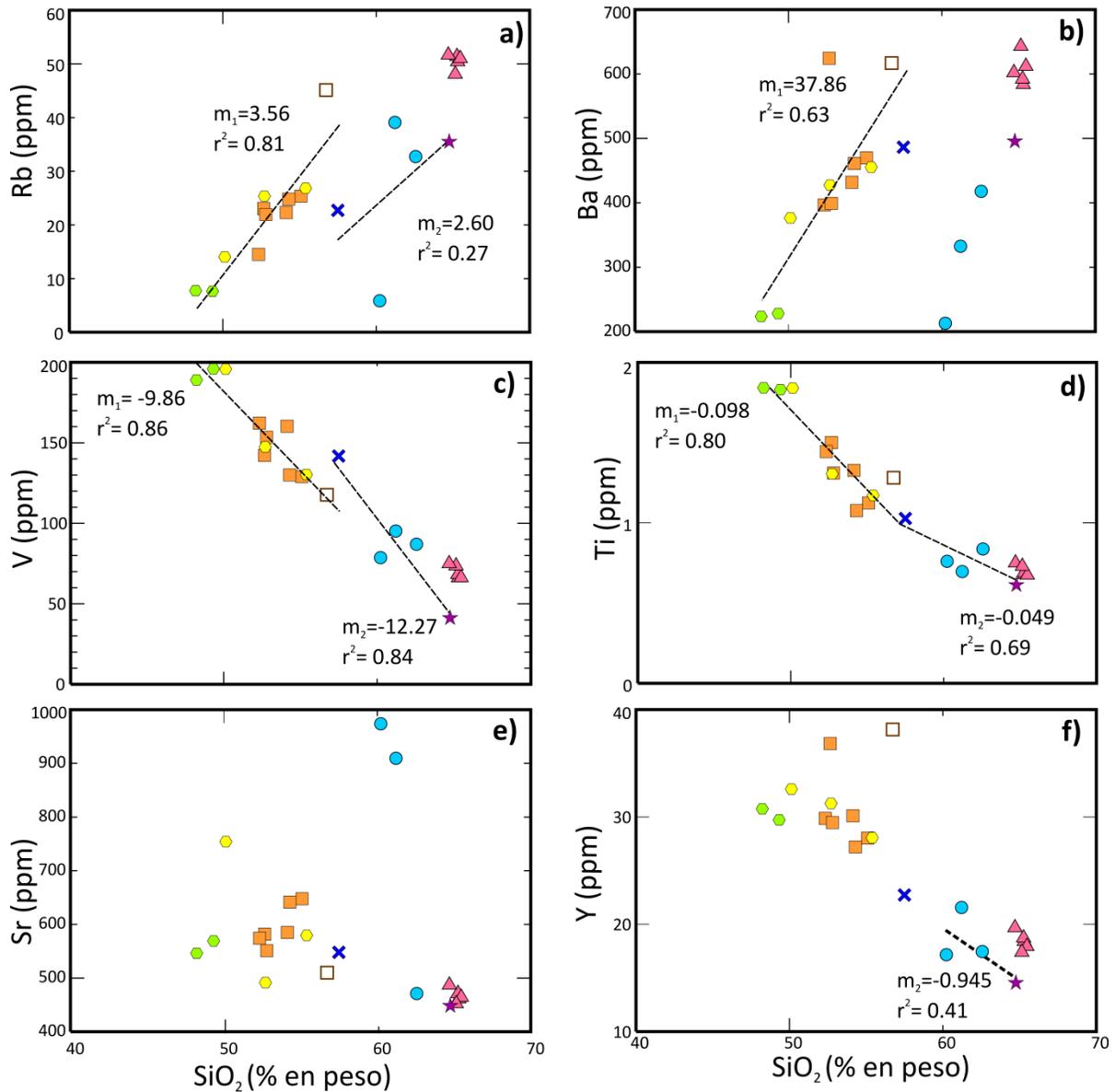


Figura 5.10 Diagramas de Harker de los elementos traza para las rocas del CVXP. En general se observan correlaciones positivas del SiO₂ con respecto al Rb (a) y Ba (b) en ambas secuencias; y negativas para V (c) y Ti (d). Las concentraciones de Sr (e) son similares en ambas secuencias, aunque algunas andesitas del Mioceno presentan concentraciones muy altas de Sr con respecto a las rocas del Pleistoceno. Las rocas más diferenciadas presentan concentraciones más bajas de HFSE (e.g. Y) que los basaltos y andesitas basálticas (f). Misma simbología que en la Figura 5.9.

Tierras Raras (REE)

Las Tierras Raras son un grupo de 15 elementos (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) con número atómico entre el 57 (La) y 71 (Lu). Los miembros con número atómico menor son llamados Tierras Raras ligeras (LREE), mientras que aquellos de mayor número atómico se conocen como Tierras Raras pesadas (HREE) y los miembros medios del grupo (Sm a Ho) son llamados Tierras Raras medias (MREE). Estos elementos son de gran utilidad en estudios petrogenéticos de rocas ígneas, debido a que todas las Tierras Raras tienen comportamiento geoquímico similar, es decir, son trivalentes bajo la mayoría de condiciones geológicas, aunque algunos elementos de Tierras Raras también existen en estados de oxidación diferentes, tal es el caso del Ce^{4+} y Eu^{2+} . Además, se consideran los elementos traza menos solubles y son relativamente inmóviles durante bajos grados de metamorfismo, intemperismo y alteración hidrotermal (Rollinson, 1993).

Los datos de las concentraciones de Tierras Raras de rocas ígneas son normalizados con respecto a sus abundancias en meteoritos condriticos (Nakamura, 1974). Las condritas son utilizadas en la normalización debido a que son consideradas como materiales del Sistema Solar los cuales pudieron haber sido similares a los que formaron la Tierra primitiva.

En la Figura 5.11 se presentan los diagramas de Tierras Raras para las rocas del CVXP. Las muestras fueron graficadas en dos diagramas diferentes a modo de una mejor comprensión e interpretación de los patrones. Así, se muestra un diagrama para las rocas del Mioceno (Figura 5.11a) y otro para las rocas del Pleistoceno (Figura 5.11b). Los datos fueron normalizados con respecto a la condrita de Nakamura (1974) y valores de Haskin *et al.* (1968) para el Pr, Tb y Ho.

En ambos diagramas se observa que las rocas del área de estudio muestran un enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE, con patrones relativamente planos para estas últimas $(Gd/Yb: 1.73-2.36)_N^2$. En general, se observa que las muestras del Pleistoceno están más enriquecidas en REE que las rocas del Mioceno (Figura 5.11).

² El subíndice "N" indica que los valores han sido normalizados con respecto a los valores de la condrita.

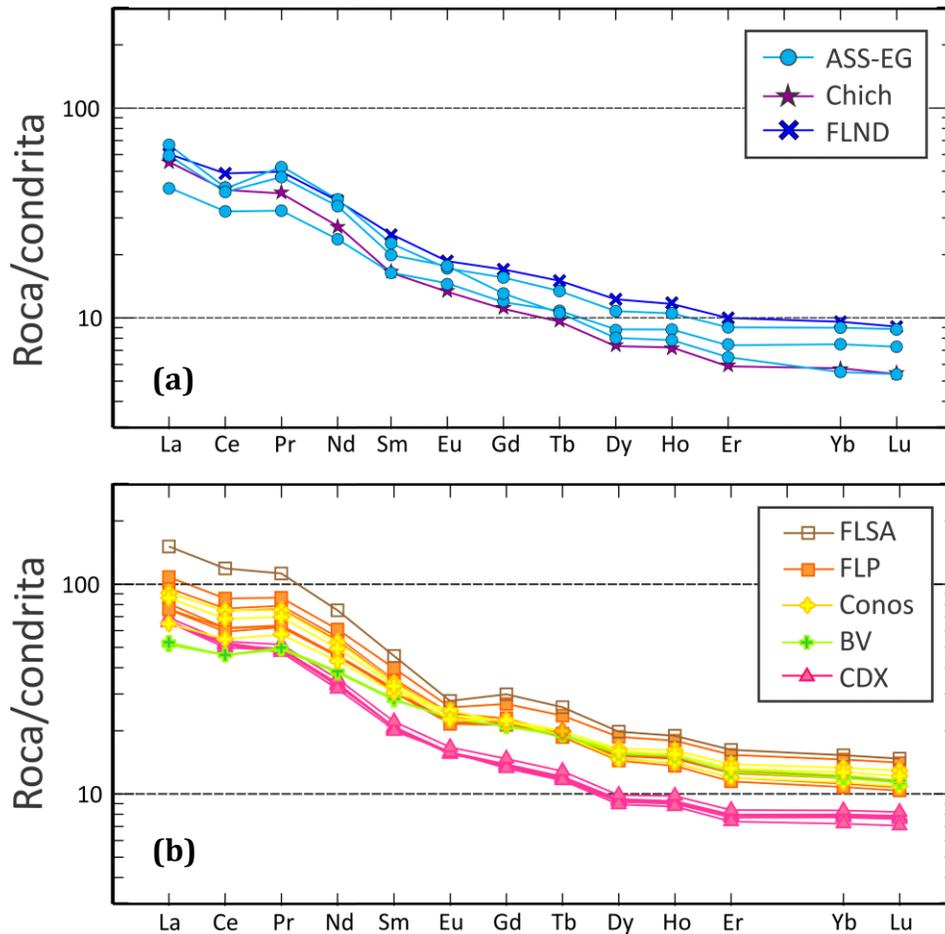


Figura 5.11 Patrones de REE para las rocas del CVXP; a) rocas del Mioceno y b) rocas del Pleistoceno. Los valores fueron normalizados con respecto a la condrita de Nakamura, (1974) y valores de Haskin *et al.* (1968) para el Pr, Tb y Ho. Los valores de las concentraciones de REE se muestran en la tabla A-1. Abreviaciones: Flujos de lava La Paila (FLP), Flujos de lava Santa Ana (FLSA), Cono Bella Vista (BV), Complejo Dómico Xihuingo (CDX), flujo de lava no diferenciado (FLND), Andesita Chichicuahtla (Chich), Andesita Santa Susana-El Gallo (ASS-EG).

El grado de fraccionamiento de las REE puede ser expresado por la concentración de las LREE (La) con respecto a la concentración de HREE (Yb). En general, ambas secuencias presentan valores similares de fraccionamiento de REE: la relación $(La/Yb)_N$ varía entre 4.3 y 9.9 para las rocas del Pleistoceno y de 6.4 a 12.1 para las rocas andesíticas del Mioceno. El fraccionamiento de las LREE parece ser mayor en las rocas más diferenciadas (andesitas del Mioceno y dacitas del CDX), las cuales muestran relaciones $(La/Sm)_N$ de entre 2.5 y 4, mientras que en los basaltos y

andesitas basálticas esta relación varía de entre 1.8 y 3.3. El fraccionamiento de las HREE es expresado en términos de la relación $(Gd/Yb)_N$, la cual presenta valores de entre 1.7 y 2.0 para las rocas del Pleistoceno y de 1.7 y 2.4 para las rocas del Mioceno.

Los patrones en las REE para las rocas basálticas y andesitas basálticas de la secuencia del Pleistoceno (Figura 5.11b) muestran dispersión. Así, se observa que las rocas del Cono Bellavista presentan patrones de REE poco fraccionados en comparación de otras rocas máficas del mismo evento. La dispersión en los patrones de Tierras Raras podría asociarse con diferentes grados de fusión parcial del manto, diferentes grados de cristalización fraccionada, o bien, fuentes magmáticas heterogéneas. Por otro lado, las dacitas pleistocénicas del CDX presentan patrones de REE muy homogéneos y se grafican por debajo de las rocas máficas de la misma edad. Esto hace evidente que no fueron producidas por un magma parental similar al que produjo a las rocas basálticas y andesítico-basálticas. Esto ya se había observado en los diagramas de Harker (Figura 5.9 y 5.10), en donde no se correlacionaban linealmente las muestras del Xihuingo con datos de las demás estructuras del Pleistoceno, lo que confirma la existencia de diferentes fuentes magmáticas al menos para los eventos volcánicos recientes en el área de estudio.

En cuanto a las anomalías observadas, se tienen ligeras anomalías negativas de Eu^3 ($Eu/Eu^*=0.75-0.86$) en las rocas máficas del Pleistoceno, mientras que en ambas secuencias se observan ligeras anomalías negativas de Ce, las cuales son más evidentes en las andesitas-dacitas del Mioceno. Las anomalías negativas de Eu podrían ser consecuencia del fraccionamiento de la plagioclasa, ya que el Eu es compatible con estas fases cuando es divalente (a baja fugacidad de oxígeno). Las anomalías negativas de Ce podrían explicarse como la influencia de los sedimentos y fluidos acuosos de la placa en subducción, esto como consecuencia de la insolubilidad del Ce^{+4} en el agua de mar (Rollinson, 1993). En un diagrama La vs. Ce (Figura 5.12) se puede observar una correlación positiva entre los dos, lo cual confirma que la anomalía negativa de Ce no está relacionada con procesos de intemperismo superficial de las muestras volcánicas analizadas.

³ $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{Sm_N \times Gd_N}$

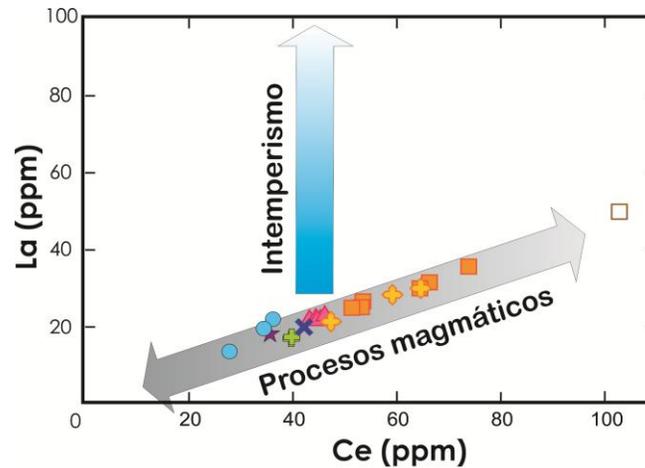


Figura 5.12 Diagrama de La vs. Ce que muestra que las características geoquímicas de las Tierras Raras están asociadas a procesos magmáticos y no a intemperismo (modificado de Mori *et al.*, 2009).

Diagramas de multi-elementos

Con el objetivo de observar los patrones en las abundancias de los elementos traza se han construido diagramas de multi-elementos para las rocas del CVXP (Figura 5.13). Para una mejor comprensión e interpretación de los patrones, los datos de las rocas analizadas se dividieron en tres gráficas diferentes: rocas andesíticas del Mioceno (Figura 5.13a), andesitas basálticas y dacitas del CDX (Figura 5.13b) y basaltos de los conos cineríticos (Figura 5.13c). En estos diagramas, los datos fueron normalizados con respecto al manto primitivo según valores propuestos por Sun y McDonough (1989).

De manera general, se observan patrones de elementos traza similares para la mayoría de las muestras representadas en los tres gráficos de la Figura 5.13; es decir, se tiene un marcado enriquecimiento de los elementos más móviles, LIL (Cs, Rb, Ba, K y Sr) y el Pb con respecto a los elementos de alto potencial de ionización (HFS), el P, Ti y los elementos de Tierras Raras pesadas (Dy, Y, Yb y Lu). Estas características son típicas del magmatismo asociado a zonas de subducción (Pearce, 1983; Hawkesworth *et al.*, 1993).

De manera detallada, se observan anomalías negativas de Nb y Ta respecto a los elementos LIL, las cuales son más marcadas en las andesitas del Mioceno (Figura 5.13a) y en las dacitas del CDX (Figura 5.13b). Estas anomalías negativas se asocian con la presencia de un manto empobrecido, el cual ha perdido la mayor parte de las

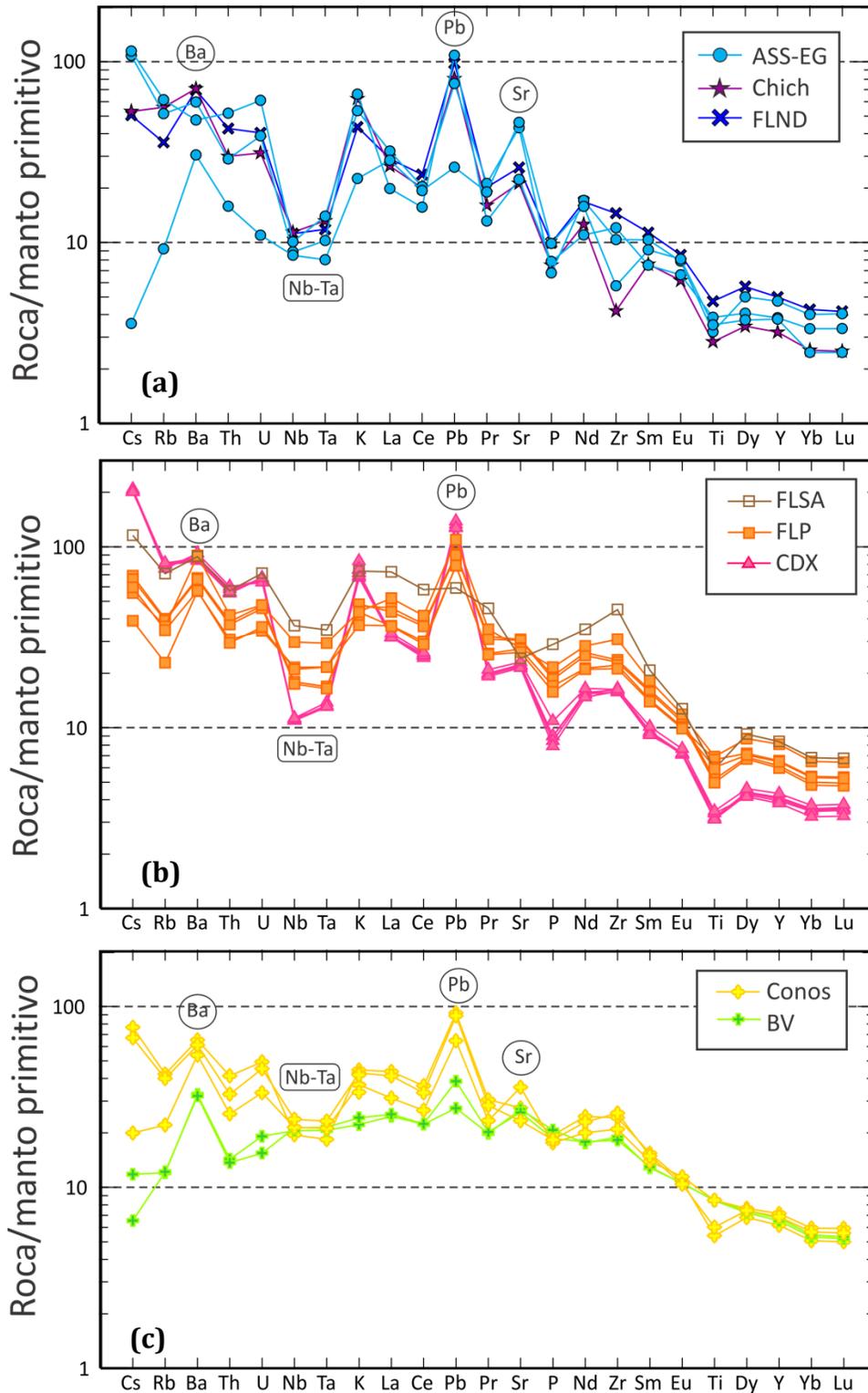


Figura 5.13 Diagramas de abundancias de los elementos traza normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989): a) andesitas del Mioceno; b) andesitas basálticas y dacitas del CDX y c) conos cineríticos. Nótese la señal de la subducción más marcada (anomalías negativas de Ta y Nb con respecto a los LIL, así como anomalías positivas de Pb) en las andesitas del Mioceno y las dacitas del CDX (simbología igual que en Figura 5.11).

concentraciones de Nb y Ta, debido a la frecuente fusión parcial de éste en las zonas de subducción (Wilson, 1989).

Las rocas del Mioceno (Figura 5.13a) presentan anomalías positivas de Sr y relaciones de $(Ba/Nb)_N$ de entre 4.7 y 6.2. Estas características se pueden asociar con una pronunciada señal de la subducción en dichas rocas. También se observan anomalías negativas de Zr, P y Ti que podrían indicar fraccionamiento de zircón, apatito y óxidos de Fe-Ti (respectivamente) en la fuente.

En la secuencia de rocas del Pleistoceno, la señal de subducción está más marcada en las dacitas del CDX, en comparación con las lavas basálticas y de andesita basáltica de los conos cineríticos y volcanes escudo. Los patrones de elementos traza de las dacitas son homogéneos, con relaciones de $(Ba/Nb)_N$ de entre 7.6 y 8.1, en comparación con los valores de $(Ba/Nb)_N$ de entre 2.4 y 3.8 para los basaltos y andesitas-basálticas.

Las muestras del cono Bellavista (Figura 5.13c; líneas en verde) presentan patrones de variación de los elementos traza particulares; ya que las curvas siguen un comportamiento más suave y están menos enriquecidas en elementos LIL que las muestras de conos vecinos (Figura 5.13c; líneas en amarillo). Las muestras de este cono presentan anomalías positivas de Ba y Pb, mientras que no se observan anomalías de Ta y Nb. Esto sugiere una fuente del manto relativamente enriquecida, la cual no fue fuertemente modificada por los fluidos derivados del proceso de subducción.

Al igual que en los diagramas de REE, se observa que los patrones de elementos traza de las rocas del Pleistoceno muestran una fuerte dispersión (Figura 5.13b y c), lo que confirmaría diferentes procesos magmáticos que dieron lugar a las distintas estructuras volcánicas y sus productos. Es decir, los patrones de elementos traza observados en las andesitas basálticas de La Paila y Santa Ana, muestran ligeras variaciones entre ellos, lo que sugiere diferencias en los grados de fusión parcial de la fuente o de cristalización fraccionada del magma. Así mismo, las dacitas del CDX probablemente no fueron generadas a partir de la evolución de magmas con características similares a los de La Paila o de Santa Ana, por lo que su fuente debe ser diferente. Adicionalmente, las lavas que produjeron los conos cineríticos fueron

derivadas probablemente de una fuente magmática más enriquecida y menos modificada por los fluidos provenientes de la placa en subducción, como se mostró en las Figuras 5.11 y 5.13.

5.2.3 Isotopía de Sr, Nd y Pb

Además de su ya conocido uso en geocronología, los isótopos radiogénicos son utilizados como importantes trazadores de procesos petrogenéticos. Las relaciones isotópicas en un magma son características de la fuente de la cual fueron extraídos y estas relaciones permanecen constantes durante subsecuentes eventos de fraccionamiento (Rollinson, 1993). Esto se debe principalmente a que la diferencia de masas entre un par de isótopos radiogénicos es tan pequeña, que no puede ser fraccionada por procesos controlados por equilibrio cristal-líquido. Por lo tanto, durante la fusión parcial, un magma tendrá las mismas características isotópicas que su fuente. En la Tabla 5.2 se muestran los sistemas de decaimiento radioactivo que dan origen a los diferentes isótopos radiogénicos utilizados como trazadores, así como sus vidas medias.

Tabla 5.2. Radionúclidos y sus vidas medias

<i>Núclido padre</i>	<i>Núclido hijo</i>	<i>Vida media (años)</i>	<i>Sistema isotópico trazador</i>
^{147}Sm	^{143}Nd	$106 * 10^9$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
^{87}Rb	^{87}Sr	$48.8 * 10^9$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
^{232}Th	^{208}Pb	$14.01 * 10^9$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
^{238}U	^{206}Pb	$4.468 * 10^9$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
^{235}U	^{207}Pb	$0.738 * 10^9$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

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

El comportamiento de los isótopos de Pb es más complejo debido a sus tres sistemas de decaimiento (ver Tabla 5.2) y a que en general, estos no definen tendencias lineales en los diagramas de evolución de los isótopos de plomo (Rollinson, 1993). En detalle, los dos isótopos de plomo, producidos a partir del uranio (^{206}Pb y ^{207}Pb), muestran comportamientos contrastantes, esto como consecuencia de sus diferentes tasas de decaimiento radioactivo. La vida media del ^{235}U es más corta que la del ^{238}U , lo que provocó que durante las etapas tempranas de la evolución de la Tierra, el ^{207}Pb evolucionara rápidamente con el tiempo. Esto hace que las abundancias del ^{207}Pb sean excelentes indicadores de fuentes antiguas, ya que el ^{235}U está actualmente extinto. En las etapas recientes de la Tierra el decaimiento del ^{238}U es más considerable, por lo que las abundancias del ^{206}Pb son mayores que las del ^{207}Pb . Las diferencias en el comportamiento entre los diferentes isótopos de Pb nos facilita la identificación de varios reservorios isotópicos (Rollinson, 1993).

Tomando en cuenta estos principios, y con el objetivo de identificar las fuentes de los magmas, así como su interacción con la corteza al ser emplazados, se han determinado las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de 24 muestras representativas del área de estudio (Tabla A-3). Los valores isotópicos de las unidades del Mioceno han sido recalculados para obtener sus relaciones iniciales, mientras que los valores isotópicos para las rocas del Pleistoceno no fueron corregidos con respecto a la edad ya que se consideran como las relaciones iniciales. Las técnicas analíticas utilizadas en la determinación de las composiciones isotópicas se describen en el capítulo 3.

En general, las andesitas del Mioceno presentan el rango más variable en sus composiciones isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70332 a 0.70482 y ϵNd de -0.14 a +5.1) mientras que las unidades del Pleistoceno presentan valores similares entre sí. Las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varían de 0.70429 a 0.70470 para los basaltos y andesitas basálticas, y de 0.70460 a 0.70476 para las dacitas del CDX. Los valores de ϵNd varían de +1.6 a +3.7 para las andesitas basálticas y basaltos, y de +2.2 a +2.8 para las dacitas. Las muestras del cono Bellavista presentan los valores menos radiogénicos de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7040$), y los valores más altos de ϵNd (entre +4.5 y +4.8) de todas las rocas del Pleistoceno.

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd de las muestras del CVXP son graficadas en un diagrama ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 5.14 a). Como se observa en el diagrama, la mayoría de las muestras caen dentro del arreglo del manto, es decir, se observa una correlación negativa entre las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, tal como en el caso de los basaltos oceánicos (De Paolo y Wasserburg, 1976; Richard *et al.*, 1976; O’Nions *et al.*, 1977). Sólo dos muestras se salen de este arreglo; una andesita del Mioceno (muestra Xi-46; andesita Santa Susana), la cual presenta los valores isotópicos de Sr menos radiogénicos de todas las rocas analizadas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703340$) y una muestra de un cono de escoria (Xi-32) que es relativamente más radiogénica en cuanto a sus relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70522). Ambas muestras presentan valores de ϵNd relativamente altos: +4 y +3.7 respectivamente, los cuales son similares a los valores de ϵNd observados en la mayoría de las muestras.

En la Figura 5.14b, se presentan los datos isotópicos obtenidos de las rocas del área de estudio comparados con valores isotópicos de los volcanes Popocatepetl (Schaaf *et al.*, 2005) y Telapón (García-Tovar, 2009) de la Sierra Nevada. Esta comparación se efectuó debido a que el CVXP se ubica detrás del frente volcánico de la Sierra Nevada y son las estructuras pleistocénicas más cercanas. En general, las rocas del Pleistoceno presentan valores más radiogénicos en comparación con los del Popocatepetl, pero relativamente similares a las rocas del volcán Telapón. Esto podría indicar que los magmas del CVXP tuvieron una ligera interacción con un componente cortical durante su evolución. Como se mencionó anteriormente, las muestras del cono Bellavista exhiben valores isotópicos menos radiogénicos, lo que sugiere que estos magmas tuvieron escasa o nula interacción con la corteza continental.

En cuanto a las rocas del Mioceno, como se ha mencionado, presentan relaciones isotópicas variables y se sobreponen tanto a los valores del volcán Popocatepetl como a los del volcán Telapón, lo cual indicaría grados variables de interacción con la corteza.

Tomando en cuenta la composición isotópica global de las rocas del CVXP y la composición isotópica de ciertos xenolitos derivados de la corteza superior se podría sugerir la existencia de una línea de interacción entre un componente tipo MORB y

una corteza meta-sedimentaria. Esto se discutirá detalladamente en el siguiente capítulo.

Las relaciones isotópicas de Pb se muestran en la Tabla A-3 y son graficadas en el diagrama de la Figura 5.15. Los valores son relativamente homogéneos en la mayoría de las rocas, con relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de entre 18.6 y 18.8; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de entre 15.5 y 15.6 (Figura 5.15a) y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de entre 38.3 y 38.6. No obstante, la muestra Xi-20 (Flujo andesítico no diferenciado) y una muestra del CDX presentan valores de Pb ligeramente más radiogénicos, mientras que la muestra Xi-46 (andesita El Gallo) está relativamente empobrecida en Pb radiogénico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 18.6$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.6$).

En la Figura 5.15b se muestran valores isotópicos de basaltos oceánicos de la Dorsal del Pacífico Oriental (EPR; datos tomados de EarthChem, 2012) y de sedimentos del Océano Pacífico (Church y Tatsumoto, 1975; Hemming y McLennan, 2001). Como se observa, las rocas volcánicas del área de estudio definen una línea de mezcla entre un componente del manto y un reservorio rico en ^{207}Pb , como en el caso de otras estructuras volcánicas de la FVTM. La influencia de estos dos componentes parece ser variable en los distintos grupos de rocas. Así, los datos isotópicos de las rocas del Mioceno caen tanto en un componente de tipo MORB como un componente similar a los sedimentos oceánicos. Las rocas del Pleistoceno en general, muestran una línea de mezcla entre los 2 componentes de manera similar a la que presentan las rocas de los volcanes Popocatepetl y Telapón.

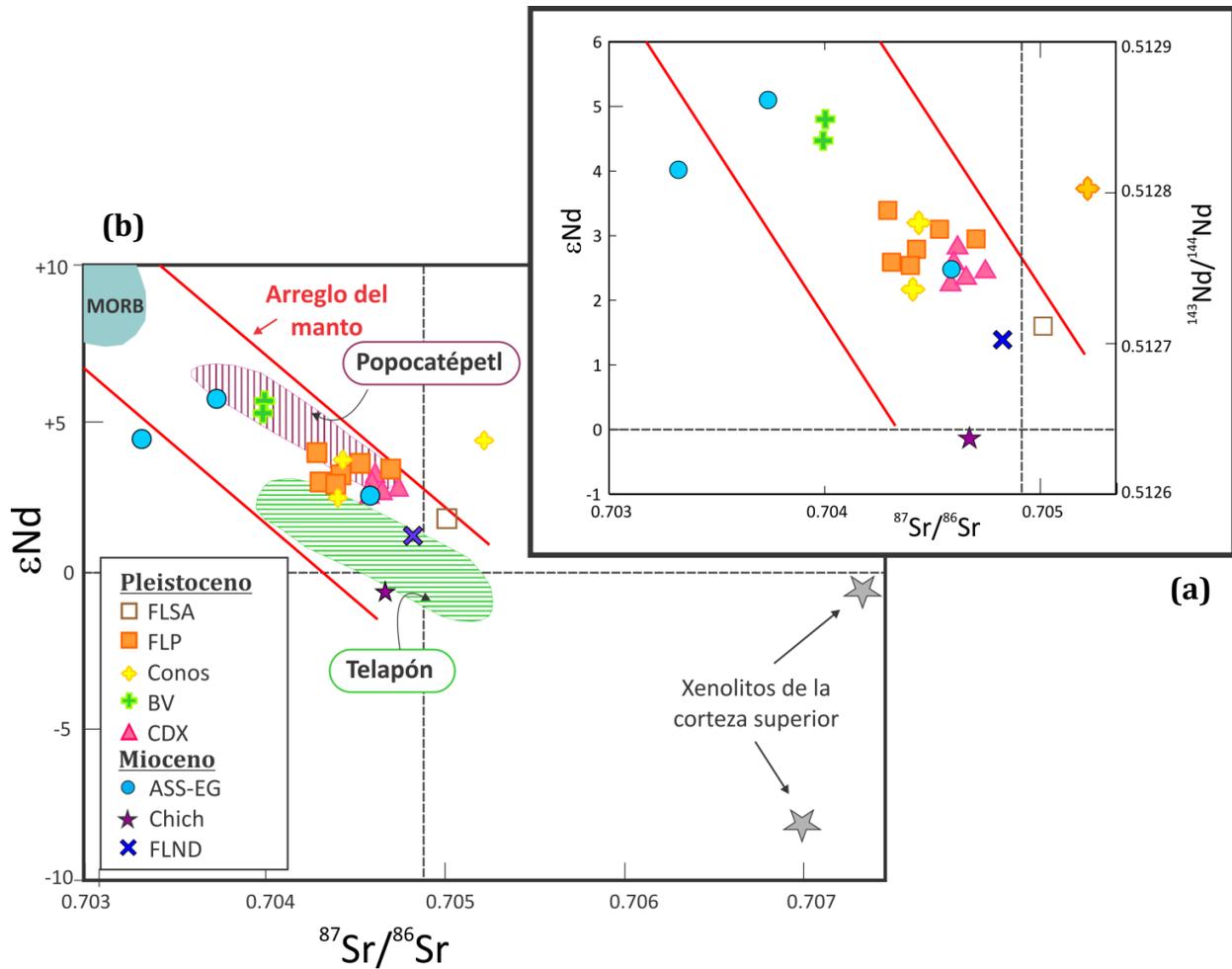


Figura 5.14 Diagrama ϵ_{Nd} contra $^{87}Sr/^{86}Sr$ para muestras seleccionadas del CVXP. (a) Detalle del diagrama que muestra las variaciones isotópicas de las rocas del CVXP. Como se observa, la mayoría de las muestras caen dentro del arreglo del manto. (b) Las relaciones isotópicas de las rocas del CVXP son comparadas con datos isotópicos de los volcanes Popocatepetl (Schaaf *et al.*, 2005) y Telapón (García-Tovar, 2009). También se presentan valores isotópicos de Sr-Nd de xenolitos meta-sedimentarios de la corteza superior, provenientes del Popocatepetl (datos de Schaaf *et al.*, 2005).

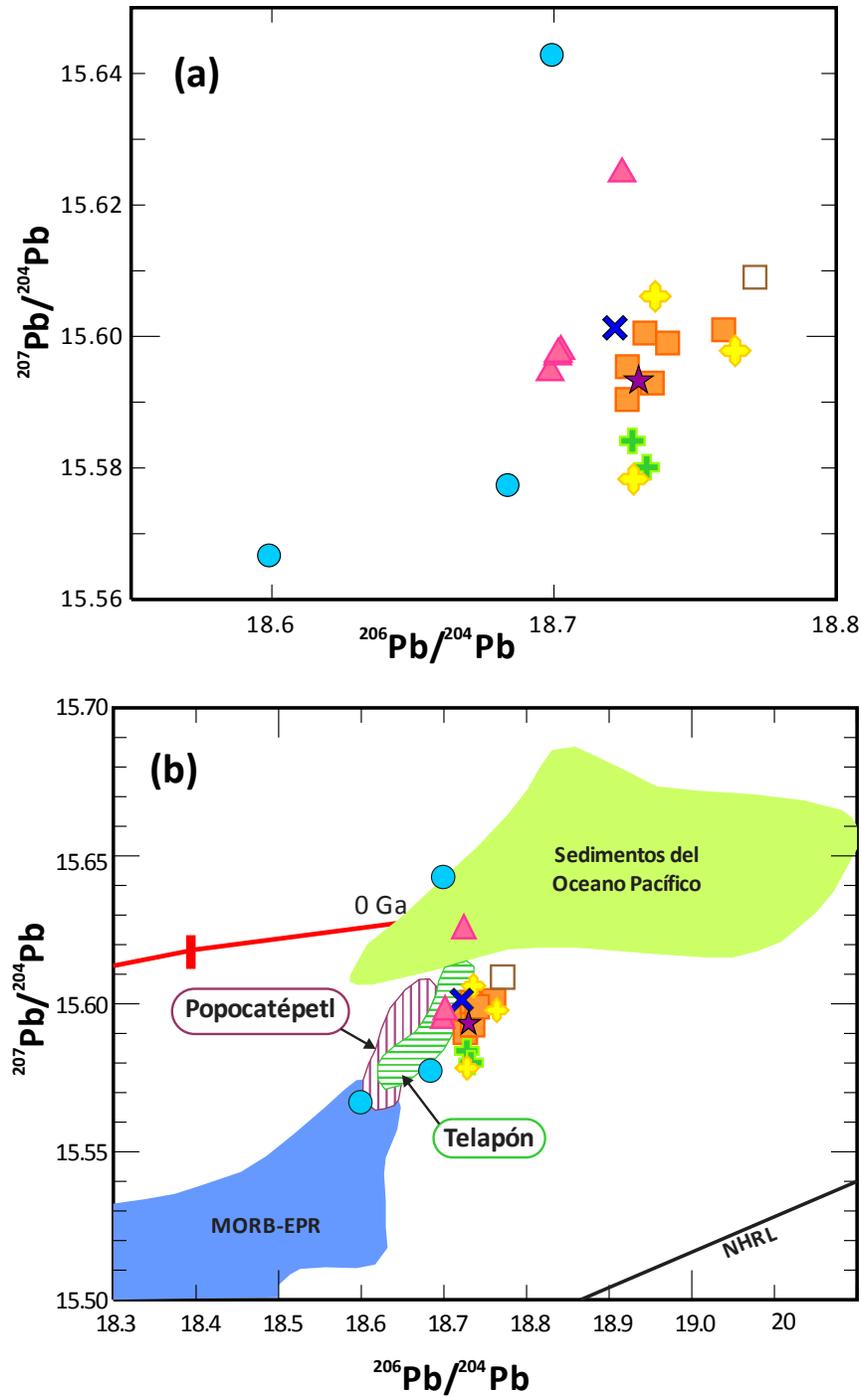


Figura 5.15 (a) Relaciones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las rocas del CVXP (simbología como en Figura 5.13). (b) Se presentan las mismas relaciones isotópicas de las rocas del CVXP en comparación con otros centros volcánicos: Popocatepetl (Schaaf *et al.*, 2005) y Telapón (García-Tovar, 2009). NHRL es la línea de Hart (1984) (Northern Hemisphere Reference Line); la línea roja es la curva de la evolución del Pb cortical (Stacey y Kramers, 1975); datos del MORB-EPR (dorsal del Pacífico Oriental) tomados del EarthChem (2012), datos de los sedimentos del Océano Pacífico de Church y Tatsumoto (1975) y Hemming y McLennan (2001).

6.1. Discusión

En esta sección se conjuntarán y examinarán todos los resultados obtenidos en este trabajo, con el fin de intentar explicar la petrogénesis de los magmas emplazados en la región, así como facilitar la identificación de los componentes involucrados en la geoquímica de las rocas. Se comenzará analizando las principales características geológicas, estratigráficas y petrográficas de la región para continuar con los resultados geoquímicos e isotópicos y finalmente, se propondrá un modelo que explique las posibles fuentes de las cuales proceden los magmas.

6.1.1 Estratigrafía y petrografía del CVXP

La elaboración del mapa geológico, así como los diversos fechamientos realizados en este trabajo y los ya existentes, nos permitieron identificar dos principales eventos volcánicos en el área: un evento volcánico inferior que cubre el Mioceno Medio y Tardío; y un evento volcánico superior, que abarca todo el Pleistoceno. Además de las edades, estos dos eventos se pueden distinguir por su composición petrográfica y por el tipo de estructura volcánica. Así se tiene que durante el Mioceno se emplazaron magmas de composición intermedia a ácida (andesitas-riolitas) los cuales formaron domos aislados, flujos de lava y depósitos piroclásticos. Mientras que en el Pleistoceno predominaron los magmas de composición máfica (basaltos y andesitas basálticas) que formaron estructuras como volcanes escudo y conos de escoria con edades de entre 0.87 y 0.18 Ma, así como domos dacíticos con edad de emplazamiento de 0.403 Ma.

En estructuras cercanas al área de estudio, como la Sierra de Apan y la Caldera de Acozulco, se han reportado edades de entre 13.4 y 12.6 Ma (García-Palomo et al., 2002; López-Hernández, 2009, respectivamente) para rocas andesíticas y riolíticas distribuidas en afloramientos aislados en la región. Así mismo, López-Hernández (2009) reportó dos edades K-Ar pliocénicas (2.7 Ma en sanidino y 3.0 Ma en roca

total) para rocas silíceas de la caldera de Acoculco. El vulcanismo del Pleistoceno se extiende ampliamente y cubre a rocas más antiguas, por lo que se cuenta con un mayor número de fechamientos K-Ar, cuyas edades varían de entre 2.1 a 0.2 Ma (García-Palomo et al., 2002; López-Hernández, 2009 y referencias citadas). De acuerdo con esta información, se puede proponer la existencia de un *hiatus* volcánico para la región de estudio, dentro del sector oriental de la FVTM, el cual separa el evento volcánico del Mioceno (~13.4-9.8 Ma) del evento volcánico del Plio-Pleistoceno (~3.0-0.18 Ma).

Esta ausencia de magmatismo ya ha sido indicada para este periodo por otros autores (e.g. Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012) quienes asocian este *hiatus* con cambios tectónicos importantes durante la evolución geológica de la FVTM (Figura 6.1). De acuerdo con estos autores, durante el Mioceno Temprano y Tardío la placa de Cocos subducía de forma sub-horizontal a lo largo de la Trinchería Mesoamericana. Gómez-Tuena et al. (2003) y Mori et al. (2007), con base en las características geoquímicas encontradas en rocas volcánicas de este periodo, sugieren que la generación de magmas con características adakíticas fueron producidas como resultado de la fusión parcial de la placa oceánica en subducción, lo que promovió la generación de vulcanismo a distancias de hasta ~480 Km de la trinchería (Figura 6.1a). Este escenario tectónico también ha sido comprobado en trabajos geofísicos del MASE (Pérez-Campos et al., 2008). Las rocas volcánicas más antiguas del CVXP pueden estar asociadas con este ambiente tectono-magmático del Mioceno, como se discutirá más adelante.

Durante el Mioceno Tardío- Plioceno Temprano, no se registró vulcanismo en la región, sin embargo, hacia la parte norte de los estados de Querétaro e Hidalgo, se han identificado rocas basálticas de esta edad, las cuales se asocian con un pulso magmático máfico que se emplazó hacia la parte norte de la FVTM y que, de acuerdo con diversos autores, presenta características geoquímicas similares a las de basaltos de islas oceánicas (Ferrari, 2004; Ferrari et al., 1994, 2000, 2005). Este vulcanismo ha sido explicado mediante dos modelos distintos. Por un lado Ferrari (2004) propone la existencia de un proceso de “detachment” o rotura de la placa en subducción, donde el manto astenosférico asciende a través del rompimiento y produce este vulcanismo

máfico. Por otro lado, Gómez-Tuena *et al.* (2003) asocian el mismo vulcanismo máfico a un proceso de “rollback” o retroceso de la placa subducida, lo que permite el ascenso del manto astenosférico a niveles más someros. Estos dos modelos aún son cuestionados, ya que ambos cuentan con evidencias parciales que no los justifican completamente. Durante el Plioceno, también se produjo un gran volumen de vulcanismo silícico hacia la parte norte del sector central de la FVTM, el cual formó diferentes calderas. Este evento silícico pudo haberse originado por fusión parcial de la corteza inferior máfica, debido a su constante exposición al manto astenosférico como resultado del retroceso de la placa en subducción (Ferrari *et al.*, 2012). Sin embargo, este vulcanismo tampoco se manifestó en la región estudiada, sólo en la caldera de Acozulco, localizada al NE del CVXP.

El *hiatus* magmático observado en la región de estudio podría explicarse a través de cambios físicos y químicos ocurridos en la placa en subducción. Después del evento que generó las rocas adakíticas del Mioceno Temprano-Medio, la prolongada subducción plana produjo una estructura térmica progresivamente más fría, por lo que la fusión del slab basáltico fue reemplazado por un proceso de deshidratación de la placa (Mori *et al.*, 2007). El enfriamiento progresivo y la deshidratación de la placa en subducción inhibieron la fusión y por tanto la generación de magmas. Este proceso provocó que la placa se volviera más fría y densa e iniciara su retroceso a partir del Plioceno Temprano, promoviendo la migración del vulcanismo hacia la trinchera.

Durante el Plio-Pleistoceno la placa oceánica continuó su avance hacia la trinchera, lo que provocó el incremento del ángulo de subducción y la formación del frente volcánico actual, localizado al sur de la FVTM (Ferrari *et al.*, 2012). A pesar de la ubicación actual de este frente, hacia la parte norte del arco volcánico se ha registrado abundante magmatismo predominantemente monogenético de edades similares. Así, al sur del área de estudio se ubica la Sierra Nevada, la cual constituye el frente volcánico actual y presenta edades de emplazamiento de 1.82 Ma al Holoceno (Cadoux *et al.*, 2011; García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011). Las rocas de estas estructuras presentan características geoquímicas que indicarían un contexto típico de subducción (Nixon, 1989; Schaaf *et al.*, 2005; García-Tovar, 2009). Por otro lado, las estructuras monogenéticas del Campo Volcánico Xihuingo-La Paila, emplazadas detrás

del frente volcánico, presentan edades similares (de entre 0.87 y 0.18 Ma) a las de la Sierra Nevada; además de patrones geoquímicos que sugieren la existencia de una fuente mantélica más enriquecida, pero con cierta influencia del componente de subducción.

En resumen, las características geológicas, estratigráficas y geoquímicas mencionadas en los capítulos anteriores, indican una compleja evolución tectóno-magmática para la actividad volcánica durante el Cuaternario en el área de estudio. Así, el frente volcánico representaría un ambiente de subducción típico, mientras que los campos volcánicos monogenéticos, se pudieron haber formado por procesos asociados con el ascenso del manto astenosférico debido a un fenómeno de “rollback” pero con cierta influencia de un componente de la subducción (Figura 6.1b).

El análisis petrográfico de las rocas del área de estudio, también permitió identificar importantes diferencias entre el evento volcánico del Mioceno y del Pleistoceno. Así, se tiene que las rocas del Mioceno son predominantemente andesíticas con texturas porfídicas, cuya paragénesis mineralógica está compuesta por plagioclasa, piroxeno y fases hidratadas (hornblenda), así como escasos fenocristales con evidencias de desequilibrio químico, lo que sugiere procesos complejos dentro de una cámara magmática. Por otro lado, las rocas del Pleistoceno tienen composiciones predominantes de andesita-basáltica a basalto con texturas traquíticas a microlíticas, presentando asociaciones minerales de plagioclasa, olivino, piroxeno y óxidos de Fe-Ti. Las características petrográficas de estas rocas se asocian con el emplazamiento de magmas a través de vulcanismo monogenético, en el cual no existen cámaras magmáticas de larga duración en donde el magma pudo estacionarse y estar sometido a fuertes procesos de cristalización fraccionada o mezcla de magmas. La excepción podría ser el emplazamiento de los domos dacíticos Xihuingo, los cuales presentan características de magmas más evolucionados como textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda embebidos en una matriz microlítica-vítrea. La presencia de estas rocas dacíticas pleistocénicas podría explicarse por un proceso simple de cristalización fraccionada a partir de magmas máficos acumulados en cámaras magmáticas. Sin embargo, como se verá más adelante, no existe

compatibilidad genética entre los magmas máficos y estas dacitas ya que presentan patrones geoquímicos contrastantes.

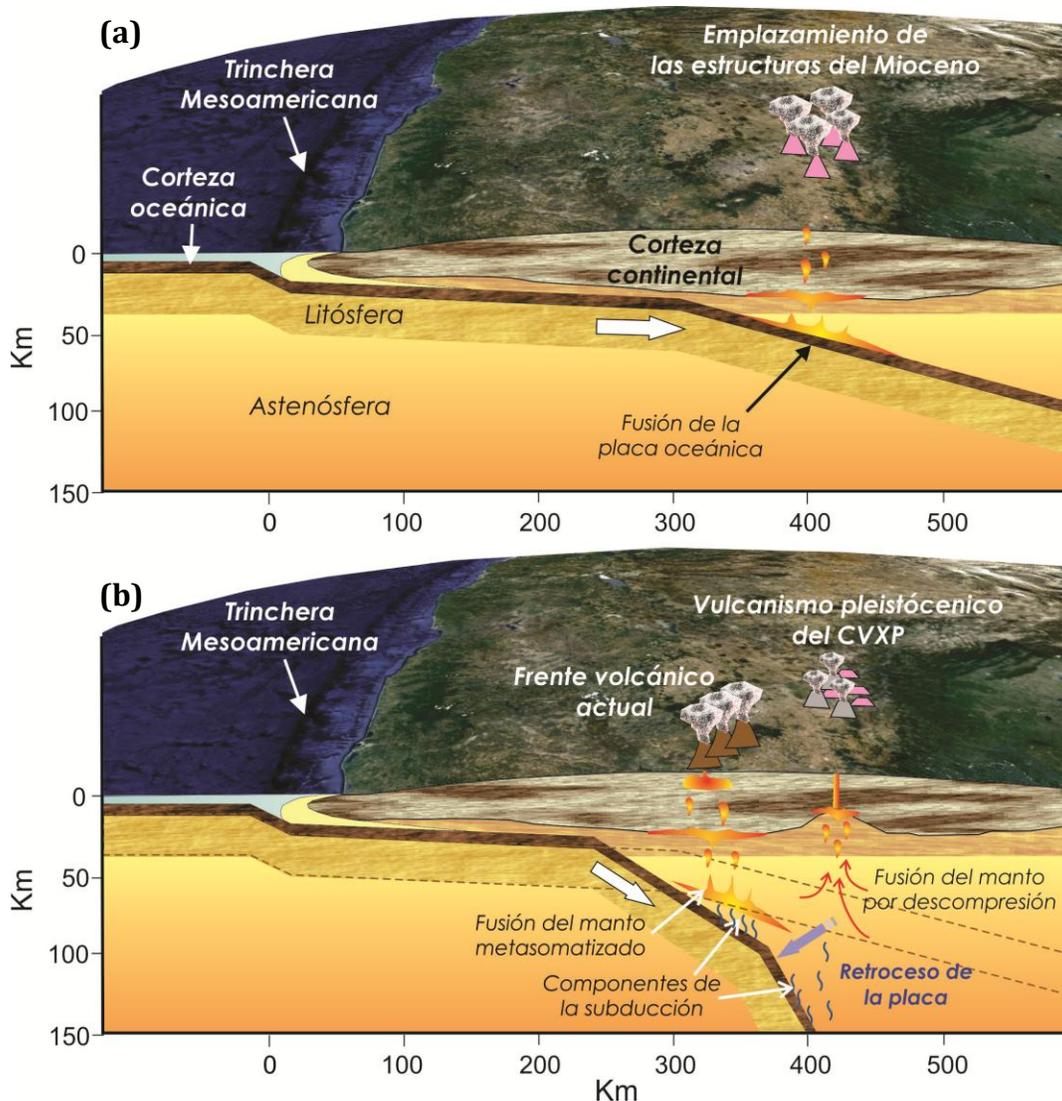


Figura 6.1 Modelo tectono-magmático propuesto para los eventos volcánicos del CVXP. a) El emplazamiento de las rocas del Mioceno en el área de estudio está asociado con el calentamiento y la fusión parcial de la placa oceánica, como resultado de un proceso de prolongada subducción subhorizontal, lo cual produjo magmatismo con características adakíticas similares a las reportadas por Mori (2007) en la región central de la FVTM. Este magmatismo se presentó a una distancia de ~430 Km a partir de la trincherá. b) A partir del Plioceno temprano, el vulcanismo comenzó a migrar hacia la trincherá debido a que la placa más fría y densa inició su retroceso. Esto permitió la fusión de la cuña del manto y generó el vulcanismo del Pleistoceno en el frente volcánico actual. En el área de estudio, el vulcanismo monogenético reciente probablemente se generó en un ambiente tectónico de tipo trasarco, en donde la fusión parcial del manto enriquecido podría explicarse por procesos de descompresión debidos al retroceso de la placa en subducción. La presencia de anomalías positivas de Ba, Pb y Sr, en los patrones de elementos traza de los magmas máficos (Capítulo 5), sugiere una cierta influencia de los fluidos derivados de la placa en subducción dentro del manto astenosférico enriquecido.

6.1.2 Características estructurales

La alineación de las diversas estructuras indica que el emplazamiento de los magmas producidos durante el Cuaternario, fue favorecido y controlado por zonas de debilidad cortical como fallas y fracturas. Estas fallas tuvieron actividad desde el Mioceno con una cinemática lateral izquierda, como lo demuestran las estructuras volcánicas del Mioceno cortadas por estas fallas (García-Palomo *et al.*, 2002). Posteriormente, durante el Pleistoceno, estas fallas se reactivaron y su cinemática cambió a normal, creando una serie de horst y grabens las cuales controlaron el emplazamiento y alineación de las estructuras recientes. En general, las estructuras volcánicas del Pleistoceno (conos cineríticos y volcanes escudo) parecen seguir direcciones de alineamiento preferencial NE-SW, aunque en algunos casos se observa una intersección de dos sistemas de fallas. Tal es el caso del Complejo Dómico Xihuingo, el cual parece haber sido emplazado entre la intersección de un sistema de fallas NE-SW y un sistema de fallas NW-SE. Esto posiblemente permitió el entrampamiento de los magmas y su posible evolución a rocas más diferenciadas como lo son las dacitas del CDX, cuya composición es contrastante con los demás productos volcánicos del Pleistoceno. En el caso de las rocas del Mioceno, los alineamientos no son tan evidentes ya que están cubiertos por eventos volcánicos más recientes.

6.1.3. Geoquímica

Vulcanismo del Mioceno asociado a la fusión de la placa oceánica subducida.

Los patrones de elementos traza de todas las rocas del Mioceno (Figura 5.13a), muestran un enriquecimiento en los elementos de radio iónico grande (LILE: eg., Rb, K, Ba, Sr) y Pb con respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFSE: e.g., Nb, Ta), así como mayor fraccionamiento de los elementos de Tierras Raras $[(La/Yb)_N=6.4$ a 12] que las rocas máficas del Pleistoceno $[(La/Yb)_N=4.3$ a 8.6], como se observa en la Figura 5.11. Todas estas características son típicas de magmas de arco. Además, estas rocas se distinguen por presentar marcadas anomalías positivas de Sr y empobrecimiento en las HREE e Y. En la Figura 6.2 se presenta un diagrama de discriminación Sr/Y vs. Y en el que se observa que la mayoría de las rocas miocénicas

del área de estudio presentan una concentración baja en itrio y relaciones relativamente altas de Sr/Y. Comportamientos geoquímicos similares se observaron en rocas miocénicas de las sierras de Apan y Tepozan, estado de Hidalgo (Núñez-Castillo, 2010; Correa-Tello, 2011). Algunos autores han explicado estas características geoquímicas como el resultado de un proceso de subducción sub-horizontal durante el Mioceno medio que favoreció el calentamiento y la fusión parcial de la corteza oceánica (Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Mori, *et al.*, 2007). Las rocas asociadas a este origen comúnmente se han nombrado como “adakitas” (Defant and Drummond, 1990). Sin embargo, existen rocas ígneas con características idénticas a las producidas por fusión de la placa oceánica, pero generadas por otros procesos. Así por ejemplo, un posible origen para estas rocas ígneas con características similares a las “adakitas” sería la fusión parcial de la corteza inferior máfica (Castillo, 2012 y referencias citadas). Otros autores consideran que rocas con estas características también pueden ser generadas por cristalización fraccionada de anfíbol y granate a alta presión, a partir de un magma basáltico hidratado (Macpherson *et al.*, 2006). En el presente trabajo se considera que la fusión de una porción de la corteza oceánica subducida bajo el arco volcánico, debido a un proceso de subducción sub-horizontal, podría ser el modelo más apropiado para explicar los patrones geoquímicos observados en las unidades del Mioceno para el área de estudio. Esta proposición obedece a que autores como Mori (2007) han encontrado rocas con características adakíticas en el Complejo Volcánico Palo Huérfano-La Joya- Zamorano, los cuales tienen edades de entre ~12 y ~9 Ma (Pérez-Venzor *et al.*, 1996; Valdez-Moreno *et al.*, 1998; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000; Verma y Carrasco-Núñez, 2003). Además, este vulcanismo se localizaría a más de 400 Km de la trinchera, por lo que un proceso de subducción sub-horizontal podría explicar la existencia de magmas en este sector de la FVTM. Para la fusión parcial de la placa en subducción se ha propuesto que los basaltos subducidos deberían tener una edad relativamente joven (menor o igual a 25 Ma; Defant and Drummond, 1990). De acuerdo con las interpretaciones paleogeográficas para el Mioceno, en los sectores central y oriental de la FVTM, la litósfera subducida tenía una edad de >10 Ma (Ferrari *et al.*, 2012).

Por otro lado, las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las rocas del Mioceno del CVXP, presentan los valores más variables. Algunas muestras presentan valores relativamente cercanos a un componente tipo MORB, y el comportamiento de ciertos elementos traza como el Pb, Ba, K y Sr indican la influencia de fluidos provenientes de la placa en subducción, lo cual es consistente con un origen asociado a un proceso de fusión parcial de basaltos subducidos. Sin embargo, otras muestras presentan valores más radiogénicos que podrían indicar diferentes grados de interacción de los magmas con la corteza, o bien, una mayor influencia de los sedimentos de la placa en subducción.

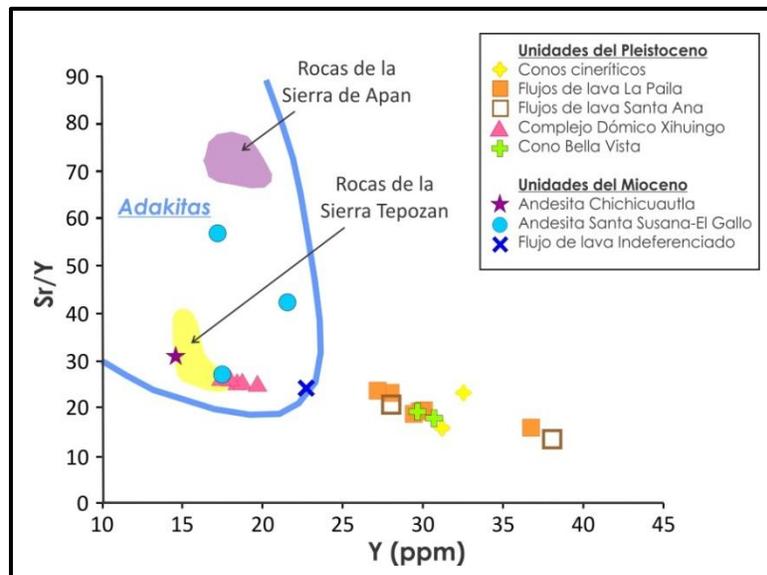


Figura 6.2 Diagrama Sr/Y vs Y (modificado de Drummond and Defant, 1990) en donde se observa que, en general, las rocas del evento volcánico del Mioceno presentan características adakíticas, como lo demuestran sus altas relaciones Sr/Y y bajas concentraciones de Y. Se incluyen datos de rocas del Mioceno de zonas adyacentes como la Sierra de Apan (Nuñez-Castillo, 2010) y la Sierra de Tepozán (Correa-Tello, 2011).

Vulcanismo del Pleistoceno

Rocas máficas: origen por cristalización fraccionada a alta presión

Como se mencionó anteriormente, el vulcanismo del Pleistoceno en el área de estudio, está caracterizado predominantemente por el emplazamiento de magmas de composición máfica que dieron lugar a estructuras volcánicas de tipo monogenético. La variación de los elementos mayores para los basaltos y andesitas basálticas podría

relacionarse con ligeros procesos de cristalización fraccionada a partir de un magma parental de composición basáltica (Figura 5.6 y 5.9). Sin embargo, la dispersión observada en los patrones de elementos traza (Figura 5.11b y 5.13b y c) podría sugerir la existencia de diferentes fuentes magmáticas para estas rocas. Por un lado, se tienen magmas basálticos relativamente primitivos con características alcalinas como es el caso del cono Bellavista, y por otro lado, los diferentes flujos de lava andesítico-basálticos y conos volcánicos, tienen un carácter calco-alcalino y presentan patrones de elementos traza que no pueden ser explicados por un proceso directo de cristalización fraccionada a partir de un magma primitivo similar al que generó a las rocas del cono Bellavista. Las rocas basálticas de este cono, no muestran los típicos patrones de subducción indicados por el enriquecimiento de elementos tipo LIL (Rb, K, Ba) respecto de los HFS (Nb, Ta) (Figura 5.13c), lo cual indicaría una fuente del manto enriquecido. No obstante, existe una cierta influencia de los fluidos derivados del proceso de subducción ya que se observan ligeras anomalías positivas de Ba, Pb y Sr. Algunos conos basálticos y las rocas andesítico-basálticas del CVXP, presentan patrones de elementos traza que son típicos de arcos volcánicos continentales, lo cual sugiere que los magmas fueron producidos a partir de una fuente del manto empobrecida modificada por los fluidos de la placa en subducción. Estas características de las rocas máficas demuestran la heterogeneidad de las fuentes magmáticas en el manto.

Las características petrográficas encontradas en las rocas basálticas y andesítico-basálticas son representativas de procesos de cristalización fraccionada a baja presión. No obstante, en los diagramas de la Figura 6.3 se observa un incremento de la relación La/Yb y Sm/Yb conforme aumenta la diferenciación de las rocas. La concentración de SiO₂ varía de entre 48 a 57% en peso, y las relaciones La/Yb y Sm/Yb varían de 6 a 15; y de 2 a 3, respectivamente. La mineralogía observada (plagioclasa, piroxeno, olivino y óxidos) no controla las concentraciones de las Tierras raras pesadas, ya que estas fases minerales tienen muy bajo coeficiente de partición para estos elementos (Hart y Dunn, 1993; Rollinson, 1993; Dunn y Senn, 1994).

Algunos autores sugieren que la cristalización fraccionada a alta presión de granate y anfíbol modifican las concentraciones de las REE en los magmas máficos. El

fraccionamiento de hornblenda a alta presión puede producir altas relaciones de LREE/HREE (Castillo *et al.*, 1999), pero este proceso también puede causar un decremento en la relación Sm/Yb, ya que el Sm es más compatible que el Yb en el anfíbol (Bottazzi *et al.*, 1999). Por lo tanto, la correlación positiva de las relaciones La/Yb y Sm/Yb con respecto al SiO₂, junto con un marcado empobrecimiento de HREE en las rocas máficas del CVXP, son indicadores de la existencia de granate en la fuente (Macpherson *et al.*, 2006; Mori *et al.*, 2011).

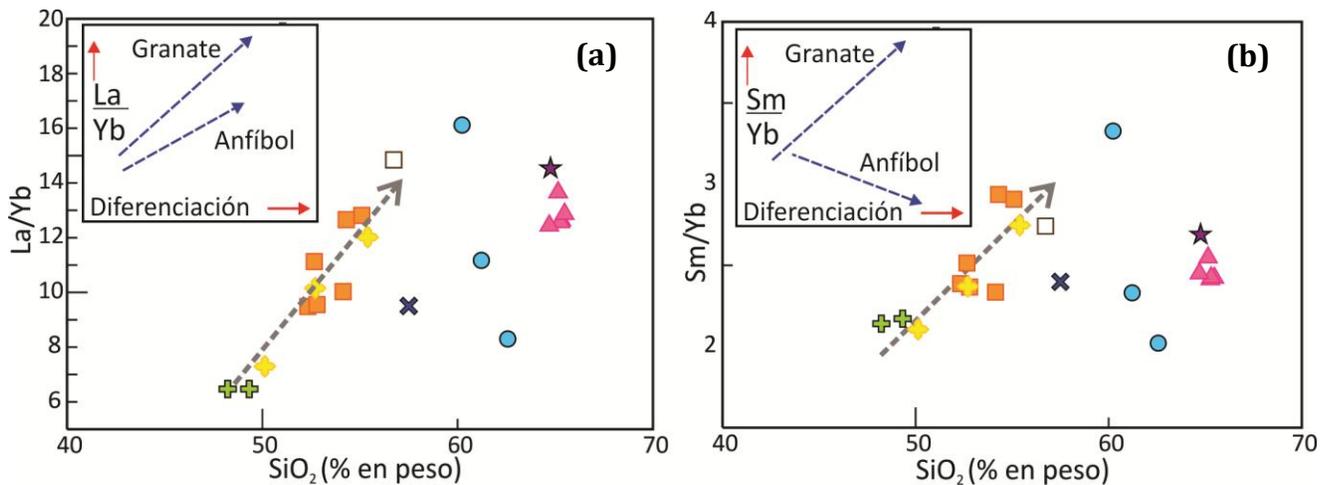


Figura 6.3 Diagramas a) La/Yb vs SiO₂ y b) Sm/Yb vs SiO₂ (misma simbología que en el diagrama de la Figura 6.2). La correlación positiva entre La/Yb y Sm/Yb con el sílice es indicativa de cristalización fraccionada a alta presión de granate (Macpherson *et al.*, 2006; Mori *et al.*, 2011).

Existen diversas formas en las que los magmas pueden adquirir la firma del granate que controla la relación de las REE. Por un lado, la presencia del granate se puede asociar con la fusión parcial de los basaltos subducidos en facies de eclogita (Defant and Drummond, 1990); anatexis de cuerpos máficos en la base de la corteza (Atherton and Petford, 1993); o fusión parcial de un manto profundo rico en granate (Ulmer, 1989). Recientemente, Macpherson *et al.*, (2006) han propuesto que un proceso de cristalización fraccionada a alta presión de basaltos derivados del manto, podría ser una explicación alternativa para la firma de granate en los magmas.

Como la relación La/Yb aumenta con la diferenciación de las rocas máficas del CVXP, se puede asumir que la cristalización fraccionada a alta presión fue el proceso principal que controló la firma de granate, ya que la fusión parcial de un manto

profundo compuesto por peridotitas de granate, produciría relaciones de La/Yb y Sm/Yb variables a concentraciones similares de SiO₂ (Mori *et al.*, 2011; Johnson, 1994).

Dacitas del Complejo Dómico Xihuingo (CDX): origen asociado con la fusión parcial de la corteza inferior

Como se describió en secciones anteriores, un complejo de domos con edad de 0.403 Ma y composición dacítica fue emplazado entre los volcanes escudo La Paila y Santa Ana, los cuales tienen edades de ~0.872 Ma. De acuerdo con las edades de estos eventos, sería lógico pensar que los domos dacíticos fueron derivados de un proceso de cristalización fraccionada a partir de magmas de composición máfica similar a los que produjeron las estructuras monogenéticas vecinas. Sin embargo, en los diagramas de Harker (Figura 5.9) no se observa una relación directa entre las rocas máficas del Pleistoceno y los domos dacíticos, ya que no existen rocas andesíticas de edad pleistocénica en la región. Además, en el diagrama de la Figura 5.11b se observa que todas las muestras de basaltos y andesitas basálticas del CVXP están más enriquecidas en elementos de Tierras raras respecto de las muestras del CDX, por lo que estas últimas no pudieron haber seguido la misma línea petrogenética evolutiva. Es decir, las dacitas debieron de haberse generado a partir de una fuente diferente de la que produjo los magmas máficos. Adicionalmente, en el diagrama de SiO₂ vs #Mg (Figura 6.4), se observa que a diferentes concentraciones de sílice el #Mg varía de manera irregular entre 47 y 68, por lo que no muestra una línea evolutiva que sugiriera la cristalización fraccionada de olivino y piroxeno a partir de un magma máfico.

De acuerdo con diversos estudios, existen diferentes maneras en las que se pueden producir magmas evolucionados (e.g. andesíticos y dacíticos) en un ambiente de arco. La primera sería por diferenciación de magmas primarios a partir de la cristalización fraccionada dentro de cámaras magmáticas someras (e.g. Grove *et al.*, 1997; Pichavant *et al.*, 2002), pero como ya se mostró en el párrafo anterior, este proceso no pudo haber producido las rocas dacíticas de los domos.

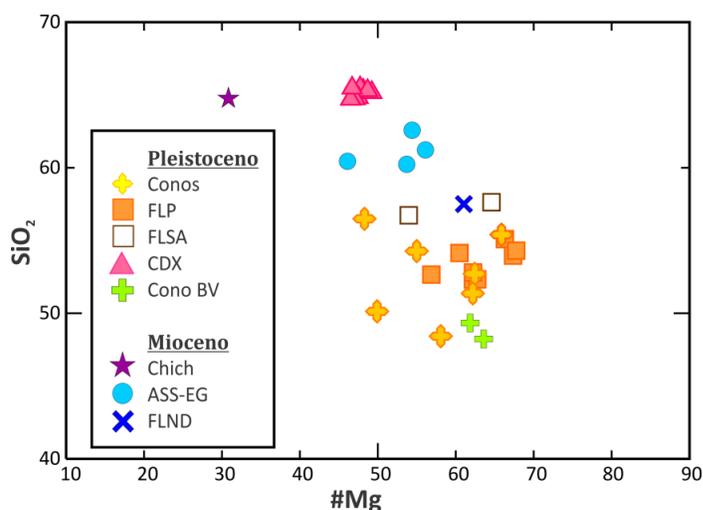


Figura 6.4 Diagrama de SiO₂ vs #Mg para las rocas del CVXP. #Mg molar calculado= $(100 \cdot \text{Mg}) / (\text{Mg} + (0.85 \cdot \text{Fe}_{\text{tot}}))$.

Otra manera en que se pueden generar magmas silíceos podría ser la fusión parcial (Petford y Atherton, 1996) o asimilación de rocas corticales antiguas a partir de magmas máficos (DePaolo, 1981). Estos procesos provocarían características geoquímicas distintivas como son enriquecimiento de Eu y Sr, además de valores isotópicos de Sr y Nd relativamente radiogénicos. En los patrones de elementos traza de las rocas dacíticas no se observan anomalías positivas de Eu y Sr que indiquen la fusión parcial de plagioclasa de la corteza. Además, los diagramas isotópicos de estas rocas (Figura 5.14) muestran valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.51275 a 0.51279 y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70460 a 0.70475. Estas características permiten descartar un escenario de generación de las dacitas a partir de la fusión parcial o asimilación de rocas corticales antiguas. Sin embargo, si bien los valores isotópicos de las dacitas no son tan radiogénicos como los esperados para la participación de una corteza continental antigua, se observa que sí podrían tener una cierta influencia de ésta.

Una tercera forma de generar magmas andesítico-dacíticos es a partir de la fusión parcial del slab en subducción. Aunque existen ciertas características geoquímicas de las dacitas que podrían indicar la presencia de granate residual en la fuente (Figura 6.3), las relaciones isotópicos de Sr y Nd presentan valores más radiogénicos que los esperados por la fusión del slab basáltico (sin considerar la posible fusión parcial de los sedimentos oceánicos asociados al slab). La firma de

granate no sería raro encontrarla en las rocas del área de estudio debido al gran espesor de la corteza (~45-50 Km). Además, el entorno tectónico actual no sugiere que exista posibilidad de la fusión del slab a una distancia mayor a 100 Km detrás del frente volcánico.

Trabajos recientes basados en modelos numéricos y datos geoquímicos, sugieren que la cristalización incompleta de basaltos hidratados puede generar magmas ricos en sílice. Esta cristalización se produciría a niveles profundos como el manto superior y/o corteza inferior (Annen *et al.*, 2006). Estos autores proponen un modelo compuesto esencialmente por dos zonas: una zona profunda que comprende la corteza inferior y parte del manto (profundidades mayores a 20 Km), y una zona somera que comprende a la corteza superior, donde ocurre el ascenso de los magmas y la formación de cámaras magmáticas someras (profundidades menores a 20 Km). La zona profunda es denominada “zona caliente” y en ésta ocurren constantes inyecciones de magmas basálticos hidratados derivados del manto, los cuales forman sills emplazados a diferentes profundidades. La cristalización parcial de los basaltos, induciría también la fusión parcial de las rocas corticales circundantes, debido a la transferencia de agua y calor a partir del enfriamiento de los basaltos (Annen *et al.*, 2006). El líquido magmático residual de los basaltos parentales y los fundidos corticales producidos en la “zona caliente”, se mezclarán durante su ascenso hacia la superficie para producir los magmas silíceos.

Las características geoquímicas de las rocas de los domos dacíticos Xihuingo, sugieren que el escenario más probable para la generación de estos magmas, sería la fusión parcial de la corteza máfica inferior según los modelos de Petford y Gallagher (2001) y el descrito anteriormente. Como ya se mencionó en párrafos anteriores, la fusión parcial de una corteza continental antigua no pudo haber generado magmas con características geoquímicas como las observadas en las dacitas del CDX. De acuerdo con diferentes estudios geofísicos y geoquímicos, la corteza inferior por debajo de la FVTM estaría constituida por rocas máficas y ultramáficas, como lo demuestra la presencia de xenolitos de harzburgita, wherlita, piroxenita y gabro, encontrados en la porción oriental de la FVTM (Dávalos-Elizondo, 2009). Por otra parte, se puede suponer que la constante inyección de magmas basálticos derivados

del manto se ha estado acumulando en forma de sills y diques en la base de la corteza continental. La fusión parcial de esta corteza inferior pudo haber generado magmas silíceos con características isotópicas cercanas al manto, como lo muestran las relaciones de Nd y Sr en las dacitas de los domos. Los patrones de las REE y las relaciones Sr/Y relativamente altas, podrían asociarse con la presencia de granate como fase residual. Esto no sería extraño considerando el espesor de la corteza bajo el área de estudio (~45-50 Km), ya que a esta profundidad podrían generarse fases magmáticas residuales a alta profundidad y presión (0.7-1.6 GPa; Petford y Gallagher, 2001) que retienen a las HREE, y producen patrones similares a los de las rocas “adakíticas” pero generadas por otro proceso.

La ausencia de anomalías de Sr y Eu en las rocas dacíticas, no indica procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa o fusión parcial de una fuente rica en plagioclasa como sería la corteza media-superior. Si consideramos que durante el Pleistoceno se produjeron abundantes inyecciones de magmas máficos en la corteza inferior, las cuales se ven reflejadas por las abundantes estructuras de composición basáltica y andesítico-basáltica en el área de estudio, es probable que se haya generado una “zona caliente” en el límite corteza inferior-manto superior. En esta zona probablemente ocurrieron procesos de cristalización parcial de magmas máficos ricos en H₂O, los cuales a su vez generaron la fusión parcial de la corteza circundante, tal como lo explica el modelo de Annen *et al.* (2006). Esto parece ser consistente, si se considera que el volumen de dacitas generado es pequeño (~5.3 Km³), en comparación con el volumen de las rocas volcánicas máficas (~43.7 Km³) del área de estudio, por lo que la constante inyección de basaltos pudo generar el calor suficiente para fundir parcialmente una fracción de la corteza máfica inferior.

Datos geofísicos obtenidos por el MASE (Middle America Subduction Experiment) para la parte central de México (Pérez-Campos *et al.*, 2008), indican que existe un incremento de las velocidades de onda sísmica con la profundidad, lo cual confirmaría la presencia de rocas más densas de composición máfica o ultramáfica por debajo de la corteza continental media-superior silícea. Esta información, aunada a la geoquímica, sugiere que es la fusión de la corteza inferior máfica el principal componente para la generación de las dacitas, y aunque podría existir un aporte de la

corteza continental superior, este no sería tan significativo como lo indican las composiciones isotópicas del área de estudio.

En la Figura 6.7 se propone un modelo petrogenético que explica la generación y las fuentes de los diferentes magmas que produjeron a las rocas volcánicas del Pleistoceno dentro del CVXP.

Interacción de los magmas con la corteza

En cuanto a la interacción de los magmas del CVXP con la corteza, existe una correlación negativa entre el contenido de sílice y la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 6.6a), lo que indica que la diferenciación de las rocas estuvo también acompañada por una ligera asimilación de materiales corticales más radiogénicos, es decir, que los magmas experimentaron ligera contaminación cortical durante su evolución. En la Figura 6.6b se muestra un diagrama en donde se grafican las relaciones isotópicas de Sr y Nd de las rocas del área de estudio, con el fin de tratar de identificar los posibles componentes involucrados en la petrogénesis de las rocas. Como se observa, el principal componente isotópico sería una fuente menos radiogénica, similar a los basaltos de la Dorsal del Pacífico Oriental (MORB; *Mid-Ocean Ridge Basalts*), pero también se observa la contribución de otros componentes que podrían ser los sedimentos subducidos (LaGatta, 2003, citado en Mori, 2007) y la corteza continental (Schaaf *et al.*, 1994; Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; Verma, 2001).

Si se considera que en los magmas del CVXP ha existido cristalización fraccionada de granate a alta presión y que ésta pudo haber ocurrido a niveles inferiores de la corteza, es probable que el principal componente cortical sea la corteza inferior máfica.

Definir la composición de la corteza continental bajo el área de estudio es difícil, ya que como se mencionó en capítulos anteriores, existe la conjunción de diferentes terrenos en la región, los cuales han sido agrupados en el microcontinente Oaxaquia. Este microcontinente se compone de rocas granulíticas Grenvillianas del complejo Oaxaqueño y también de rocas pertenecientes al complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995). Las variaciones isotópicas de Sr y Nd para las rocas antiguas de

este basamento son muy variables y radiogénicas, y no se pueden distinguir unas de otras. Sin embargo, al graficar los datos isotópicos de Pb común de estas rocas antiguas (Figura 6.5) se puede notar que el componente cortical que explicaría mejor las relaciones isotópicas de las rocas del CVXP, sería la secuencia Paleozoica del complejo Acatlán. En la región de estudio, la corteza continental tiene aproximadamente entre 45 a 50 Km de espesor (Urrutia-Fucugauchi and Flores-Ruiz, 1996; Ferrari *et al.*, 2012). A pesar de que estas rocas del basamento tienen valores isotópicos muy radiogénicos de Sr y Nd, se observa que los magmas máficos y dacíticos no fueron fuertemente influenciados por la asimilación de estas rocas durante su ascenso, debido a que exhiben valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ más cercanos a un componente del manto. Esto podría explicarse si se considera que el emplazamiento de los magmas en la región está controlado por fallas y fracturas que posiblemente permitieron su ascenso casi directo hacia la superficie sin sufrir fuertes procesos de contaminación o asimilación cortical.

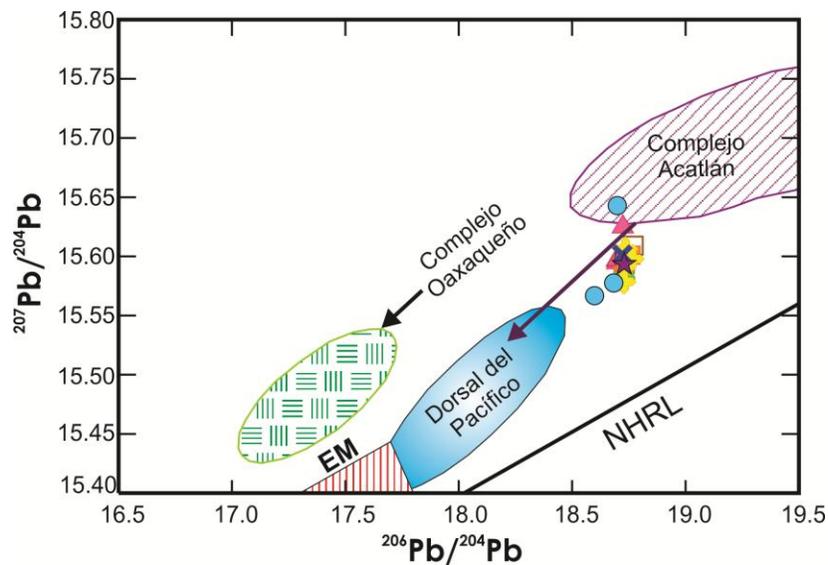


Figura 6.5 Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras del CVXP (ver simbología en la Figura 6.4). Se observa que las muestras se acercan más a valores de la corteza continental similares a los encontrados en el Complejo Acatlán (Yañez *et al.*, 1991). Se incluyen datos del Complejo Oaxaqueño (Martiny *et al.*, 2000) y de la Dorsal del Pacífico (Church y Tatsumoto, 1975; Hemming y McLennan, 2001). Northern Hemisphere Reference Line (NHRL) y Manto Enriquecido (EM) de Zindler y Hart (1986).

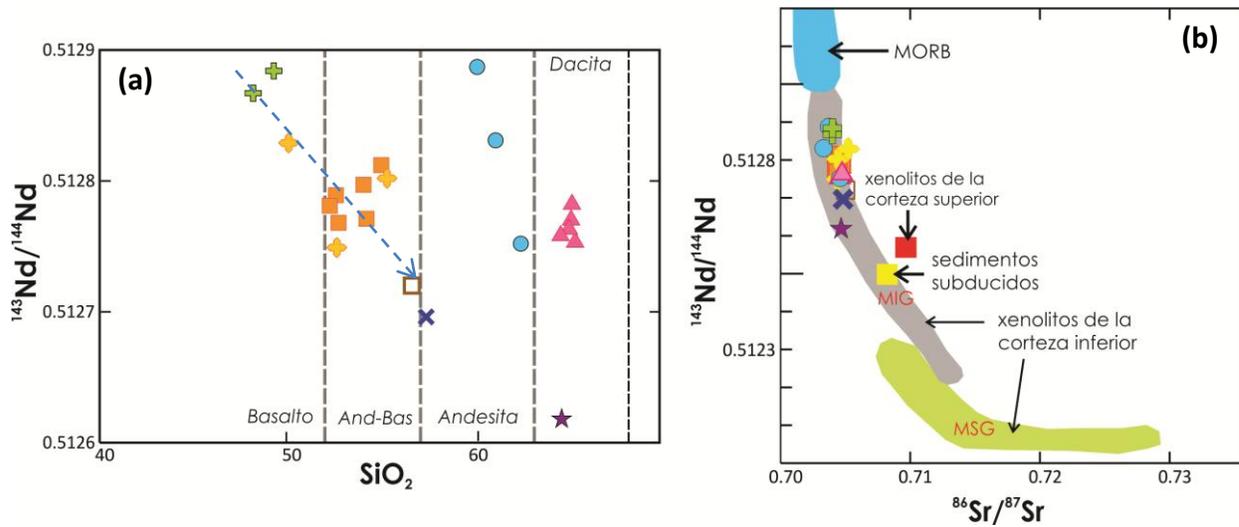


Figura 6.6 (a) Isótopos de Nd vs. SiO_2 (% en peso) donde se observa una correlación negativa para las rocas máficas plesitocénicas que indica que la evolución de las rocas estuvo acompañada por una ligera asimilación o contaminación de materiales corticales durante su ascenso. (b) Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ donde se muestran los posibles componentes involucrados en la petrogénesis de las rocas del CVXP. Se muestran datos del MORB del Pacífico Oriental (EarthChem, 2012); sedimentos subducidos (LaGatta, 2003, citado en Mori, 2007); xenolitos de la corteza inferior (Schaaf *et al.*, 1994; Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999) y xenolitos de la corteza superior (Verma, 2001). MGI: xenolitos meta-ígneos en facies de granulita; MSG: xenolitos meta-sedimentarios en facies de granulita.

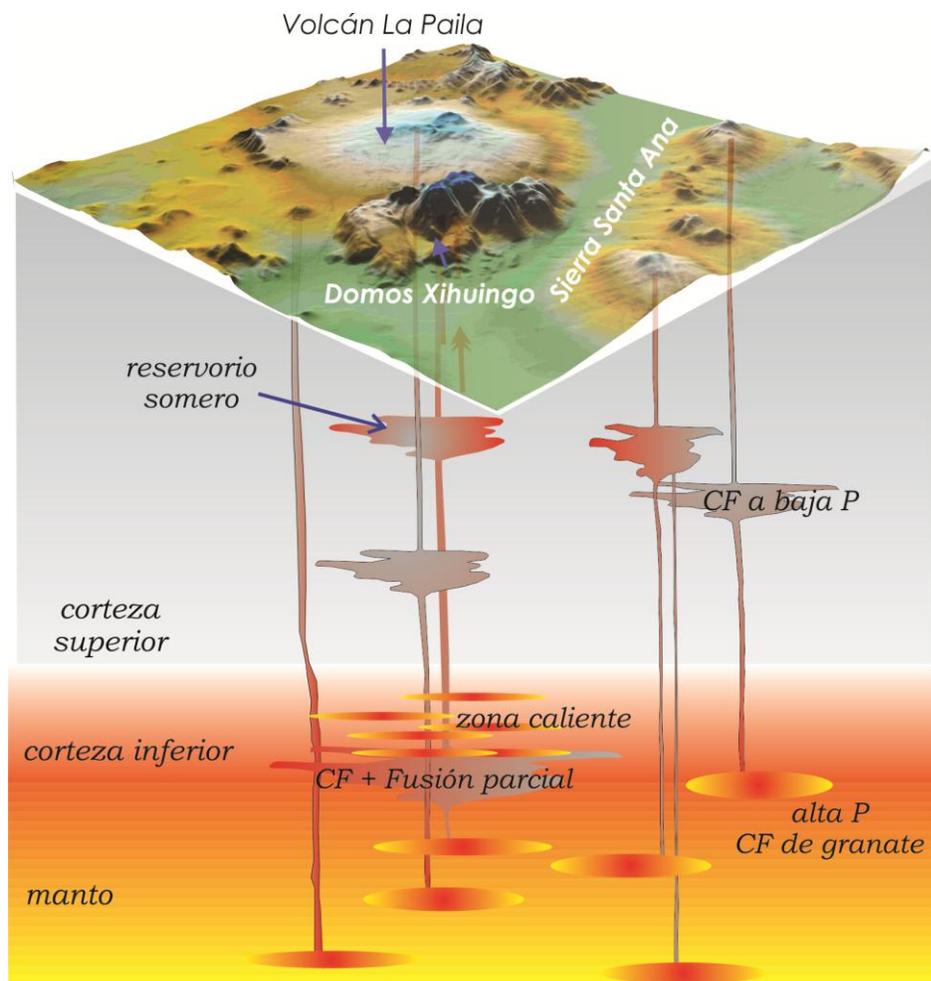


Figura 6.7 Modelo petrogenético propuesto para las rocas del evento volcánico del Pleistoceno del CVXP. Los magmas basálticos y andesítico-basálticos se generaron en zonas profundas (corteza inferior-manto superior), donde existió cristalización fraccionada (CF) a alta presión (P) de granate. En niveles superiores de la corteza, estos magmas pudieron haber sufrido ligeros procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical. La constante inyección de magmas máficos dentro de la corteza inferior, generó una “zona caliente”, en donde la cristalización parcial y el enfriamiento de los basaltos hidratados indujeron la fusión parcial de una porción de la corteza inferior. El líquido magmático residual de los basaltos parentales y los fundidos corticales producidos en la “zona caliente”, se mezclaron durante su ascenso hacia la superficie para producir los magmas silíceos.

6.2. Conclusiones

El estudio geológico y estratigráfico del Campo Volcánico Xihuingo-La Paila, así como la determinación de algunos fechamientos isotópicos, permitió la proposición de un mapa geológico detallado y la identificación de dos principales eventos magmáticos: un evento del Mioceno Medio-Tardío y un evento del Pleistoceno; ambos separados por un *hiatus* volcánico de ~8-10 Ma.

El evento volcánico del Mioceno (~13.4-9.8 Ma) está caracterizado por el emplazamiento de rocas más evolucionadas (composición andesítica a riolítica) de naturaleza calco-alcalina y con una evidente señal de subducción (enriquecimiento de los elementos LIL y Pb con respecto a los HFS, así como patrones de REE fraccionados). Estas rocas presentan además, características geoquímicas que indican la fusión parcial de basaltos de la placa oceánica en subducción como son: relaciones altas de Sr/Y, así como empobrecimiento de las HREE y algunos valores isotópicos relativamente cercanos al MORB.

El evento volcánico del Pleistoceno (~2.7-0.18 Ma) está representado por conos de escoria y volcanes escudo de composición predominantemente basáltica y andesítico-basáltica. También un complejo de domos dacíticos (CDX: Complejo Dómico Xihuingo) se emplazó durante este periodo (0.403 Ma). El estudio geoquímico demuestra que estas rocas no fueron producidas por procesos de cristalización fraccionada a partir del mismo magma parental, ya que los patrones de elementos traza sugieren que fueron originadas por diferentes fuentes magmáticas. Estas fuentes magmáticas presentan en general, un carácter subcalino con diferente contribución o influencia del componente de la subducción.

Las rocas máficas del Pleistoceno presentan evidencias geoquímicas de la presencia de granate como fase residual en la fuente, lo cual fue asociado a la existencia de cristalización fraccionada a alta presión. Esto permite proponer una fuente magmática profunda para estos magmas, la cual se ubicaría en la interfase manto superior-corteza inferior. Los magmas además pudieron sufrir ligeros procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical contemporánea al fraccionamiento del granate, como lo demuestran sus composiciones isotópicas. Dentro del grupo de

rocas máficas, existen algunas que presentan características geoquímicas de magmas más primitivos (basaltos alcalinos). La generación de estos magmas podría relacionarse con una fuente del manto más profunda y enriquecida, cuyo origen sería el ascenso del manto astenosférico asociado a un posible fenómeno de retroceso de la placa en subducción, el cual ha sido sugerido en otras regiones de la FVTM.

Las constantes inyecciones de magmas máficos ricos en H₂O a la corteza inferior durante el Pleistoceno, pudieron haber generado una “zona caliente”, en donde la cristalización parcial y el enfriamiento de estos basaltos hidratados, probablemente originaron la fusión parcial de la corteza inferior circundante, la cual estaría compuesta predominantemente por una serie de sills máficos y en menor proporción corteza continental antigua (Acatlán?). Por lo tanto, el posible escenario para la generación de las dacitas del CDX, sería la mezcla durante su ascenso a la superficie del líquido magmático residual derivado de los basaltos parentales y los fundidos corticales producidos en la “zona caliente”.

En cuanto a la participación de la corteza continental en la génesis de los magmas pleistocénicos, se identificó una baja interacción con ésta, ya que a pesar de tener una corteza continental gruesa compuesta por rocas Precámbricas y Paleozoicas, no presentan valores isotópicos de Sr y Nd tan radiogénicos. El ascenso de los magmas hacia la superficie fue controlado por la presencia de un sistema de fallas normales NE-SW el cual está evidenciado por la distribución de las estructuras volcánicas máficas. Este sistema de fallas probablemente impidió la formación de cámaras magmáticas y por lo tanto el magma ascendió de manera casi directa, sin tener una fuerte interacción con rocas corticales.

Consideraciones para trabajos futuros

Con el fin de estimar la concentración de fluidos (H₂O, CO₂, entre otros) que pudieron haber existido en los magmas máficos a alta presión y confirmar los modelos propuestos, se sugiere como trabajos futuros, el estudio y caracterización de inclusiones vítreas contenidas en olivinos contenidos en estas lavas.

También se sugiere la obtención de un mayor número de fechamientos isotópicos K-Ar en muestras de lava de estructuras volcánicas vecinas a la zona de

estudio, con el fin de conocer mejor la distribución espacio-temporal del magmatismo en el sector oriental de la FVTM, y confirmar la intensa actividad volcánica que ocurrió en la región del CVXP y la región de Apan durante el Cuaternario.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre-Díaz, G., and McDowell, F., 2000. Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico, *en* Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre-Díaz, G. (eds.), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico. Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, **334**, 167-178.
- Aguirre-Díaz, G., and López-Martínez, M., 2001. The Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Geology and geochronology. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **111**, 203-218.
- Aguirre-Díaz, G. J., and López-Martínez, M., 2004. Donguinyó and Huichapan Tuffs: superimposed contrasting erupting styles from the same volcanic complex. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, libro de resúmenes, resumen SE08-6.
- Aguirre-Díaz, G. J., and López-Martínez, M., 2009. Geologic evolution of the Donguinyó-Huichapan caldera complex, central Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **179**, 133-148.
- Alaniz-Álvarez, S. A., y Nieto-Samaniego, Á. F., 2005. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **57**(1), 63-80.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., and Ferrari, L., 1998. Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Geology*, **26**(7), 591-594.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á. F., Orozco-Esquivel, M.T., and Vasallo-Morales, L., 2002. El Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **55**, 12-29.
- Allan, J., 1986. Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, **97**, 473-485.
- Annen, C., Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J., 2006. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, **47**, 505-539.
- Atherton, M. P., and Petford, N., 1993. Generation of sodium- rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, **362**, 144-146.
- Blake, S., 1989. Viscoplastic models of lava domes. *IAVCEI Proceedings in Volcanology*, **2**, Lava flows and domes, Springer Verlag, 88-126.
- Bloomfield, K., 1973. The age and significance of the Tenango basalt. *Bulletin of Volcanology*, **37**, 586-595.
- Bottazzi, P., Tiepolo, M., Vannucci, R., Zanetti, A., Brumm, R., Foley, S. F. and Oberti, R., 1999. Distinct site preferences for heavy and light REE in amphibole and the prediction of $^{amph/L}D_{REE}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **137**, 36-45.
- Caballero, M., Lozano, S., Ortega, B., Urrutia, J., and Macías, J.L., 1999. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology*, **22**, 399-411.
- Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R.G. and Guillou, H., 2011. Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada Range. *Geological Magazine*, **148**, 492-506.
- Campa, M. F., and Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **20**, 1040-1051.

- Campos-Enríquez, J. O., Alatríste-Vilchis, D.R., Huizar-Álvarez, R., Marines-Campos, R., and Alatorre-Zamora, M.A., 2003. The sub-surface structure of the Tecocomulco sub-basin (northeastern Mexico basin), and its relationship to regional tectonics. *Geofísica Internacional*, **42**, 3-24.
- Capra, L., Macías, J., and Garduño, V., 1997. The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *Geofísica Internacional*, **36**(3), 161-179.
- Carrasco-Núñez, G., Milán, M., y Verma, S., 1989. Geología del volcán El Zamorano, estado de Querétaro. *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, **8**, 194-201.
- Castillo, P. R., 2012. Adakite Petrogenesis. *Lithos*, **134-135**, 304-316.
- Castillo, P., Janney, P. and Solidum, R., 1999. Petrology and Geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the sources of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**, 33-51.
- Castro- García, A., y Córdoba, D.A., 1994. Estratigrafía del área volcánica de Tulancingo, Hidalgo, México. *Panorama* **23**, 1: 26-39.
- Connor, C., 1990. Cinder cone clustering in the Trans-Mexican volcanic belt: implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 19395-19405.
- Correa-Tello, J. C., 2011. Caracterización petrográfica y geoquímica del Campo Volcánico de Santiago Tetlapayac-El Tepozán-Santa Cruz, Hidalgo. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, 120 pp.
- Church, S.E. and Tatsumoto, M., 1975. Lead isotope relations in Oceanic Ridges Basalts from the Juan de Fuca-Gorda Ridge Area, NE Pacific Ocean. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **53**, 253-279.
- Dávalos-Elizondo, M.G., 2009. Petrología y geoquímica de xenolitos ultramáficos en Cd. Serdán, Puebla, porción oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 90p.
- De Cserna, Z., Fuente De La Dutch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, y L.M., Mota-Palomino, R., 1987. Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Boletín* **104**, 71 pp.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* **347**, 662-665.
- De la Cruz, M.V. y Castillo-Hernández, D., 1986. Estudio geológico de la zona geotérmica de la caldera de Aocolco, Puebla. CFE-GPG reporte interno 36/86, 23 pp.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista del Instituto de Geología*, **2**, 172-187.
- DePaolo, D.J., and Wasserburg, G.J., 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of neodymium-143/neodymium-144. *Geophysical Research Letters*, **3**, 743-749.
- DePaolo, D. J., 1981. Trace-element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters* **53**, 189-202.
- Devine, J.D., Rutherford, M.J., and Gardner, J.E., 1998. Petrologic determination of ascent rates for the 1995-1997 Soufriere Hills Volcano andesitic magma. *Geophysical Research Letters*, **25** (19), 3673-3676.
- Drummond, M. S. and Defant, M. J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparison. *Journal Geophysical Research*, **95**, 2,1503-2,1521.

- Dunn, T. and Senn, C., 1994. Mineral/matrix partitions coefficient for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems: a combined analytical and experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**, 717-734.
- EarthChem, 2012. <http://www.earthchemportal.org>.
- Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, **32**, 77.
- Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G. and Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **47**, 129-148.
- Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., Manetti, P., Pasqueré, G. and Vaggelli, G., 1994. A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro. *Geofísica Internacional*, **33**, 107-123.
- Ferrari, L., Lopez-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. and Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico. From the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt. *Geology*, **27**, 303-306.
- Ferrari, L., Vaggelli, G., Petrone, C., Manetti, P., and Conticelli, S., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, **318**, 161-185.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., and Hernández-Bernal, M.S., 2003. Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin. *Reunión Anual UGM, resúmenes: GEOS*, **23** (2), 120.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J., and López-Martínez, M., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **146**, 284-306.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., and Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* **522-523**, 122-149.
- Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central-meridional de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, **60**, 236 p.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., and Garduño, V.H., 2000. Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics*, **318**, 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G. and Mora J.C., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan región, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, **41**, 133-150.
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., y Macías, J.L., 2008. El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **25**, 1, 158-178.
- García-Tovar, G. P., 2009. Caracterización geológica, geoquímica e isotópica de las lavas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría, 118p.
- García-Tovar, G. P. y Martínez-Serrano, R. G., 2011. Geología y Geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **28**, 301-322.
- Gómez-Tuena, A. and Carrasco-Núñez, G., 2000. Cerro Grande Volcano: The evolution of a Miocene stratocone in the Early Transmexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, **318**, 249-280.

- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F. and Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**(8), 8912, doi:10.1029/2003GC000524.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., y Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del centenario, **LVII** (3), 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., and Iriondo, A., 2008. The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology* **36**, 471-474.
- Grove, T. L. and Kinzler, R. J., 1986. Petrogenesis of andesites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **14**, 417-454.
- Grove, T. L., Donnelly-Nolan, J. M. and Housh, T., 1997. Magmatic processes that generated the rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake volcano, N California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **127**, 205-223.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F. and Rodríguez Badiola, E., 1996. K-Ar ages and magmatic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **73**, 145-155.
- Hart, S.R., 1984. A large- scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere Mantle. *Nature*, **309**, 753-757.
- Hart, S. and Dunn, T., 1993. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **113**, 1-8.
- Hasenaka, T. and Carmichael, I., 1985. The cinder cones at Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume, and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **25**, 105-124.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A. and Wildman, T.R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, en Ahrens, L.H. (eds) *Origin and Distribution of Elements*: Oxford, Pergamon, **1**, 889-911.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., and McDermott, F., 1993, Mantle and slab contributions in arc magmas: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **21**, 175-204.
- Hemming, S.R. and McLennan, S.M., 2001. Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites. *Earth Planetary Sciences Letters*, **184**, 489-503.
- Huizar-Álvarez, R., Campos-Enríquez, J. O., Lermo-Samaniego, J., Delgado-Rodríguez, O., and Huidobro-González, A., 1997. Geophysical and hydrogeological characterization of the sub-basin of Apan and Tochac (México Basin). *Geofísica. Internacional*, **36**, 217-233.
- INEGI, 2004. Carta Topográfica E14-B12 Fray Bernardino de Sahagún, Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- 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.
- Johnson, K., 1994, Experimental cpx/and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures. Petrogenetic implications. *Mineralogical Magazine*, **58**, 454-455.
- Keppie, J.D., 2004. Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, **46**, 765-794.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., and López, R., 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, **120**, 365-389.

- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., and Sampson, D.E., 1999. U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, **94**, 73-99.
- Ledezma-Guerrero, O., 1987. Hoja Calpulalpan 14Qh (3), con Resumen de la geología de la hoja Calpulalpan, Estados de México, Puebla, Tlaxcala e Hidalgo. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**, 745-750.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., and Wolley, A.R., 2002. *Igneous Rocks a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, 240p.
- López-Hernández, A. and Castillo-Hernández, D., 1997. Exploratory Drilling at Acozulco, Puebla, México: A Hydrothermal System With Only Non-thermal Manifestation. *Geothermal Research*, **21**, 429-433.
- López-Hernández A., 2009. Evolución volcánica del Complejo Tulancingo-Acozulco y su sistema hidrotermal, estados de Hidalgo y Puebla, México. Tesis de doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 170p.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., y Chávez, G., 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, **1**: 203-208.
- LUGIS, 2000. Manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T. and Thirwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: high pressure processing of basaltic island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, **243**, 581-593.
- Márquez, A., Verma, S., Anguita, F., Oyarzun, and R., Brandle, J., 1999a. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the central transmexican volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **93**, 125-150.
- Márquez, A., Oyarzún, R., Doblás, M. and Verma, S., 1999b. Alkalic (oceanic island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt. A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?. *Geology*, **27**, 51-54.
- Martin-del Pozzo, A. L., 1982. Monogenetic volcanism in sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, **45**, 9-24.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R. G., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., and Ayuso, R. A., 2000. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics*, **318**, 71-98.
- Mora-Álvarez, G., Caballero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J. and Uchiumi, S., 1991. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? -a preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study: *Geofísica Internacional*, **30**, 61-70.
- Mori, L., 2007. Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano: Tesis de doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 130 p.
- 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., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S. L., Pérez-Arvizú, O. and Solís-Pichardo, G., 2009. Lithospheric Removal as a Trigger for Flood Basalt Magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, **50**, 2157-2186.
- Mori, L., Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., González-Torres, E., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B. and 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.
- Mori, L., Ramos-Arias, M., y Gómez-Tuena, A., 2011 b. Caracterización Geoquímica del Magmatismo de la cuenca Serdan-Oriental e implicaciones petrogenéticas. Reunión Anual UGM, resúmenes: *Geos*, **31**(1), p.73.
- Mooser, F. y M. T. Ramírez, 1987. Faja Volcánica Transmexicana: Morfoestructura, Tectónica, y Vulcanotectónica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **48**, 75-80.
- Nakamura, N., 1974. Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**, 757-775.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B. and Dostal, J., 2006. Acatlán Complex, southern Mexico: record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology*, **34**, 857–860.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., Alaníz-Alvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G. and Rosas-Elguera, J., 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, **111**, 347-363.
- Nixon, G.T., 1989. The Geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, **219**, 58 p.
- Norini, G., GropPELLI, G., Lagmay, A.M.F., and Capra, L., 2006. Recent left-oblique slip faulting in the central eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: seismic hazard and geodynamic implications. *Tectonics*, **25**, TC4012. doi:10.1029/2005TC001877.
- Norini, G., Capra, L., GropPELLI, G., and Lagmay, A.M.F., 2008. Quaternary sector collapses of Nevado de Toluca volcano (Mexico) governed by regional tectonics and volcanic evolution. *Geosphere*, **4**, 854–871. doi:10.1130/GES00165.1.
- Núñez-Castillo E, Y., 2010. Variaciones Petrográficas, Geoquímicas e Isotópicas de Sr y Nd de las Rocas Volcánicas Asociadas a la Falla Apan-Tlálóc, Estado de Hidalgo. Universidad Autónoma de Guerrero- Unidad Académica de Ciencias de la Tierra. Tesis de Licenciatura, 123p.
- O’Nions, R.K., Hamilton, P.J., and Evensen, N.M., 1977. Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in oceanic basalts. *Earth Planetary Science Letters*, **34**, 13-22.
- Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., Eguchi, M., Tagami, T., Petrone, C., and Jacobo-Albarran, J., 2003. The Eastern Alkaline Province (Mexico) revised: geology, geochronology and geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz State, *en* 99ª Reunión Anual, Geological Society of America, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jal., Libro de resúmenes, p. 58.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Álvarez, S. A., and Nieto-Samaniego, Á. F., 1992. Carta geológica de la República Mexicana: quinta edición escala 1:2.000,000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo 74 p
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., and Speed, R. C., 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, *en* Speed, R. C. (ed.), *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions*: Boulder, CO, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Series, 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., and Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, **23**, 1127–1130.

- Osete, M., Ruiz-Martínez, V., Cabellero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., and Tarling, D., 2000. Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de las Cruces, Mexico: paleomagnetic and radiometric evidence: *Tectonophysics*, **318**, 201-215.
- Oviedo de León, A., 1980. El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, **2**, 5-20.
- Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A. and Ferrari, L., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, **146**, 353-364.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A. and Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan. Boulder, CO, Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa con texto, 22p.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, *in* Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*: Nantwich, Shiva, 230-249.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., and Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, **35**, L18303. doi: 10.1029/2008GL035127.
- Pérez-Venzor, J. A., Aranda-Gómez, J. J., McDowell, F. W. and Solorio-Munguía, J. G., 1996. Geología del Volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **13**(2), 174-183.
- Pichavant, M., Martel, C., Bourdier, J. L. and Scaillet, B., 2002. Physical conditions, structure, and dynamics of a zoned magma chamber: Mount Peleé (Martinique, Lesser Antilles Arc). *Journal of Geophysical Research*, **107**, article number 2093.
- Petford, N. and Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, **37**, 1491-1521.
- Petford, N. and Gallagher, K., 2001. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, **193**, 483-489.
- Porter, S., 1972. Distribution, morphology and size of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, **83**, 3607-3612.
- Pradal, E. and Robin, C., 1994. Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **63**, 201-215.
- Richard, P., Shimizu, N., and Allègre, C.J., 1976. $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth Planetary Science Letters*, **3**, 269-278.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, **22**, 247-263.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson, 352p.
- Ruiz, J., Patchett, P. and Ortega-Gutiérrez, F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, **100**, 274-281.
- Schaaf, P., Heinrich, W. and Besch, T., 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosi, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, **118**, 63-84.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C. and Macías, J. L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: *Journal of Petrology*, **46**(6), 1243-1282.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R., 1993. Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico. Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, **278**, 153 p.
- Segerstrom, K., 1961. Geología del sureste del estado de Hidalgo y noreste del estado de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Ciencias Geológicas*, **13**, 147-168.

- Silver, L.T., Anderson, T.H., and Ortega-Gutiérrez, F., 1994. The “thousand million year” old orogeny of southern and eastern Mexico. Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Programs, **26**, A48.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., and Hames, W.E., 2003. 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. Tectonophysics, **365**, 257-282.
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth Planetary Science Letters, **26**, 207-221.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes, *in* Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society (London), Special Publication, **42**, 313-345.
- Ulmer, P., 1989. High pressure phase equilibria of a calc-alkaline picro-basalt: Implications for the genesis of calc-alkaline magmas. Carnegie Institution of Washington Yearbook, **8**, 28-35.
- Urrutia-Fucugauchi, J., and Flores-Ruiz, J., 1996. Bouger gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. International Geology Review, **38**, 176-194.
- Urrutia-Fucugauchi, J. and Uribe-Cifuentes, R. M., 1999. Lower-Crustal Xenoliths from the Valle de Santiago Maar Field, Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. International Geology Review, **41** (12), 1067-1081.
- Valdez-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G. y López-Martínez, M., 1998. El Volcán La Joya, Edos. de Querétaro y Guanajuato. Un estratovolcán antiguo del cinturón volcánico mexicano: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, **15**(2), 181-197.
- Vázquez-Sánchez, E., y Jaimes-Palomera, R., 1989. Geología de la Cuenca de México. Geofísica Internacional, **28** (2), 133-190.
- Verma, S., 2000. Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the front of the central Mexican Volcanic Belt, *en* Delgado-Granados, H., Aguirre- Díaz, G., Stock, J. (eds.), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, (334), 1-28.
- Verma, S. P., 2001. Geochemical Evidence for a Lithospheric Source for Magmas from Acozul Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt. International Geology Review, **41**:12, 1067-1081.
- Verma, S., Lozano-Santa Cruz, R., Girón-García, P., y Velasco, F., 1996. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas. Actas INAGEQ, **2** (1996): 237-242.
- Verma, S. and Carrasco-Núñez, G., 2003. Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, central Mexico: implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt provinces: International Geology Review, **45**, 724-752.
- Vernon, R.H., 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. *En*: Didier, J., and Barnbarin, B (eds): Enclaves and Granite Petrology. Amsterdam, Elsevier, 91-277.
- Vernon, R.H., 1996. Observation versus argument by authority- the origin of enclaves in granites. Journal of Geoscience Education, **44**, 57-64.
- Weber, B., and Köhler, H., 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville terrane in southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. Precambrian Research, **96**, 245-262.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach. Kluwer Academic Publishers, 456p.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, J.P., Ortega-Gutiérrez, F., and Gehrels, G.E., 1991. Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico: implications for Paleozoic North American tectonics. Geological Society of American Bulletin, **103**, 817-828.
- Yáñez-García, C., 1980. Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. CFE-GPG reporte interno 01/80, 59 p.

Zindler, A., and Hart, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, **14**, 493-571.

ANEXOS

Tabla A-1. Datos de elementos mayores y traza de las rocas del CVXP.

Unidad Muestra	CDX Xi-01	CDX Xi-02	CDX Xi-04	CDX Xi-06	CDX Xi-07	CDX Xi-17	CDX Xi-18	CDX Xi-21
Latitud N	19°48' 45.6"	19°49' 54.1"	19°50' 55.8"	19°49' 01.6"	19°49' 35.5"	19°48' 33.0"	19°48' 55.4"	19°50' 13.5"
Longitud W	98°34' 02.5"	98°34' 08.7"	98°33' 33.2"	98°33' 01.0"	98°32' 17.8"	98°33' 07.3"	98°33' 14.7"	98°33' 53.4"
¹ Elementos mayores (% peso)								
SiO ₂	64.766	64.7	65.136	63.994	64.718	64.129	63.932	65.119
TiO ₂	0.701	0.709	0.684	0.724	0.723	0.758	0.745	0.701
Al ₂ O ₃	16.526	16.445	16.508	16.503	16.937	16.68	16.52	16.498
Fe ₂ O ₃ (T)	4.27	4.308	4.349	4.479	4.25	4.528	4.53	4.276
MnO	0.079	0.082	0.082	0.08	0.078	0.081	0.08	0.081
MgO	1.701	1.677	1.704	1.738	1.769	1.729	1.691	1.608
CaO	4.891	4.84	4.756	4.857	4.776	4.951	5.035	4.801
Na ₂ O	4.003	4.024	3.911	3.675	3.854	3.883	3.966	3.928
K ₂ O	2.017	2.155	2.151	2.481	2.056	2.139	2.065	2.263
P ₂ O ₅	0.211	0.204	0.188	0.203	0.177	0.204	0.244	0.205
PXC	0.8	0.84	0.51	1.28	0.52	0.92	1.34	0.61
Total	99.965	99.984	99.979	100.014	99.858	100.002	100.148	100.09
# Mg*	48.14	47.56	47.73	47.49	49.24	47.09	46.52	46.71
² Elementos traza (ppm)								
Li	15.418	13.287	17.397		17.661		14.112	
Be	1.482	1.488	1.488		1.429		1.472	
P	0.195	0.196	0.184		0.172		0.237	
Sc	8.230	9.048	9.682		10.143		9.743	
Ti	0.677	0.689	0.674		0.729		0.750	
V	66.160	68.203	66.207	59	73.518	66	74.876	52
Cr	100.450	111.714	129.172	132	70.933	98	130.628	115
Co	7.117	7.269	7.641	11	8.185	11	8.229	9
Ni	3.927	4.086	5.909	9	5.299	8	4.555	8
Cu	6.664	6.506	7.448	24	6.088	21	9.159	22
Zn	62.138	63.157	63.208	66	62.534	68	65.109	64
Ga	19.138	19.523	19.809		20.262		19.989	
Rb	50.384	51.371	50.999	52	48.069	56	51.635	55
Sr	461.063	471.031	464.048	417	452.057	450	486.901	447
Y	18.396	18.723	17.924	19	17.384	21	19.671	19
Zr	175.794	180.783	184.540	225	177.835	231	182.274	226
Nb	7.797	7.897	7.886	6	8.067	7	8.020	7
Mo	1.621	1.703	1.726		1.282		1.924	
Sn	0.962	0.981	0.983		0.980		1.014	
Sb	0.167	0.156	0.165		0.150		0.167	
Cs	1.602	1.588	1.645		1.617		1.587	
Ba	583.756	592.181	611.950	546	642.896	536	602.073	504
La	21.759	22.065	21.851		21.655		22.837	
Ce	43.170	44.379	45.293		44.663		46.126	
Pr	5.428	5.513	5.422		5.298		5.783	
Nd	20.814	21.207	20.648		19.930		22.307	
Sm	4.179	4.239	4.115		4.042		4.495	
Eu	1.191	1.216	1.201		1.217		1.283	
Tb	0.560	0.568	0.553		0.545		0.603	
Gd	3.797	3.827	3.727		3.653		4.059	
Dy	3.202	3.244	3.138		3.054		3.388	
Ho	0.640	0.647	0.629		0.610		0.684	
Er	1.773	1.794	1.734		1.662		1.884	
Yb	1.723	1.757	1.699		1.587		1.836	
Lu	0.263	0.267	0.258		0.240		0.279	
Hf	4.216	4.307	4.392		4.401		4.332	
Ta	0.530	0.541	0.541		0.562		0.532	
W	0.250	0.252	0.253		0.233		0.256	
Tl	0.325	0.315	0.293		0.291		0.114	
Pb	9.097	9.150	9.464	<5	9.830	8	9.022	8
Th	4.695	4.773	4.980	5	5.127	5	4.800	5
U	1.412	1.416	1.393		1.335		1.415	

¹Análisis de elementos mayores realizados por el método de Fluorescencia de Rayos X en el LUGIS de la UNAM.

Tabla A-1 (continuación)

Unidad Muestra	La Paila Xi-11	La Paila Xi-12	La Paila Xi-19	La Paila Xi-25	La Paila Xi-27	La Paila Xi-29	La Paila Xi-30	La Paila Xi-31
Latitud N	19°48' 17.1"	19°48' 19.26"	19°50' 44.2"	19°48'5.3"	19°48'3.0"	19°51'40.7"	19°51'53.9"	19°52'3.6"
Longitud W	98°32' 20.5"	98°32' 21.8"	98°31' 39.6"	98°32'36.9"	98°32'28.3"	98°33'11.7"	98°34'16.2"	98°29'59.4"
¹ Elementos mayores (% peso)								
SiO ₂	55.133	64.307	53.826	54.05	54.19	51.99	52.16	52.35
TiO ₂	1.131	0.724	1.314	1.16	1.11	1.43	1.53	1.43
Al ₂ O ₃	15.929	16.09	16.86	16.47	16.33	17.41	17.1	17.16
Fe ₂ O ₃ (T)	7.749	4.4	8.218	7.89	7.75	8.79	9.12	8.97
MnO	0.124	0.08	0.13	0.12	0.13	0.14	0.15	0.14
MgO	6.547	1.792	5.397	6.99	6.99	6.21	5.16	6.49
CaO	7.979	4.753	8.532	7.79	7.75	8.21	8.31	8.18
Na ₂ O	3.626	3.937	3.463	3.94	3.71	3.63	3.72	3.83
K ₂ O	1.426	2.208	1.338	1.33	1.45	1.18	1.31	1.11
P ₂ O ₅	0.439	0.206	0.348	0.43	0.39	0.38	0.49	0.38
PXC	0.02	1.56	0.58	0.2	0.1	0.83	1.05	-0.03
Total	100.103	100.057	100.006	100.37	99.9	100.2	100.1	100.01
# Mg*	66.32	48.70	60.48	67.37	67.76	62.21	56.87	62.77
² Elementos traza (ppm)								
Li	10.475		8.596		9.313		9.621	9.594
Be	1.644		1.559		1.564		2.055	1.606
P	0.421		0.354		0.403		0.470	0.370
Sc	18.781		21.355		18.134		19.785	20.655
Ti	1.124		1.327		1.076		1.500	1.444
V	128.956	68	160.265		130.054		142.149	162.212
Cr	268.201	121	199.811		267.785		193.505	233.467
Co	27.769	9	25.419		27.776		25.507	29.502
Ni	123.343	10	51.466		130.278		61.217	86.660
Cu	34.756	22	21.488		33.564		25.520	21.827
Zn	80.708	64	85.076		80.971		98.097	89.931
Ga	19.495		20.354		19.302		21.783	20.578
Rb	25.353	58	22.300		24.802		23.024	14.504
Sr	647.860	440	584.834		641.402		581.651	574.109
Y	28.019	20	30.101		27.200		36.831	29.860
Zr	265.200	224	237.398		257.710		345.100	248.482
Nb	12.773	7	13.760		12.437		21.201	15.374
Mo	1.698		1.818		1.795		2.184	1.803
Sn	1.225		1.232		1.173		1.778	1.260
Sb	0.084		0.075		0.101		0.097	0.063
Cs	0.546		0.474		0.522		0.438	0.307
Ba	469.622	596	431.802		460.873		624.382	396.633
La	31.568		26.612		30.028		35.685	25.127
Ce	66.281		53.469		64.425		73.826	53.183
Pr	8.834		7.122		8.521		9.647	7.087
Nd	35.213		28.870		33.938		38.333	28.881
Sm	7.159		6.194		6.966		8.064	6.322
Eu	1.867		1.686		1.802		1.988	1.696
Tb	0.913		0.882		0.877		1.108	0.895
Gd	6.315		5.885		6.039		7.395	5.960
Dy	5.056		5.195		4.944		6.405	5.312
Ho	0.981		1.044		0.952		1.256	1.042
Er	2.692		2.876		2.582		3.452	2.851
Yb	2.463		2.653		2.372		3.207	2.649
Lu	0.365		0.395		0.353		0.476	0.394
Hf	5.466		4.974		5.363		6.918	5.209
Ta	0.687		0.785		0.669		1.195	0.881
W	0.202		0.204		0.179		0.222	0.171
Tl	0.156		0.131		0.130		0.191	0.077
Pb	6.495	9	5.527		6.388		7.765	5.569
Th	3.277	5	2.755		3.154		3.558	2.609
U	0.992		0.764		0.959		1.001	0.721

* # Mg molar = 100*Mg / (Mg + 0.85Fe_{tot})

Tabla A-1 (continuación)

Unidad Muestra	La Paila Xi-42	AC Xi-13	Santa Ana Xi-14	Santa Ana Xi-15	Santa Ana Xi-16	Santa Ana Xi-24	SS-LC Xi-20	Cono B.V. Xi-22
Latitud N	19°52'38.9"	19°53' 01.6"	19°45' 44.4"	19°45' 30.3"	19°45' 47.3"	19°46'38.9"	19°50' 12.8"	19°51' 48.4"
Longitud W	98°27'14.9"	98°23' 35.1"	98°31' 41.8"	98°30' 47.9"	98°29' 41.3"	98°34'39.4"	98°34' 21.2"	98°33' 35.4"
¹ Elementos mayores (%peso)								
SiO ₂	52.78	63.97	56.178	56.177	55.098	57.38	62.013	49.06
TiO ₂	1.4	0.631	1.401	1.284	1.145	0.99	0.837	1.801
Al ₂ O ₃	17.52	17.313	16.588	16.339	15.758	16.37	16.967	17.054
Fe ₂ O ₃ (T)	8.57	4.631	8.414	7.871	7.836	6.69	4.959	10.099
MnO	0.13	0.088	0.119	0.123	0.122	0.11	0.081	0.145
MgO	6.06	0.886	3.373	3.96	6.49	5.24	2.539	7.024
CaO	8.03	4.238	6.588	6.859	7.62	6.83	5.598	9.681
Na ₂ O	3.8	4.981	4.104	3.596	3.648	3.92	3.97	3.491
K ₂ O	1.31	1.86	1.927	2.191	1.329	1.68	1.969	0.67
P ₂ O ₅	0.37	0.177	0.747	0.627	0.408	0.35	0.179	0.435
PXC	0.21	1.03	0.28	1.02	0.51	0.38	0.96	0.52
Total	100.18	99.805	99.719	100.047	99.964	99.94	100.072	99.98
# Mg*	62.24	30.84	48.30	53.97	65.87	64.61	54.41	61.85
² Elementos traza (ppm)								
Li	9.991	10.710		11.340	12.910		12.546	5.859
Be	1.561	1.479		2.479	1.603		1.432	1.373
P	0.343	0.163		0.630	0.424		0.171	0.452
Sc	19.864	7.178		17.287	19.002		13.028	24.340
Ti	1.310	0.613		1.281	1.171		0.837	1.830
V	153.393	41.145	79	117.668	130.275		87.021	195.885
Cr	214.081	93.210	112	142.515	478.509		125.411	284.221
Co	26.838	8.892	16	19.567	28.296		12.080	38.786
Ni	68.288	5.895	23	32.354	140.466		12.567	99.940
Cu	24.702	13.407	26	20.048	33.544		16.721	40.467
Zn	84.481	63.304	104	102.205	84.503		63.511	77.002
Ga	19.855	19.757		22.103	19.764		19.523	19.426
Rb	21.942	35.496	45	45.132	26.821		32.712	7.644
Sr	551.011	448.323	463	509.924	579.521		471.018	569.137
Y	29.471	14.537	37	38.144	28.055		17.455	29.708
Zr	237.183	46.924	485	503.369	271.402		134.944	212.373
Nb	14.973	8.121	27	26.115	13.905		6.329	14.673
Mo	1.950	1.388		1.803	3.002		1.638	1.584
Sn	1.330	0.551		1.454	1.290		0.932	1.201
Sb	0.073	0.089		0.143	0.104		0.150	0.073
Cs	0.472	0.419		0.914	0.606		0.854	0.093
Ba	399.068	495.430	588	616.866	455.387		417.737	228.022
La	24.985	18.207		49.901	30.000		13.656	16.956
Ce	51.334	35.584		102.804	64.585		27.802	39.647
Pr	6.986	4.437		12.590	8.417		3.628	5.482
Nd	28.474	17.080		47.267	33.374		14.920	23.786
Sm	6.188	3.370		9.216	6.857		3.324	5.691
Eu	1.660	1.036		2.136	1.814		1.114	1.771
Tb	0.884	0.456		1.216	0.897		0.507	0.894
Gd	5.871	3.079		8.232	6.116		3.314	5.772
Dy	5.204	2.540		6.793	5.016		2.996	5.333
Ho	1.030	0.501		1.323	0.986		0.615	1.059
Er	2.826	1.336		3.645	2.695		1.681	2.860
Yb	2.615	1.253		3.362	2.497		1.645	2.622
Lu	0.388	0.185		0.500	0.370		0.247	0.384
Hf	5.025	1.310		8.980	5.619		3.266	4.205
Ta	0.880	0.537		1.411	0.749		0.417	0.840
W	0.193	0.265		0.321	0.228		0.199	0.154
Tl	0.134	0.064		0.093	0.157		0.302	0.221
Pb	5.593	5.722	9	4.205	6.533		7.707	1.944
Th	2.502	2.548	4	4.847	3.510		2.463	1.217
U	0.755	0.656		1.499	1.037		0.816	0.402

²Análisis de elementos traza efectuados en el CGEO, Juruquilla por el método de ICP-MS.

Tabla A-1 (continuación)

Unidad Muestra	Cono B.V. Xi-28	Cono Xi-32	Cono Xi-33	Cono Xi-39	Cono Xi-44b	Cono Xi-45a	Ig. LR-S Xi-35	Ig. LR-S Xi-37
Latitud N	19°51'46.8"	19°54'18.5"	19°54'42.7"	19°56'5.1"	19°53'28.7"	19°54'12.8"	19°55'6.4"	19°55'22.6"
Longitud W	98°33'25.1"	98°33'6.0"	98°33'52.3"	98°28'54.9"	98°27'30.8"	98°27'36.7"	98°32'10.7"	98°31'19.3"
¹ Elementos mayores (% peso)								
SiO ₂	48.28	49.68	48.1	52.62	51.44	54.35	67.73	70.22
TiO ₂	1.84	1.84	1.85	1.36	1.68	1.47	0.45	0.3
Al ₂ O ₃	17.46	17.46	17.05	17.16	16.65	17.3	16.23	15.13
Fe ₂ O ₃ (T)	10.22	10.43	10.58	8.75	9.66	8.75	2.54	2.13
MnO	0.16	0.16	0.16	0.14	0.15	0.14	0.16	0.11
MgO	7.66	4.46	6.29	6.24	6.82	4.59	0.46	0.24
CaO	9.54	9.07	10.28	7.95	8.36	7.67	0.57	0.2
Na ₂ O	3.77	4.51	3.95	3.9	3.99	4.12	6.8	6.12
K ₂ O	0.73	1.1	0.73	1.29	1.01	1.26	5.06	5.13
P ₂ O ₅	0.44	0.39	0.35	0.42	0.4	0.5	0.08	0.07
PXC	-0.25	0.95	0.44	0.11	-0.08	0.19	0.3	0.49
Total	99.85	100.05	99.78	99.94	100.08	100.34	100.38	100.14
# Mg*	65.59	49.91	58.08	62.44	62.20	55.01	29.68	20.80
² Elementos traza (ppm)								
Li	7.642	8.775		11.844			27.032	23.896
Be	1.393	1.550		1.786			4.761	6.408
P	0.405	0.384		0.398			0.081	0.059
Sc	24.188	16.170		20.308			5.646	4.506
Ti	1.841	1.840		1.306			0.441	0.317
V	188.997	195.746		147.417			5.374	4.465
Cr	289.694	99.676		311.948			4.517	2.780
Co	39.160	30.293		30.070			0.367	0.247
Ni	102.919	15.122		98.373			0.879	0.599
Cu	37.135	21.079		35.553			2.691	2.032
Zn	84.144	104.766		84.869			127.652	118.138
Ga	19.192	22.501		19.486			27.354	29.013
Rb	7.732	14.037		25.350			90.619	117.002
Sr	546.148	754.165		491.509			37.953	37.597
Y	30.747	32.590		31.249			64.058	69.613
Zr	204.249	234.849		288.099			336.166	596.649
Nb	15.197	15.295		16.952			64.512	85.525
Mo	1.664	1.934		3.070			0.614	2.119
Sn	1.288	1.361		1.456			2.961	3.251
Sb	0.053	0.085		0.112			0.124	0.199
Cs	0.052	0.158		0.529			0.527	0.665
Ba	223.514	376.426		427.411			653.520	292.549
La	17.405	21.389		28.346			50.180	36.336
Ce	39.796	47.313		59.140			102.350	78.519
Pr	5.580	6.445		7.811			15.729	11.262
Nd	24.200	27.122		31.116			60.281	42.072
Sm	5.761	6.173		6.615			12.575	9.881
Eu	1.761	1.921		1.746			2.783	1.808
Tb	0.900	0.933		0.938			1.809	1.747
Gd	5.825	6.055		6.194			11.339	9.622
Dy	5.452	5.628		5.487			10.775	11.756
Ho	1.083	1.130		1.082			2.122	2.397
Er	2.947	3.119		2.975			5.876	7.013
Yb	2.692	2.932		2.792			5.271	7.426
Lu	0.395	0.439		0.414			0.733	1.082
Hf	4.254	4.795		5.854			8.880	14.729
Ta	0.875	0.863		0.945			3.374	4.887
W	0.120	0.158		0.231			0.187	0.379
Tl	0.027	0.024		0.129			0.134	0.370
Pb	2.738	4.582		6.301			12.450	16.072
Th	1.163	2.164		2.781			5.257	13.569
U	0.325	0.700		0.950			1.635	5.168

Tabla A-1 (continuación)

Unidad Muestra	FLND Xi-36	SS-LC Xi-40	El Gallo Xi-43	El Gallo Xi-46
Latitud N	19°55'42.2"	19°54'16.3"	19°53'36.5"	19°54'0.7"
Longitud W	98°32'3.9"	98°28'22.7"	98°27'25.9"	98°27'16.3#
¹ Elementos mayores (% peso)				
SiO ₂	57.29	60.72	59.27	59.42
TiO ₂	1.03	0.7	0.83	0.85
Al ₂ O ₃	18.09	17.56	18.62	18.75
Fe ₂ O ₃ (T)	6.32	5.34	5.04	5.09
MnO	0.11	0.09	0.1	0.1
MgO	4.25	2.93	2.51	1.87
CaO	7.04	5.85	6.8	6.88
Na ₂ O	4	4.25	4.35	4.46
K ₂ O	1.31	1.6	0.67	0.67
P ₂ O ₅	0.2	0.14	0.22	0.23
PXC	0.59	0.85	1.68	1.72
Total	100.23	100.03	100.09	100.04
# Mg*	61.05	56.12	53.72	46.13
² Elementos traza (ppm)				
Li	9.100	7.191	6.249	
Be	1.284	1.158	0.950	
P	0.217	0.148	0.215	
Sc	17.004	11.185	11.065	
Ti	1.027	0.696	0.760	
V	141.765	95.180	78.684	
Cr	86.502	144.659	62.641	
Co	17.657	16.361	9.864	
Ni	13.291	35.912	8.290	
Cu	13.650	31.555	9.382	
Zn	72.996	56.052	59.527	
Ga	21.445	20.217	21.462	
Rb	22.714	39.099	5.854	
Sr	547.799	909.473	973.624	
Y	22.725	21.555	17.165	
Zr	162.538	116.349	64.578	
Nb	7.977	7.203	6.060	
Mo	1.543	1.813	0.889	
Sn	0.912	0.777	0.309	
Sb	0.271	0.178	0.040	
Cs	0.399	0.904	0.028	
Ba	486.320	332.463	212.972	
La	19.965	22.020	19.578	
Ce	42.152	36.149	34.392	
Pr	5.574	5.848	5.250	
Nd	22.760	23.143	21.447	
Sm	5.040	4.595	4.042	
Eu	1.434	1.324	1.360	
Tb	0.705	0.630	0.495	
Gd	4.695	4.293	3.600	
Dy	4.206	3.688	2.751	
Ho	0.824	0.735	0.547	
Er	2.246	2.025	1.458	
Yb	2.101	1.971	1.215	
Lu	0.308	0.299	0.183	
Hf	3.949	3.048	2.013	
Ta	0.481	0.569	0.327	
W	0.165	0.233	0.121	
Tl	0.160	0.269	0.040	
Pb	6.953	5.371	1.852	
Th	3.625	4.409	1.348	
U	0.847	1.283	0.230	

Abreviaciones: Complejo Dómico Xihuingo (CDX), Andesita Chichicuatla (AC), Santa Susana-Las Canoas (SS-LC), Ignimbrita La Rinconada-El Sombrero (Ig. LR-S), Cono Bella Vista (cono B.V.).

Tabla A-2. Norma CIPW de las rocas del CVXP.

Muestra	Qzo	Plg	Or	Crn	Di	Hip	Ol	Ru	Ilm	Hem	Ap	Prv	Sp
CDX													
Xi-01	21.88	55.54	12.00	-	-	4.28	-	0.12	0.17	4.31	0.49	-	1.22
Xi-02	21.42	54.96	12.85	-	0.07	4.18	-	-	0.18	4.35	0.48	-	1.53
Xi-04	22.34	54.52	12.78	-	-	4.27	-	0.24	0.18	4.37	0.44	-	0.87
Xi-06	21.30	52.97	14.85	-	-	4.38	-	0.19	0.17	4.54	0.48	-	1.12
Xi-07	22.21	55.52	12.23	0.11	-	4.44	-	0.64	0.17	4.28	0.41	-	-
Xi-12	21.55	53.83	13.25	-	0.25	4.42	-	-	0.17	4.47	0.48	-	1.58
Xi-17	21.26	55.13	12.76	-	-	4.35	-	0.25	0.17	4.57	0.48	-	1.04
Xi-18	21.07	55.39	12.35	-	-	4.26	-	0.02	0.17	4.58	0.57	-	1.58
Xi-21	22.00	54.22	13.44	-	-	4.03	-	0.10	0.17	4.30	0.48	-	1.26
Flujos de lava andesítico-basálticos													
Xi-11	5.93	53.61	8.42	-	8.00	12.58	-	-	0.27	7.74	1.02	-	2.43
Xi-15	9.86	52.91	13.08	-	3.12	8.51	-	-	0.27	7.95	1.47	-	2.84
Xi-19	6.18	56.13	7.95	-	7.42	10.08	-	-	0.28	8.27	0.81	-	2.88
Xi-24	8.78	55.52	9.97	-	5.06	10.76	-	-	0.24	6.72	0.81	-	2.13
Xi-25	2.84	56.57	7.85	-	6.95	14.16	-	-	0.26	7.88	0.99	-	2.51
Xi-27	3.79	55.12	8.59	-	6.96	14.22	-	-	0.28	7.77	0.91	-	2.37
Xi-29	2.87	58.81	7.02	-	4.77	13.35	-	-	0.30	8.85	0.89	-	3.14
Xi-30	4.01	58.12	7.82	-	5.65	10.35	-	-	0.32	9.21	1.15	-	3.37
Xi-31	2.23	58.74	6.56	-	5.69	13.52	-	-	0.30	8.97	0.88	-	3.12
Xi-42	2.74	59.05	7.74	-	4.81	12.87	-	-	0.28	8.57	0.86	-	3.08
Conos cineríticos													
Xi-14	9.38	56.19	11.45	-	1.76	7.63	-	-	0.26	8.46	1.74	-	3.13
Xi-16	6.66	53.86	7.90	-	6.99	13.01	-	-	0.26	7.88	0.95	-	2.49
Xi-22	-	58.74	3.98	-	8.29	12.81	0.65	-	0.31	10.15	1.01	-	4.04
Xi-28	-	60.40	4.31	-	7.86	3.29	8.49	-	0.34	10.21	1.02	-	4.07
Xi-32	-	62.88	6.56	-	9.83	0.60	4.24	-	0.35	10.52	0.91	-	4.11
Xi-33	-	60.46	4.34	-	12.74	-	6.91	-	0.34	10.65	0.82	0.88	2.85
Xi-39	2.27	58.61	7.64	-	5.46	13.04	-	-	0.30	8.76	0.97	-	2.96
Xi-45a	5.80	59.76	7.43	-	4.06	9.53	-	-	0.30	8.74	1.16	-	3.22
Xi-44b	0.51	58.21	5.96	-	7.04	13.70	-	-	0.32	9.64	0.93	-	3.70
Andesitas													
Xi-13	18.30	62.30	11.13	-	-	2.23	-	0.40	0.19	4.69	0.42	-	0.34
Xi-20	17.11	56.76	11.74	-	1.06	5.89	-	-	0.17	5.00	0.42	-	1.85
Xi-36	9.50	61.60	7.77	-	2.29	9.56	-	-	0.24	6.34	0.47	-	2.23
Xi-40	14.35	60.57	9.53	-	1.50	6.66	-	-	0.19	5.38	0.33	-	1.48
Xi-43	14.59	67.18	4.02	-	0.39	6.17	-	-	0.22	5.12	0.52	-	1.79
Xi-46	15.03	68.04	4.03	-	0.71	4.41	-	-	0.22	5.18	0.54	-	1.84
Ignimbritas													
Xi-35	8.13	55.26	29.88	-	1.06	0.65	-	-	0.34	1.86	-	0.00	0.66
Xi-37	15.15	49.43	30.42	-	-	0.60	-	0.02	0.24	1.37	0.16	-	0.38

Abreviaciones: cuarzo (**Qzo**), plagioclasa (**Plg**), ortoclasa (**Or**), corindón (**Crn**), diopsida (**Di**), hiperstena (**Hip**), olivino (**Ol**), rutilo (**Ru**), ilmenita (**Ilm**), hematita (**Hem**), apatito (**Ap**), perovskita (**Prv**), espinela (**Sp**). **CDX**: Complejo Dómico Xihuingo.

Tabla A-3. Composiciones isotópicas de las rocas del CVXP.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm\sigma$	ϵNd	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm\sigma\%$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm\sigma\%$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm\sigma\%$
Xi-01	0.704616	39	0.512782	21	2.81	18.7241	0.040	15.6247	0.041	38.5936	0.042
Xi-02	0.704598	37	0.512770	21	2.57	18.7025	0.028	15.5977	0.027	38.5022	0.028
Xi-04	0.704584	32	0.512753	15	2.24	18.6986	0.031	15.5945	0.031	38.4924	0.032
Xi-07	0.704745	36	0.512763	19	2.44	18.7013	0.031	15.5969	0.034	38.5014	0.033
Xi-11	0.704293	34	0.512812	17	3.39	18.7260	0.035	15.5954	0.035	38.5103	0.036
*Xi-13	0.704704	33	0.512626	20	-0.23	18.7300	0.033	15.5933	0.031	38.4941	0.032
Xi-15	0.705013	34	0.512720	18	1.60	18.7712	0.039	15.6090	0.040	38.5915	0.041
Xi-16	0.704436	39	0.512802	19	3.20	18.7359	0.027	15.6061	0.027	38.5441	0.027
Xi-18	0.704656	34	0.512758	20	2.34	18.7015	0.039	15.5973	0.040	38.5049	0.041
Xi-19	0.704533	28	0.512797	20	3.10	18.7259	0.028	15.5904	0.029	38.4970	0.029
*Xi-20	0.704617	39	0.512761	23	2.40	18.6992	0.088	15.6428	0.091	38.6169	0.094
Xi-22	0.704003	33	0.512884	18	4.80	18.7278	0.051	15.5841	0.053	38.4465	0.060
Xi-27	0.704310	35	0.512771	21	2.59	18.7322	0.022	15.6005	0.023	38.5296	0.021
Xi-28	0.703993	39	0.512867	21	4.47	18.7328	0.022	15.5801	0.022	38.4420	0.021
Xi-30	0.704702	37	0.512789	15	2.95	18.7601	0.025	15.6010	0.026	38.5514	0.026
Xi-31	0.704426	38	0.512781	17	2.79	18.7348	0.030	15.5929	0.032	38.5093	0.036
Xi-32	0.705219	40	0.512829	17	3.73	18.7282	0.026	15.5783	0.026	38.4534	0.027
Xi-35	0.705535	40	0.512817	21	3.49	18.8034	0.029	15.6193	0.034	38.6336	0.040
*Xi-36	0.704842	32	0.512705	17	1.31	18.7216	0.029	15.6013	0.037	38.5333	0.048
Xi-37	0.705786	36	0.512792	17	3.00	18.7813	0.030	15.5865	0.031	38.5319	0.033
Xi-39	0.704409	38	0.512749	21	2.17	18.7642	0.028	15.5978	0.031	38.5350	0.032
*Xi-40	0.703340	40	0.512839	15	3.92	18.6836	0.022	15.5774	0.023	38.4152	0.022
Xi-42	0.704397	35	0.512768	17	2.54	18.7403	0.022	15.5990	0.022	38.5287	0.022
*Xi-43	0.703739	34	0.512894	17	4.99	18.5990	0.040	15.5667	0.040	38.3211	0.041

Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Nd y Sr y 100 relaciones para Pb. Los errores ($\pm 1\sigma$) se refiere a los dos últimos dígitos. Valores del LUGIS para los estándares NBS987: (Sr) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710242 \pm 30$ (n= 432), para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511896 \pm 22$ (n = 20). 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. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar Pb NBS 981. *Valores recalculados de acuerdo con la edad para obtener sus relaciones isotópicas iniciales.

