



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica

**ORIGEN Y EDAD DEL VULCANISMO SILÍCICO ENTRE
EPAZOYUCAN Y LA SIERRA DE PACHUCA**

T E S I S

Que para optar por el grado de
Maestro en Ciencias de la Tierra, con orientación
en Geoquímica y Petrología

**P R E S E N T A
CARLOS GASPAS CRISTIANI SOLÍS**

Director de Tesis:
Dr. Raymundo Gerardo Martínez Serrano
Instituto de Geofísica, UNAM

Miembros del comité evaluador:
Dr. Ernst Georg Peter Schaaf, *Instituto de Geofísica, UNAM*
Dr. Dante Jaime Morán Zenteno, *Instituto de Geología, UNAM*
Dra. Barbara M. Martiny Kramer, *Instituto de Geología, UNAM*
Dra. Marie Noelle Guilbaud, *Instituto de Geofísica, UNAM*

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., diciembre 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México



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

La presente tesis representa un esfuerzo en conjunto más que uno personal, ya que otras personas estuvieron involucradas directa o indirectamente en su realización, y el trabajo hubiera sido más vertiginoso sin su apoyo. Razón por la cual me tomo la molestia de dar los siguientes agradecimientos:

Primero, quiero agradecer inconmensurablemente a mi familia, especialmente a mis padres Elisa y Carlos, a mi hermana Pamela, y de “pilón” al cuñado Anuar y a mi primo Luis Ramón. Por su amor, cariño, comprensión y apoyo incondicional en momentos complicados fuera del aula. Y por contribuir a hacer mi estancia más amena a donde fuere, ya que siempre estuvieron dispuestos a hacer lo que fuera necesario para nuestro bienestar.

A mi tutor de tesis, quien no sólo me brindó su apoyo, sus conocimientos y su consejo, sino también su infinita paciencia, y aún más importante, su amistad. “Doc” Raymundo Gerardo Martínez Serrano, le agradezco en demasía, pues no conforme con lo anterior, me dio la confianza para mandarme a los congresos y siempre nos ayudó a mí y a otros alumnos a mantener la tranquilidad, seguridad y comodidad en las salidas a campo, tan amenas y llevaderas gracias a su compañía y a la de los compañeros.

A mis amigos, tanto del posgrado como algunos de la licenciatura, por apoyarme directa o indirectamente y por estar a mi lado en las buenas y en las malas, en los momentos de esfuerzo y dedicación y en los de diversión. Sin importar dónde y cuándo hayan estado presentes; en el aula, en congresos, en bares, en algún hogar acogedor o hasta en la calle. Les agradezco el apoyo con la preparación de muestras, y el tiempo compartido durante las tareas, los desvelos por estudiar para los exámenes y por los excelentes momentos en campo, en las fiestas, en las retas de fútbol, de básquet, de videojuegos o incluso de juegos de mesa. Fue un enorme placer haber compartido este tiempo con amigos tan entrañables. A todos mis amigos: Fer, Hermes, Sam, Sandy, Vite, Brenda, Myriam, Iván, Diana, Salatiel, Emanuel, Marco, Sandra, Jorge, Aurora, Rogelio, Ismael, Roberto, Claudia, Memo 1, Memo 2 y los que falten.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, por cederme el espacio e infraestructura para la obtención de nuevos conocimientos y para reforzar los anteriores, además de darme la confianza para ser partícipe del programa de investigación de Posgrado. Ya que, a pesar de las dificultades, gracias a sus increíbles catedráticos y a la enorme experiencia y pasión de éstos, me fue posible mejorar como Ingeniero

Geólogo e incluso como persona. Sobre todo, les agradezco a los directivos y personal administrativo del Posgrado por la confianza y paciencia a la espera de la culminación de este proyecto.

Además, me gustaría agradecer a los miembros del jurado: Dr. Peter Schaaf, Dra. Barbara Martiny, Dr. Dante Morán y Dra. Marie Noelle. Por las atinadas, oportunas y profundas observaciones, críticas y correcciones que contribuyeron a hacer de este un trabajo mucho mejor. Y claramente, también por su enorme paciencia y comprensión durante la revisión del manuscrito. Les estaré eternamente agradecido.

Agradezco también al proyecto DGAPA-PAPIIT No. IN111417, por financiar los gastos de campo y análisis efectuados durante este trabajo. E igualmente, al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X del Instituto de Geología (LANGEM), especialmente a la Química Patricia Girón García y a Santiago Avilés, por compartirme sus conocimientos técnicos y permitirme ayudar en los análisis de elementos mayores. De la misma manera, agradezco al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM, en especial a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu por la determinación del contenido de elementos traza. Así como al Ing. Carlos Linares López del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica por el apoyo con la medición de elementos en cristales de las muestras para corroborar la presencia de sanidino.

Y por supuesto, quiero agradecer a los técnicos especialistas del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica de la UNAM: M. en C. Gabriela Solís Pichardo, M. en C. Gerardo Arrieta García e Ing. Teodoro Hernández Treviño. Por transmitirme sus conocimientos en la realización de los análisis isotópicos y la separación de minerales, además de brindarme su amistad, consejo y apoyo durante la extensa preparación de muestras en todas sus etapas. Junto con un lugar pulcro, ordenado y adecuado para las observaciones petrográficas y para la lectura o el estudio, pero también para varias pláticas amenas tanto de trabajo como de ocio dentro y fuera del LUGIS.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES	3
1.1 Introducción	3
1.2. Justificación	4
1.3. Objetivos	5
1.3.1. Objetivo principal	5
1.3.2. Objetivos secundarios	5
1.4. Metodología	6
1.5. Localización y vías de acceso	7
1.6. Antecedentes	8
CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	11
2.1. Sierra Madre Occidental.....	11
2.1.1. Pulsos silíceos de la Sierra Madre Occidental.....	12
2.1.2. Petrología y Geoquímica del vulcanismo silíceo de la SMO	13
2.2. Faja Volcánica Transmexicana.....	16
2.2.1. Basamento Pre-Mesozoico bajo el sector oriental de la FVTM	17
2.2.2. Cubierta Mesozoica del sector oriental de la FVTM	18
2.2.3. Inicios de la Faja Volcánica Transmexicana.....	20
2.2.4. Geoquímica de rocas calco-alcalinas de la FVTM.....	21
CAPÍTULO 3. MÉTODOS ANALÍTICOS	23
3.1. Preparación de muestras	23
3.1.1. Elementos Mayores y Traza	24
3.1.1.2. Métodos analíticos	25
3.1.2. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb	27
3.1.2.1. Pesado y lixiviación.....	28
3.1.2.2. Digestión química	29
3.2. Separación de minerales para fechamiento por K-Ar	33
3.3. Geocronología K-Ar	34
3.3.1. Medición de potasio (K)	35

3.3.2. Medición de argón (Ar)	35
CAPÍTULO 4. RESULTADOS: GEOLOGÍA Y PETROGRAFÍA	37
4.1. Geología del área Epazoyucan - Sierra de Pachuca	37
4.2. Vulcanismo del Mioceno Temprano	37
4.2.1. Formación Vizcaína.....	37
4.2.2. Lava Aguayutla-Jalapilla	39
4.3. Vulcanismo del Mioceno Temprano – Mioceno Medio	41
4.3.1. Lava e ignimbrita Epazoyucan	42
4.3.1.1. Miembro San Vicente	42
4.3.1.2. Miembro El Girón	42
4.3.1.3. Miembro Tizahuapan	45
4.3.1.4. Miembro San José	47
4.3.2. Ignimbrita Peñas Cargadas	49
4.4. Vulcanismo del Mioceno Medio – Pleistoceno	50
4.4.1. Andesita El Eco	50
4.4.2. Formación Tezuantla	51
4.4.3. Pórfido de hornblenda	53
4.4.4. Flujos de lava Xolostitla	56
4.5. Petrografía.....	56
4.5.1. Vulcanismo del Mioceno Temprano	57
4.5.1.1. Formación Vizcaína	57
4.5.1.2. Lava Aguayutla-Jalapilla	58
4.5.2. Vulcanismo del Mioceno Temprano - Mioceno Medio.....	60
4.5.2.1. Lava e ignimbrita Epazoyucan	60
4.5.2.2. Ignimbrita Peñas Cargadas	66
4.5.3. Vulcanismo del Mioceno Medio - Pleistoceno	67
4.5.3.1. Formación Tezuantla	67
4.5.3.2. Pórfido de hornblenda	69
4.5.3.3. Flujos de lava Xolostitla	70
4.6. Geocronología de rocas del área de estudio.....	72
CAPÍTULO 5. RESULTADOS DE ANÁLISIS GEOQUÍMICOS	73
5.1. Geoquímica de roca total	73
5.1.1. Elementos mayores.....	73

5.1.2. Elementos traza.....	78
5.1.2.1. Diagramas multi-elementales	79
5.2. Geoquímica de isótopos de Sr, Nd y Pb.....	81
CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN.....	86
6.1. Geología.....	86
6.1.1. Origen del vulcanismo de Epazoyucan-Sierra de Pachuca.....	86
6.1.2. Centros eruptivos de los magmas silícicos de EP-SP	88
6.2. Interpretación petrográfica.....	91
6.2.1. Vulcanismo del Mioceno Temprano	91
6.2.2. Vulcanismo del Mioceno Temprano – Mioceno Medio	93
6.2.3. Vulcanismo del Mioceno Tardío - Pleistoceno	95
6.3. Interpretación de los datos geoquímicos e isotópicos.....	96
6.3.1. Alteración secundaria.....	96
6.3.2. Evidencias de procesos petrogenéticos	98
6.3.2.1. Fusión parcial.....	99
6.3.2.2. Cristalización Fraccionada	104
6.3.2.3. Asimilación Cortical	106
6.3.2.4. Posibles componentes de la asimilación	109
6.4. Petrogénesis de magmas silícicos en EP-SP	110
6.5. Geocronología de rocas silícicas de Epazoyucan-Sierra de Pachuca y su relación con los arcos magmáticos de México	114
6.6. Conclusiones.....	116
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117
ANEXO.....	128
Tabla A1. Datos de elementos mayores de rocas volcánicas del área de estudio.....	128
Tabla A2. Datos de elementos traza de rocas volcánicas del área de estudio.....	129
Tabla A3. Composiciones isotópicas de Sr y Nd de las rocas volcánicas del área de EP-SP.....	132
Tabla A4. Composiciones isotópicas de Pb de las rocas volcánicas del área EP-SP	133

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Localización del área de Epazoyucan-Sierra de Pachuca	4
Figura 1.2. Localidades de México con rocas volcánicas del Oligoceno Tardío al Mioceno Medio, y edades obtenidas por los métodos U-Pb, Ar-Ar y K-Ar	6
Figura 1.3. Modelo digital de elevación del área de estudio	8
Figura 1.4. Imagen satelital de <i>Google Earth</i> que muestra el área de EP-SP.....	9
Figura 2.1. Ubicación geográfica de los conjuntos ígneos que conforman la SMO.....	11
Figura 2.2. Diversidad geoquímica de las rocas de la SMO	14
Figura 2.3. Diagrama de variación isotópica de rocas volcánicas de la SMO	15
Figura 2.4. Mapa de la subdivisión de la FVTM.....	17
Figura 2.5. Subdivisión de la corteza continental mexicana en 13 dominios litotectónicos y grosor cortical bajo la FVTM	18
Figura 2.6. Ubicación de unidades Mesozoicas en las cercanías del área de estudio	19
Figura 2.7. Diagrama de álcalis vs SiO ₂ de las rocas de la FVTM	21
Figura 2.8. Composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de rocas de la FVTM.....	22
Figura 3.1. Mortero de anillos de acero usado para pulverizar muestras y cúmulo de polvos finos divididos durante el cuarteo.	24
Figura 3.2. Pesaje de muestras para análisis geoquímicos.....	25
Figura 3.3. Sistema interno de un espectrómetro de FRX y Espectrómetro de Rayos X Rigaku Primus II del LANGEM de la UNAM.....	25
Figura 3.4. Fundición de muestras y perlas resultantes de la fundición	26
Figura 3.5. Instalaciones del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias en el campus Juriquilla de la UNAM.	28
Figura 3.6. Espectrómetros de masas del LUGIS del Instituto de Geofísica	29
Figura 3.7. Balanza analítica y parrilla de calentamiento para evaporar los ácidos junto con elementos no deseados en la muestra.....	29
Figura 3.8. Columnas de intercambio iónico y evaporación con lámpara infrarroja.....	32
Figura 3.9. Carga de muestra en los filamentos y carrusel o “magazin” con las muestras cargadas y listas para medir.....	32

Figura 3.10. Tamiz para separar material fino, tina de ultrasonido para la limpieza de tamices, tamizador automático y secado de muestra con una lámpara infrarroja.....	33
Figura 3.11. Separador magnético Frantz, insumos de laboratorio para la separación por líquidos pesados y concentrado de cristales de feldespatos.....	34
Figura 4.1. Columna estratigráfica de las rocas volcánicas del área de estudio	38
Figura 4.2. Afloramiento de la Dacita Vizcaína y fragmento de la misma.....	39
Figura 4.3. Afloramiento de la lava riolítica Aguayutla, fragmento sano del afloramiento y muestra de mano de el segundo miembro de la lava.....	40
Figura 4.4. Ladera norte del Cerro Tepozotlán, brecha volcánica de la parte occidental del cerro y parte ignimbrítica del lado oriental del mismo.....	41
Figura 4.5. Banco de material que exhibe el contacto entre la Formación Tezuantla y la ignimbrita Epazoyucan	43
Figura 4.6. Muestra de mano del miembro El Girón junto con líticos y fragmentos subangulosos del miembro El Girón.....	44
Figura 4.7. Afloramiento del miembro El Girón de la lava e ignimbrita Epazoyucan, evidencias del posible flujo post-emplazamiento y lítico de la unidad mencionada.....	45
Figura 4.9. Porción del afloramiento del miembro Tizahuapan.....	47
Figura 4.10. Ladera sur de Cerro Grande, muestra de mano extraída de Cerro Grande e imagen satelital del Cerro Santa Mónica	48
Figura 4.11. Risco dentro del parque “Peñas Cargadas”	49
Figura 4.12. Pared que expone andesita a un costado de la presa El Eco.....	50
Figura 4.13. Parte de un banco de material donde se observa el contacto de la Formación Tezuantla con depósitos de caída y suelo recientes	51
Figura 4.14. Afloramiento de la Formación Tezuantla y lítico accidental de textura porfídica extraído de la base del banco de material.....	52
Figura 4.15. Banco de material de la Formación Tezuantla; estrato de la secuencia piroclástica divisible en horizontes más pequeños; e imagen de diferentes horizontes identificados en la parte superior de la Formación Tezuantla.....	54
Figura 4.16. Mapa Geológico de EP-SP	55
Figura 4.17. Fotomicrografías de la Formación Vizcaína en luz natural y polarizada.....	57

Figura 4.18. Fotomicrografías bajo luz polarizada y natural de la lava Aguayutla-Jalapilla; muestras EP-52 y EP-53	59
Figura 4.19. Aglomerado de cristales (luz natural) en la muestra EP-52; abundantes fragmentos y cristales tanto de cuarzo y plagioclasa de la muestra EP-53	60
Figura 4.20 Fotomicrografías de la Ignimbrita Epazoyucan.....	61
Figura 4.21. Fotomicrografías de la muestra EP-48 bajo luz natural y polarizada	62
Figura 4.22. Fotomicrografías de las muestras de la riolita Epazoyucan	63
Figura 4.23. Imágenes de láminas delgadas de dos miembros de la ignimbrita Epazoyucan (muestras EP-50 y EP-51) bajo luz natural y luz polarizada	64
Figura 4.24. Fotomicrografías bajo nícoles cruzados de los miembros San Vicente y San José	65
Figura 4.25. Cristales de sanidino, biotita y cuarzo bajo nícoles cruzados.....	67
Figura 4.26. Fotomicrografías bajo LP de un aglomerado de cristales; y lítico accidental sedimentario en la Formación Tezuantla.....	68
Figura 4.27. Fotomicrografías de muestras de la Formación Tezuantla	69
Figura 4.28. Sección delgada del pórfido de hornblenda y la lava Xolostitla	70
Figura 5.1. Clasificación química de las rocas volcánicas del área de estudio.....	74
Figura 5.2. Diagrama AFM de las rocas de EP-SP.	75
Figura 5.3. Subdivisión de las rocas del área con base en el diagrama de K ₂ O vs sílice.....	76
Figura 5.4. Diagramas de tipo Harker de elementos mayores contra la sílice como I.D. de las rocas volcánicas del área de estudio	77
Figura 5.5. Variación de elementos traza contra sílice de rocas volcánicas de EP-SP	78
Figura 5.6. Diagramas multi-elementales de rocas volcánicas de EP-SP	80
Figura 5.7. Diagrama de Tierras Raras de rocas volcánicas de EP-SP	81
Figura 5.8. Relaciones isotópicas de Nd y Sr de las rocas de EP-SP y de estudios previos.....	83
Figura 5.9. Relaciones isotópicas de Pb de las muestras de EP-SP.....	84
Figura 6.1. Principales estructuras (pliegues y cabalgaduras) del orógeno mexicano	87
Figura 6.2. Parte del mapa geológico del distrito minero Pachuca-Real del Monte donde se aprecia la distribución preferencial NW-SE de estructuras	89
Figura 6.3. Parte de la brecha con líticos escasos del miembro San Vicente y flanco norte del Cerro El Chabacano	91

Figura 6.4. Diagrama de La vs Ce de las rocas del área de estudio	96
Figura 6.5. Correlación de Sr con Nb e Y de rocas volcánicas del área de estudio y la ignimbrita Escobillas (Aparicio-Canales y Contreras-Cruz, 2016).	97
Figura 6.6. Diagrama de #Mg vs sílice de rocas volcánicas de EP-SP y alrededores.....	98
Figura 6.7. Diagramas de elementos traza de las rocas volcánicas de EP-SP, la Sierra de Pachuca y la ignimbrita Escobillas de Epazoyucan-Singuilucan	100
Figura 6.8. Diagramas de relaciones de elementos traza para rocas volcánicas de EP-SP y la ignimbrita Escobillas.....	102
Figura 6.9. Comparación de patrones de REE de rocas riolíticas del volcán Las Navajas y rocas félsicas del área de estudio y zonas aledañas	103
Figura 6.10. Variación de Ba/Nb vs sílice de rocas volcánicas de EP-SP	103
Figura 6.11. Relaciones isotópicas de Sr contra sílice de rocas volcánicas de EP-SP.....	104
Figura 6.12. Relaciones isotópicas de Nd contra sílice de rocas volcánicas de EP-SP	105
Figura 6.13. Diagramas de K/Rb vs sílice para rocas volcánicas de EP-SP	107
Figura 6.14. Relaciones isotópicas de Pb de rocas del área de estudio comparadas con datos de los posibles basamentos.....	108
Figura 6.15. Comparación de la relación Th/Nb contra Ba/Th.....	111
Figura 6.16. Diagrama de Sm/Nd contra MgO de las rocas del área de estudio	113
Figura 6.17. Diagrama de edad y picos de frecuencia que representan las principales etapas de actividad volcánica y tectónica en México.....	114
Figura 6.18. Distribución de rocas ígneas fechadas en la República Mexicana (del Oligoceno tardío al Pleistoceno).....	115

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Lista de muestras recolectadas con su ubicación y análisis modal	71
Tabla 2. Edades K-Ar de 4 rocas félsicas del área de trabajo	72

RESUMEN

En el área de Epazoyucan-Sierra de Pachuca (EP-SP), localizada en el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), se extiende una secuencia volcánica que cubre discordantemente al Grupo litológico El Morro del Eoceno. De acuerdo con estudios previos, la secuencia está conformada por flujos de lava, brechas, depósitos piroclásticos, vitrófidos e ignimbritas cuya composición varía de máfica a félsica. En general, las rocas volcánicas del área EP-SP se emplazaron del Oligoceno al Pleistoceno, y se relacionan con la evolución de la FVTM. No obstante, se han identificado también rocas volcánicas silíceas cuyo origen no se ha esclarecido aún, debido a la dificultad de establecer relaciones estratigráficas precisas, y a que sólo existe una edad K-Ar de 23.7-21.6 Ma en la Sierra de Pachuca y una edad U-Pb en zircón de 22.60 (± 0.6) Ma de la ignimbrita Epazoyucan. Estas edades, podrían sugerir que estas rocas silíceas se podrían correlacionar con las primeras manifestaciones volcánicas de la FVTM, o incluso con el magmatismo de las últimas etapas de la Sierra Madre Occidental (SMO).

En este trabajo se realizó la descripción geológica y petrográfica de rocas volcánicas del área de EP-SP, primordialmente de las rocas félsicas. Se determinaron edades K-Ar de 22.6 Ma, 22.5 Ma, 19.8 Ma y 18.3 Ma de las unidades félsicas y se obtuvieron datos de geoquímica de elementos mayores, traza e isotópicos para intentar dilucidar el origen de las rocas silíceas. Las rocas del área EP-SP presentan composiciones intermedias a silíceas (55-78% en peso de SiO_2) y son de carácter subalcalino. De las anteriores, las silíceas tienen patrones de elementos traza que muestran enriquecimiento de las Tierras Raras ligeras (LREE) respecto a las pesadas (HREE), y una anomalía negativa de Eu. Los diagramas multi-elementales exhiben enriquecimiento de elementos de radio iónico grande (LILE) con respecto a los de alto potencial iónico (HFSE), así como empobrecimiento de P y Ti. Las relaciones isotópicas ostentan valores relativamente altos (0.705 a 0.708) para la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y de afinidad cortical (-2.57 a -0.80) para ϵ_{Nd} ; mientras que los isótopos de Pb muestran una línea de mezcla entre magmas del manto y rocas de la corteza. Estos resultados permiten inferir que las rocas silíceas de EP-SP fueron producidas en un arco volcánico asociado con subducción; donde los magmas parentales fueron diferenciados por cristalización fraccionada, mezcla y asimilación de corteza continental.

ABSTRACT

In the Epazoyucan-Sierra de Pachuca area (EP-SP), located on the eastern sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), a volcanic sequence covers discordantly the Eocene El Morro group. According to previous studies, the sequence is constituted by lava flows, breccias, pyroclastic deposits, vitrophyres and ignimbrites with mafic to felsic compositions. In general, volcanic rocks of the EP-SP area were emplaced from the Oligocene to the Pleistocene, and they are related to the evolution of the TMVB. Nonetheless, silicic rocks had also been identified and their origins hasn't been clarified yet, due to the difficulty of stablishing precise stratigraphic relationships for some units. Moreover, in previous works there is only one K-Ar age of 21-23 Ma in the Sierra de Pachuca and one U-Pb age on zircon of 22.60 (± 0.66) Ma of the Epazoyucan ignimbrite. Hence, this dated rocks, as some others from similar stratigraphic levels could be correlated either with the first volcanic expressions of the TMVB, or even with the latest stages of the magmatism of the Sierra Madre Occidental (SMO) volcanic province.

In this work, a geologic and petrographic description of volcanic rocks in the EP-SP area was performed, mostly of felsic rocks. K-Ar ages of 22.6 Ma, 22.5 Ma, 19.8 Ma and 18.3 Ma were determined for some felsic units. And geochemical data of trace and major elements, as well as Sr-Nd-Pb isotopic ratios were obtained to elucidate the origin of the silicic units. Rocks of the EP-SP area exhibit intermediate to silicic compositions (55-78 SiO₂ wt%) with a calc-alkaline nature. From these, the silicic ones have rare earth elements (REE) patterns that show a light rare earth elements (LREE) enrichment with respect to heavy rare earth elements (HREE), and a negative Eu anomaly. Multi-elemental diagrams exhibit enrichment of large ion lithophile (LIL) elements with respect to high field strength (HFS) elements, such as depletion of P and Ti. Isotopic ratios display relatively high values (0.705 to 0.708) for ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, and low values (crustal affinity) for ϵ Nd (-2.57 to -0.80); while Pb isotopes show a mixing line linking mantle and crustal rocks. For these reasons, it could be inferred that the silicic rocks of EP-SP were formed in a volcanic arc associated to subduction processes; where parental magmas were differentiated by fractional crystallization, mixing, and continental crust assimilation.

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES

1.1 Introducción

La Sierra de Pachuca es una de las regiones volcánicas con mayor aprovechamiento económico de México, debido a que en ella se han encontrado yacimientos minerales explotados desde la época colonial, y que configuran, entre otros, al distrito minero “Pachuca-Real del Monte”. Recientemente, esta región fue incluida dentro del Geoparque Comarca Minera, avalado por la UNESCO (Canet et al., 2017). No obstante, a pesar de la relevancia de la región, existen escasos trabajos geológicos que permitan conocer su evolución magmática y geocronológica.

Se conoce que las rocas volcánicas de la Sierra de Pachuca son de edad Cenozoica, pues cubren discordantemente a calizas del Grupo el Morro (Eoceno) y se extienden por más de 130 km² en la parte central y sureste de Hidalgo. Geyne et al. (1963) describen que la secuencia de rocas volcánicas está compuesta por flujos de lava, brechas, depósitos piroclásticos y tobas; con una composición andesítica, dacítica y riolítica. Con base en relaciones estratigráficas y edades K-Ar de 21-23 Ma determinadas entre las formaciones Santa Gertrudis y Zumate (Geyne et al., 1990 y referencias citadas), indican además que las rocas volcánicas de la Sierra Pachuca se emplazaron del Oligoceno al Pleistoceno.

Por su parte, el área entre los municipios hidalguenses de Epazoyucan y Singuilucan, localizada al sur y sureste de la Sierra de Pachuca, se encuentra conformada por derrames de lava, brechas volcánicas, ignimbritas, vitrófidos y depósitos de bloques y cenizas. Gracias a los trabajos de Ramírez-Ramírez (2016), Aparicio-Canales y Contreras-Cruz (2016) y referencias citadas, se ha establecido que dichas rocas se emplazaron en dos episodios: un episodio en el Mioceno caracterizado por la presencia de domos, brechas y depósitos piroclásticos de composición dacítica a riolítica; y un episodio en el Pleistoceno definido por estructuras monogenéticas máficas, algunos domos dacíticos y volcanes máficos a félsicos. Entre dichos episodios, se encuentra un hiato de ~7 Ma.

Las rocas félsicas en el área de Epazoyucan y en la Sierra de Pachuca (Figura 1.1) han recibido poca atención por parte de los especialistas en Ciencias de la Tierra. Sólo existe una breve descripción de estas rocas, hecha por el Servicio Geológico Mexicano en la hoja de Calpulalpan 14 Q-H (Ledezma-Guerrero, 1987), así como por algunos autores como Geyne et al. (1963), Aparicio-Canales y Contreras-Cruz (2016) y Ramírez-

Ramírez (2016). Esta última obtiene una edad U-Pb en zircón de 22.6 (± 0.66) Ma para una ignimbrita ubicada al sur de Epazoyucan, que es la única edad determinada con precisión entre la Sierra de Pachuca y Epazoyucan. Si se toman en cuenta tanto las relaciones estratigráficas establecidas en estudios previos, como las escasas edades obtenidas en la región de Epazoyucan-Sierra de Pachuca (EP-SP), las rocas félsicas podrían formar parte de los inicios de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), o bien, relacionarse con las etapas finales del magmatismo de la Sierra Madre Occidental (SMO). Esto en alusión a estudios como los de Ferrari et al. (1999b), entre otros, en donde el magmatismo de la SMO es prolongado hasta Hidalgo.

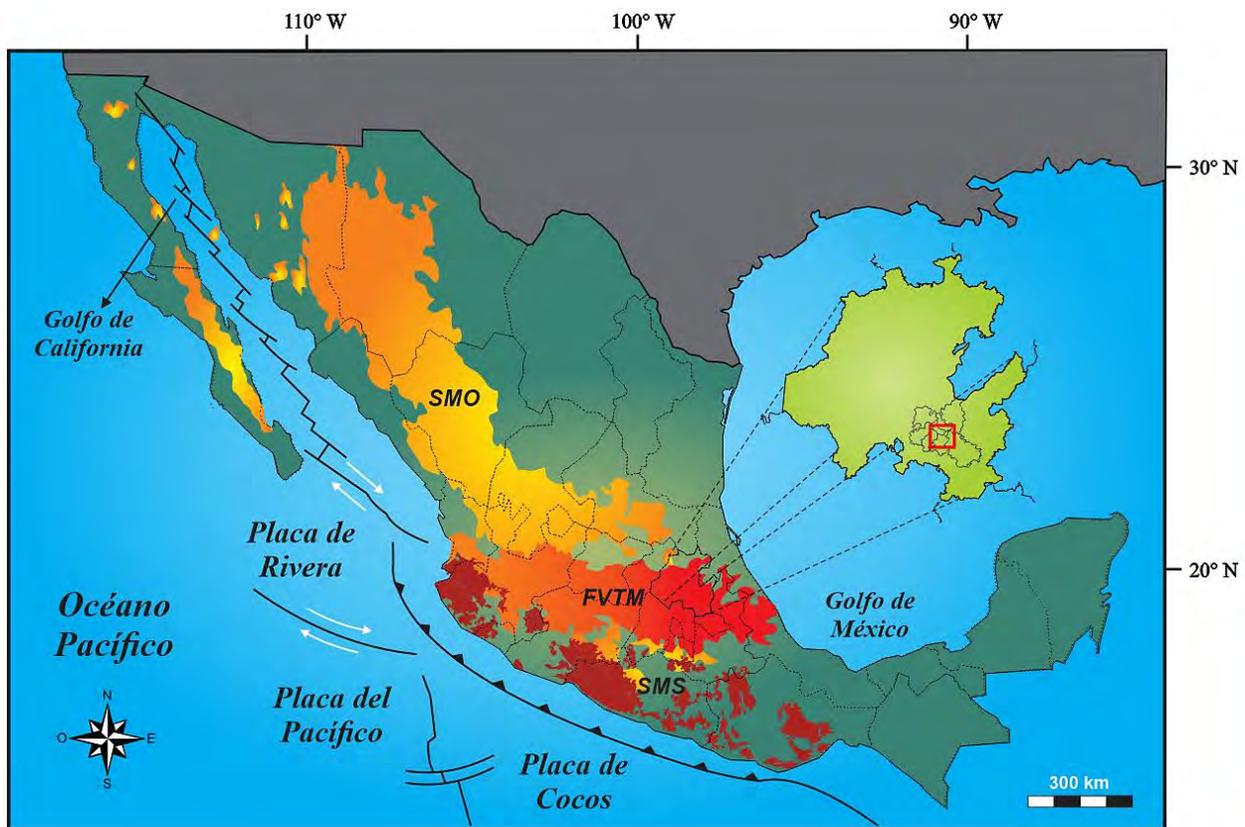


Figura 1.1. Localización del área de Epazoyucan-Sierra de Pachuca en la República Mexicana (recuadro rojo). Se muestran los límites generales de las principales provincias magmáticas de México (SMO: Sierra Madre Occidental, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana y SMS: Sierra Madre del Sur).

1.2. Justificación

En relación con lo descrito anteriormente; las escasas edades, junto con relaciones estratigráficas poco claras y límites espaciotemporales del oriente FVTM, no permitirían actualmente esclarecer el origen de las rocas riolíticas del área Epazoyucan-Sierra de Pachuca (EP-SP) como una parte de la provincia ígnea de la FVTM.

Ya que, en la FVTM, donde se encuentran emplazadas las rocas de EP-SP, las primeras manifestaciones volcánicas o vestigios más antiguos se restringen a: la Sierra de Angangueo-Mil Cumbres en Michoacán (Gómez-Vasconcelos et al., 2015), al norte de Morelos, en los depósitos piroclásticos de la Formación Tepoztlán descritos por Lenhardt et al. (2010) y a las trondhjemitas de Chalcatzingo reconocidas por Gómez Tuena et al. (2008), con edades de entre 19 y 23 Ma (Figura 1.2). Además, en la FVTM, el magmatismo félsico es poco común y se limita predominantemente a los episodios más recientes de su evolución (e. g. Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2018). Por otro lado, es reconocido que los últimos eventos volcánicos de la SMO, acontecidos durante el Oligoceno Tardío (27-30 Ma) entre Guanajuato y Zacatecas (e. g. Aguillón-Robles et al., 2009; Aranda-Gómez et al., 2007), muestran una composición riolítica; y según Gómez-Vasconcelos et al. (2015) tales eventos se pudieron haber extendido aproximadamente hasta el área de EP-SP.

Por ello, es esencial tratar de definir el posible origen de las rocas silíceas del área de Epazoyucan-Sierra de Pachuca, intentar dilucidar a qué provincia pertenecen realmente, y realizar la caracterización de dichas rocas volcánicas tratando de esclarecer su origen y relación con las estructuras que encajonan o rodean los yacimientos minerales en la Sierra de Pachuca. Esto, a través de un estudio geológico, petrográfico y de geoquímica de elementos mayores, traza, geocronología e isotopía, los cuales brinden información pertinente acerca de la fuente que emplazó a las rocas riolíticas, así como del proceso magmático que favoreció su génesis; contribuyendo a su vez a complementar la información existente hoy día.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo principal

Identificar la edad, evolución y procesos petrogenéticos relacionados con el emplazamiento de las rocas volcánicas silíceas del área de Epazoyucan-Sierra de Pachuca y tratar de discernir si son el producto de las primeras etapas de evolución de la Faja Volcánica, o de eventos tardíos de la Sierra Madre Occidental.

1.3.2. Objetivos secundarios

- a) Realizar la descripción geológica y petrográfica de las rocas volcánicas del área de estudio.
- b) Aportar datos geoquímicos y geocronológicos de las rocas volcánicas que son el objeto de este trabajo. Primordialmente de aquellas de composición félsica.

- c) Elaborar un mapa geológico de las estructuras volcánicas del área de trabajo.
- d) Identificar la estructura que produjo a las rocas félsicas del área de EP-SP.

1.4. Metodología

a) Trabajo de gabinete: recopilación de información referente a geología (geoquímica, geología estructural, isotopía, estratigrafía volcánica, etc.) del área de estudio y sus alrededores. La actividad se realizó por medio de la adquisición de cartas geológicas y topográficas, así como de tesis y artículos previamente realizados sobre las principales provincias magmáticas de México y las regiones de Epazoyucan, el distrito minero Pachuca-Real del Monte y alrededores.

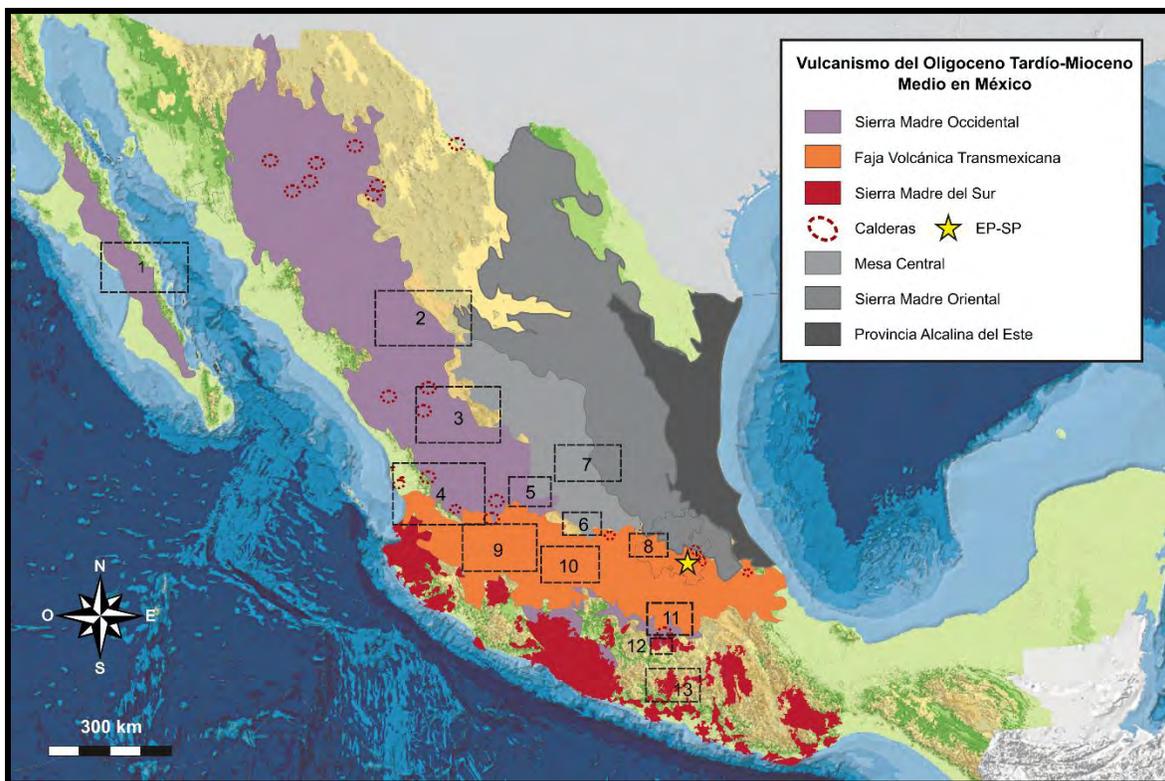


Figura 1.2. Se muestran algunas localidades de México (recuadros de línea punteada) con rocas volcánicas del Oligoceno Tardío al Mioceno Medio, y edades obtenidas por los métodos U-Pb, Ar-Ar y K-Ar: 1) 21.2-19 Ma (Ferrari et al., 2002); 2) 21-42 Ma (Solé et al., 2007); 3) 20.3-26 Ma (Nieto-Samaniego et al., 1999 y 2005; Solé et al., 2007); 4) 17-24 Ma (Ferrari et al., 2002); 5) (Nieto-Smaniego et al., 1999); 6) 25-32 Ma (Ferrari et al., 1999a); 7) 24.3-30 Ma (Nieto-Samaniego et al., 2005); 8) 21-23 Ma (Robin, 1974); 9) 17-35 Ma (Ferrari et al., 2002); 10) 27-35 Ma (Nieto-Samaniego et al., 1999; Ferrari et al., 2002); 11) 13.5-24.1 Ma (García-Palomo et al., 2000; Gómez-Tuena et al., 2005; Gómez-Tuena et al., 2008; Lenhardt et al., 2010; Arce et al., 2013); 12) 28-33.4 Ma (Morán-Zenteno et al., 1999); 13) 22.5-31.9 Ma (Morán-Zenteno et al., 1999). Se indican algunas provincias geológico-fisiográficas de México; ubicación de las calderas tomadas de Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003), Morán-Zenteno et al. (2004) y Ferrari et al. (2017). NOTA: algunas zonas presentan hiatos y no vulcanismo continuo, ver artículos de referencia.

b) Campañas de trabajo en campo: se realizaron campañas de trabajo de reconocimiento del área de estudio con la finalidad de identificar aspectos geológicos relevantes, delimitar contactos y describir relaciones estratigráficas de las rocas de interés para la elaboración del mapa geológico. Se llevó a cabo también la recolección de muestras para análisis geoquímicos y geocronológicos.

c) Trabajo de laboratorio: consistió en elaboración de láminas delgadas para su observación y descripción con ayuda de un microscopio petrográfico. Las rocas fueron clasificadas y se seleccionaron las más sanas o poco alteradas para estudios geoquímicos. Las muestras seleccionadas fueron preparadas mecánica y químicamente para la realización de los análisis geoquímicos, isotópicos y geocronológicos. Se obtuvieron las concentraciones de elementos mayores y traza por medio de fluorescencia de rayos X e ICP-MS, respectivamente, mientras que los valores de isótopos de Sr, Nd y Pb fueron adquiridos por espectrometría de masas. Las edades de 4 muestras se obtuvieron por medio del método K-Ar en feldespato potásico (concentrados de sanidino).

d) Interpretación: se efectuó la organización y representación de los datos obtenidos con ayuda de programas o software de uso común y/o especializado, y subsecuentemente, se llevó a cabo la interpretación junto con la redacción del presente documento de tesis.

1.5. Localización y vías de acceso

El área de Epazoyucan-Sierra de Pachuca (EP-SP) se encuentra localizada en el sector oriental de la FVTM, a aproximadamente 75 km al NE de la Ciudad de México y a más de 90 km de las estructuras pertenecientes al límite suroriental de la Sierra Madre Occidental. El polígono que representa el área de estudio abarca una superficie de $\sim 325 \text{ km}^2$, dentro de la parte central-sureste del estado de Hidalgo ($20^\circ 08' 58.5''$ con $19^\circ 58' 53.5''$ latitud Norte, y $98^\circ 43' 00''$ con $98^\circ 30' 52''$ longitud Oeste). El área de EP-SP rodea parte del municipio de Mineral del Monte en su límite N-NW; enmarca la parte oriental de la ciudad de Pachuca y al municipio de Pachuquilla en su lado occidental; rodea a los poblados de La Paloma, La Nueva Esperanza y Mineral de Reforma en su límite suroeste y al municipio de Epazoyucan en la parte central; y limita al sureste con el municipio de Singuilucan. El área de estudio engloba también la porción S-SE de la Sierra de Pachuca en su lado norte y noroeste, una parte del Campo Volcánico San Vicente (Ramírez-Ramírez, 2016) en su límite SW, un segmento de la Sierra de las Navajas en su lado N-NE, y diversas estructuras volcánicas del área de Epazoyucan-Singuilucan (Figura 1.3).

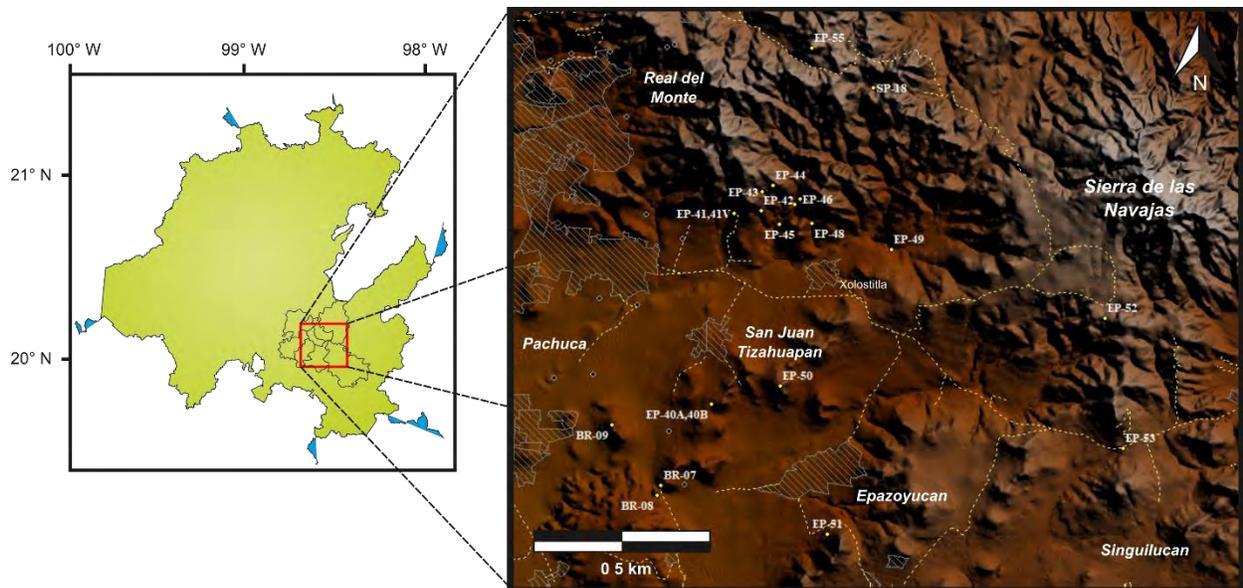


Figura 1.3. Modelo digital de elevación donde se señalan algunos municipios que se encuentran distribuidos dentro del área de estudio. Se presenta a la Sierra de las Navajas como referencia y la posición de las muestras recolectadas en campo (puntos amarillos junto a las claves de las muestras).

Para acceder al área de estudio desde la Ciudad de México, es necesario transitar la carretera federal México-Pachuca (No. 85) con dirección al NE, pasar por los municipios de Tlalnepantla, Ecatepec y Tizayuca, Hidalgo; hasta el entronque con el Boulevard Felipe Ángeles que permite ingresar a la capital hidalguense (Figura 1.4). Desde el municipio de Pachuca es posible seguir diferentes vías para acceder a los poblados cercanos a los límites del área de estudio. En la mayoría de las vías existen caminos que facilitan el acceso a las regiones en donde se colectaron las muestras. Desde Pachuca y hacia el NE es posible llegar al municipio de Mineral del Monte por el corredor turístico de la montaña, para después dirigirse al este por la calle Lerdo de Tejada (rumbo a Ciénega Larga) y llegar al Parque “Peñas Cargadas”. Por otro lado, para acceder a la región centro, sur y sureste del área de estudio es necesario transitar la vía Pachuca-Tulancingo hasta el entronque con la carretera No. 115 que permite acceder al municipio de Epazoyucan y alrededores.

1.6. Antecedentes

Como se mencionó previamente, en el área EP-SP existen escasos trabajos geológicos publicados; caben destacar los informes con la descripción geológica del distrito minero Pachuca-Real del Monte, que conforma una parte importante del área de EP-SP. Dichos trabajos descriptivos fueron realizados por

Geyne et al. (1963), en estos estudios se identificaron y describieron 14 formaciones, comenzando por la caliza perteneciente a la Formación El Doctor (Cretácico Inferior), seguida de la caliza del Grupo El Morro (Eoceno); que subyace alrededor de 11 formaciones de roca volcánica que varían de basalto a riolita, con edades desde el Oligoceno hasta el Pleistoceno y que se nombraron “Grupo Pachuca”.

En los informes, se hace énfasis en la paragénesis mineral y los productos de la alteración del distrito minero Pachuca-Real del Monte. Dreier (1976) realiza el primer trabajo de carácter geoquímico, orientado al estudio de la mineralización de Pachuca-Real del Monte mediante inclusiones fluidas en cuarzo, calcita y esfalerita. Después, Ledezma-Guerrero (1987) elabora la cartografía geológica del área comprendida en la hoja Calpulalpan 14 Q-H (entre Hidalgo, Tlaxcala y Puebla) y describe brevemente algunas unidades volcánicas de la región. Del mismo modo, McKee et al. (1992) trabajaron en el distrito minero, describiendo al magmatismo y su relación con la mineralización que produjo los yacimientos de plata y sulfuros de la región.

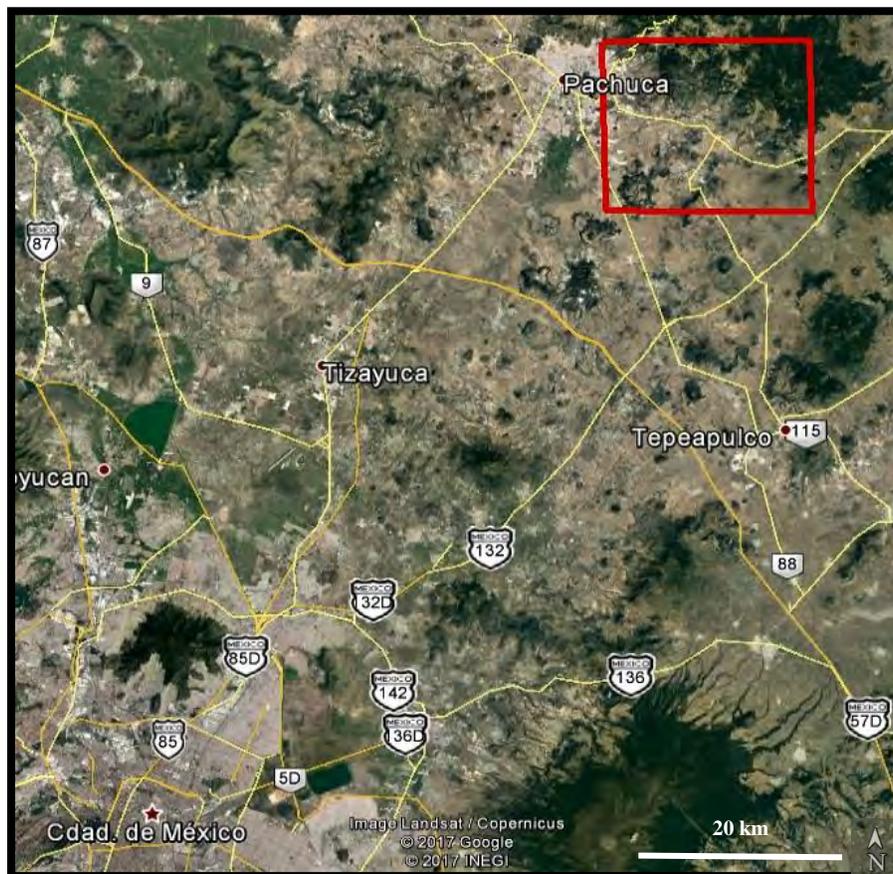


Figura 1.4. Imagen satelital tomada de *Google Earth* que muestra el área de EP-SP (recuadro rojo) y algunas de las vías principales para acceder desde la CDMX (símbolo de estrella).

Por otra parte, existen trabajos recientes de geología y geoquímica del área entre Epazoyucan, Singuilucan y Mineral de Reforma, elaborados por Aparicio-Canales y Contreras-Cruz (2016), y Ramírez-Ramírez (2016). Además, cabe mencionar los estudios geológicos, geoquímicos y geocronológicos de Correa-Tello (2011), Valadez-Cabrera (2012) y García-Palomo et al. (2002) de zonas volcánicas circundantes. En ellos se hace referencia a dos episodios de emplazamiento de las estructuras volcánicas de Apan, Tecocomulco, Tepeapulco y Epazoyucan: el primer episodio ocurrió durante el Mioceno, y el segundo en el Pleistoceno, separado del primero por un hiato de aproximadamente 7 Ma. De acuerdo con los autores referidos, en Epazoyucan, las rocas volcánicas del Mioceno muestran evidencias de fenómenos magmáticos (asimilación y/o fusión) relacionados con un proceso de subducción. Mientras que las rocas volcánicas del Pleistoceno muestran más evidencias de cristalización fraccionada y mezcla de magmas.

En el caso de la FVTM, considerada la provincia más estudiada de México en los últimos 30 años, existen vastas publicaciones, de las cuales, sólo unas cuantas la describieron anteriormente de forma comprensiva y extensa (e.g. Demant, 1981; Ferrari, 2000; Gómez-Tuena et al., 2005). Actualmente, existen artículos que destacan en su intento, entre otros aspectos, de promover y facilitar el estudio interdisciplinario del arco magmático; mediante la revisión de los datos y las ideas que han sido planteadas a lo largo de los años para explicar su origen. Entre otros, es importante resaltar los trabajos publicados por Ferrari et al., (2012) y Gómez-Tuena et al. (2018).

En los sectores central y oriental de la FVTM, caben resaltar los estudios de García-Palomo et al. (2002); Orozco-Esquivel et al. (2002); Gómez-Tuena et al. (2003); Martínez-Serrano et al. (2004); Alaníz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2005); Schaaf et al. (2005); Gómez-Tuena et al. (2005); Mori et al. (2007); Aranda-Gómez et al. (2007) y Straub et al. (2012), entre otros, que describen la geoquímica, estratigrafía volcánica, geología estructural, isotopía y petrología de rocas ígneas de los sectores antes mencionados.

Los trabajos de la evolución de la Sierra Madre Occidental (SMO) de Wark et al. (1990), Garduño-Monroy y Gutiérrez-Negrín (1992), Ferrari et al. (1999, 2002, 2005), Duque-Trujillo et al. (2014) y Ferrari et al. (2018a), son también relevantes. Estos se enfocan en la petrogénesis, geología estructural y tectónica, estratigrafía y paleogeografía de la SMO. Por último, es importante mencionar los artículos de ignimbritas y/o domos riolíticos dispuestos a lo largo de la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central, elaborados por M. Cameron et al. (1980); Orozco-Esquivel et al. (2002); Aguirre-Díaz y Lebarthe-Hernández (2003) y Aguillón-Robles et al. (2009), entre otros.

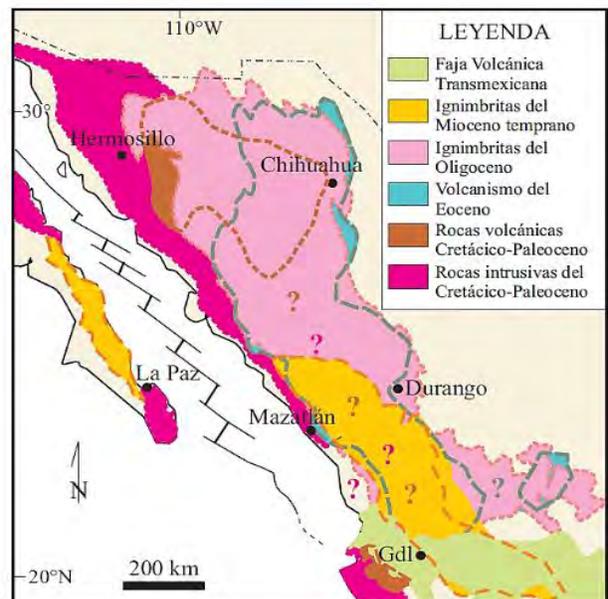
CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Debido a la problemática de correlacionar las rocas félsicas de EP-SP con rocas similares de alguna provincia volcánica mexicana, a continuación, se describen brevemente las principales características de la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Transmexicana.

2.1. Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental (Figura 2.1) es considerada una de las provincias volcánicas silíceas o “SLIP” (por sus siglas en inglés: *Silicic Large Igneous Province*) más grandes del mundo. Esta se ha definido como un arco magmático continental resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos, desde el Cretácico hasta el Cenozoico, asociados con la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica y a la apertura del Golfo de California. Los estudios geoquímicos y petrológicos indican que las rocas de la SMO forman un conjunto típicamente calco-alcantino (Figura 2.2) caracterizado por concentraciones de potasio intermedias a altas (Cochemé y Demant, 1991) y enriquecimiento relativamente bajo en Fe (Cameron et al., 1980).

Figura 2.1. Ubicación geográfica generalizada de los conjuntos ígneos que conforman la SMO. La extensión de los conjuntos del Cretácico-Eoceno está en parte inferida debido a la extensa cubierta de las ignimbritas del Oligoceno y Mioceno Temprano. Gdl: Guadalajara (tomado de Ferrari et al., 2005).



La SMO consta de cinco conjuntos ígneos principales (ver Figura 2.1), relacionados con 5 eventos tectonomagmáticos distintivos producidos desde hace 100 Ma, en los cuales, en el período entre ~50 y 12.5 Ma se ha presenciado una transición entre un régimen convergente a uno transtensional junto con

una intervención significativa de extensión cortical y abundante magmatismo, que culminaron con la apertura del Golfo de California (Ferrari et al., 2005). De acuerdo con Ferrari et al. (2005), los conjuntos son: 1) Cuerpos plutónicos y volcánicos del Cretácico Superior-Paleoceno (100-60 Ma); 2) Rocas volcánicas andesíticas y dacítico-riolíticas del Eoceno (~50-38 Ma), tradicionalmente agrupadas en el Complejo Volcánico Inferior (CVI); 3) Ignimbritas silíceas emplazadas en dos pulsos, en el Oligoceno temprano (32-28 Ma) y el Mioceno temprano (24-18 Ma), y agrupadas en el Supergrupo Volcánico Superior (SVS); 4) Coladas basáltico-andesíticas transicionales, extravasadas después de cada pulso ignimbrítico y correlacionadas con “Andesitas-Basálticas Sur Cordilleranas” o SCORBA (siglas en inglés de: *South Cordillerian Basaltic-Andesite*) de ~18 a 12 Ma; y 5) Vulcanismo post-subducción (~12.5-0 Ma) constituido por coladas de basaltos alcalinos e ignimbritas emplazadas en diferentes episodios del Mioceno Tardío, Plioceno y Cuaternario, relacionados con la separación de Baja California del continente.

2.1.1. Pulsos silíceos de la Sierra Madre Occidental

Una de las características más notables de la SMO es el inmenso volumen de rocas volcánicas félsicas que la configuran. Estas están conformadas primordialmente por una sucesión ignimbrítica con un ancho promedio de 250 km, un largo de aproximadamente 1 200 km, un volumen de ~300 000 km³ y espesores de más de 1 000 m que cubren gran parte del occidente de México (McDowell y Clabaugh, 1979). De acuerdo con Ferrari et al. (2005), esta secuencia, conocida como el Supergrupo Volcánico Superior (SVS) fue emplazada de manera discordante sobre las rocas del CVI y del arco del Eoceno.

El SVS está compuesto por una potente secuencia de oleadas piroclásticas, depósitos piroclásticos de caída y lavas de composición silícea a intermedia. En menor proporción existen flujos de composición máfica, expuestos en los bordes de la provincia volcánica (McDowell y Clabaugh, 1979; Cochemé y Demant, 1991). Diversos estudios geocronológicos han demostrado que un extenso pulso ignimbrítico ocurrió con un impresionante sincronismo a principios del Oligoceno en toda la provincia, y que un segundo pulso sobrevino en el Mioceno Temprano en la parte suroeste de la SMO (Ferrari et al., 2002; Ferrari et al., 2005).

Ferrari et al. (2002) indican que los dos pulsos silíceos se encuentran claramente separados; uno en el Oligoceno Temprano y otro en el Mioceno Temprano. De los anteriores, las ignimbritas del Oligoceno dominan en la parte oriental, entre Aguascalientes, Zacatecas y el norte de Jalisco (Nieto-Samaniego et al., 1999 y referencias citadas).

En el área de Fresnillo, existen riolitas e ignimbritas que han arrojado edades K-Ar entre 29.1 y 27.5 Ma, mientras que cuerpos sub-volcánicos asociados a la mineralización de plata han sido fechados entre 33.5 y 32.2 Ma (Lang y McGugan, 1988). Al occidente de Atengo y en todo el transecto Bolaños-Tepic dominan las ignimbritas del Mioceno Temprano. Ferrari et al. (2002) reconocen dos paquetes de ignimbritas con edades y proveniencias distintas: la secuencia de Las Canoas y la secuencia del Nayar. La primera tiene un espesor de ~350 m y ha sido fechada tanto por K-Ar (Clark et al., 1982) como por Ar-Ar (Ferrari et al., 2002) en 23.5 Ma.

Más al sureste, secuencias ignimbríticas de edades similares se encuentran, en Teúl (~23 Ma; Moore et al., 1994), la presa de Santa Rosa (23.6 Ma; Nieto-Obregón et al., 1985), y en la Sierra de Pénjamo (~24 Ma; Castillo-Hernández, 1991; Solé et al., 2007). Por otro lado, según Ferrari et al. (2002), la secuencia del Nayar conforma una franja de dirección NNW en la orilla occidental de la SMO; esta secuencia alcanza su máximo espesor en la región de la Mesa del Nayar, que es donde señalan la presencia de una serie de calderas que pueden ser su fuente volcánica.

Para la secuencia del Nayar estos autores obtuvieron 7 edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que se traslapan entre sí en un rango de 21.2 a 19.9 Ma, con un promedio de 20.9 Ma. Hacia el sur, la secuencia se correlaciona con las ignimbritas expuestas en Aguamilpa (22.4 Ma; Damon et al., 1979), y con la parte superior de la secuencia del graben de Bolaños (21.3-20.1 Ma; Scheubel et al., 1988). Para la secuencia del Nayar, Ferrari et al. (2002) estiman que un volumen de aproximadamente 4 500 km³ debió haber sido emplazado en un lapso de ~1.4 Ma.

2.1.2. Petrología y Geoquímica del vulcanismo silíceo de la SMO

El vulcanismo de la SMO del Eoceno tardío al Mioceno es claramente bimodal y predominantemente calco-alcalino (Figura 2.2), aunque los miembros silíceos son dominantes sobre los máficos. Se observa una población félsica con composiciones entre ~66 y 78% de SiO₂, y otra población más máfica, con valores de SiO₂ de entre 49 y 62%. Los datos de muestras con valores intermedios de sílice (~62-66%) son visiblemente más escasos. El primer grupo consiste en riolitas y riolitas que caracterizan la secuencia ignimbrítica, mientras que el segundo grupo, formado por andesitas, andesitas-basálticas y basaltos, corresponde a las rocas del CVI o a las que sobreyacen a la secuencia félsica (Ferrari et al., 2005).

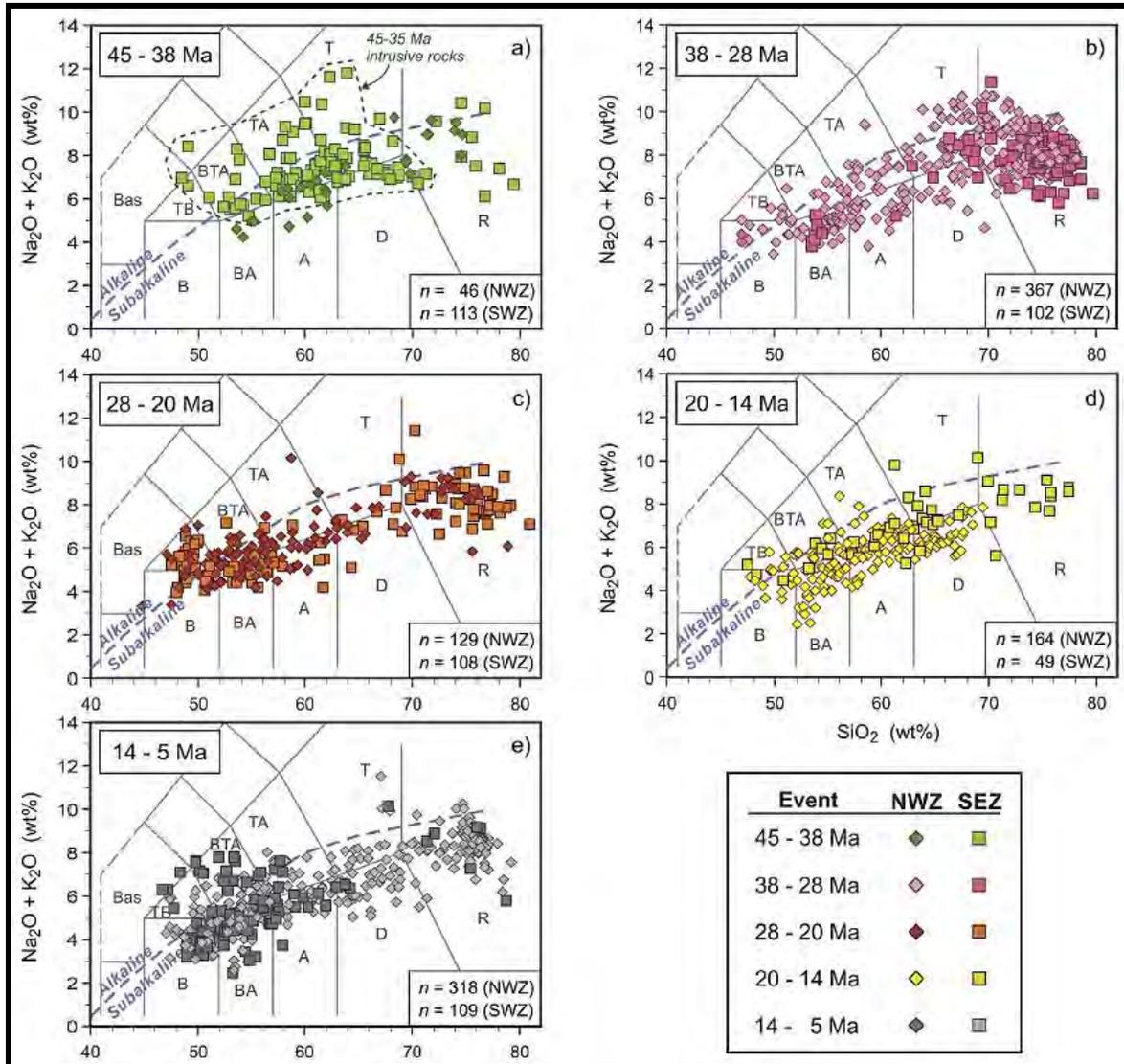


Figura 2.2. Diversidad geoquímica de las rocas de la Sierra Madre Occidental del Eoceno al Mioceno en diagramas de clasificación de TAS (LeBas et al., 1986), que incluye la línea que divide los campos alcalino y subalcalino de Irvine y Baragar (1971). NWZ: zona noroccidental de la SMO, SEZ: zona suroriental de la SMO (imagen tomado de Ferrari et al., 2018a).

En relación con la concentración de elementos traza en las rocas de la SMO, se estima que la distribución de algunos de ellos estuvo controlada mayormente por procesos de cristalización fraccionada y asimilación a partir de magmas máficos derivados del manto (Cameron et al., 1980; Bagby et al., 1981). Este parece ser un mecanismo razonable para explicar las tendencias lineales observadas en suites de basalto-andesita-riolita observadas, por ejemplo, en la región de Batopilas (Cameron et al., 1980).

Por otro lado, las relaciones isotópicas iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas de este periodo (Figura 2.3) están comprendidas, en su mayoría, en el rango de 0.7041 a 0.7070; mientras que los valores iniciales de ϵNd

varían entre +2.3 y -3.2. Sin embargo, valores de ϵ_{Nd} de -5.2 y -5.8, acoplados con relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.7089 y 0.7086, fueron reportadas en la caldera de Tómochic y San Buenaventura, respectivamente (McDowell et al., 1999; Albrecht y Goldstein, 2000). Es decir, en las rocas de la SMO existen en general valores isotópicos intermedios que sugieren la influencia del manto y corteza.

El mecanismo responsable de los pulsos ignimbríticos, que emplazó el inmenso volumen de rocas volcánicas silíceas de la SMO, así como la petrogénesis de dichas rocas es hasta el día de hoy materia de discusión. Cameron et al. (1980a) propusieron un modelo "AFC" de un magma máfico de origen mantélico, donde las rocas ignimbríticas representarían un volumen no mayor al 20% de la masa magmática inicial. Esto sugiere que el 80% del volumen inicial quedó como material residual, el cual agregó algunos kilómetros de nueva corteza de gabro debajo de la SMO. Verma (1984) propuso un modelo genético similar para las ignimbritas de la SMO en Zacatecas y San Luis Potosí, pero consideró una segunda etapa más somera de cristalización fraccionada antes del emplazamiento de las ignimbritas.

Por otro lado, a partir del hallazgo de xenolitos de corteza inferior, Ruiz et al. (1988b) propusieron que el volumen de las rocas ignimbríticas de la SMO, pudo haber sido originado por fusión parcial de la corteza inferior. Esto a raíz de que la colección de xenolitos estudiados, los cuales incluyen principalmente granulitas de composición máfica a intermedia de edad Paleozoica a Precámbrica, exhibe firmas isotópicas idénticas a las ignimbritas de la SMO (Ferrari et al., 2005).

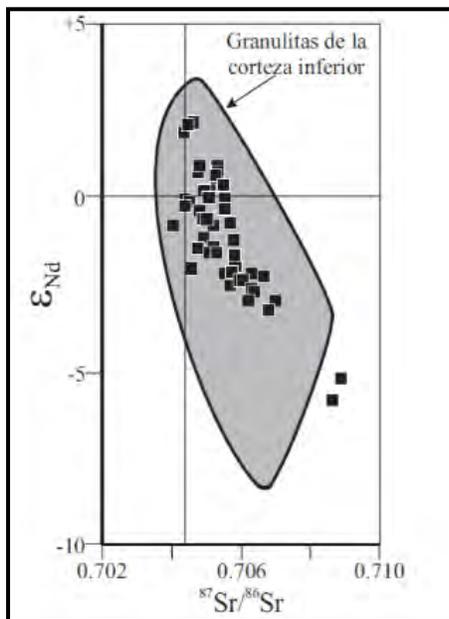


Figura 2.3. Diagrama de variación isotópica ϵ_{Nd} vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ (tomado de Ferrari et al., 2005) de rocas volcánicas terciarias en la SMO de la caldera Tomóchic y San Buenaventura. El cruce entre las líneas indica la composición isotópica promedio de la Tierra. El campo de las granulitas de la corteza inferior corresponde a un grupo de xenolitos de ortogneis de composición intermedia y máfica pertenecientes al centro de México, tomado de Ruiz et al. (1988b). Fuente de datos: Wark (1991); McDowell et al. (1999); Albrecht y Goldstein (2000).

2.2. Faja Volcánica Transmexicana

La FVTM es una provincia geológica-fisiográfica situada en la parte central de la República Mexicana, tiene aproximadamente 1,000 km de longitud y una amplitud de 80 a 230 km. Esta se extiende con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental, y WNW-ESE en su parte occidental. Forma un ángulo oblicuo de aproximadamente 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana, que otorga una notoria distribución transversal con respecto a otras grandes provincias geológicas mexicanas (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). La Faja se encuentra conformada por aproximadamente 8,000 estructuras volcánicas que incluyen grandes estratovolcanes, calderas, domos, campos de conos monogenéticos y algunos cuerpos intrusivos que se extienden desde las costas del Pacífico, hasta las costas del Golfo de México (Demant, 1978; Gómez-Tuena et al., 2005).

La FVTM es reconocida como un arco magmático continental (Figura 2.4), cuyo vulcanismo se asocia con la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norteamérica a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Gómez-Tuena et al., 2005). No obstante, algunos investigadores sugirieron que la FVTM está relacionada con una zona de fractura cortical o una mega-cizalla (Anderson y Silver, 1974). Autores como Márquez et al. (1999) han propuesto la existencia de un punto caliente y la subducción de la placa de Cocos y de Rivera como mecanismos coexistentes para explicar varias de las características geoquímicas de la Faja, mientras que algunos argumentan en contra de esta hipótesis y proponen en su lugar que la FVTM representa una estructura de rift que está siendo sometida a procesos de extensión activa (e. g., Verma y Nelson, 1989).

Recientemente, con base en una gran cantidad de datos geoquímicos, modelos petrológicos, estudios geofísicos, estructurales y estratigráficos; varios autores (e. g. Gómez-Tuena et al., 2018) asocian el origen de la FVTM a diversos procesos tectónicos como hundimiento y desacoplamiento del *slab* en subducción (Ferrari, 2004), erosión del frente del arco por subducción (Straub et al., 2015) y delaminación cortical y exhumación diapírica (Gómez-Tuena et al., 2014a). Todos estos catalizados por la enorme complejidad de la convergencia, la geometría de la zona de subducción y variaciones de grosor cortical. Donde la gran diversidad de los magmas a lo largo de la Faja se interpreta como una característica heredada de una cuña del manto geoquímicamente enriquecida en un ambiente previo a la subducción, impregnada por diversas firmas químicas de fluidos liberados del *slab* bajo distintas condiciones térmicas.

2.2.1. Basamento Pre-Mesozoico bajo el sector oriental de la FVTM

En el área de trabajo no existen propiamente afloramientos del basamento o xenolitos derivados del mismo. No obstante, se propone que el área de Epazoyucan-Sierra de Pachuca yace sobre el antiguo microcontinente de “Oaxaquia” (Figura 2.5), de acuerdo con los terrenos tectonoestratigráficos descritos por Campa y Coney (1983) y la subdivisión de Sedlock et al. (1993); así como por la reciente propuesta de Ortega-Gutiérrez et al. (2018).

El micro-continente Oaxaquia se ha descrito como una microplaca de edades Grenvillianas o Mesoproterozoicas (~1 Ga) con una extensión de ~1 millón de km² (Ortega-Gutiérrez et al., 1995). Lo conforman los terrenos Oaxaca, Juárez, Sierra Madre, Maya y partes del terreno Coahuila de Campa y Coney (1983). Está compuesto de ortogneis y paragneis poli-orogénicos en facies de granulita y múltiples pegmatitas expuestas discontinuamente en el margen oriental de México.

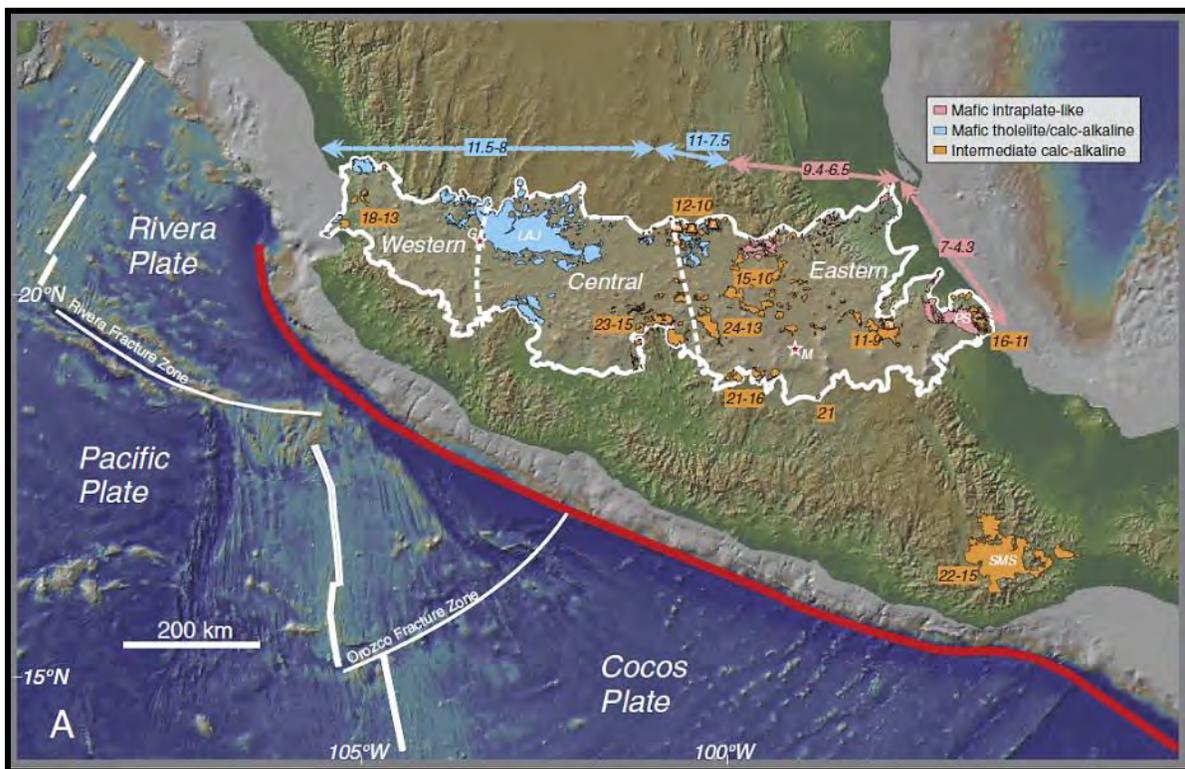


Figura 2.4. Mapa de la subdivisión de la FVTM en tres sectores, donde además se aprecian las manifestaciones ígneas durante el Mioceno de la provincia. Se nota la ausencia de vulcanismo félsico que, aunque existe de forma aislada en la Faja en este periodo, suele considerarse parte de la SMO o una transición entre dichas provincias (tomado de Gómez-Tuena et al., 2018).

Las rocas típicas de este basamento (charnockitas, granulitas de ortogneis, calcosilicatos y meta-anortositas) han sido identificadas como xenolitos meta-sedimentarios en basanitas cuaternarias al norte de México (Ruíz et al., 1988b; Schaaf et al., 1994), en algunos pozos de PEMEX y en rocas magmáticas que heredaron la composición isotópica de Nd similares a las de Oaxaquia (e.g. López et al., 2001). La diversidad de sus protolitos va desde suites AMCG o anortosita-mangerita-charnockita-granito (Solari et al., 2003) a componentes meta-evaporíticos (Ortega-Gutiérrez, 1984); así como suites ígneas calco-alcalinas, toleíticas, y alcalinas de mineralogía compleja, junto con pegmatitas de edades pre, sin y post-orogénicas (Shchepetilnikova et al., 2015). La unidad principal de este basamento está representada por el Complejo Oaxaqueño, expuesto en el centro de Oaxaca y en la parte sur de México. Al oeste de la falla de Caltepec aflora el Complejo Acatlán del Paleozoico, mientras que, al este, se expone parte del terreno Cuicateco como límites tectónicos del complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez et al., 2018 y referencias citadas).

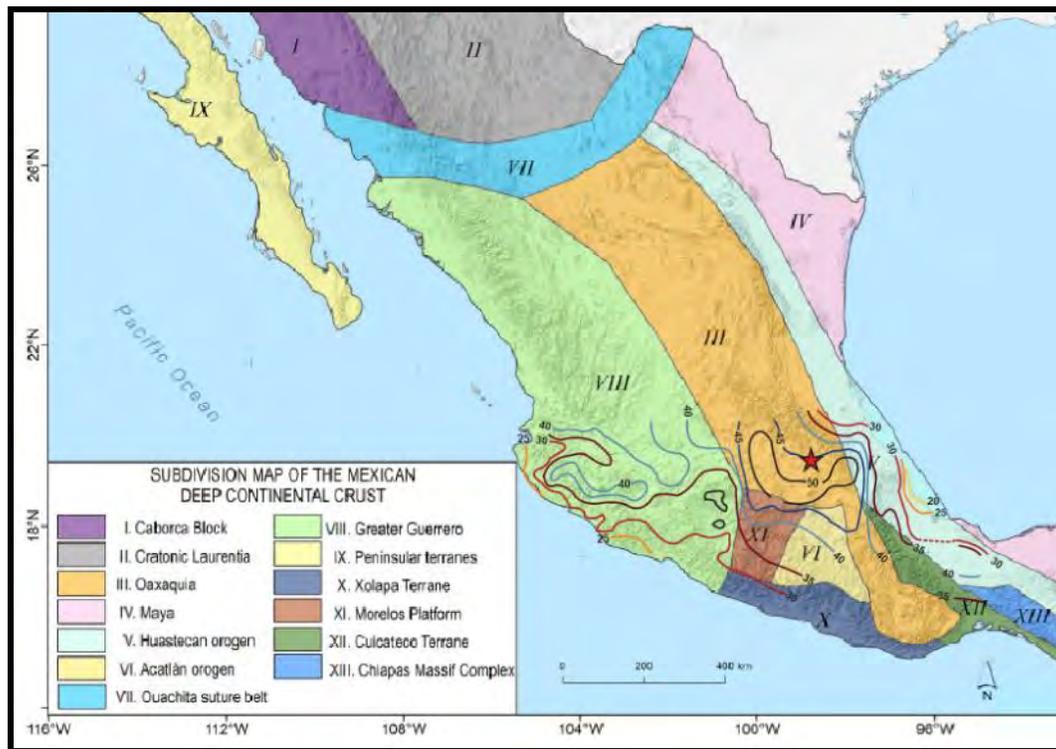


Figura 2.5. Subdivisión de la corteza continental mexicana en 13 dominios litotectónicos y grosor cortical bajo la FVTM (líneas continuas). El área de estudio se indica con la estrella roja. Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (2018).

2.2.2. Cubierta Mesozoica del sector oriental de la FVTM

Se infiere que las unidades del Mesozoico corresponden a secuencias marinas de facies de cuenca y plataforma de edad cretácica debido a la cercanía del área con la Sierra Madre Oriental. Las rocas marinas

de edad cretácica afloran al NW de Tulancingo o al este de Chignahuapan (López-Hernández, 2009). Ledezma-Guerrero (1987) reporta afloramientos de calizas en la parte sureste de Cd. Sahagún, a ~15 km al SE de Calpulalpan. Estas rocas son consideradas del Cretácico Temprano y correlacionables con las Formaciones El Doctor y Morelos definidas por Fries (1960). Sin embargo, Valadez-Cabrera (2012) reporta travertino con textura en drusas compuestas por calcita y posibles sulfatos, por lo que no se considerarían rocas sedimentarias de dichas formaciones.

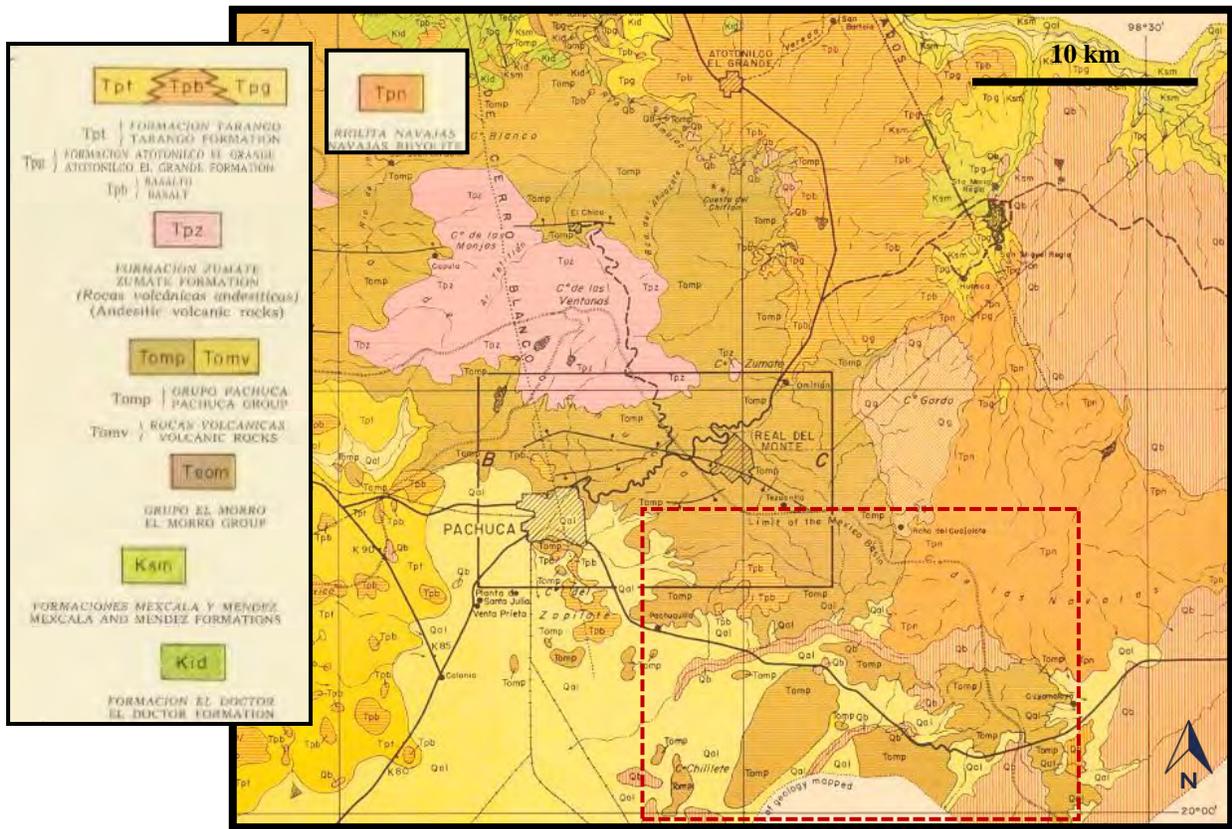


Figura 2.6. Ubicación de algunas unidades Mesozoicas en las cercanías del área de estudio, identificadas por los colores verdes. El recuadro de línea discontinua sitúa aproximadamente el área de estudio, mientras que el recuadro negro muestra el distrito minero Pachuca-Real del Monte (modificado de Geyne et al., 1963).

Al N-NE del distrito minero Pachuca-Real del Monte, Geyne et al. (1963) definen rocas sedimentarias cretácicas con espesores de más de 1 000 m, a una elevación máxima de 2 273 m.s.n.m. De las anteriores, la unidad más antigua corresponde a la Formación El Doctor (Albiano-Cenomaniano), localizada a 10 km al norte del distrito (Figura 2.6), compuesta por capas gruesas de caliza intercalada con dolomita y cuyo espesor disminuye hacia el suroeste. A 8 km al noreste del distrito minero, Geyne et al. (1963) describen capas de arenisca y lutita interestratificadas de las Formaciones Méndez y Mezcala (Coniaciano Temprano o comienzos del Cretácico Tardío, hasta el Maestrichtiano). Estas sobreyacen a las Formaciones Soyatal y

Cautla que son consideradas equivalentes a la Formación El Doctor, o bien, facies distinta de una misma unidad. Las unidades del Cretácico subyacen depósitos de capas rojas de un conglomerado continental, el cual es nombrado Conglomerado Texcoco (Geyne et al., 1963 y referencias citadas). Este conglomerado contiene clastos redondeados de caliza y pedernal, así como fragmentos de rocas volcánicas soportados por una matriz de calcita con fragmentos de cuarzo y óxidos de hierro. De acuerdo con sus características, podría correlacionarse con el conglomerado del Grupo El Morro de edad Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano (Segerstrom et al., 1956). Geyne et al. (1963) también identificaron este conglomerado al norte del distrito minero Pachuca-Real del Monte como una sucesión clástica discontinua conformada por fragmentos erosionados del basamento Cretácico.

2.2.3. Inicios de la Faja Volcánica Transmexicana

En la actualidad, los diversos estudios desarrollados sobre la FVTM han podido determinar que esta provincia se configuró como una entidad geológica distintiva durante el Mioceno Medio – Tardío, como resultado de una posible rotación anti-horaria del arco que formó la Sierra Madre Occidental. Pero, existen afloramientos con edades del Mioceno Temprano que se consideran parte del inicio de la provincia.

Los afloramientos más antiguos (ver Figura 2.4) evocan un vulcanismo efusivo definido durante el Mioceno Temprano y Tardío, entre Morelia, Querétaro y las costas del Golfo de México (Gómez-Tuena et al., 2005); cuyos vestigios se encuentran en los complejos volcánicos Sierra Mil Cumbres y la Sierra de Angangueo, en Michoacán (Pasquaré et al., 1991; Capra et al., 1997). Así como en Chalcatzingo, donde Gómez-Tuena et al. (2008) reportan 3 domos con estructuras de flujo, alineados al NNE en los que afloran trondhjemitas con una edad de ~20.7 Ma; y en la parte norte de Morelos, donde Lenhardt et al. (2010) indican la presencia de depósitos piroclásticos primordialmente dacíticos de la Formación Tepoztlán con edades de entre 21 y 23 Ma (fechados por el método K-Ar y con ayuda de magnetoestratigrafía). También, en las rocas de la parte más profunda del relleno de la cuenca de la Ciudad de México (Ferrari et al., 2002); y en Tenancingo y Malinalco, Estado de México (García-Palomo et al., 2000).

Las secuencias de lavas basálticas y andesíticas en el área de Tenancingo y Malinalco fueron consideradas del Mioceno Tardío por García-Palomo et al. (2000). Sin embargo, Ferrari et al. (2003) obtuvieron cinco edades Ar-Ar de entre 19.5 y 16 Ma para estas secuencias de lavas basales, las cuales además resultan ser más acordes con la edad de ~21 Ma que García-Palomo et al., (2000) reportan para una lava ubicada justo

al norte de Malinalco. Gómez-Vasconcelos et al. (2015), por su parte, obtienen edades de entre 18 y 22 Ma en lavas e ignimbritas de la Sierra Mil Cumbres. Por último, Ramírez-Ramírez (2016) reporta una edad de 22.6 ± 0.66 Ma para una ignimbrita riolítica al occidente de Epazoyucan y sur de Pachuca. Aunque ésta última fue un solo dato que se obtuvo por el método de U-Pb en zircón para una ignimbrita en el sector oriental de la FVTM, donde no es común presenciar tales edades.

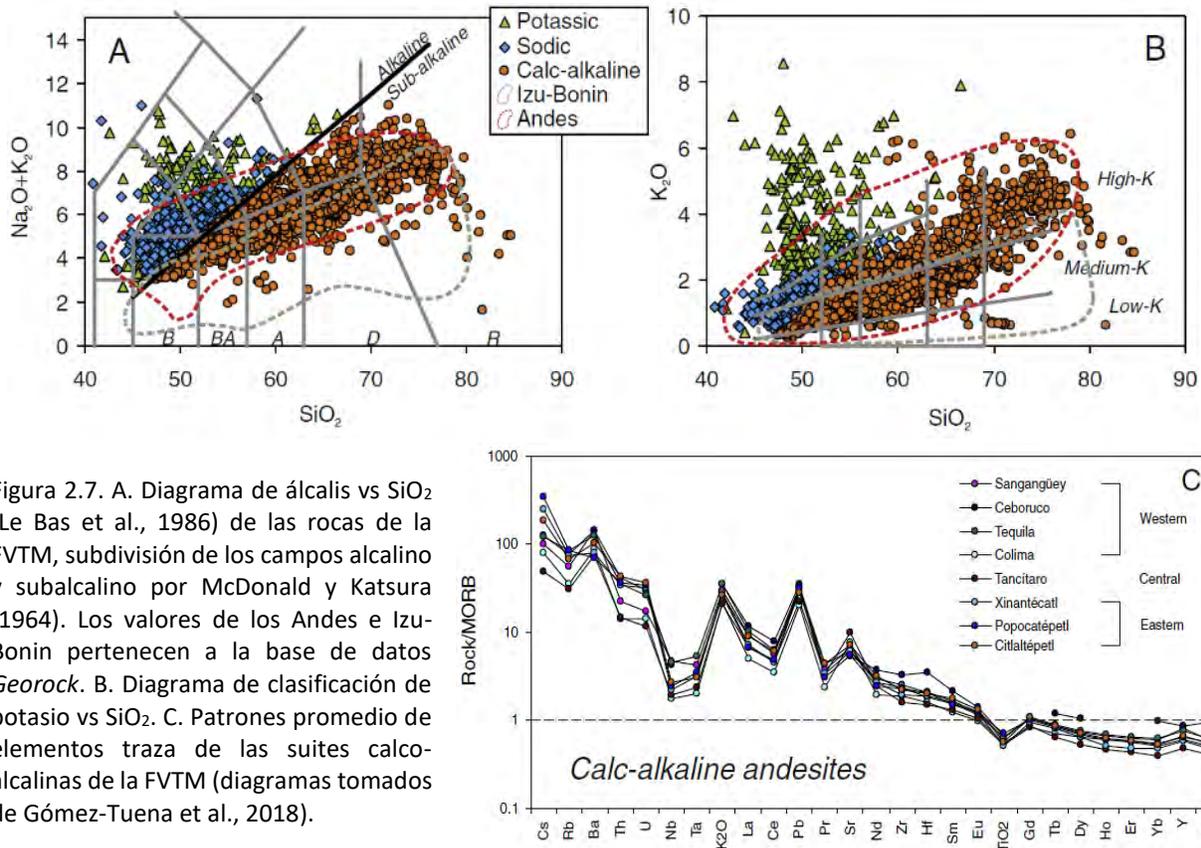


Figura 2.7. A. Diagrama de álcalis vs SiO_2 (Le Bas et al., 1986) de las rocas de la FVTM, subdivisión de los campos alcalino y subalcalino por McDonald y Katsura (1964). Los valores de los Andes e Izu-Bonin pertenecen a la base de datos *Georock*. B. Diagrama de clasificación de potasio vs SiO_2 . C. Patrones promedio de elementos traza de las suites calco-alcalinas de la FVTM (diagramas tomados de Gómez-Tuena et al., 2018).

2.2.4. Geoquímica de rocas calco-alcalinas de la FVTM

El vulcanismo de la FVTM tiene un carácter principalmente calco-alcalino, en donde predominan rocas intermedias de medio-K (Figura 2.7), aunque éste pasa a ser más alcalino o de intraplaca hacia el sector oriental y occidental de la misma. Respecto a otros arcos continentales, la Faja se caracteriza por un relativo enriquecimiento en elementos incompatibles, concentraciones mayores de álcalis y patrones de Tierras Raras (REE) más fraccionados (Gómez-Tuena et al., 2018 y referencias citadas). El vulcanismo calco-alcalino de la FVTM se caracteriza por rocas con concentraciones altas y medias de potasio (con algunas excepciones), en las que dominan las composiciones andesítico-basálticas y dacíticas, aunque existen

valores relativamente constantes y altos de número de magnesio (#Mg) de ~60, cercanos al equilibrio con el manto. Solo las rocas más riolíticas, que ostentan más de 70% en peso de SiO₂ no presentan estos altos contenidos de #Mg (Gómez-Tuena et al., 2018).

En lo que concierne a los patrones de elementos traza, estos son relativamente homogéneos, con altas relaciones de LILE/HSFE, y al igual que otros tipos de roca de la Faja, tienen bajas concentraciones de tierras raras pesadas (HREE) respecto al MORB, lo que se traduce en las altas relaciones de Sr/Y o La/Yb, típicas de las “adakitas” (Drummond y Defant, 1990).

Las composiciones isotópicas de este grupo de rocas (Figura 2.8) muestran un cierto grado de dispersión respecto a las rocas alcalinas. Los isótopos de Pb forman una fuerte correlación positiva entre el MORB y un miembro final compuesto por corteza superior con valores radiogénicos de Pb (Gómez-Tuena et al., 2018). Respecto al Sr y Nd, las composiciones más evolucionadas (mayor ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y menor ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) se encuentran más hacia el este, como en el volcán Citlaltépetl (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010); mientras que los valores isotópicos son menos evolucionados al occidente (Gómez-Tuena et al., 2018).

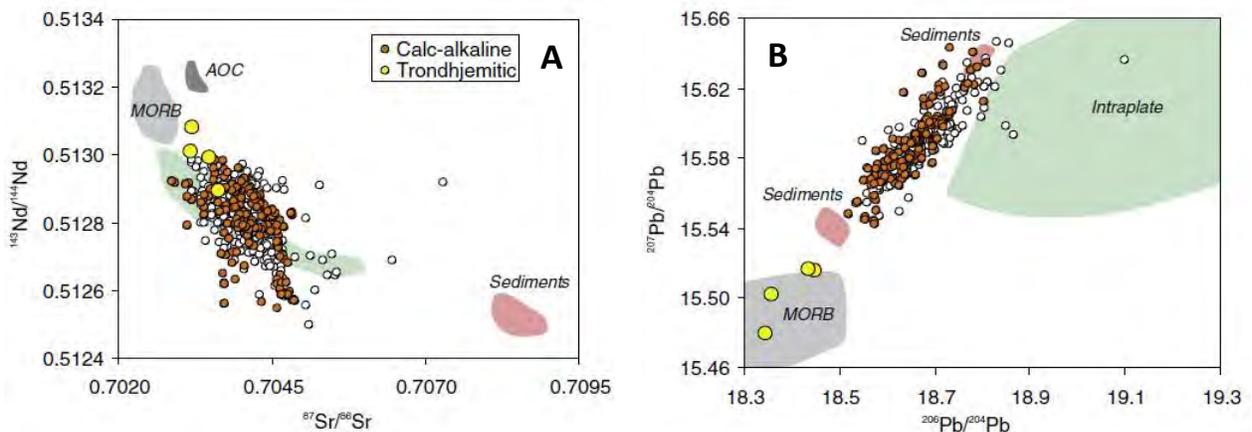


Figura 2.8. Composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de rocas calco-alcalinas y trondhjemitas de la FVTM. A) Diagrama de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. B) Diagrama de ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb vs ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. El campo EPR-MORB corresponde a las placas de Cocos y Rivera (Lehnert et al., 2010 y referencias citadas); los campos de corteza oceánica alterada (AOC) y sedimentos de la placa de Cocos fueron tomados de Verma, (2000) y LaGatta, (2003); los datos de rocas intraplaca de las Islas Socorro e Isabel (Bohrson y Reid, (1997); Housh et al. (2010), del Basin and Range mexicano de la base de datos Georoc, y de la costa occidental de Baja California de Tien et al. (2011). Tomada de Gómez-Tuena et al. (2018).

CAPÍTULO 3. MÉTODOS ANALÍTICOS

Los análisis geoquímicos e isotópicos son considerablemente sensibles a la contaminación durante la preparación de las muestras o en algunas etapas de la separación y medición. Por ello se limpiaron cuidadosamente el área de trabajo, los instrumentos y equipo entre cada muestra. Enseguida se sintetizan los pasos involucrados antes y durante las etapas de los procedimientos relacionados con análisis geoquímicos; que fueron seguidos gracias a información obtenida por comunicación oral con personal especializado y en los manuales de operación de la página del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica o “LUGIS” (<http://www.geofisica.unam.mx/iframes/laboratorios/universitarios/lugis/>).

3.1. Preparación de muestras

Primero se recolectaron entre 7 y 15 kg de muestra de roca, preferentemente sana, en los afloramientos de las unidades identificadas. Posteriormente, se elaboraron 20 láminas delgadas de dichas muestras, y con ayuda de la descripción tanto de las láminas como de muestras de mano, se seleccionaron aquellas idóneas para la consecuente preparación de muestras para geoquímica, geocronología e isotopía. De las muestras recolectadas, se seleccionaron 4 de riolita (ignimbrita o lava), caracterizadas por tener el menor grado de alteración posible y por mostrar fenocristales de feldespatos potásicos (sanidino). Esto, con la finalidad de obtener cristales de sanidino para la datación por el método K-Ar. De manera similar, se eligieron 18 muestras para análisis geoquímicos de elementos mayores en roca total, de las cuales a su vez se seleccionaron 13 para elementos traza y 11 para relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb. En todos los casos se dio preferencia a muestras de roca sana y con nulo o escaso contenido de líticos, xenolitos o enclaves que pudieran afectar la naturaleza original del magma que emplazó a la roca.

Las muestras seleccionadas fueron descostradas con ayuda de un martillo de acero, en algunos casos dicho trabajo se realizó en campo y en otros casos se realizó previo al uso de la prensa-quebradora. Posteriormente, los fragmentos más sanos que se obtuvieron tras este proceso fueron triturados con ayuda de la prensa hidráulica del taller de molienda del Instituto de Geología de la UNAM, en donde se procuró la limpieza adecuada del taller entre cada muestra. Con ello se obtuvieron fragmentos de ~5 cm de diámetro y polvo fino (de 1 a 5 mm). Algunos de los fragmentos se separaron para análisis geoquímicos posteriores, mientras que el polvo y los fragmentos más pequeños fueron guardados para la separación de sanidino relacionada con la datación por el método K-Ar.

3.1.1. Elementos Mayores y Traza

Los fragmentos menores a 5 cm, que fueron colectados para poder introducirlos en el mortero de anillos de acero, se lavaron cuidadosamente con un cepillo de cerdas de plástico y se enjuagaron repetidamente con agua desionizada (“milli-Q”), con el fin de eliminar la alteración o contaminación remanente después de que las muestras fueron descostradas. Posteriormente, los fragmentos se dejaron secar a temperatura ambiente en un área protegida, cubiertos con papel limpio y sobre una mesa forrada también con papel limpio (para evitar contaminación por polvo) por al menos 12 horas.

Previo a la pulverización de las muestras, fue necesario “pre-contaminar” el mortero de anillos de acero (Figura 3.1a) 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. Después, se introdujeron los fragmentos de ~5 cm o menos de cada muestra en el mortero de anillos durante un periodo de 10 a 50 segundos o hasta obtener un polvo fino con apariencia de talco (tamaño de partícula menor a 75μ).

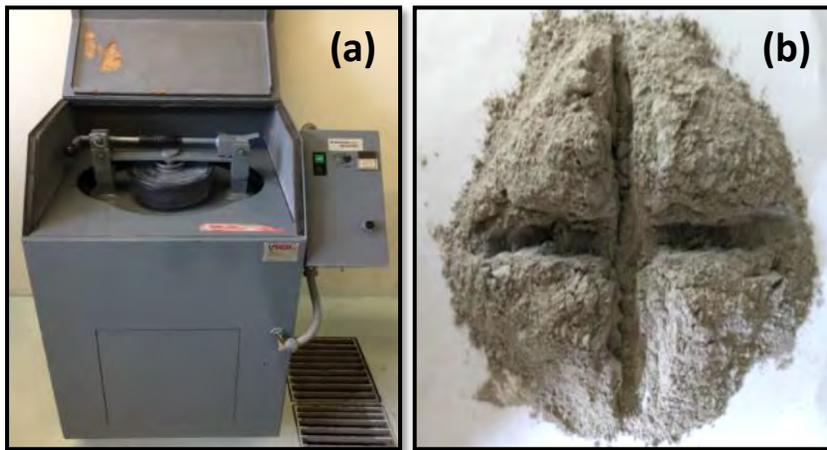
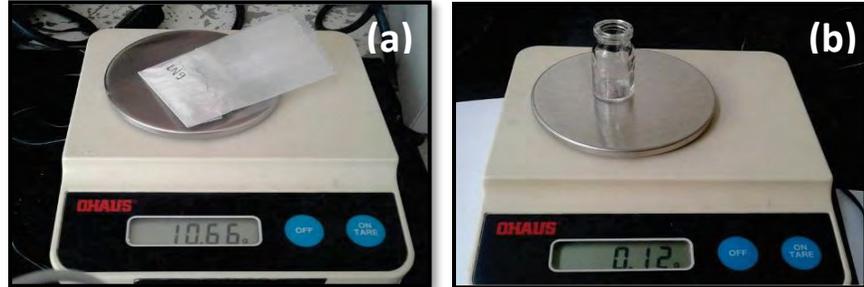


Figura 3.1. (a) Mortero de anillos de acero del Instituto de Geofísica usado para pulverizar las muestras de roca. (b) Cúmulo de polvos finos divididos durante el cuarteo.

Finalmente, el polvo obtenido de cada muestra fue cuarteado y homogenizado, con el fin de obtener alícuotas estadísticamente representativas por muestra (Figura 3.1b). Para esto, la muestra obtenida tras la pulverización se colocó sobre una hoja de papel y se mezcló múltiples veces con la ayuda de dos espátulas de acero inoxidable para homogeneizar la muestra. Una vez revuelta la muestra, se dividió en 4 partes iguales. Dos partes contrarias se desechan y se regresan al frasco de la muestra, las otras dos partes se vuelven a mezclar varias veces para después volver a formar un cuadrado con la muestra restante y repetir el procedimiento de separación.

El procedimiento se repite al menos cuatro veces hasta que la muestra se reduce en cantidad y se separan 10 gramos para análisis químicos de elementos mayores y dos alícuotas de 0.12 gramos para análisis de elementos traza e isotópicos (Figura 3.2).

Figura 3.2. (a). Pesaje de ~10 g de muestra para análisis de elementos mayores. (b). Pesaje de 0.12 g de muestra para análisis de elementos traza e isotopía.



3.1.1.2. Métodos analíticos

- **Fluorescencia de Rayos X (FRX)**

La FRX es una técnica no destructiva, precisa y relativamente rápida que permite determinar las concentraciones de elementos en una muestra (hasta ~2 ppm y de elementos cuyo número atómico no sea menor al del Na). El principio del método radica en bombardear con un haz de electrones o con fotones de rayos X a los átomos de una muestra de composición desconocida, al hacerlo esta emitirá una pequeña parte de la energía en forma de radiaciones características de los elementos que la componen. De modo que si podemos identificar la longitud de onda o energía de cada una de estas radiaciones características es posible conocer los elementos que componen a la muestra, y al medir sus intensidades, podremos conocer sus respectivas concentraciones.

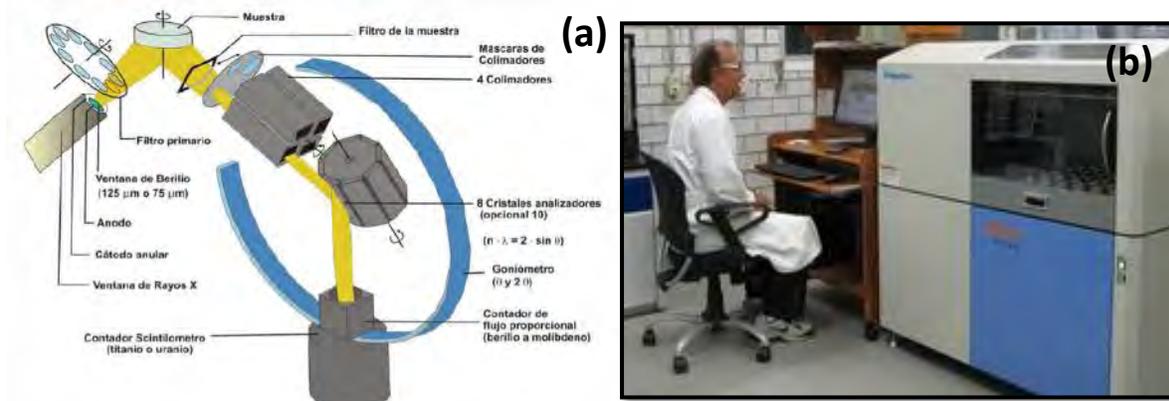


Figura 3.3. (a) Sistema interno de un espectrómetro de Fluorescencia de rayos X y sus partes básicas (tomado de Equipo SIEMENS, esquema general). (b) Espectrómetro de Rayos X Rigaku Primus II del LANGEM de la UNAM.

Los datos de elementos mayores de 18 muestras del área de estudio se obtuvieron por este método en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LFRX) del LANGEM del Instituto de Geología de la UNAM. Las concentraciones de elementos mayores se obtuvieron en forma de óxidos. El LFRX del LANGEM cuenta con un espectrómetro secuencial de rayos X (RIGAKU Primus II) equipado con tubo de rodio y ventana de berilio de 30 micras, fuente de excitación, cristal analizador y detector de radiación de fluorescencia (Figura 3.3), 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 de elementos mayores son <1%, y menor a 4% en elementos traza. Este laboratorio cuenta con curvas de calibración elaboradas con base en estándares internacionales. Aunado a lo anterior, se determina la pérdida por calcinación (PxC) al calentar un gramo de muestra en “base seca” a 1 000°C, durante una hora en un crisol de porcelana, el cual se deja enfriar lentamente hasta la temperatura ambiente para obtener el peso calcinado.

El análisis de elementos mayores se realiza en una muestra fundida o “perla”. Las perlas son preparadas al mezclar 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 % en peso) (Figura 3.4a). 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 3.4b). Previo al calentamiento, se agregan 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250 g/l, esto evita que la perla se pegue al molde. Una vez enfriadas las perlas se retiran del molde con cuidado, para después etiquetarlas al reverso con el nombre de la muestra y la fecha en que se elaboró.

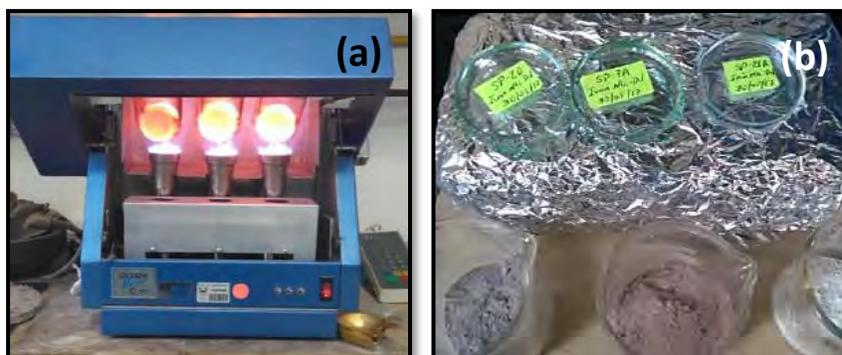


Figura 3.4. (a) Fundición de tres muestras tras la adición del tetraborato de litio. (b) Perlas resultantes de la fundición y etiquetadas para las posteriores mediciones en el Espectrómetro de FRX.

- **Espectrometría de Masas por Inducción de Plasma Acoplado (ICP-MS)**

Esta es una técnica de análisis químico multi-elemental de alta precisión y con bajos límites de detección que puede obtener una matriz libre de interferencias debido a la eficiencia de ionización del plasma de Ar y a la alta relación señal-ruido característica en las técnicas de espectrometría de masas. La técnica ICP-MS (siglas en de inglés: *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) se caracteriza por combinar una fuente de alta temperatura (plasma inductivamente acoplado) con un espectrómetro de masas. La generación del plasma se consigue sometiendo un flujo de gas (usualmente Ar), sostenido por una antorcha de cuarzo, a la acción de un campo magnético oscilante. En el proceso de generación del plasma, los iones de Ar y los electrones libres presentes son acelerados siguiendo trayectorias anulares.

Posteriormente, la aceleración causa fricción iónica y electrónica, con lo que se consiguen altas temperaturas (8 000 °C) para lograr la ionización. La muestra ionizada genera un espectro de masas que es analizado en un filtro de masas con cuadrupolo. Esto es posible mediante una zona de interfaz capaz de introducir los iones del plasma a través de un orificio (cono) por medio de una unidad de vacío diferencial y posteriormente dentro del filtro de cuadrupolo de masas (*Skimmer*).

Las concentraciones de elementos trazas de 13 muestras, incluidas los elementos de Tierras Raras (REE), se obtuvieron por medio del método de ICP-MS en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CGEO) UNAM, Campus Juriquilla (Figura 3.5). El equipo utilizado fue un espectrómetro de masas marca Thermo XSeries II, equipado con una celda de colisión/reacción (He, N₂, NH₃ y O₂) para reducir interferencias espectrales. Este equipo tiene la capacidad de analizar las concentraciones y relaciones isotópicas de virtualmente todos los elementos de la tabla periódica, a niveles traza y ultra-traza en cualquier tipo de matriz geológica.

3.1.2. Relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb

Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de 11 muestras fueron determinadas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica (IGF) de la UNAM. Para medir los isótopos de Pb se utilizó un espectrómetro de masas de ionización térmica Finnigan MAT-262, equipado con un sistema de ocho colectores Faraday con un filamento de renio (Figura 3.6b). Mientras que para el Sr y Nd se usó el espectrómetro Thermo Scientific Triton-Plus (Figura 3.6a) equipado con 9 colectores tipo



Figura 3.5. Instalaciones del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias en el campus Juriquilla de la UNAM (tomada de la página web del Centro de Geociencias).

Faraday y una plataforma independiente con cinco multicontadores de iones para la determinación de edades de U-Pb en zircones individuales. Las muestras se cargaron en un doble filamento de renio para la separación de los elementos y las mediciones de isótopos se realizó de acuerdo con los pasos del manual de Química Ultrapura del laboratorio (LUGIS, 2000) que se describen a continuación.

3.1.2.1. Pesado y lixiviación

- **Peso de las muestras:** las muestras se introducen en bombas de teflón de 15 ml y se pesan en una balanza de alta precisión de 5 dígitos. A las bombas se les elimina previamente la estática por medio de un ventilador antiestática.
- **Lixiviado:** este permite eliminar el plomo externo (debido a la alteración y contaminación) existente en la muestra. Para llevarlo a cabo se agregan ~8 ml de HCl 6N a las muestras, estas se dejan aproximadamente 1 hora sobre parrillas de calentamiento (a una temperatura $\approx 100^{\circ}\text{C}$) con las bombas tapadas. Después el HCl 6N es decantado y se agrega agua desionizada (milli-Q) a las muestras. Las muestras se enjuagan nuevamente con agua milli-Q, entre una y dos veces. Posteriormente, las muestras se dejan destapadas sobre la parrilla de calentamiento (~1 hora) para que el agua sobrante sea eliminada. Finalmente, se pesan nuevamente las bombas con las muestras (peso después del lixiviado).



Figura 3.6. (a) Espectrómetro TIMS THERMO SCIENTIFIC TRITON PLUS en el cual se midió el Sr y Nd de las muestras. (b) Espectrómetro de Ionización Térmica FINNIGAN MAT 262 en el cual se midió el Pb de las muestras. Ambos equipos pertenecen al LUGIS del Instituto de Geofísica.

3.1.2.2. Digestión química

Este proceso sirve para digerir silicatos no deseables por medio de la aplicación de ácidos. Una vez pesadas las muestras, se les agrega de 1 a 2 ml de HNO_3 8N y de 5 a 7 ml de HF al 40%. Se tapan y se dejan sobre las parrillas de calentamiento (T de entre 80° y 90° C) durante 48 horas. Después, se destapan para dejar evaporar los ácidos sobrantes. Quedará una pasta blanca de fluoruros que se sustituyen por cloruros agregando ~ 5 ml de HCl 6N a las muestras, luego se dejan tapadas sobre la parrilla de calentamiento por ~ 10 horas (Figura 3.7). Por último, se agregan ~ 4 ml de HBr 1N a las muestras, se dejan en la parrilla hasta disolverse y se dejan destapadas hasta la evaporación total. De esta manera, las muestras quedan listas para el proceso de separación de Pb, Sr y Nd.



Figura 3.7. (a) Balanza analítica de 5 dígitos para obtener el peso preciso de las bombas antes de la digestión (1: vaso para REE; 2: vaso para Sr-Rb). (b) Parrilla de calentamiento de las bombas para evaporar los ácidos agregados junto con elementos no deseados en la muestra.

3.1.2.3. Separación de elementos

Este es un paso muy importante en el análisis isotópico de las muestras, ya que la presencia de otros elementos o isóbaros pueden interferir en las mediciones con el espectrómetro. La separación de elementos se lleva a cabo en etapas. Primero se separa el plomo, después el estroncio y las Tierras Raras, y por último el samario y/o neodimio. La separación se lleva a cabo en diferentes columnas de intercambio iónico calibradas repetidamente, por lo que su comportamiento con los ácidos ha sido valorado con precisión para cada columna.

- **Separación del plomo (Pb)**

La separación del Pb se realiza bajo una campana de flujo laminar de calidad de aire 10. Se utilizan columnas de teflón de 3 cm de alto, radio interno de 2 mm y 300 μ L de relleno de resina aniónica DOWEX AG1-X8. De manera resumida la separación involucra los siguientes pasos, que se encuentran detallados en el manual del LUGIS (2000):

- 1) Preparación de muestras.
- 2) Preparación de columnas.
- 3) Limpieza de resina.
- 4) Carga de la muestra.
- 5) Separación de elementos no deseados.
- 6) Colecta del Pb.
- 7) Limpieza de columnas.

Las soluciones que se recuperan en los mismos viales o bombas usadas para la digestión se ponen a secar dentro de las campanas de digestión, añadiendo una gota de 0.1 N H_3PO_4 antes de llegar a la sequedad total. De esta manera, las muestras de Pb común o U-Pb quedan listas para cargar sobre los filamentos del espectrómetro de masas.

- **Separación del estroncio (Sr)**

Para la separación de 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 con relleno de resina catiónica (Figura 3.8a). El procedimiento general es el siguiente:

- 1) Preparación de muestras: disolver la muestra en 1.5 ml de HCl 2N y centrifugación por 30 minutos.

- 2) Preparación de columnas: acondicionar la resina con 15 ml de HCl 2N. Sacar la muestra con una pipeta fina, colocarla directo a la resina y dejar asentar. Pipetear 4 veces con 1 ml HCl 2N y dejar asentar cada vez. Agregar 16 ml HCl 2N y dejar pasar totalmente.
- 3) Separación: Agregar 160 ml HCl 2N. Agregar 10 ml HCl 6N. Agregar 15 ml HCl 6N y recuperar la solución con Sr. Agregar 35 ml de HCl 6N en 2 etapas y recuperar la solución con las REE.
- 4) Limpieza de columnas: Agregar 120 ml de HCl ~6N.

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.

- **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 (radio interno de 0.4 cm y 7 cm de altura con relleno de polvo de teflón). A diferencia de las columnas de intercambio iónico usadas para la separación del Rb y Sr, estas otras columnas están calibradas con diferente volumen de ácido (Figura 3.8b). La preparación de las muestras y columnas, así como su limpieza es similar para todas. Las soluciones recuperadas con Nd se ponen a secar bajo luz infrarroja hasta poderse verter en contenedores de 2 ml. Al final las muestras se calientan nuevamente hasta la sequedad total, quedando listas para ser cargadas en los filamentos y medirse.

3.1.2.4. 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 de HCl 2N) en filamentos de renio previamente desgasificados (filamentos de evaporación). Antes de cargar el Pb, se agrega 1 μL de silicagel + 1 μL de H_3PO_4 al filamento para dejar las muestras en forma de solución. Las muestras son cargadas sobre el filamento de renio previamente calentado a 1 A de corriente (Figura 3.9a) y posteriormente se aumenta lentamente la corriente desde 1.5 a 2.3 A, inmediatamente después se baja el amperaje a cero y se retira el porta-filamento con la muestra cargada. Los porta-filamentos con las muestras se insertan en el carrusel ("magazín") del espectrómetro de masas y este se coloca dentro del espectrómetro (Figura 3.9b).

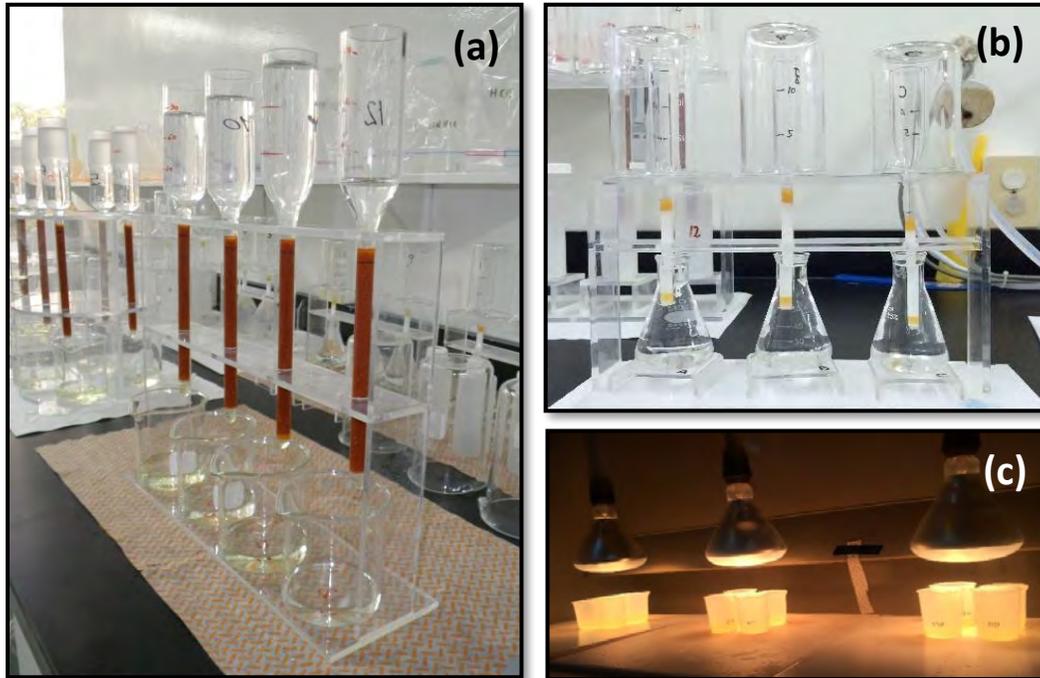


Figura 3.8. Columnas de intercambio iónico para la separación de Rb-Sr (a) y para la separación de Sm-Nd (b). (c) Evaporación de soluciones con lámparas infrarrojas.

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. De esta manera las muestras quedan listas para la medición en el espectrómetro. Las mediciones de Pb se determinaron con el espectrómetro Finnigan MAT 262 del LUGIS mediante 5 bloques de 20 mediciones. Mientras que las mediciones de Sr y Nd se realizaron en 5 bloques de 12 mediciones y 7 bloques de 10 mediciones, respectivamente en el espectrómetro Triton-Plus, en ambos casos las mediciones se realizaron en modo estático.

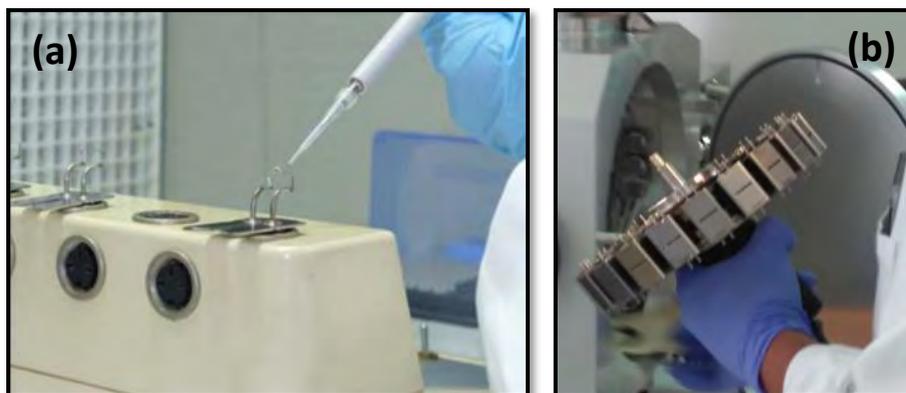


Figura 3.9. (a) Proceso de carga de muestra en los filamentos de Renio del carrusel. (b) Carrusel o “magazín” con las muestras cargadas y listas para medir en el espectrómetro Triton Plus.

3.2. Separación de minerales para fechamiento por K-Ar

Los fragmentos obtenidos de muestras seleccionadas (EP-40B, SP-18, BR-09 y EP-48) para fechamiento fueron cribadas de manera separada. El material fino obtenido de cada muestra se hizo pasar por una columna de tamices con diferente tamaño de malla (0.5-0.125 mm). Esto con la finalidad de separar parcialmente granos de matriz y cristales, sobre todo aquellos menores a 0.5 mm y mayores 3 mm, puesto que en el microscopio petrográfico se observaron cristales de feldespato de aproximadamente 1 a 2.5 milímetros. Dicha tarea se realizó en el Laboratorio de Sedimentología Volcánica del Instituto de Geofísica de la UNAM, en donde se utilizó un tamizador automático para facilitar la labor de separación y un ultrasonido para la adecuada limpieza de los tamices entre cada muestra (Figura 3.10a y b).

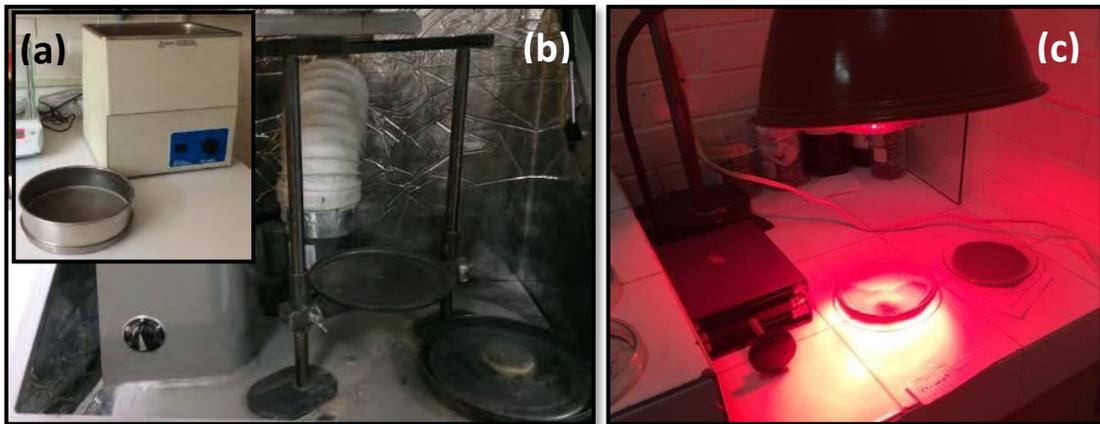


Figura 3.10. (a) Ejemplo de un tamiz utilizado para separar material fino por tamaño de grano y una tina de ultrasonido para la limpieza de tamices entre cada muestra. (b) Tamizador automático (Rot-Tap) donde se coloca la columna de tamices para separar fragmentos por tamaño de grano. (c) Secado de muestra con una lámpara infrarroja después de la limpieza con agua desionizada.

Después de concentrar las fracciones obtenidas con los tamices del Número 80 y 100, estas pasaron entre 4 y 6 veces por el separador magnético Frantz (Figura 3.11a) del Laboratorio de Separación de Minerales del LUGIS, Instituto de Geofísica, bajo una corriente de 0.55 a 1.75 A y una inclinación de 18°. Lo anterior con el objeto de quitar minerales magnéticos y no magnéticos como algunos óxidos, biotita y fragmentos de vidrio y matriz, en función de las diferentes susceptibilidades magnéticas. Se aplicó después la técnica de separación de minerales por líquidos pesados para eliminar la mayor cantidad de matriz restante tras la separación magnética (Figura 3.11b). Cabe mencionar, que antes de hacer uso de la técnica, se realizó una limpieza de los polvos con ayuda de agua milli-Q y secado con una lámpara de luz infrarroja (Figura 3.10c), para eliminar en lo posible los fragmentos de matriz más finos (tamaño arcilla o limo fino) que pudieran interferir en la posterior separación manual.

La técnica de líquidos pesados separa minerales en función de su densidad con ayuda de una solución denominada “politungstato de sodio”, cuya densidad puede ser controlada al añadir o evaporar agua destilada. La densidad máxima que se puede obtener es de 3.3 g/cm^3 . Los minerales de interés tienen densidades entre 2.55-2.63 por lo que esta sustancia separa a minerales más ligeros como cuarzo, feldespato, rutilo, apatito, etc. Por último, se separaron manualmente los cristales de la matriz restante con ayuda de un microscopio petrográfico estereoscópico de luz reflejada a fin de obtener un concentrado de ~200 mg de cristales de sanidino por muestra, los cuales representan un volumen de entre 8 y 10% de material cristalino de cada muestra (4 a 6% de esos cristales son de feldespato, Figura 3.11c).

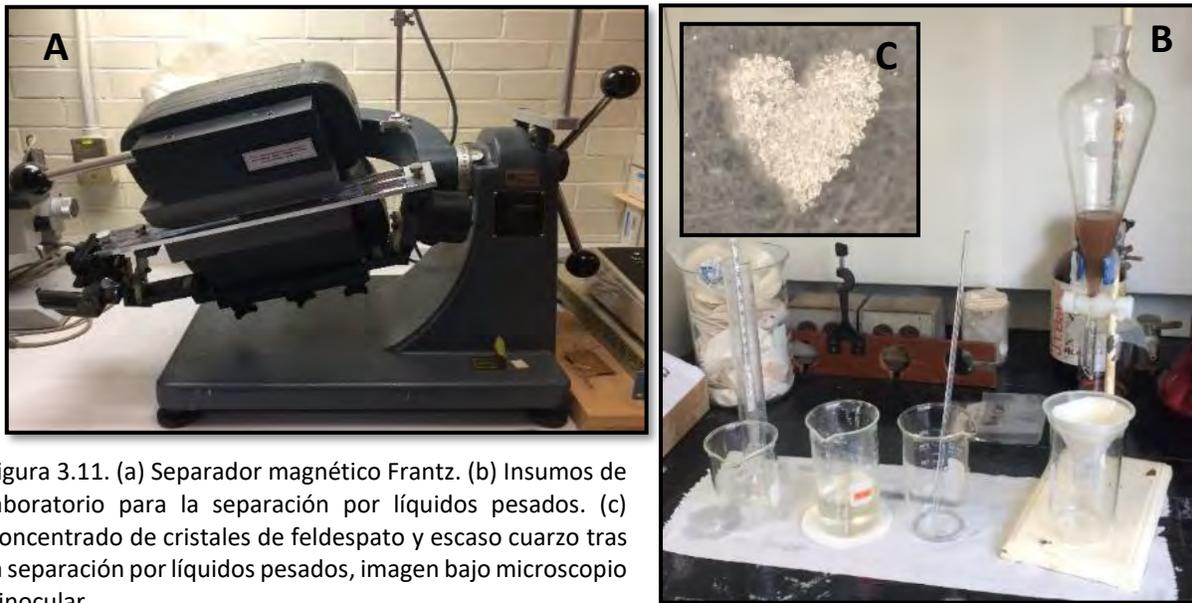


Figura 3.11. (a) Separador magnético Frantz. (b) Insumos de laboratorio para la separación por líquidos pesados. (c) Concentrado de cristales de feldespato y escaso cuarzo tras la separación por líquidos pesados, imagen bajo microscopio binocular.

3.3. Geocronología K-Ar

La geocronología K-Ar es un método relativamente rápido y económico respecto a otros sistemas de datación como el Rb-Sr o el de U-Pb. El método se basa en el decaimiento radiactivo natural por captura electrónica del ^{40}K en ^{40}Ar . La vida media del ^{40}K (1.31 Ga) y la presencia de K en diversos minerales convierten al sistema K-Ar en un “geocronómetro” aplicable a la mayor parte de problemas o procesos geológicos. A pesar de la heterogeneidad producto de la medición separada del K y el Ar de una misma muestra, y la posibilidad de la pérdida de Ar por difusión u otros fenómenos, las edades obtenidas por el método K/Ar son muy parecidas a las obtenidas por Ar/Ar en la mayoría de los casos. Por ello este método continúa siendo ampliamente utilizado en la actualidad, especialmente en muestras con alto contenido

de potasio y que no han sufrido procesos térmicos posteriores. La fórmula utilizada para obtener la edad (t) de una muestra, que se deriva de la ecuación general del decaimiento radioactivo, es la siguiente:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{K}} \right) * \left(\frac{\lambda}{\lambda_e} \right) + 1 \right]$$

Cabe mencionar que para que el valor de t sea correcto, se debe cumplir lo siguiente:

1. Ningún ${}^{40}\text{Ar}$ producido por decaimiento de ${}^{40}\text{K}$ ha escapado durante su tiempo de vida.
2. El sistema de la roca o mineral se cierra después de su formación (no gana ni pierde K y Ar).
3. Se debe realizar una corrección por la presencia de ${}^{40}\text{Ar}$ atmosférico.
4. La composición isotópica del K en el mineral no ha cambiado por fraccionamiento u otros procesos, excepto por decaimiento de ${}^{40}\text{K}$.
5. Las constantes de decaimiento de ${}^{40}\text{K}$ son conocidas y no se ven afectadas por cambios físicos o químicos de las condiciones ambientales.
6. Las concentraciones de ${}^{40}\text{Ar}$ y de ${}^{40}\text{K}$ son determinadas con alta precisión.
7. El tiempo de formación de la muestra debe ser corto comparado con su edad.

3.3.1. Medición de potasio (K)

La medición del K se realiza mediante FRX, en este caso se obtuvo en el LFRX del LANGEM, Instituto de Geología, UNAM. Con errores relativos que decrecen al aumentar el contenido de K en la muestra, desde un 1.5% - 2% para concentraciones de K menores al 1% en peso (plagioclasas y algunos anfíboles) hasta menos del 0.5% en peso (micas y feldspatos alcalinos). Los estándares utilizados son las micas HD-B1 y LP-6, de 24.2 y 128 Ma respectivamente y la moscovita B4M de 18.7 Ma. La preparación de estándares y calibración tanto de K como de Ar, que se describirá a continuación, se basa en el método descrito por Solé y Enrique (2001).

3.3.2. Medición de argón (Ar)

El argón atrapado en una muestra geológica se libera y purifica comúnmente en una línea de extracción de gases nobles. Se añade un isótopo enriquecido o *spike* (${}^{38}\text{Ar}$) a la muestra para luego pasar al espectrómetro de masas. El procedimiento consiste en que después de montar la muestra en la línea de

extracción, toda la línea, y especialmente la muestra, deben estar al vacío para extraer todo el argón atmosférico posible del sistema.

Posteriormente, tras aislar la bomba, la muestra es manipulada hacia dentro de un crisol de molibdeno, el cual es posicionado bajo un horno de radiofrecuencia de inducción. El crisol es calentado aproximadamente a 1,400 °C, con ello la muestra se funde y libera los gases atrapados. Estos consisten primordialmente de CO₂ y H₂O, con una cantidad muy pequeña de Ar y otros gases nobles. Todos los gases, con excepción de los nobles, pueden ser removidos por reacción con vapor de Ti en una bomba de sublimación o usando un tipógrafo de zeolita.

El ³⁸Ar del *spike* se almacena usualmente en un recipiente grande de vidrio, este se conecta a un tubo capilar de volumen modificado entre dos válvulas con un bajo espacio vacío. La capilaridad se abre hacia el recipiente mientras que la válvula 1 se cierra. Después, la válvula 2 también se cierra, y el volumen conocido del Ar del *spike* es añadido entre las dos válvulas al abrir la válvula 1. Debido a que la presión del recipiente cae con cada extracción de gas las alícuotas del *spike* tendrán cada vez menor cantidad de ³⁸Ar. No obstante, las alícuotas son calibradas periódicamente al mezclarse con un volumen conocido de argón atmosférico y haciendo un análisis de dilución isotópica.

La extracción de Ar de las muestras de EP-SP se realizó en el Laboratorio de Geocronología K-Ar del IGL, que cuenta con un espectrómetro de masas MM1200B con línea de extracción de gases nobles mediante láser infrarrojo (CO₂), y un espectrómetro de masas MAP216 con línea de extracción de gases nobles mediante láser ultravioleta (ArF).

CAPÍTULO 4. RESULTADOS: GEOLOGÍA Y PETROGRAFÍA

4.1. Geología del área Epazoyucan - Sierra de Pachuca

A grandes rasgos, el área de Epazoyucan-Sierra de Pachuca (EP-SP) está conformada por rocas volcánicas de composición basáltica hasta riolítica, relacionadas con estructuras como conos de escoria, domos, volcanes compuestos y volcanes escudo, cuyas edades varían del Mioceno Temprano al Pleistoceno. Algunas de estas rocas se pueden asociar con formaciones del Grupo Pachuca (Oligoceno Tardío-Plioceno) propuesto por Geyne et al. (1963 y 1991). Del volumen de rocas volcánicas observado, predominan aquellas de composición félsica, tanto lavas ácidas asociadas con domos, como ignimbritas riolíticas posiblemente ligadas a una caldera o fisura no identificada durante el trabajo de campo.

Cabe mencionar que las rocas identificadas en este estudio fueron nombradas de manera informal como unidades litoestratigráficas, sin seguir los criterios oficiales del Código de Nomenclatura Estratigráfico Norteamericano, con la excepción de las unidades correlacionables con la Formación Vizcaína y la Formación Tezuantla establecidas por Segerstrom et al. (1956) y Geyne et al. (1963), respectivamente. Por lo cual, algunas rocas se separaron en unidades informales y en algunos casos se subdividieron en miembros; de la más antigua a la más reciente, se reconocieron las siguientes unidades, sintetizadas en la columna estratigráfica (Figura 4.1) y mostradas en el mapa geológico al final del capítulo (Figura 4.16).

4.2. Vulcanismo del Mioceno Temprano

4.2.1. Formación Vizcaína

Debido a sus características, es posible correlacionar esta unidad con la Formación Vizcaína descrita por Geyne et al. (1963), quienes la describen en la mitad nororiental del distrito minero Pachuca-Real del Monte (NW del área de estudio) como derrames de lava, capas de brecha, de toba y un miembro clástico hacia la base de la formación en las partes de mayor volumen. Ellos indican que se acuña hacia al norte, con espesores desde 600 m cerca de Real del Monte a menos de 20 m hacia el NW y SE del distrito, además, distinguen otros miembros para esta formación en la parte noroccidental del distrito que no fueron encontrados entre Pachuca y Epazoyucan.

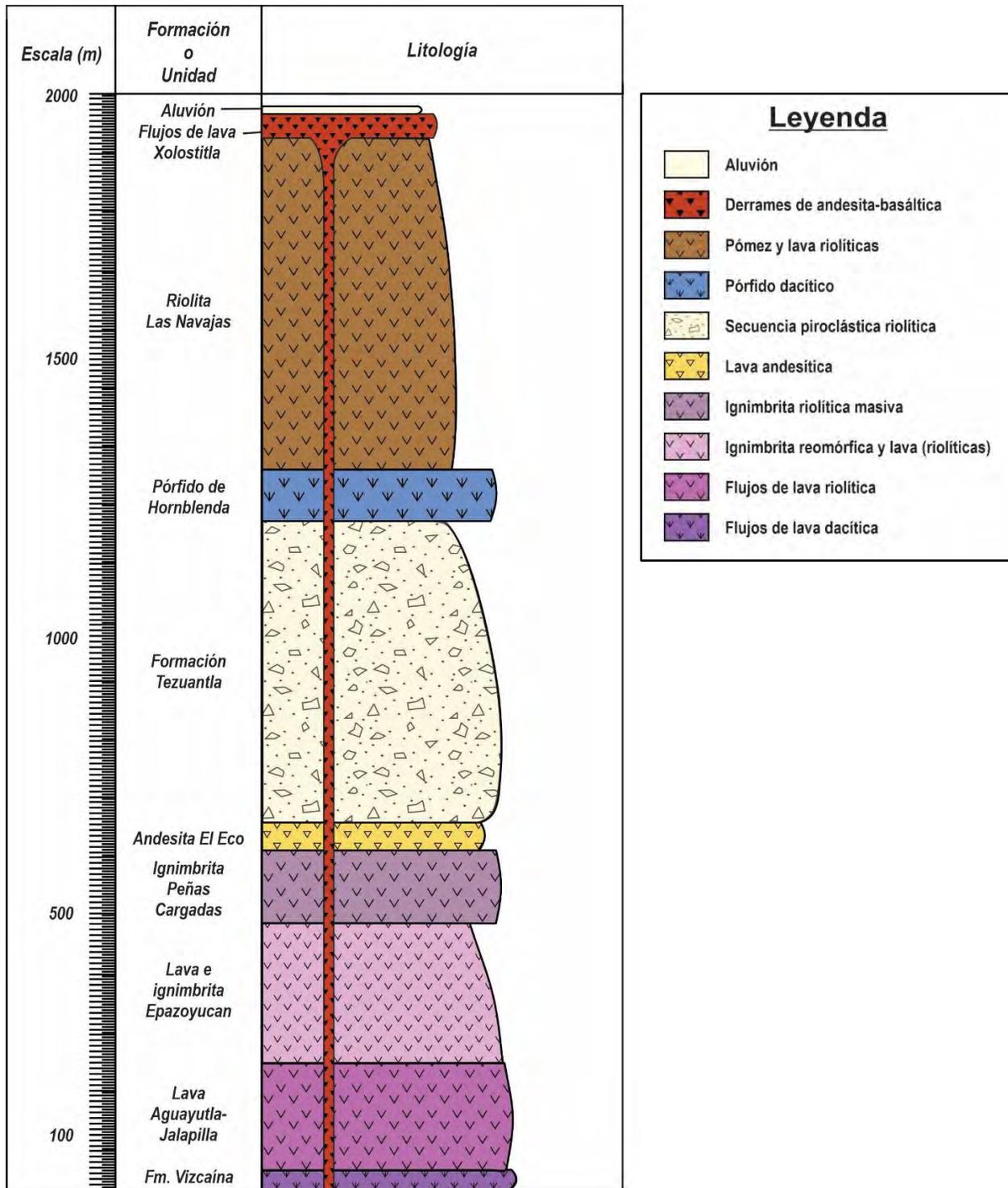


Figura 4.1. Columna estratigráfica de las rocas volcánicas del área de estudio elaborada de acuerdo con las evidencias obtenidas en este trabajo, así como con edades y relaciones estratigráficas de estudios anteriores (Geyne et al., 1963; Ramírez-Ramírez, 2016; Contreras-Cruz y Aparicio-Canales, 2016). La columna es representativa del “orden” de los eventos, por lo cual la escala vertical representa una aproximación determinada mediante observaciones de campo e imágenes satelitales. Por el mismo motivo, los hiatos y edades específicas no son mostrados.

En EP-SP, la formación está conformada por afloramientos aislados de dacita (muestra EP-47), expuestos en cañadas o en zonas relativamente más bajas en la parte N-NW del área de estudio, especialmente sobre la Sierra de Pachuca. Se distingue en derrames de lava con intemperismo esferoidal y moderadamente alterados a carbonatos y arcilla, en afloramientos de 8-10 m de longitud y espesores de hasta 2 m (Figura 4.2a). Los afloramientos no muestran evidencias claras de flujo, sin embargo, se disponen parcialmente en formas lenticulares, y por la presencia de uno particularmente alterado y bandeado se infiere que representan derrames de lava. Las rocas se caracterizan por una textura porfídica con una matriz afanítica color gris con tintes rosa a violeta, que envuelve fenocristales tabulares y alterados de hasta 1.5 cm (~25%) de plagioclasa, lo que da una composición de andesita-dacita. Las muestras están alteradas ligeramente a sericita de tonos blanco-crema (Figura 4.2b).



Figura 4.2. (a) Afloramiento de la Fm. Vizcaína detrás de la fuente del parque Peñas Cargadas, conformado por bloques subredondeados de lava color gris. (b) Fragmento de dacita de textura porfídica perteneciente a la Formación Vizcaína con fenocristales blancos de plagioclasa.

4.2.2. Lava Aguayutla-Jalapilla

Esta unidad se presenta en dos afloramientos principales que se pueden observar en la parte SE del área de trabajo (muestras EP-52 y EP-53), a menos de 1 km al sur de los límites conformados por material expulsado por el volcán Las Navajas. El primero de ellos consta de una ignimbrita porfídica rica en cristales (>25% de cristales) considerablemente intemperizada y silicificada; expuesto en afloramientos de forma masiva no mayores a 6 m de extensión en la cima del Cerro Cabrería (Figura 4.3a). En muestra de mano se

caracteriza por la presencia de fenocristales de plagioclasa alterada color blanco de aspecto terroso, y cuarzo, embebidos en una matriz de ceniza fina. La roca sana es de color gris claro a rosa y presenta tanto estructuras de *fiamme* como bandas de material afánitico o vítreo color gris oscuro de <1 cm de ancho y de 3 a 8 cm de largo (Figura 4.3b). Tiene escasos lóticos sedimentarios (<0.5 cm) y abundantes esferulitas de tamaño similar.

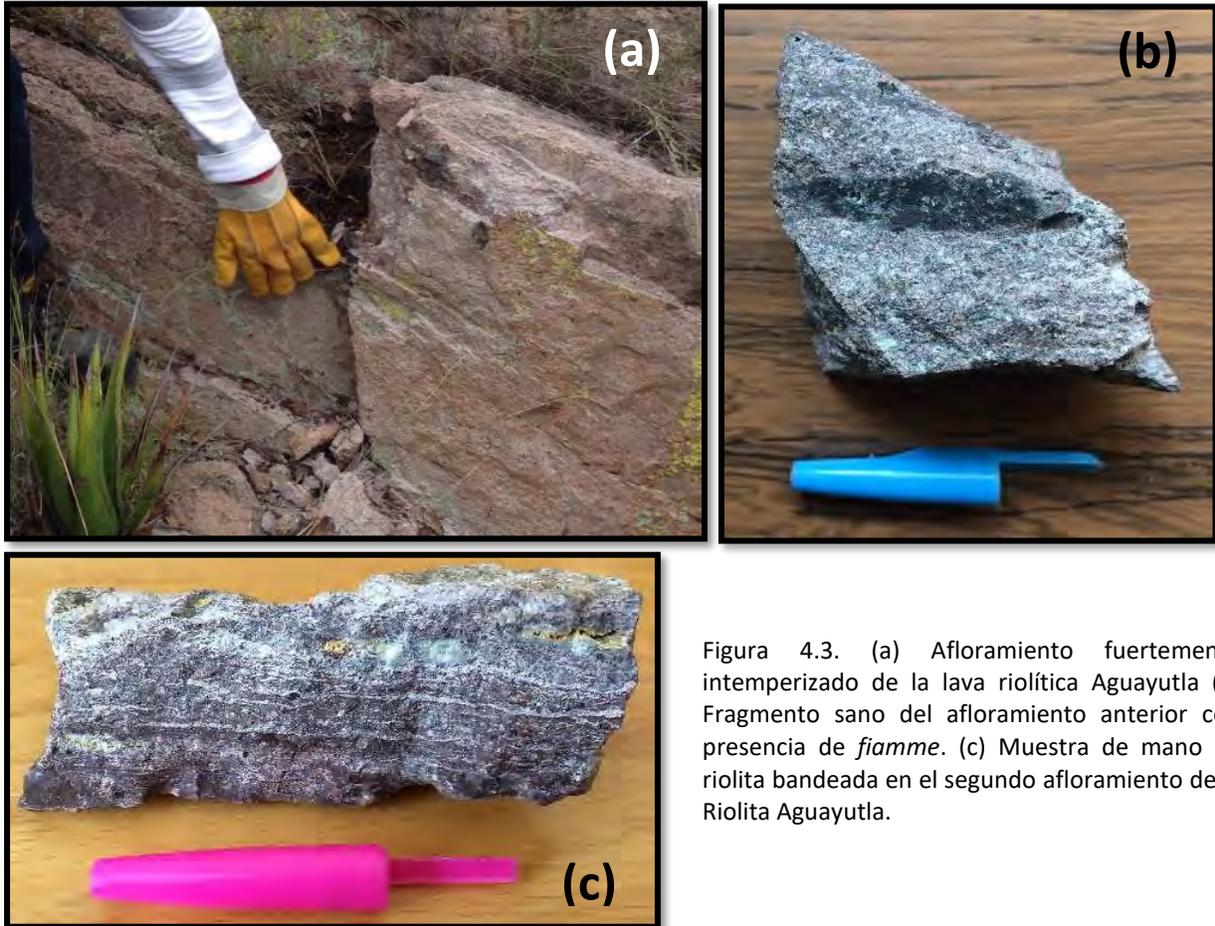


Figura 4.3. (a) Afloramiento fuertemente intemperizado de la lava riolítica Aguayutla (b) Fragmento sano del afloramiento anterior con presencia de *fiamme*. (c) Muestra de mano de riolita bandeada en el segundo afloramiento de la Riolita Aguayutla.

A 3 km al sur del afloramiento anterior, a un costado de la carretera Pachuca-Tulancingo, se dispone otra roca félsica alterada e intemperizada. En un afloramiento aislado y parcialmente sepultado, se distinguen flujos moderadamente silicificados de entre 1 y 3 m de tono rojizo a violeta. Contiene cristales de 1-5 mm de cuarzo, feldespatos alterados a arcilla por acción hidrotermal y escasa biotita. Se reconoce por sus bandas finas no mayores a 0.8 mm de ancho, que le dan un carácter fluidal a la roca (Figura 4.3c), éstas intercalan material fino (lapilli) color rosa claro y material vítreo rojo oscuro con la fase mineral mencionada. Cabe mencionar que, debido a las cualidades del afloramiento, así como a las características petrográficas del capítulo siguiente, este miembro se catalogó como una lava félsica bandeada.

4.3. Vulcanismo del Mioceno Temprano – Mioceno Medio

En toda la parte sur y central del área de estudio se identificaron cuerpos riolíticos (derrames de lava e ignimbritas) parcialmente sepultados por rocas volcánicas más recientes; que ocasionalmente se exponen en algunas peñas, crestas o afloramientos aislados. Debido a los fechamientos realizados, así como a la similitud en composición, mineralogía y espesores, los afloramientos descritos de este periodo se agruparon en dos unidades, aunque se describen distintos miembros de la primera unidad.

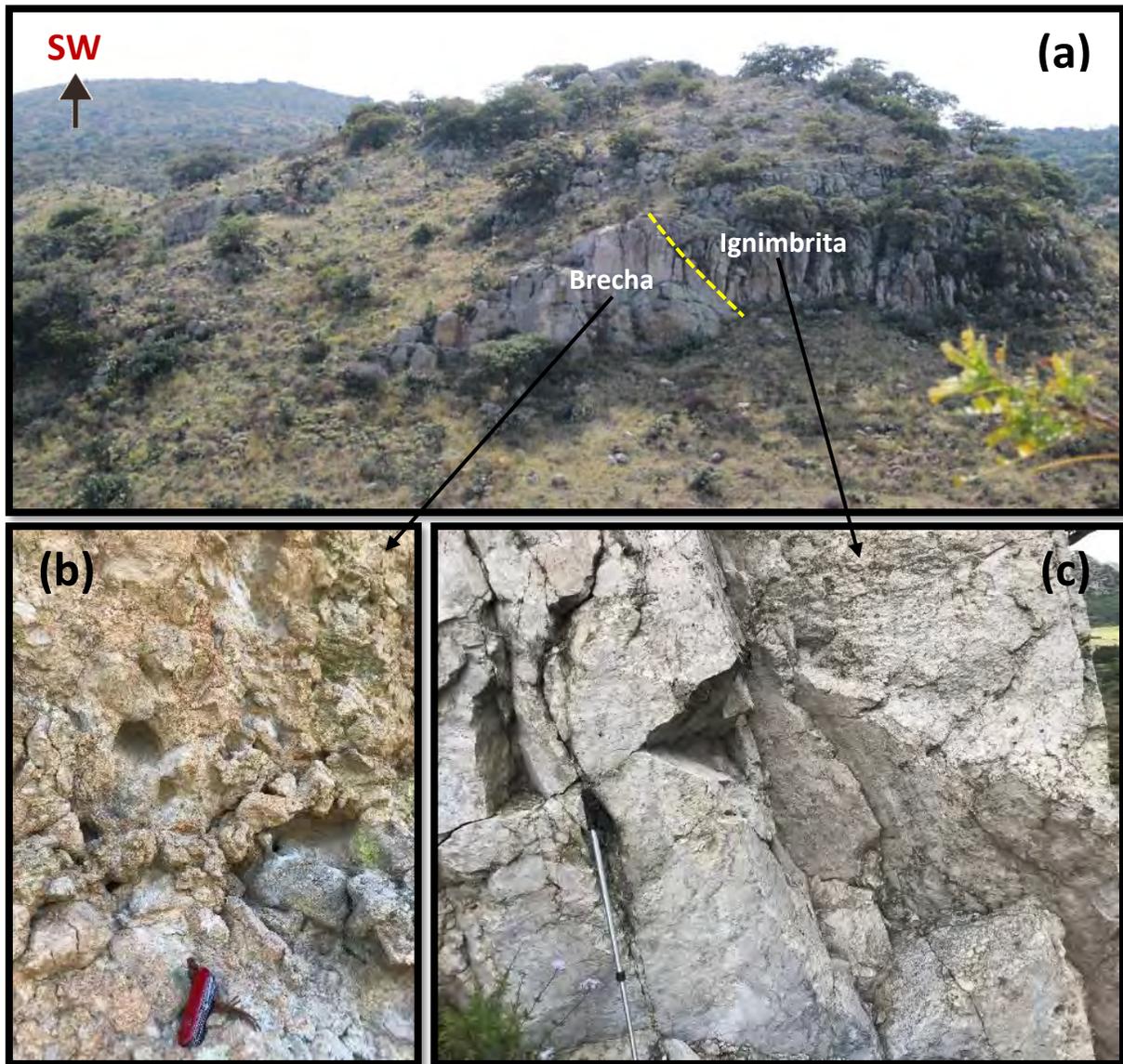


Figura 4.4. (a) Ladera norte del Cerro Tepozotlán donde se aprecia el diaclasamiento vertical común de las ignimbritas y un cambio de facies delimitado con la línea discontinua amarilla (posible falla intraformacional). (b) Brecha volcánica de la parte occidental del cerro. (c) Parte ignimbrítica del lado oriental del Cerro Tepozotlán.

4.3.1. Lava e ignimbrita Epazoyucan

4.3.1.1. Miembro San Vicente

En la parte suroeste del área de EP-SP, cerca de la ladera norte del volcán San Vicente (Ramírez-Ramírez, 2016), se encuentran cuerpos ignimbríticos aislados (muestras BR-07 y BR-08 obtenidas por Ramírez-Ramírez, 2016 y BR-09 del presente estudio) cubiertos parcialmente por aluvión y subyaciendo algunos vitrificados recientes descritos por Contreras-Cruz y Aparicio-Canales (2016). Los afloramientos se disponen principalmente como crestas o peñas relativamente intemperizadas, que alcanzan hasta 150 m de espesor, una extensión de alrededor de 4.3 km² y ostentan un evidente diaclasamiento vertical, especialmente hacia la cima de los cerros donde se encuentran estas ignimbritas. En el Cerro Chirerete, donde se extrajo una muestra fechada por K-Ar se tiene una roca ignimbrítica similar a las descritas previamente. No obstante, en el Cerro Tepozotlán (BR-08), de donde Ramírez-Ramírez obtuvo una edad U-Pb de 22.6±0.6 Ma, se observa que esta unidad cambia lateralmente hacia el E-NE a una brecha dacítica-riolítica o posible flujo de bloques y cenizas (Figura 4.4a). En este lado del cerro se observan abundantes clastos angulosos a subangulosos (~55%) de entre 5 y 15 cm compuestos por una dacita-riolita con cristales de ~2 mm de biotita, cuarzo y una matriz con esferulitas. Los bloques están aglutinados por una matriz fina deleznable muy intemperizada, color rosa claro a crema y marrón claro (Figura 4.4b).

La parte ignimbrítica (Figura 4.4c) se caracteriza por diaclasas de enfriamiento perpendiculares a la corriente piroclástica, escasas evidencias de flujo post-emplazamiento y escasos líticos accidentales subangulosos (posiblemente sedimentarios) de color marrón. Los fragmentos están contenidos en una matriz vítrea afanítica color rosa claro a blanco en sus partes sanas, en donde se distinguen cristales de cuarzo y en menor medida de feldespato potásico y biotita de 1 a 3 mm. En muestra de mano también se observaron abundantes esferulitas originadas por un grado de desvitrificación importante.

4.3.1.2. Miembro El Girón

El segundo miembro de esta unidad corresponde a una ignimbrita fluidal o reomórfica (muestra EP-48) ubicada en la región centro-norte del área de trabajo, a aproximadamente 250 m al norte del poblado de Xolostitla. Este afloramiento, considerado como del Mioceno Temprano (Tabla 2) sobreyace directamente a la Formación Vizcaína en su parte oriental y subyace en su parte occidental en discordancia angular-

erosional a los depósitos piroclásticos de la Formación Tezuantla. Las rocas de este miembro cubren una extensión aproximada de 4 km considerando la parte sepultada bajo la secuencia piroclástica de la Fm. Tezuantla, y se expone en afloramientos de estructura masiva de entre 6 y 11 m de altura, parcialmente bandeados y que cambian moderadamente sus características de forma lateral.

En la mayoría de los afloramientos ubicados bajo la Formación Tezuantla (Figura 4.5) se distingue una ignimbrita color rosa claro a blanco en sus partes sanas, con segmentos de hasta 60 cm de largo y 2.5 cm de ancho de pómez aplastada, intercalados con bandas de material vítreo gris medio a oscuro (Figura 4.6a), con ancho similar, pero de longitud variable (20 cm a ~1.2 m). Éstas e podrían calificar como capas, pues tienen una disposición sub-horizontal similar a los depósitos que descansan encima; pero regularmente se ensanchan al centro y se acuñan hacia sus bordes, por lo que se les consideró "*fiamme*". En muestra de mano se distinguen escasos líticos volcánicos y clastos de entre 2 y 5 cm con evidencias de rotación (Figura 4.6b y 4.7a). Tal como pliegues de flujo con vergencia al E-SE, junto con cristales de cuarzo, feldespatos potásico y biotita de hasta 2.5 mm en la matriz. Hacia la parte superior del afloramiento, se intercalan horizontes milimétricos blancos y gris oscuro del material bandeado. Entre estas bandas y horizontes más delgados, es posible observar mayor concentración de clastos de menor tamaño (<10 mm).

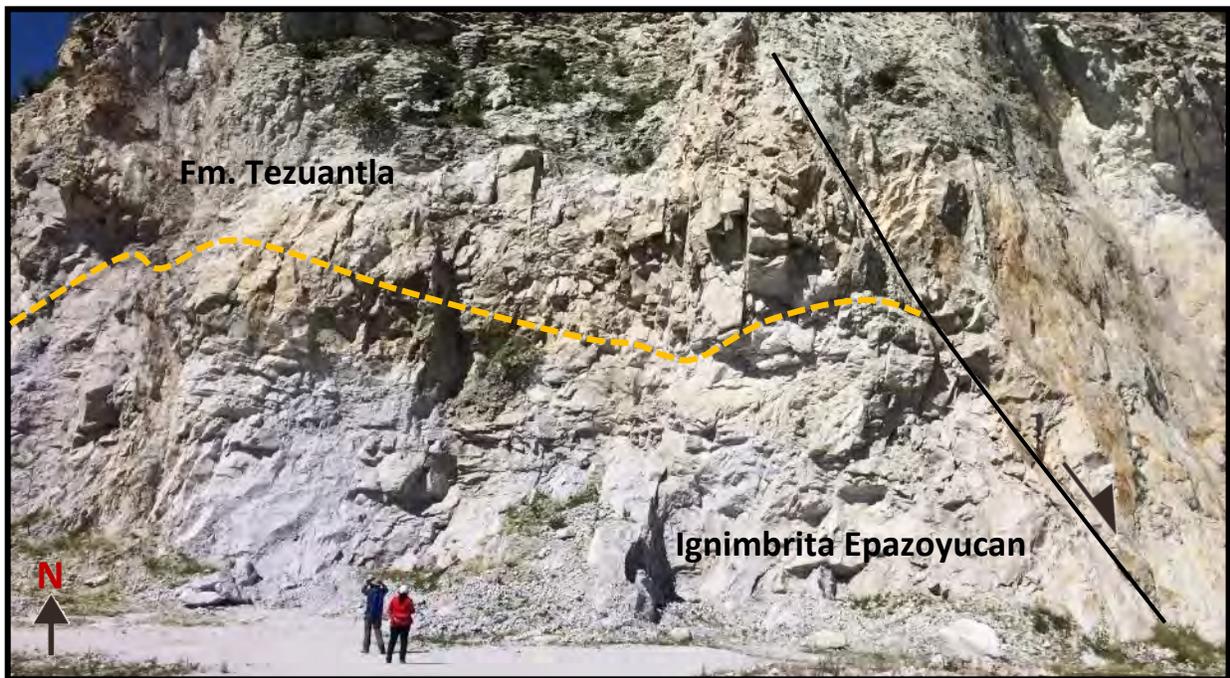
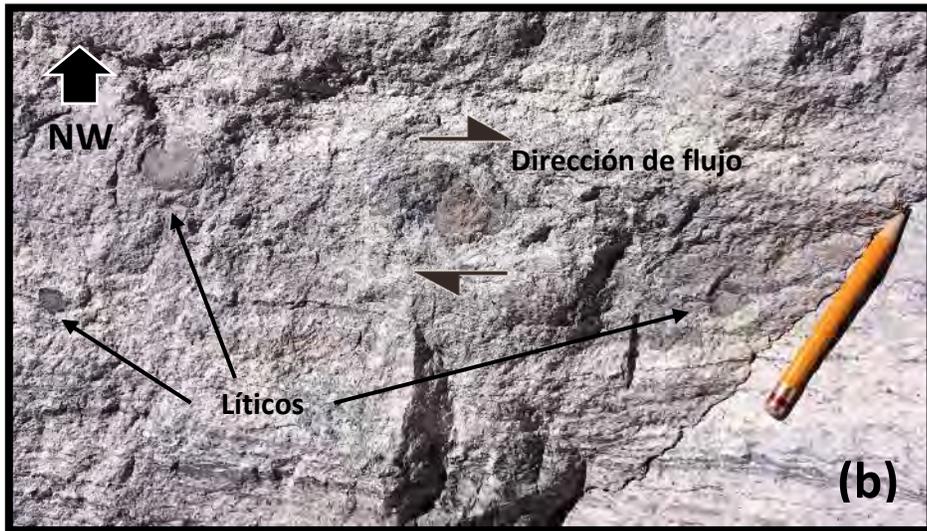


Figura 4.5. Banco de material que exhibe de manera aproximada el contacto entre la Formación Tezuantla y la ignimbrita Epazoyucan (línea discontinua), así como una falla normal (línea negra).

Hacia el sector oriental de esta unidad, que sobreyace directamente a la Fm. Vizcaína, la ignimbrita se aprecia más intemperizada. Las bandas son más abundantes y alargadas, pero de ancho similar, e intercalan partes vítreas oscuras con horizontes blancos y bandas de intemperismo rojizas, violetas y/o amarillentas de material alterado; aunque se aprecian tonos rosa claro-violeta en partes más sanas (Figura 4.7b). Posee escasos líticos afaníticos, angulosos y subredondeados tanto juveniles (dacíticos-riolíticos) como accidentales (posiblemente de arenisca) más grandes (de entre 4 y 10 cm), y estructuras de *fiamme* ligeramente más ancho, de alrededor de 3 cm (Figura 4.7c). La roca sana es de color rosa-violeta y blanquecino en las partes más intemperizadas. En muestra de mano se distingue una textura afanítica con mayor desvitrificación o esferulitas de menos de 1 cm y vesículas redondeadas de medidas similares.



Figura 4.6. (a) Muestra de mano del miembro El Girón de la ignimbrita Epazoyucan donde se observan *fiamme*, una banda de pómez y pequeños líticos. (b). Líticos y fragmentos subangulosos moderadamente girados entre el *fiamme* y/o bandas de material vítreo del miembro El Girón.



Debido a las características mencionadas anteriormente, indicativas de flujo, se podría pensar que la unidad es una lava riolítica. Sin embargo, la presencia de líticos volcánicos y sedimentarios afaníticos, subredondeados y angulosos de color gris y marrón de hasta 10 cm (con una abundancia relativa de ~10%

en muestra de mano o <5% en lámina delgada; Tabla 1), además de *fiamme*, advierten que el material es de carácter piroclástico y que existe soldamiento (*welding*) moderado a fuerte, por lo que esta unidad se clasificó como una ignimbrita reomórfica o ignimbrita de textura de tipo lava (*lava like texture*).

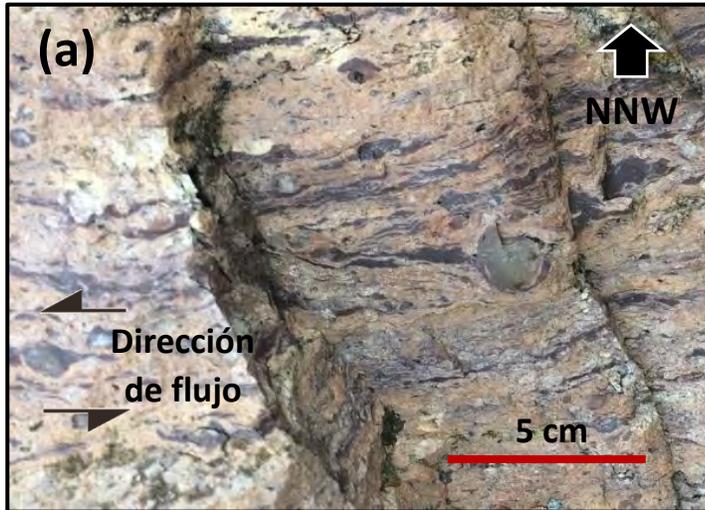
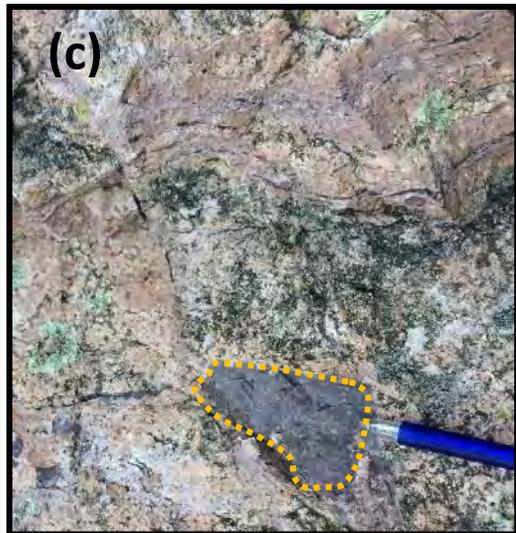


Figura 4.7. (a) Afloramiento de ignimbrita del miembro El Girón de la “lava e ignimbrita Epazoyucan”, en donde se exponen líticos pequeños y bandas oscuras de vidrio que evidencian rotación y flujo reomórfico. (b) Bandas, *fiamme* y líticos que evidencian el posible flujo post-emplazamiento de la ignimbrita Epazoyucan. (c) Lítico dacítico-riolítico subanguloso en la matriz intemperizada de la unidad recién mencionada.



4.3.1.3. Miembro Tizahuapan

A ~1.5 km al este del poblado de San Juan Tizahuapan se dispone un posible remanente de un antiguo domo, que subyace discordantemente a una secuencia de depósitos piroclásticos inclinados al NW. Los depósitos se intercalan con capas de pómez blanca amarillenta, suelo y escoria basáltica proveniente de un cono de escoria reciente (*spatter cone*) en la vecindad del afloramiento (Figura 4.8a y c). Los afloramientos, expuestos en bancos de material de entre 4 y 5 m de alto, exhiben una serie de lavas

riolíticas (muestras EP-40A y EP-40B) cronológicamente correlacionables con miembros de la unidad lava e ignimbrita Epazoyucan. Lo anterior se propone por la edad K-Ar (Tabla 2) que se obtuvo para la muestra EP-40B extraída de uno de estos bancos, además de que algunas características macroscópicas y geoquímicas de estos afloramientos son similares a las del miembro San Vicente.

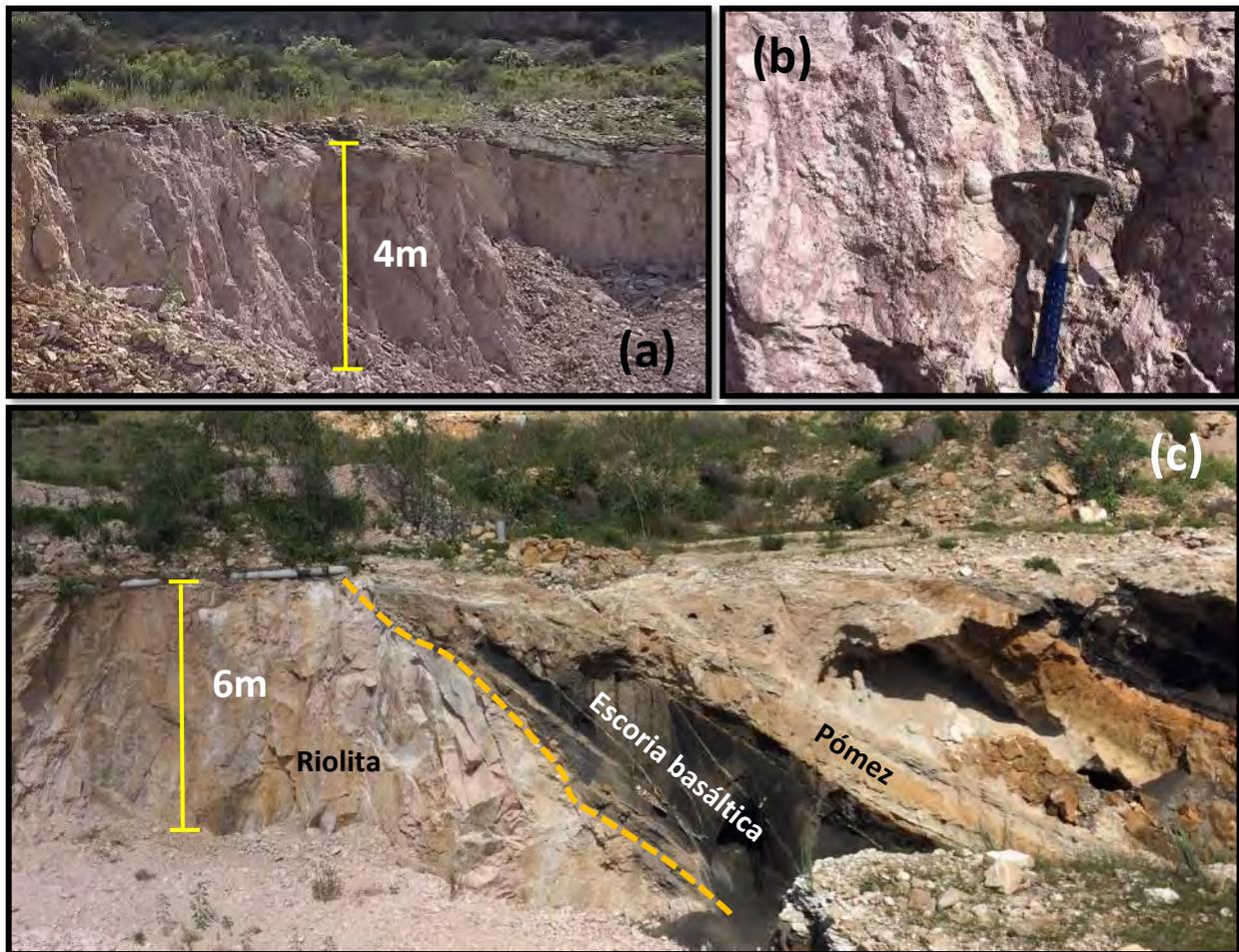


Figura 4.8. (a) Pared donde se observa la riolita Epazoyucan en su característico tono rosa claro. (b) Fotografía que muestra el carácter sub-vertical de las bandas en la riolita y la presencia de esferulitas. (c) Contacto discordante entre los depósitos de pómez y escoria de un cono cercano al afloramiento y la riolita Epazoyucan (línea discontinua).

Los flujos son de una lava bandeada de textura afanítica (menos del 12% de cristales) color rosa claro, con tintes blancos en roca sana y amarillentos en partes intemperizadas. Posee además abundantes esferulitas de hasta 9 cm (Figura 4.8b) y vesículas que ocasionalmente están rellenas de cuarzo. Estos flujos intercalan bandas delgadas de vidrio color negro de menos de 1 cm, bandas blancas y bandas rojizas que separan la matriz fina. Entre las bandas se aprecia a la matriz vítrea fina que envuelve escasos cristales de cuarzo y feldespatos euhédricos de menos de 5 mm, que también se pueden observar en las bandas vítreas color

rojo-rosa oscuro de esta lava. El bandeamiento muestra una continuidad a lo largo de todo el afloramiento (>10 m). Además, el afloramiento se distingue por una apariencia sub-vertical (Figura 4.9) que se hace menos notoria al alejarse del afloramiento; y por la presencia de pliegues de flujo suaves y abiertos (ver Figura 4.8b y 4.9). Las características anteriores sugieren que estos flujos pueden ser remanentes o partes del conducto o cuello de un domo sepultado cuya morfología cóncava no es distinguible.

Figura 4.9. Porción del afloramiento de donde se extrajeron las muestras EP-40A y EP-40B del miembro de lava riolítica Tizahuapan que forma parte de la unidad "lava e ignimbrita Epazoyucan". Se observan bandas sub-verticales de flujo hacia el lado izquierdo de la fotografía. El sujeto mide alrededor de 1.85 m de alto.



4.3.1.4. Miembro San José

Los afloramientos del miembro San José de la unidad de lavas e ignimbritas Epazoyucan se encuentran a aproximadamente 5 km al E y NE del volcán San Vicente. Éstos se encuentran distribuidos en las cercanías de los derrames andesítico-dacíticos referidos por Contreras-Cruz y Aparicio-Canales (2016), y se consideraron de edad Mioceno Temprano-Medio con base en relaciones estratigráficas.

En esta región, sobre la ladera SW de Cerro Grande, conformado por una cresta de ~200 m de altura (Figura 4.10a), se identificó un afloramiento masivo en bloques de 1 a 2 m con diaclasamiento vertical, que representa a una ignimbrita rica en cristales (~45% de cristales), con matriz gris claro a rosa en roca sana, aunque normalmente está intemperizada (muestra EP-50). Posee cristales de cuarzo, feldespatos blanco alterado a arcilla y rara biotita en medidas no mayores a 0.5 mm, junto con líticos escasos (posiblemente volcánicos) de 2 a 5 mm y vesículas redondeadas. Se aprecian también evidencias de desvitrificación moderada, así como estructuras de tipo *fiamme*, al igual que bandas pequeñas de pómez gris clara de alrededor de 5 mm de grosor, intercaladas con horizontes de menos de 2 mm de material vítreo violáceo y posible pómez blanca amarillenta (Figura 4.10b).

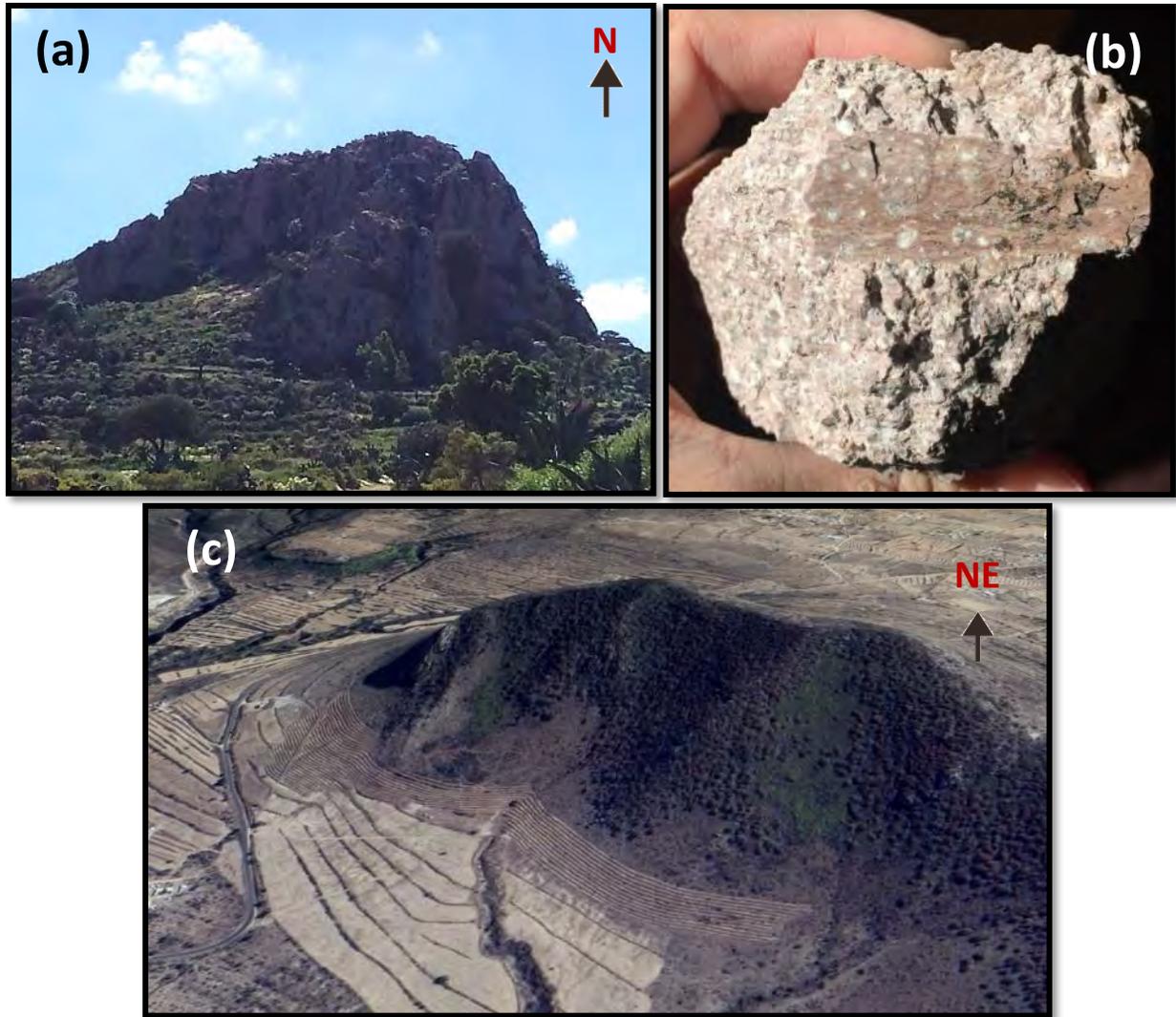


Figura 4.10. (a) Ladera sur de Cerro Grande en donde es posible divisar diaclasas verticales. (b) Muestra de mano extraída de Cerro Grande, se aprecian algunas bandas entre los cristales de cuarzo y feldespato que evidencian el carácter reomórfico de esta ignimbrita. (c) Imagen satelital (obtenida con Google Earth) del Cerro Santa Mónica de donde se extrajo la muestra EP-51.

En la ladera norte del Cerro Santa Mónica, cerca de la cima (Figura 4.10c), se observa otro cuerpo ignimbrítico más o menos similar al anterior, que se encuentra fragmentado en segmentos de aproximadamente 2 m y que tiene diaclasas verticales de enfriamiento. En muestra de mano (EP-51), la roca de este afloramiento difiere por la menor cantidad de cristales (~25%), el tamaño ligeramente mayor de los mismos y la posible presencia de anfíbol. Además de que este afloramiento presenta un grado mayor de intemperismo que le cede un tono rosa claro, rojizo y pardo, mientras que la roca sana ostenta un color gris claro.

4.3.2. Ignimbrita Peñas Cargadas

A esta unidad se le asignó el nombre de “Peñas Cargadas” debido a que la localidad tipo se encuentra en el parque ecoturístico del mismo nombre, el cual forma parte del reciente Geoparque Comarca Minera. La unidad podría correlacionarse por localización con partes de la Formación Cerezo detallada por Geyne et al. (1963), quienes la describen como derrames, brechas volcánicas y de toba, y capas epiclásticas de composición riódacítica a riolítica. No obstante, en dicho informe se indica que la Formación Cerezo tiene características similares a lo que en este trabajo se considera como ignimbrita Epazoyucan y a la secuencia piroclástica de la Formación Tezuantla. Igualmente, en un banco de material al NW de Xolostitla (muestra EP-46), se observa el contacto discordante angular entre la ignimbrita y los depósitos piroclásticos (ver Figura 4.7). Por lo que, en el presente estudio, al menos en la región suroriental del distrito minero Pachuca-Real del Monte se consideran unidades diferentes.



Figura 4.11. Risco dentro del parque “Peñas Cargadas” que muestra a la ignimbrita del mismo nombre. Se puede observar la fuerte resistencia a la erosión de esta unidad, que permite que bloques de mayor tamaño se encuentren soportados por otros de menor dimensión.

En el parque Peñas Cargadas, donde se adquirió la muestra SP-18 fechada por el método K-Ar (Tabla 2), se distingue una roca riolítica dispuesta en afloramientos masivos aislados de 2-4 m de espesor, así como en crestas o peñas de entre 25 y 120 m de altura. Estos afloramientos se caracterizan por una erosión diferencial que llegó a conformar montículos grandes soportados por otros más pequeños (Figura 4.11). Macroscópicamente la roca tiene un color violeta a rosa, que varía a tonos gris claro en partes más sanas, ostenta cristales de cuarzo, biotita y anfíbol de menos de 8 mm, así como líticos en una matriz afanítica en donde se observa la presencia de abundantes esferulitas. Se observan además bandas que varían en

tamaño desde escasos milímetros a varios centímetros, tal como estructuras color gris oscuro acunadas hacia sus extremos, que junto con las bandas sugieren presencia de pómez vítrea o vidrio aplastados. Características similares fueron señaladas por Martínez-González (2018) en el estudio que llevó a cabo a lo largo de la Sierra de Pachuca. Debido a lo anterior, junto con las evidencias de la lámina delgada, se infiere que se trata de una ignimbrita poco soldada.

4.4. Vulcanismo del Mioceno Medio – Pleistoceno

4.4.1. Andesita El Eco

Esta unidad se encuentra directamente por debajo de los depósitos piroclásticos de la Formación Tezuantla en discordancia erosional, y encima de una dacita correlacionable con un miembro de la Formación Vizcaína. La roca fue reconocida única y brevemente en la última campaña de trabajo y no se tienen al momento análisis químicos o lámina delgada, por lo que a continuación se describe de manera general.

El afloramiento se localiza en las inmediaciones de la presa El Eco, a ambos lados de la cañada del río que la conforma, entre 2 700 y 2 766 m.s.n.m. (muestra EP-56). Está conformado por una andesita porfídica intemperizada de estructura masiva, color gris claro a violeta, y gris en sus partes sanas. Posee fenocristales de plagioclasa alterada y anfíbol oxidado de menos de 5 mm.



Figura 4.12. Pared de ~15 m en donde se expone una andesita porfídica intemperizada a un costado de la presa El Eco.

A aproximadamente 100 m al SE de la presa, se identificó una pared de andesita de ~16 m de alto de esta misma unidad (Figura 4.12). Debido a que en esta zona la secuencia Tezuantla no muestra continuidad y a la presencia de la pared mencionada con una dirección casi E-W (100° NW-SE), paralela al río, se infiere un posible bloque levantado por fallamiento normal, donde la erosión jugó un papel importante al borrar parte de los depósitos de la Fm. Tezuantla que se encontrarían por encima.

4.4.2. Formación Tezuantla

En la región N-NW del área de estudio se localiza una secuencia piroclástica expuesta principalmente en paredes de entre 14 y 25 m de altura pertenecientes a bancos de material. La secuencia posee una extensión de casi 5 km en su sección más amplia y un espesor de entre 500 y 600 m calculado a partir de SIG, aunque este se encuentra erosionado y el grosor original pudo haber sido algo mayor. Esta sucesión descansa en discordancia erosional sobre el miembro El Girón en su región suroccidental y encima de la Formación Vizcaína en su parte norte y oriental (inferida por la presencia de líticos dacíticos), sobre todo en las partes más bajas. Por encima de esta unidad se encuentran en contacto discordante angular con depósitos piroclásticos de caída interestratificadas con paleosuelo (Figura 4.13).

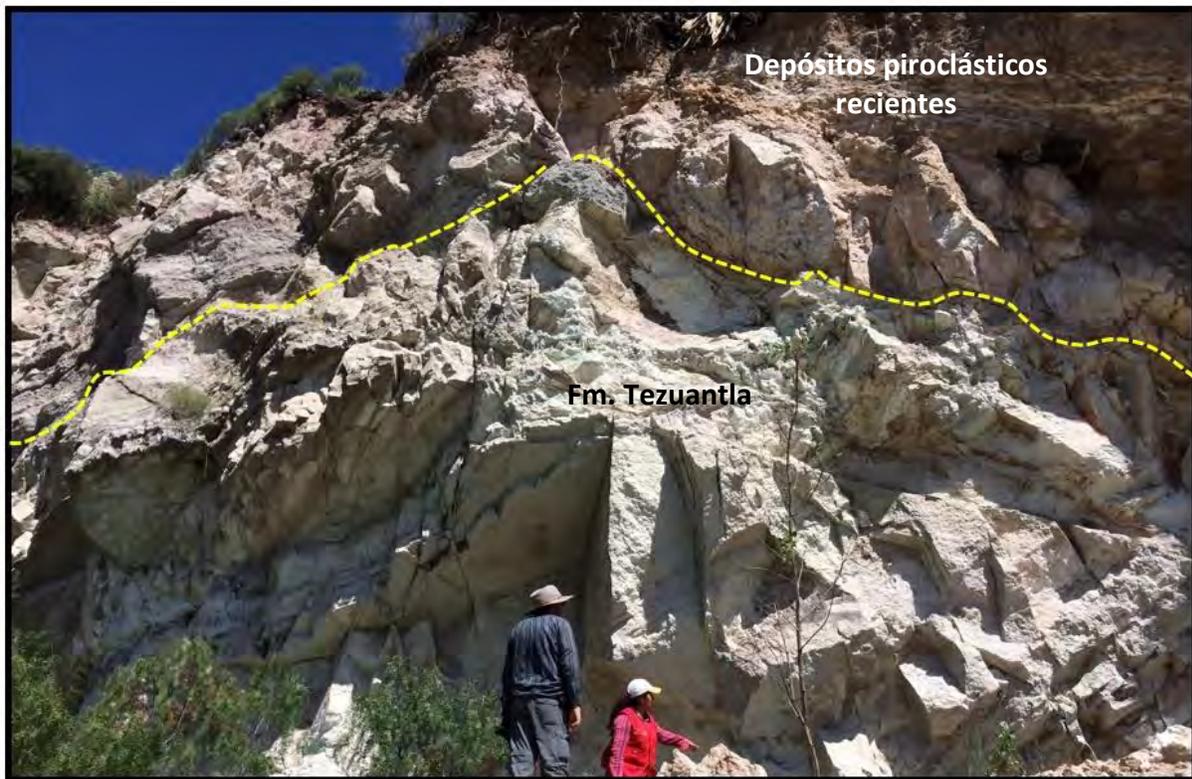


Figura 4.13. Parte de un banco de material donde se observa el contacto de la Formación Tezuantla con depósitos de caída y suelo recientes (línea discontinua) así como el diaclasamiento vertical común a lo largo de esta sucesión.

La secuencia se puede correlacionar con la Formación Tezuantla definida por Geyne et al. (1963) y se caracteriza por una estratificación sub-horizontal con una inclinación de entre 16 y 18° al NE (Figura 4.15). Estos estratos se encuentran separados por discordancias erosionales menores que representan una serie de pulsos de actividad volcánica explosiva. Los depósitos están dislocados o desplazados escasos metros por fallas intraformacionales de tipo normal, así como por diaclasas verticales (Figura 4.13 y 4.14).

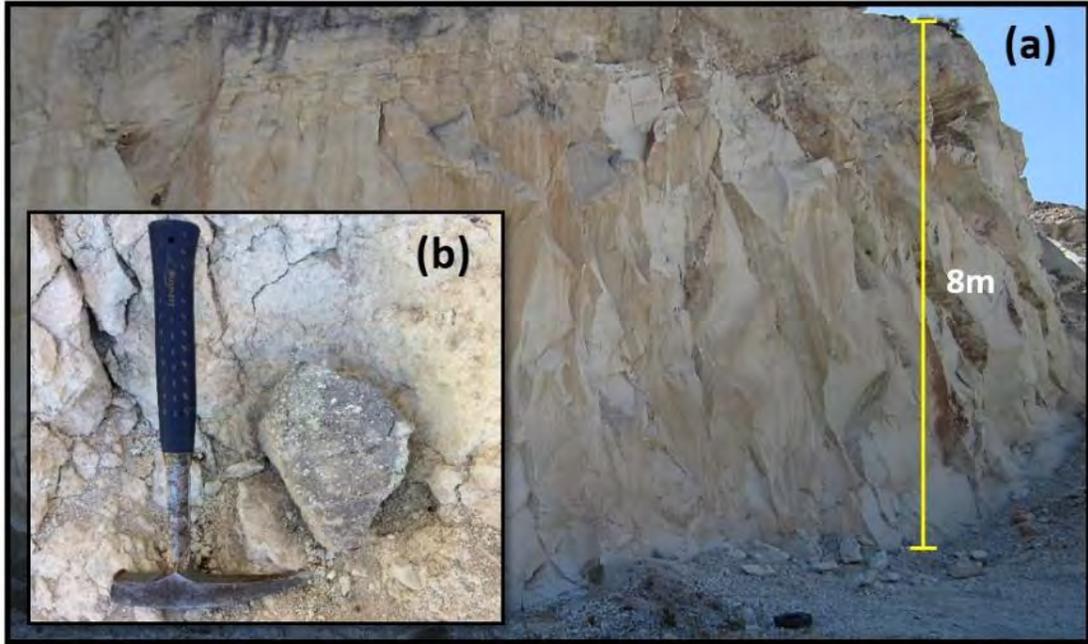


Figura 4.14. (a) Afloramiento de la Formación Tezuantla en un banco de material que exhibe abundantes diaclasas verticales y estratificación sub-horizontal hacia su cima. (b) Lítico accidental de una andesita-dacita de textura porfídica extraído de la base del banco de material.

En su sección oriental (punto de muestreo EP-45) exhibe depósitos piroclásticos de grano fino (arena fina a lapilli) de color blanco a gris claro con una estratificación sub-horizontal que se hace más evidente hacia la parte superior del depósito (Figura 4.14a y 4.15a). La secuencia completa está conformada por capas de 2 a 4 m de espesor que intercalan estratos mucho más delgados (1-3 cm) y bandas de alteración e intemperismo de distintas tonalidades (gris claro, blanco, verde y rosa). Los depósitos están compuestos por una matriz fina blanca, clastos de pómez blanca y líticos (con medidas desde 1 hasta 5 cm) que aumentan su concentración hacia la base de cada capa. También se observan algunos de entre 10 y 20 cm (Figura 4.14b) que a su vez se concentran hacia la base de toda la secuencia. Los líticos, de carácter subredondeado, son de una riolita rosa y de una dacita porfídica color gris o verdosa con fenocristales de menos de 1 cm de feldespato y escaso anfíbol, alterados hidrotermalmente a sericita y clorita respectivamente. Si bien el contacto con la Formación Vizcaína no fue visto, éste se infiere por la presencia de los líticos porfídicos recién mencionados.

En la parte norte de EP-SP, a 750 m al W del parque Peñas Cargadas y a 2 910 m.s.n.m., es posible observar las partes más superficiales de esta sucesión. Estas se caracterizan por capas gruesas de entre 2 y 4 m, que a su vez concentran capas delgadas (15 a 40 cm) en donde se intercalan horizontes de hasta 1.5 mm. Las capas están interrumpidas por abundantes diaclasas verticales y algunas fallas normales de colapso que

llegan a configurar abundantes lajas y bloques (Figura 4.15a). Las capas gruesas están constituidas por una intercalación de estratos de hasta 40 cm de grano fino a medio de una roca blanca-crema con cristales de cuarzo y feldespato, clastos angulosos de pómez y líticos subangulosos.

Los líticos son de una andesita-dacita alterada color gris claro a gris oscuro y verde, de una riolita violeta y algunos amarillentos o pardos de probable roca sedimentaria. Se aprecia una mayor concentración de clastos hacia la base de las capas, las cuales están separadas por horizontes de hasta 1.5 cm de ancho material limo-arcilloso (Figura 4.15b). Por su parte, las capas delgadas están formadas a su vez por estratos más delgados y horizontes milimétricos de ceniza que representan diversos pulsos de actividad volcánica. Entre ellos es posible vislumbrar chimeneas de desgasificación, canales y microfracturas (Figura 4.15c). Esta variabilidad de capas, horizontes y sus características se explica en el pie de la Figura 4.15.

4.4.3. Pórfido de hornblenda

Por último, se obtuvo una muestra de un pórfido de hornblenda (EP-55) que es parte de un posible cuerpo intrusivo situado al norte del área de estudio. La muestra del pórfido se extrajo de un afloramiento conformado por montículos de lava subredondeados de hasta 2.5 m, que ostentan una textura fanerítica a porfídica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda de 0.5 a 4 cm considerablemente alterados, en una matriz gris con partes color verde a pardo-amarillo. Dicho afloramiento se encuentra en la cima del peñasco Santa Rosalía de ~100 m de alto, el cual es masivo y no tiene estructuras de flujo evidentes.

En la parte noroccidental de la Sierra de Pachuca (fuera del área de estudio), Geyne et al. (1963) describen una serie de cuerpos intrusivos o pórfidos que varían de color gris verdoso a gris claro con tonos pardos fuertemente intemperizados. Tienen minerales máficos que son primordialmente hornblenda, aunque aprecian algunas hojas de biotita y en algunos afloramientos también identificaron cuarzo, así como escasos enclaves de roca volcánica de grano fino de hasta 20 cm.

Los cuerpos comúnmente intrusionan a la Formación Santa Gertrudis (Geyne et al., 1963) o la Formación Vizcaína, con una típica forma de embudo y se encuentran alineados con una dirección NW-SE. El peñasco de Santa Rosalía puede correlacionarse con los intrusivos descritos anteriormente.

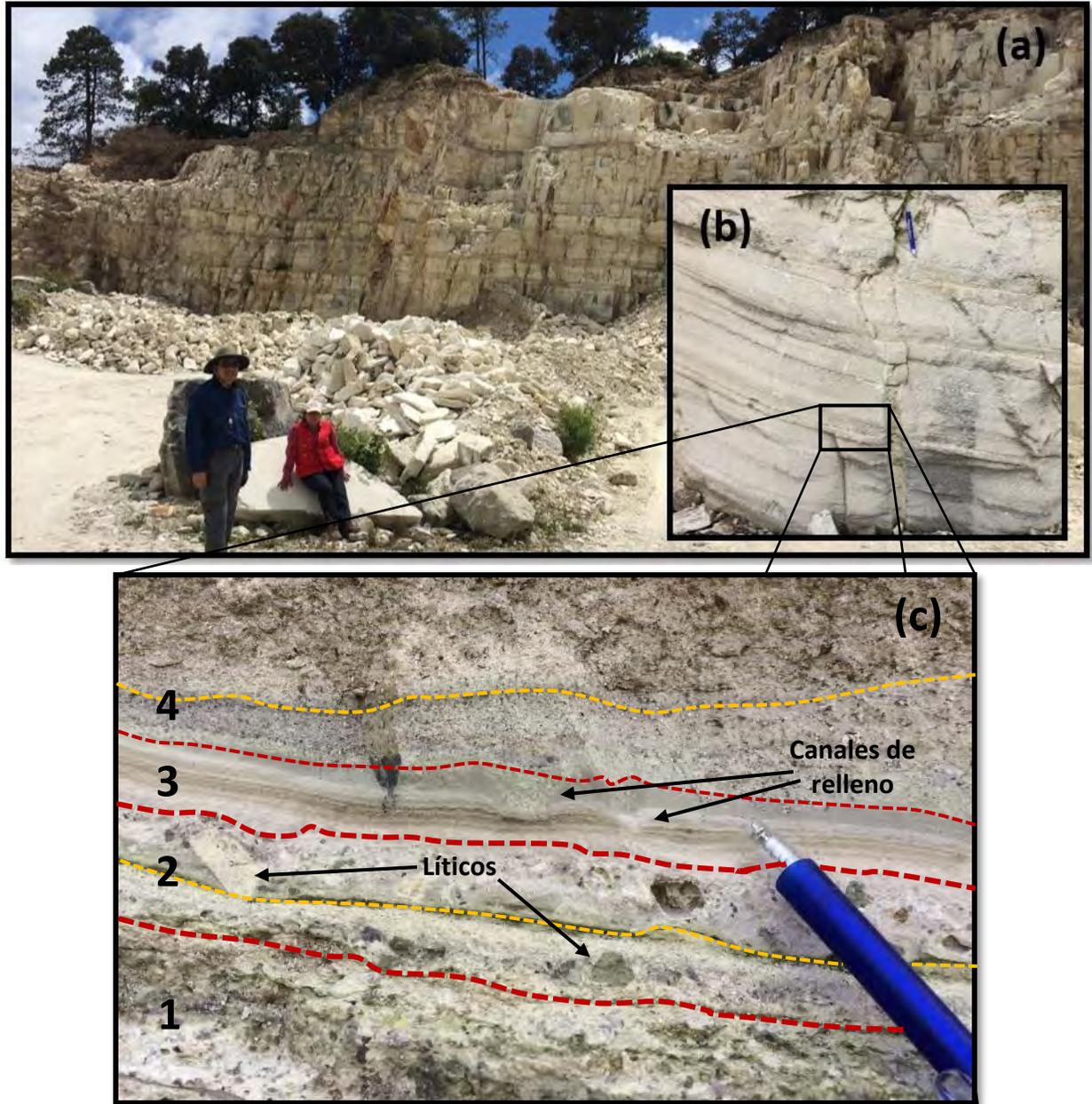


Figura 4.15. (a) Banco de material que expone la estratificación horizontal y capas más superficiales de la Formación Tezuantla. (b) Estrato relativamente grueso de la secuencia piroclástica, puede subdividirse a su vez en horizontes más pequeños. (c) Imagen que muestra diferentes capas u horizontes identificados en la parte superior de la Formación Tezuantla. Se distingue: 1. Una capa matriz soportada (tamaño arena fina) con abundantes clastos de pómez y líticos subredondeados (de menos de ½ cm) y moderadamente seleccionados. 2. Un estrato con clastos y líticos menos abundantes, pero de tamaño mayor (0.5-3 cm), que son subangulosos, subredondeados, mal seleccionados y embebidos en una matriz de grano medio a fino (arena media a fina); subdividido por una discordancia erosional (líneas naranjas). 3. Horizontes finos (lapilli muy fino a arcilla fina) que intercalan depósitos de caída (gris claro) y lacustres (color pardo claro y gris oscuro) con canales de relleno que concentran partículas relativamente más gruesas. 4. Capas con clastos y líticos bien seleccionados y más abundantes que las capas subyacentes, aunque de menores dimensiones (menos de 3 mm), soportados por una matriz de grano relativamente más grueso (arena media).

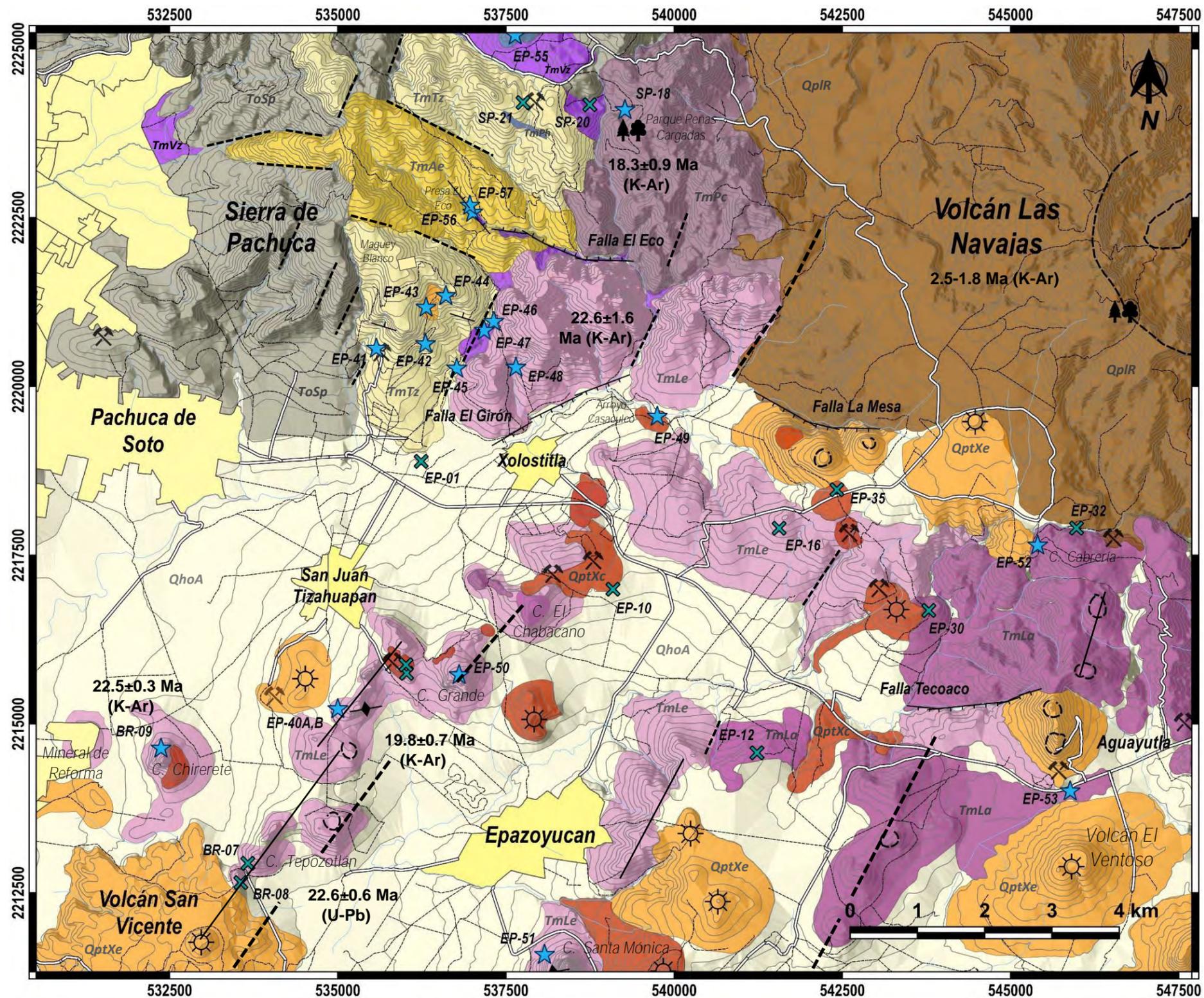


Figura 4.16. Mapa Geol3gico de EP-SP: la edad U-Pb en Epazoyucan y la edad K-Ar del Volc3n Las Navajas fueron determinadas por Ram3rez-Ram3rez (2016) y N3ñez-Vel3zquez (2018), respectivamente, y las dem3s edades se obtuvieron en este trabajo. Las fallas normales (salvo la falla El Eco) fueron tomadas de Contreras-Cruz y Aparicio-Canales, 2016.

4.4.4. Flujos de lava Xolostitla

Encima de las rocas félsicas más viejas, descritas en secciones anteriores, se pueden encontrar derrames de lava intermedia (EP-43 y 44) y máfica (EP-49) pertenecientes al vulcanismo más reciente del sector oriental de la FVTM. Los primeros se disponen a un costado del camino hacia Maguey Blanco como bloques de lava y cantos rodados de entre 30 cm y 1.5 m de diámetro. Estos flujos de lava se emplazaron en la cima de los cerros cercanos y cubren parcialmente a ignimbritas y depósitos del área. Los bloques son de una andesita afanítica color gris oscuro, con escasos cristales verdosos de piroxeno moderadamente alterado a clorita. Otro afloramiento de lavas intermedias recientes, que cubre parcialmente a las ignimbritas riolíticas de la Fm. Tezuantla, está representado por un derrame lobular de una roca andesítica color gris medio con textura afanítica y escasos fenocristales de anfíbol oxidado.

Por último, al interior del arroyo Casaculco, a ~1.5 km al ENE de Xolostitla, se extrajo una muestra de textura afanítica correspondiente a un derrame de lava máfica (andesita-basáltica), con un espesor de alrededor de 5 m subdividido en bloques menores. Presenta muy escasos fenocristales de olivino y piroxeno de menos de 3 mm.

4.5. Petrografía

La descripción de 20 láminas delgadas del área de estudio y refinamiento de descripciones de muestras similares de Epazoyucan y el volcán San Vicente se llevó a cabo con un microscopio petrográfico Olympus BX60F5 en el LUGIS del Instituto de Geofísica. El análisis modal de fases minerales, de 10 muestras representativas del área de estudio (Tabla 1), se realizó con ayuda de un contador de puntos manual del mismo laboratorio. Se contaron 600 a 800 puntos y se consideraron únicamente cristales, fenocristales, líticos (si estaban presentes) y matriz.

Las descripciones realizadas permitieron identificar rasgos mineralógicos y petrográficos similares para casi todas las rocas félsicas del área de estudio. No obstante, existen ciertas diferencias en cuanto al tamaño, forma y volumen de los minerales, en la textura y el grado de alteración o desvitrificación de la muestra. Enseguida se señalan las características petrográficas más significativas encontradas en cada unidad litológica de EP-SP.

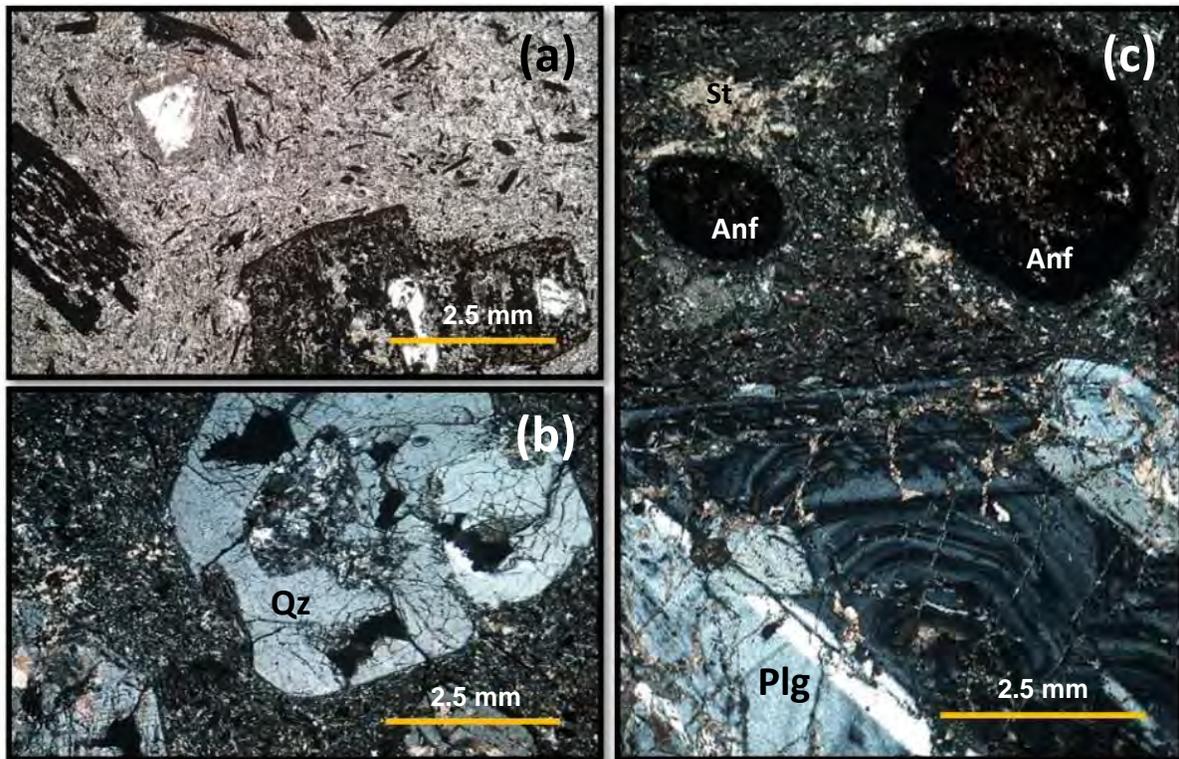


Figura 4.17. Fotomicrografías de la muestra representativa (EP-47) de la Formación Vizcaína. (a) Pseudomorfos de anfíbol (microlitos) y biotita (cristales mayores a 2.5 mm) reemplazados por inclusiones de óxidos de Fe-Ti y parcialmente reabsorbidos, dispuestos en una matriz felsítica (bajo luz natural). (b) Fenocristal de cuarzo (Qz) engolfado y reabsorbido en su núcleo (luz polarizada). (c) Fenocristales de plagioclasa (Plg) zoneada y pseudomorfos de anfíbol (Anf) reemplazados por opacita, se observa sericita (st) en la matriz y algunas fracturas (luz polarizada).

4.5.1. Vulcanismo del Mioceno Temprano

4.5.1.1. Formación Vizcaína

Los derrames de lava de esta unidad se componen de cristales de cuarzo, feldespato (plagioclasa y sanidino), mica, anfíbol, óxidos como magnetita e ilmenita y minerales secundarios (calcita y sericita). La textura de las muestras es porfídica inequigranular (35-40% de fenocristales), con una matriz felsítica que se compone de abundantes microlitos de feldespato, cuarzo y vidrio intersticial; además se disponen microfenocristales de anfíbol oxidado, algunos minerales opacos (óxidos) y de alteración (arcilla). La fase mineral más abundante de estas rocas es el feldespato (plagioclasa y en menor grado sanidino), que se caracteriza por fenocristales mayores a 2 mm, de hábito prismático a tabular, euhedrales a subhedrales, y escasos fenocristales anhedrales. Se distinguen por su macla simple o polisintética y ocasionalmente oscilatoria (Figura 4.17c) que implica un zoneamiento de tipo composicional.

En general, se diferencian tres poblaciones de feldespato respecto a su equilibrio en el sistema magmático: fenocristales euhedrales sin inclusiones o relativamente sanos; fenocristales anhedrales redondeados con textura de tamiz expuesta sólo en los bordes; y fenocristales con textura de tamiz o inclusiones vítreas en todo el cristal. En la mayoría de los fenocristales de feldespato, se aprecia una alteración considerable a sericita, presente entre sus fracturas. Ocasionalmente, la alteración es tal, que se llegan a generar pseudomorfos de feldespato reemplazados por sericita. Esta misma alteración se presenta en la matriz de la muestra o en algunas vetillas rellenas por esta mica, o bien, en menor medida, por calcita. El cuarzo, cuyos cristales son también relativamente grandes (hasta ~3 mm), generalmente se presentan con formas anhedrales y están extremadamente redondeados, o parcialmente reabsorbidos (en bahías). Dicha reabsorción se aprecia tanto en bordes como en los núcleos (cristales esqueletales o engolfados), por lo que también se puede sugerir recalentamiento (Figura 4.17b).

Por último, los ferromagnesianos, como se mencionó anteriormente, están representados por mica (biotita) y anfíbol, con tamaños de 0.5 hasta 3.25 mm, parcial o completamente reemplazados por óxidos de Fe-Ti. En este sentido es importante notar que mientras algunos fenocristales de mica y anfíbol poseen un borde grueso y definido de opacita, otros poseen bordes de opacita más delgados o moderadamente desarrollados; o bien, algunos tienen inclusiones de óxidos tanto en bordes como en el mismo cristal (Figura 4.17a y c). Es decir, se puede sugerir un proceso de devolatilización por descompresión catalizado por ascenso del magma.

4.5.1.2. Lava Aguayutla-Jalapilla

Las muestras de esta unidad se pueden diferenciar por contener fases minerales ligeramente distintas y por un grado de desvitrificación mucho mayor. La textura de estas muestras es porfídica inequigranular a glomeroporfídica, con un volumen de cristales de ~40% y una matriz que varía de felsítica a vítrea (Figura 4.18a y 4.19a). Las rocas ostentan abundantes esferulitas radiales de más de 0.75 mm (Figura 4.19a), así como vesículas amorfas o sub-redondeadas de 0.75 mm en promedio, que representan menos del 10% de volumen. En la muestra con más desvitrificación y alteración (EP-52), estas vesículas suelen estar rellenas de calcita, posible cristobalita o sílice amorfo. La fase mineral está conformada por cristales de plagioclasa, sanidino, cuarzo y ferromagnesianos reemplazados por óxidos y/o minerales secundarios. Los primeros se caracterizan por ser cristales relativamente grandes (1.5 a 2.5 mm), así como por una forma subhedral de hábito tabular, donde los bordes pueden estar moderadamente carcomidos o reabsorbidos.

Poseen maclado simple, polisintético u oscilatorio y regularmente están fracturados o fragmentados, por lo que llegan a configurar aglomerados de cristales de feldespato junto con cristales o fragmentos de cuarzo (Figura 4.19b). Los cristales de cuarzo, de hasta de 1.5 mm, exhiben características similares a otras muestras, pues, aunque hay cristales prismáticos fracturados o fragmentos de estos, la mayoría ostenta una forma anhedral (Figura 4.18a y b), ya que se encuentran redondeados y con bordes reabsorbidos.

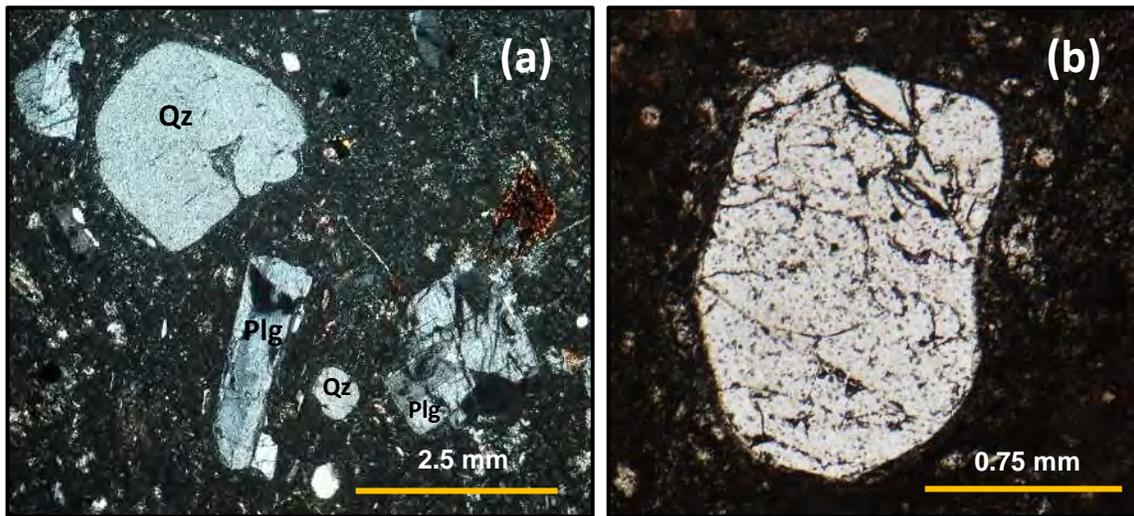


Figura 4.18. (a) Fotomicrografía bajo luz polarizada que exhibe cristales de plagioclasa y cuarzo redondeado de la lava Aguayutla-Jalapilla (muestra EP-53). (b) Fotomicrografía bajo luz natural de un cristal de cuarzo anhedral bajo luz natural en la muestra EP-52.

Además, es posible visualizar escasos cristales de anfíbol y biotita (menos del 5% modal) con tamaños de entre 0.25 y 1.4 mm. Estos se encuentran moderadamente sanos o reemplazados totalmente por óxidos de Fe y Ti. Los cristales sanos son ligeramente más grandes, más escasos y no muestran indicios de alteración o coronas de reacción. Los cristales oxidados, por otro lado, predominan y son de menor tamaño. Inclusive pueden apreciarse como microfenocristales en la muestra EP-53, sobre todo en algunos dominios de textura distinta a la comúnmente observada.

Es importante mencionar que la muestra EP-53 tiene xenolitos y/o líticos de una roca volcánica intermedia de textura microlítica (Figura 4.19b). Por ello, a pesar de que la muestra EP-52 podría considerarse una riolita con alto grado de desvitrificación, la clasificación de la muestra EP-53 puede tornarse ambigua entre una lava y una roca piroclástica tanto en lámina delgada como en muestra de mano. Pero se decidió nombrar a ambas rocas de esta unidad como “lava Aguayutla-Jalapilla”.

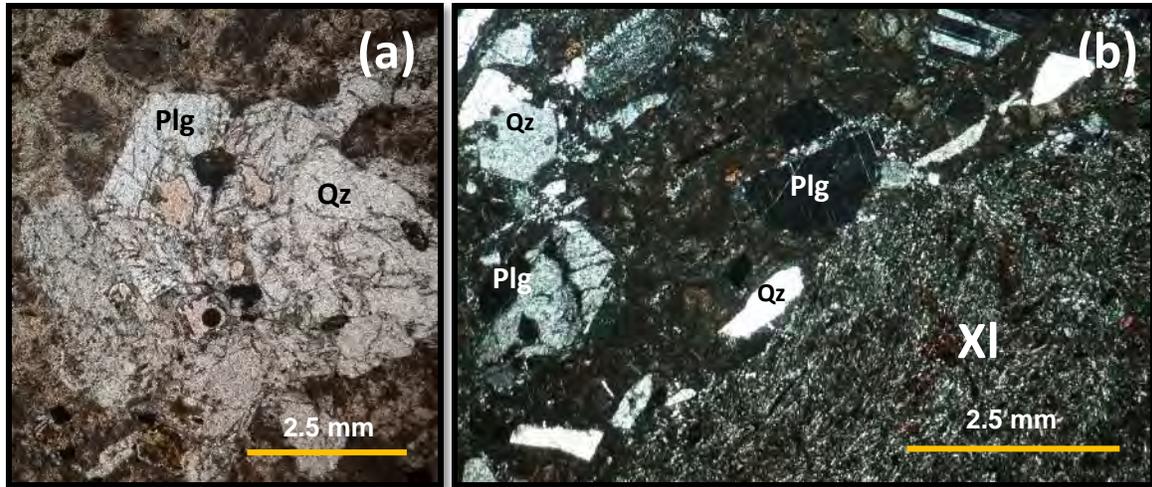


Figura 4.19. (a) Aglomerado de cristales de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Plg) en una matriz vítrea desvitrificada (luz natural) en la muestra EP-52. (b) Abundantes fragmentos y cristales tanto de cuarzo como de plagioclasa sin una orientación preferencial de la muestra EP-53. Se observa el límite de un posible xenolito (XI) de bordes corroídos conformado por una matriz microlítica intersertal con numerosos microfenocristales de feldespato y anfíbol oxidado.

4.5.2. Vulcanismo del Mioceno Temprano - Mioceno Medio

4.5.2.1. Lava e ignimbrita Epazoyucan

Esta unidad está conformada por rocas ignimbríticas y lavas riolíticas que en general poseen las mismas fases minerales: cuarzo, feldespato, biotita y óxidos como minerales accesorios en una matriz fina. Sin embargo, la textura, la proporción de los cristales y las características varían entre los afloramientos identificados en el área de estudio.

Miembro San Vicente

La ignimbrita (BR-09) de este miembro se distingue por una textura porfídica hipohialina (10-12% modal), con cristales sanos, de entre 1 y 1.5 mm (equigranulares), de cuarzo, sanidino, biotita y escasa plagioclasa (clasificada como oligoclasa de acuerdo con el método Michel-Lévy descrito en Kerr, 1977). Todos dispuestos en una matriz vítrea color pardo (Figura 4.20a), medianamente alterada y afectada por un proceso de desvitrificación, pues se observan algunas esferulitas en ella. La matriz posee también diversos fragmentos de cuarzo, así como de criptocristales de menos de 0.2 mm, y escasas vesículas amorfas de medida similar. Se presentan algunos cristales de cuarzo y feldespato euhedrales a subhedrales de hábito prismático, aunque es común apreciar evidencias de reabsorción como cristales esqueletales y/o de

bordes redondeados (Figura 4.20b). Además, es posible observar algunos cristales fracturados, rotos o dislocados. Por su parte, los escasos cristales (<3% modal) de mica (biotita) se disponen en la matriz con un hábito tabular o acicular alargado y se encuentran reemplazados regularmente por óxidos como magnetita o ilmenita. Estas muestras se clasificaron como ignimbritas riolíticas pobres en cristales.

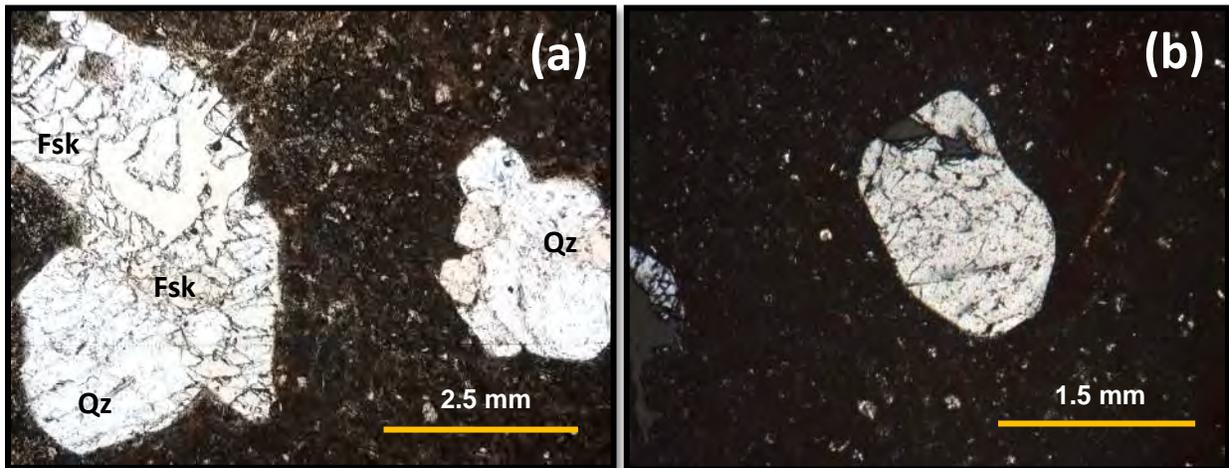


Figura 4.20 Fotomicrografías de la muestra BR-09 de la Ignimbrita Epazoyucan bajo luz natural (izquierda) y luz polarizada (derecha). (a) Cristales de cuarzo (Qz) y sanidino (Fsk) euhedrales embebidos en vidrio con posibles relictos de esquirlas. (b) Cristal de cuarzo anhedral redondeado y moderadamente reabsorbido en uno de sus bordes.

Miembro El Girón

Las muestras de ignimbrita ubicadas en afloramientos cercanos a la presa El Girón se caracterizan por contener fases minerales conformadas por un volumen no mayor al 20% modal de cuarzo, feldespato (sanidino y en menor grado plagioclasa), mica (biotita) y escasos óxidos (magnetita e ilmenita) ya sea en la matriz o reemplazando fases hidratadas. Ocasionalmente, también se aprecian líticos tanto juveniles como accidentales, xenocristales de cuarzo, fragmentos de pómez y otros minerales accesorios como apatito y posiblemente zircón (muy escasos).

Los minerales más abundantes de este miembro son inherentemente el cuarzo y feldespato. En una misma muestra los tamaños de ambas fases son similares, aunque entre distintas muestras tales medidas varían un poco, en general los cristales ostentan tamaños de 0.4 hasta 2.2 mm. El cuarzo se caracteriza por cristales prismáticos euhedrales a subhedrales (Figura 4.21d), sean estos últimos redondeados o engolfados. El feldespato se muestra con características similares, sin embargo, se puede diferenciar del cuarzo por la típica macla simple o de Carlsbad y porque el crucero es a veces perceptible (Figura 4.21a).

La biotita en este miembro es muy escasa (menos del 5% modal), se observa como cristales aciculares de ~0.2 mm o cristales prismáticos de hasta 1.1 mm completamente reemplazados por opacita. Mientras que los óxidos se concentran en las regiones felsíticas de la matriz o como inclusiones en algunos cristales.

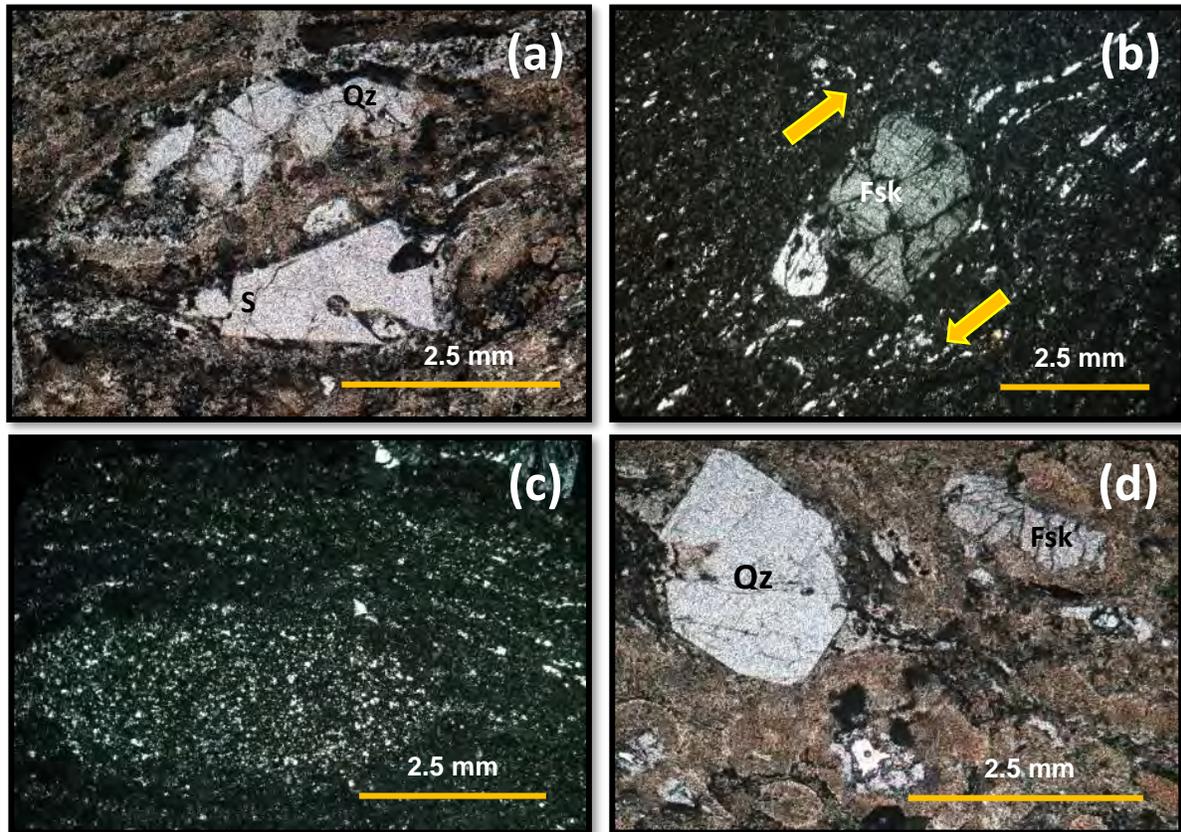


Figura 4.21. Fotomicrografías de la muestra EP-48 bajo luz natural (a y d) y polarizada (b y c). (a) Cristal de cuarzo dislocado (Qz) y posible esquirola (S) rodeados por bandas de vidrio y sílice. (b) Cristal de sanidino (Fsk) euhedral con rotación moderada evidenciada por las bandas plegadas que lo rodean. (c) Dominio conformado por microcristales que se encuentra acuñado o aplastado hacia sus extremos, lo que indica compactación post-emplazamiento. (d) Cristal de cuarzo (Qz) euhedral con uno de sus bordes moderadamente reabsorbidos, en una matriz desvitrificada donde además se observan óxidos, un cristal de sanidino (Fsk) y fragmentos de otros cristales.

La textura de las muestras representativas de estos miembros es entonces porfídica inequigranular hipohialina. Sin embargo, la textura puede ser clasificada también como “eutaxítica” (Figura 4.21a), ya que posee una matriz con una variación de dominios y/o bandas vítreas a felsíticas, donde se observan abundantes fragmentos o microcristales de cuarzo rodeados de vidrio con desvitrificación incipiente. Las muestras también pueden tener una matriz de abundante vidrio, con pocos fragmentos de cristales, donde la desvitrificación es mucho mayor. Aunado a lo anterior, se aprecian también bandas que alternan dominios que poseen abundantes microcristales de cuarzo con bandas de vidrio con criptocristales, o bien, posibles fragmentos de pómez ya sea redondeados o aplastados.

Estos rasgos, junto con otras evidencias texturales como cristales dislocados o en rompecabezas (Figura 4.21a), cristales girados (Figura 4.21b), desvitrificación considerable, dominios acuñados por compactación (Figura 4.21c y 4.24c), y bandas plegadas llegan a conformar una textura “parataxítica”.

Se puede considerar que estos depósitos piroclásticos o ignimbritas sufrieron un grado moderado a alto de compactación (welding), además de un flujo “reomórfico” o post-emplazamiento común en estas rocas. No obstante, la desvitrificación y alteración de algunas de estas rocas dificultan la percepción de este tipo de características en lámina delgada o en muestra de mano. Pero, por la disposición de las rocas en los afloramientos, la presencia de los líticos y estructuras de *fiamme*, y la baja probabilidad de que un magma viscoso o con alto contenido de sílice fluya (>77% de sílice como sucede en el caso de los del área de estudio), todas estas muestras se clasificaron como “ignimbrita reomórfica o fluidal”.

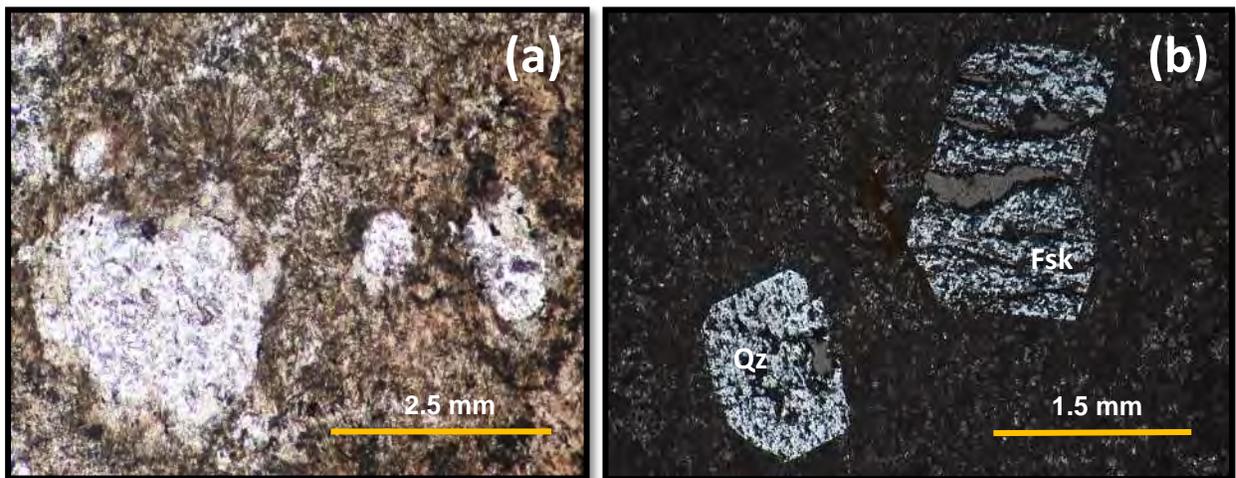


Figura 4.22. Fotomicrografías de las muestras de la riolita Epazoyucan bajo luz natural y polarizada, izquierda y derecha respectivamente. (a) Esferulitas de ~2 mm en una parte de la sección delgada, se observan además cristales de cuarzo. (b) Cristales euhedrales de cuarzo (Qz) y sanidino (Fsk) ligeramente reabsorbidos y embebidos en vidrio.

Miembro Tizahuapan

Las muestras de esta unidad se distinguen petrográficamente como “lavas riolíticas” de textura porfídica hipohialina, con bajo contenido de cristales (<10% modal) e intensamente desvitrificadas a esferulitas. Estas son abundantes, con tamaños menores a 1.3 mm y se observaron tanto en lámina delgada (Figura 4.22a) como en muestra de mano. Las esferulitas se sitúan en una matriz vítrea color gris claro a oscuro, con un alto contenido de vesículas tanto redondeadas como amorfas menores a 0.2 mm. Los escasos cristales observados en las muestras son de cuarzo, feldespato alcalino, biotita y óxidos. Como en otras unidades félsicas, los cristales son predominantemente euhedrales, y en este caso todas las fases ostentan

tamaños similares, de 0.1 a 0.5 mm los más pequeños, y 1.2 a 1.7 mm los más grandes. Pero, a diferencia de las ignimbritas, los cristales de feldespato y cuarzo de esta lava se distinguen por una forma predominantemente euhedral, con hábitos prismáticos o tabulares; aunque, existen muy escasos cristales subhedrales o esqueléticos con evidencias de reabsorción en alguno de sus bordes o en el núcleo del mineral (Figura 4.22b). Los cristales de mica son muy escasos (<2% modal) y se aprecian sanos o ligeramente reemplazados por óxidos. En su sección transversal se observan aciculares o como láminas, mientras que en su sección basal tienen hábito prismático y son euhedrales. En la muestra EP-40B se observaron muy escasos glomeropórfidos de ~1 mm de cuarzo y feldespato anhedrales con bordes irregulares y una extinción ondulante. Estos pueden ser xenocristales que sugieren asimilación, sin embargo, no tienen una corona de reacción, por lo que también podrían ser sólo un aglomerado de cristales que se asentaron por tener en conjunto una mayor densidad a la del magma circundante.

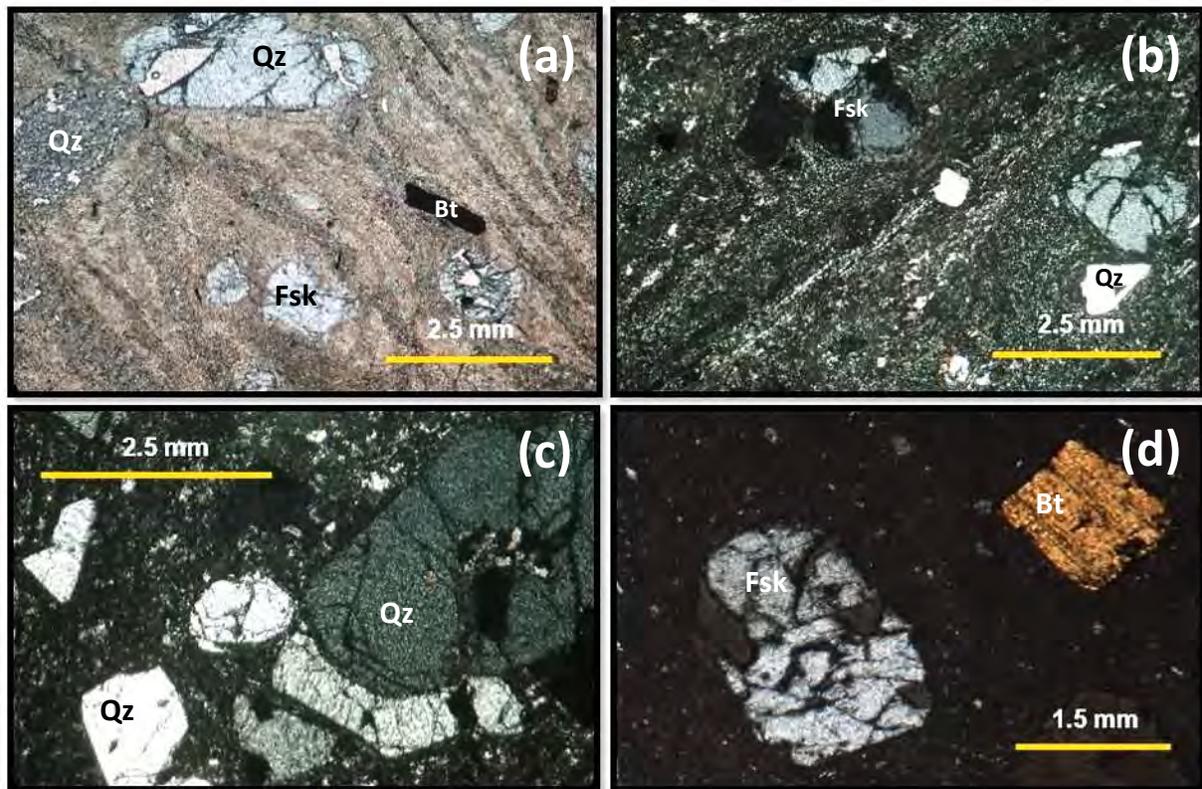


Figura 4.23. Imágenes de láminas delgadas de dos miembros (San José) de la ignimbrita Epazoyucan (muestras EP-50 y EP-51) bajo luz natural (a) y luz polarizada (b, c y d). (a) Textura eutaxítica conformada por esquirlas deformadas rodeando cristales de cuarzo (Qz), feldespato (Fsk) y biotita (Bt). (b) Bandas de vidrio o esquirlas alargadas entremezcladas en una matriz felsítica donde se disponen cristales de cuarzo y sanidino moderadamente girados. (c) Fragmentos y cristales de cuarzo en una matriz felsítica, el cristal más grande muestra una inclusión en su núcleo. (d) Ejemplo de un cristal de biotita y sanidino subhedrales de la ignimbrita Epazoyucan.

Miembro San José

Muestras de otros afloramientos de esta unidad, ubicados cerca del volcán San Vicente (muestras EP-50 y EP-51), se distinguen por tener un contenido mayor de cristales (hasta ~25% modal), de mayor tamaño (1.2 a 2.5 mm), por ostentar mayor contenido de líticos, así como por tener un menor grado de alteración, desvitrificación, y por tener una textura porfídica eutaxítica (Figura 4.23a y 4.24b). La matriz es vítrea, aunque se encuentra predominantemente bandeada, con intercalaciones de vidrio color pardo oscuro bajo luz natural que rodea escasos fragmentos de cristales y bandas de vidrio color pardo claro que concentran mayor contenido de microcristales.

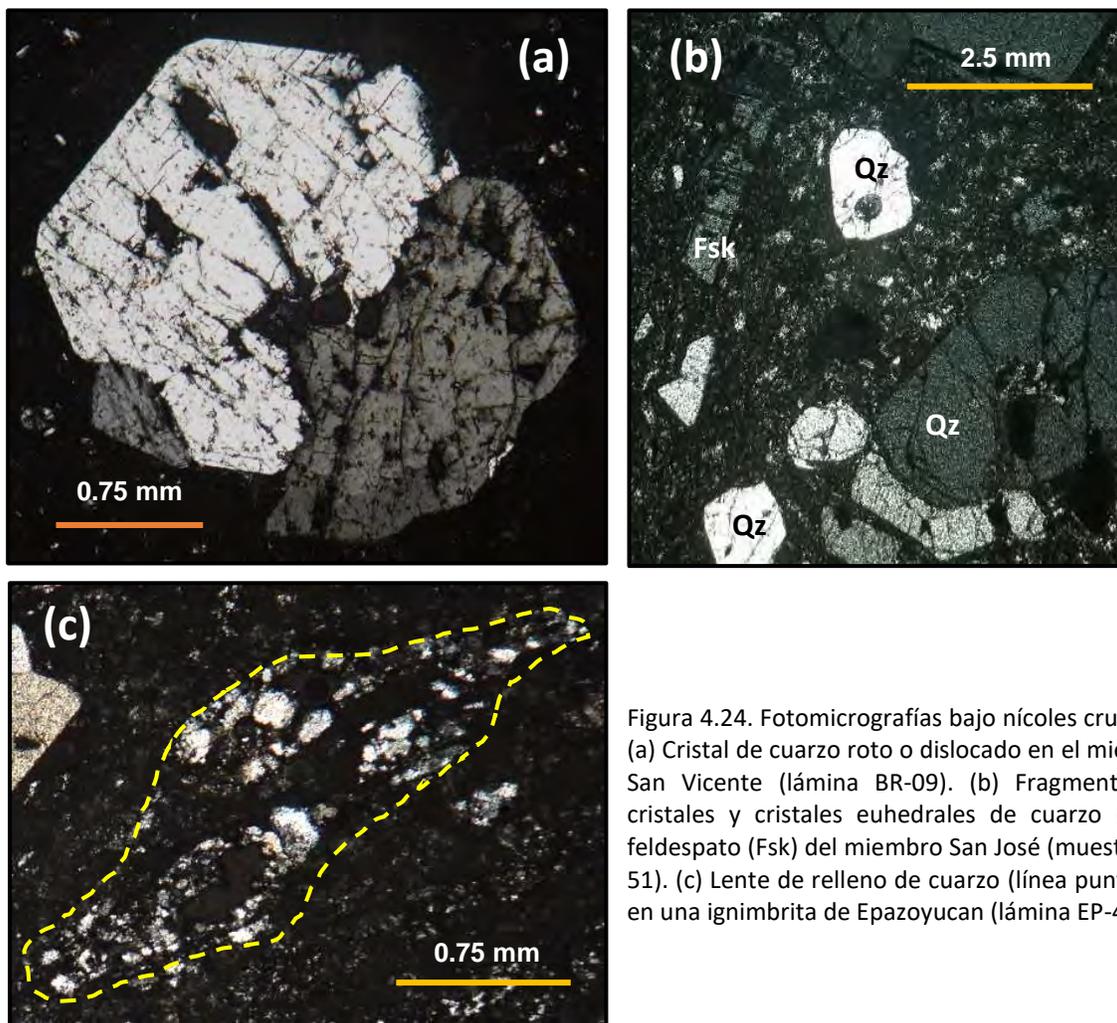


Figura 4.24. Fotomicrografías bajo nícoles cruzados. (a) Cristal de cuarzo roto o dislocado en el miembro San Vicente (lámina BR-09). (b) Fragmentos de cristales y cristales euhedrales de cuarzo (Qz) y feldespato (Fsk) del miembro San José (muestra EP-51). (c) Lente de relleno de cuarzo (línea punteada) en una ignimbrita de Epazoyucan (lámina EP-48).

Los cristales expuestos en la matriz son de cuarzo, feldespato (plagioclasa y sanidino), biotita y óxidos de Fe-Ti. De ellos, tanto los de cuarzo como de feldespato están mejor preservados que en otros afloramientos. No obstante, se tiene la presencia de pocos cristales con sericitización incipiente, así como

cristales euhedrales poco fracturados, o subhedrales y anhedrales subredondeados, con bordes y/o núcleos reabsorbidos (Figura 4.23 c y d). La plagioclasa (oligoclasa-andesina) es poco común, pero se puede distinguir por su macla polisintética. Por su parte, el sanidino exhibe ocasionalmente macla de Carlsbad y se puede diferenciar también por presentarse en cristales más grandes (hasta 2.5 mm) con crucero en dos direcciones y birrefringencia color gris oscuro.

El cuarzo, se caracteriza por estar fragmentado, fracturado y posiblemente dislocado (Figura 4.23c y 4.24a), además de que es predominantemente anhedral o redondeado y de bordes o núcleos reabsorbidos, a pesar de que existen algunos ejemplos de cuarzo prismático euhedral o subhedral. Por último, se observan cristales de biotita tabular con crucero en una dirección o hábito acicular, que pueden subdividirse a su vez en cristales sanos y en cristales reemplazados parcial o totalmente por óxidos de Fe-Ti. Estos últimos se encuentran en la matriz y como inclusiones en otras fases minerales.

Los líticos, presentes tanto en sección delgada como en muestra de mano, se pueden clasificar como juveniles y accidentales, siendo los últimos los que más abundan. Los líticos juveniles están conformados por una matriz vítrea a microlítica con escasos cristales euhedrales de cuarzo o feldespato. Mientras que los líticos accidentales se ven como fragmentos alóctonos amorfos o sub-redondeados, configurados por cuarzo fragmentado con extinción ondulante bajo luz polarizada.

Cabe mencionar que en las zonas que muestran una textura eutaxítica existen cristales con evidencias de rotación (Figura 4.23b), así como fragmentos de cristales y posibles cristales con textura en rompecabezas; dichas características sugieren en conjunto que las muestras se tratan de ignimbritas riolíticas fluidales o reomórficas.

4.5.2.2. Ignimbrita Peñas Cargadas

Esta unidad está representada por la muestra SP-18, que exhibe una textura eutaxítica definida por *fiamme* y bandas de vidrio intercaladas en una matriz felsítica considerablemente desvitrificada. En la matriz se encuentran embebidos cristales y fragmentos de cuarzo (5% modal), feldespato (4% modal) y biotita (2% modal); así como óxidos (<1% modal) y zircón como minerales accesorios en inclusiones en la biotita o en la matriz. Los cristales se encuentran típicamente sanos, no obstante, algunos exhiben bordes engolfados o esqueletales con inclusiones de la matriz (Figura 4.25).

Estas evidencias de desequilibrio son más frecuentes en los cristales de cuarzo, cuya forma es prismática subhedral o anhedral, y su tamaño varía entre 0.2 y 1.5 mm. El feldespato muestra características similares, se pueden identificar tanto plagioclasa (andesina-oligoclasa), distinguible por su macla polisintética, como feldespato potásico. Ambos minerales se caracterizan por un hábito tabular y tamaños de 0.4 a 3.8 mm, y esporádicamente estos se pueden observar con algunas inclusiones o evidencias de desequilibrio incipientes. La biotita, no mayor a 1 mm, es euhedral con hábito tabular y regularmente se aprecia sana, pues sólo hay escasos cristales oxidados o parcialmente reemplazados por minerales opacos (por ejemplo, magnetita), lo que genera cristales de color pardo oscuro a negro bajo luz natural. Los óxidos, dispuestos en partes de la matriz, o reemplazando a fases hidratadas, son escasos y tienen formas predominantemente euhedrales.

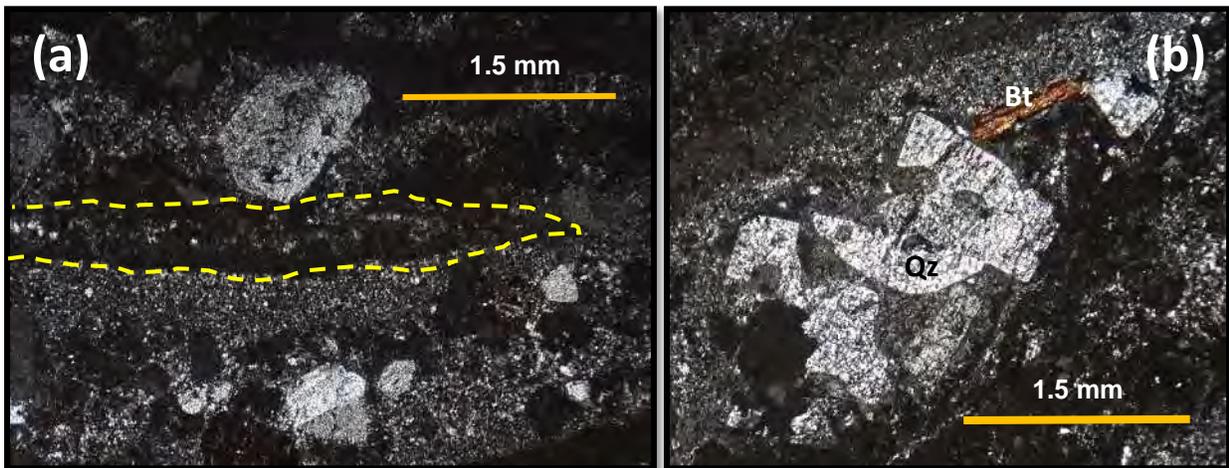


Figura 4.25. (a) Cristales de sanidino subhedrales rodeados por una matriz felsítica donde además se observa una estructura de *fiamme* (línea punteada). (b) Cristales de biotita tabular (Bt), y cuarzo (Qz) en bahías o reabsorbido; envueltos por una matriz felsítica con bandas de vidrio y/o pómez. Ambas imágenes en nícoles cruzados.

4.5.3. Vulcanismo del Mioceno Medio - Pleistoceno

4.5.3.1. Formación Tezuantla

Las muestras EP-41, EP-42, EP-45 y EP-46 pertenecen a partes basales de la secuencia piroclástica de la Formación Tezuantla, las cuales fueron clasificadas como parte de una toba lítica o ignimbrita pobre en cristales (<15% modal), sin evidencias de flujo post-emplazamiento. En todos los casos, las láminas delgadas exhiben una textura con escasos cristales, de tipo porfídica o hipohialina, en donde se observa

una matriz vítrea de tonos variados (marrón, gris oscuro, pardo claro, amarillo, verde o rojizo) considerablemente alterada y desvitrificada o silicificada (Figuras 4.26b y 4.27).

Las fases minerales más abundantes son el cuarzo y feldespato (entre 6 y 5% modal respectivamente), expuestos en cristales de entre 0.3 y 1.8 mm de forma subhedral, así como en fragmentos angulosos de menos de 0.5 milímetros. El cuarzo también se distingue en dominios de microcristales o fragmentos más pequeños rodeados por vidrio y óxidos, que llegan a formar bandeamiento entre partes vítreas y estos dominios. Tanto el cuarzo como el feldespato poseen evidencias importantes de reabsorción en bordes o núcleos, pues algunos son anhedrales con bordes redondeados, lo que implica recalentamiento; aunque también existen algunos cristales subhedral (Figura 4.27c). La mica, clasificada como biotita, se observa en cristales de menos de 0.75 mm aciculares o tabulares, color marrón claro a oscuro y de birrefringencia de hasta tercer orden. Está moderadamente reemplazada u oxidada por magnetita-hematita hacia sus bordes y es muy escasa (aproximadamente 1% modal).

En las muestras se disponen cristales de cuarzo, feldespato, biotita, fases de alteración (calcita, clorita, posible calcedonia y sericita) y fases accesorias como magnetita, hematita e ilmenita. Además, es habitual la presencia de aglomerados (Fig. 4.26a) o vesículas amorfas (0.2-6 mm) que pueden llegar a formar amígdalas, pues algunas están rellenas de minerales secundarios (Figura 4.27b). Del mismo modo, es posible identificar fases de alteración como calcita, sericita y clorita relleno de fracturas y reemplazando parte de la matriz desvitrificada o a minerales primarios, a tal grado que llegan a generarse “axiolitas”.

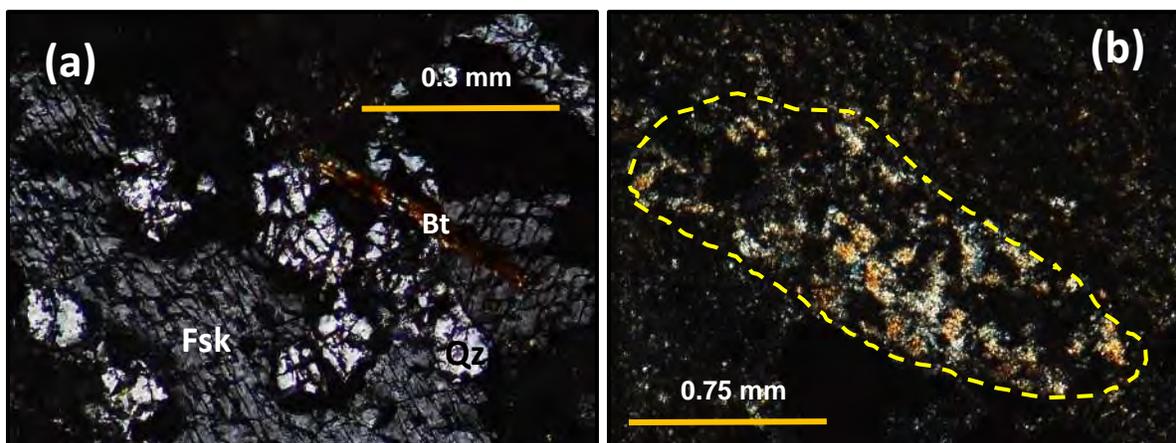


Figura 4.26. (a) Fotomicrografía bajo LP de un aglomerado de cristales de cuarzo (Qz), feldespato (Fsk) y biotita (Bt) en la muestra EP-41 de la Fm. Tezuantla. (b) Lítico accidental sedimentario subredondeado bajo LP observado en la Formación Tezuantla (muestra EP-45).

Asimismo, aunque poco común en sección delgada, es posible apreciar líticos accidentales subangulosos (Figura 4.27a) identificados también en muestra de mano. Estos pertenecen a una dacita porfídica con fenocristales euhedrales de cuarzo embebidos en una matriz fina. Aunado a los líticos de dacita, se pueden distinguir posibles xenocristales de hasta 2.5 mm moderadamente reabsorbidos, de cuarzo policristalino con extinción en parches y líticos accidentales subredondeados (Figura 4.26b). La última característica distintiva de esta unidad en lámina delgada es la recristalización del vidrio de la matriz, ya que existen abundantes esferulitas radiales de hasta medio milímetro (Figura 4.27a y b).

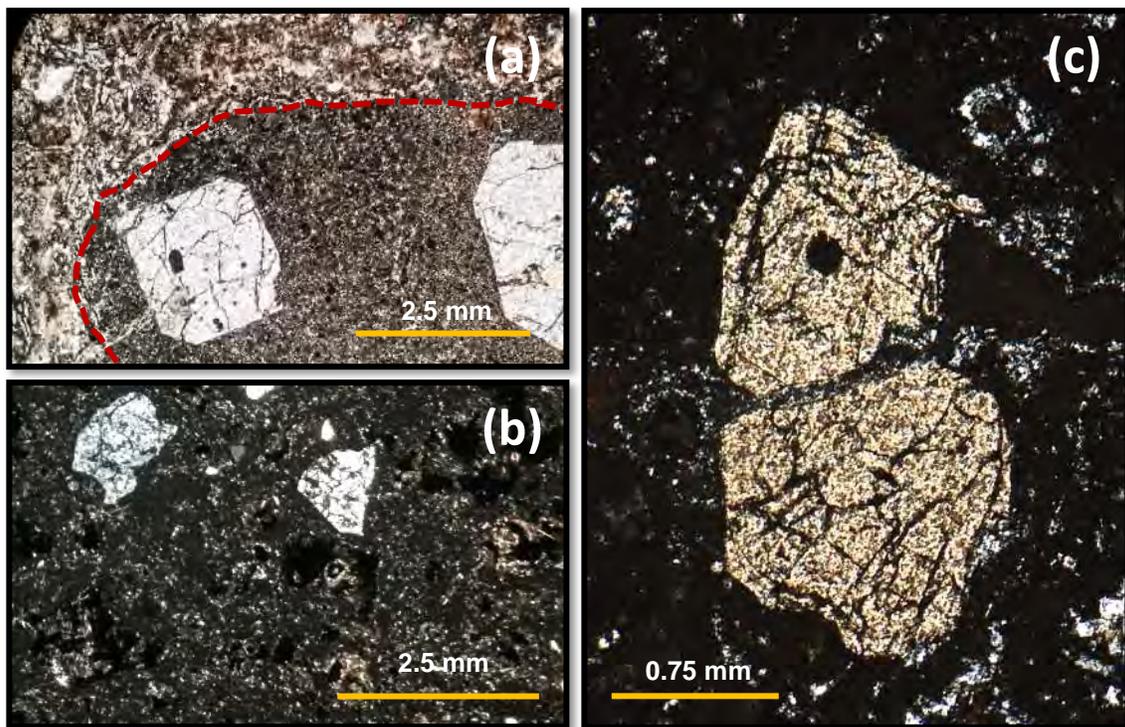


Figura 4.27. Fotomicrografías bajo luz natural (a) y luz polarizada (b y c) de secciones delgadas de las muestras EP-41 y EP-45 de la Formación Tezuantla. (a) Parte de un lítico accidental (línea punteada) de dacita porfídica con matriz vítrea y cristales de cuarzo euhedrales sanos; envuelto por la matriz esferulítica característica de los depósitos piroclásticos. (b) Cristales subhedrales de cuarzo dispuestos en una matriz vítrea con vesículas rellenas de sílice secundario. (c). Cristal subhedral de cuarzo fracturado y atravesado por una vetilla de sílice y hematita secundarios.

4.5.3.2. Pórfido de hornblenda

La muestra EP-55 se clasificó como parte de un pórfido dacítico de hornblenda, que se caracteriza por presentar abundantes cristales de anfíbol (hornblenda y pargasita), mica, plagioclasa y óxidos que se encuentran en una matriz vítrea con tintes grises, verdosos y pardos. Es decir, es una roca de textura porfídica hipocristalina, alterada a clorita y algo de epidota. La plagioclasa en esta roca se dispone en

tamaños de 1 a 2.8 mm, tiene maclado polisintético y ocasionalmente oscilatorio, y se observa euhedral con hábito tabular o prismático (Figura 4.28a). El anfíbol, de hasta 1.5 mm, ostenta dos poblaciones: anfíbol subhedral moderadamente sano color pardo-amarillento bajo luz natural, con bordes de opacita o totalmente reemplazado por óxidos; y cristales anhedrales color verde oscuro con bordes finos de opacita y núcleos reabsorbidos (Figura 4.28a).

4.5.3.3. Flujos de lava Xolostitla

Petrográficamente, las muestras de estas unidades están representadas por una textura porfídica hipocristalina a glomeroporfídica con una matriz microlítica que varía entre intergranular (Figura 4.28b y c) e intersertal, conformada por abundantes microlitos de feldespato, rodeados parcialmente por ferromagnesianos, óxidos y/o vidrio intersticial. La muestra EP-49 de una andesita-basáltica posee numerosos fenocristales de feldespato (30% modal) de hábito prismático a tabular y forma euhedral, con medidas de alrededor de 1 mm. En menor volumen exhibe olivino y piroxeno (5 y 3% modal respectivamente), que se presentan como fenocristales individuales menores a 0.8 mm o en aglomerados junto con la plagioclasa (Figura 4.28b).

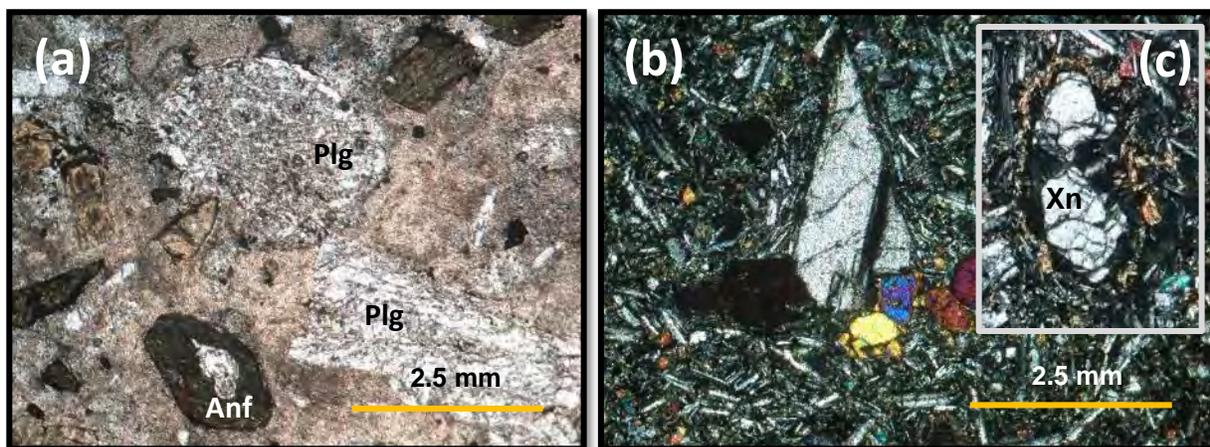


Figura 4.28. Sección delgada bajo luz natural del pórfido dacítico muestra EP-55 (izquierda) y de la andesita-basáltica (muestra EP-49), bajo luz polarizada (derecha). (a) Cristales de anfíbol (Anf) verdosos moderadamente redondeados con bordes delgados de opacita; plagioclasa (Plg) euhedral y anhedral con textura de tamiz. (b) Aglomerado conformado por un fenocristal de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno subhedrales sobre una matriz microlítica intergranular. (c) Xenocristal (Xn) de cuarzo con una corona de reacción de piroxeno.

El olivino y el piroxeno se aprecian ligeramente alterados entre sus fracturas y en sus bordes, sobre todo el olivino que está parcialmente alterado a iddingsita. Los dos minerales son principalmente euhedrales y se encuentran parcialmente fracturados. De la plagioclasa es posible distinguir cristales sanos, con

inclusiones grandes en su núcleo y con textura de tamiz desarrollada en todo el cristal; lo que indica una posible mezcla o eventos de descompresión y/o recalentamiento. Existen también escasos cristales de cuarzo casi completamente reabsorbidos con coronas de reacción de clinopiroxeno, que se clasificaron como xenocristales (Figura 4.28c). Por último, las muestras andesíticas (EP-43 y EP-44) están conformadas únicamente por una matriz de microlitos de plagioclasa no orientados con escaso vidrio intersticial y menos del 5% de volumen modal de fenocristales definidos como pseudomorfos o fantasmas de posible anfíbol reemplazado por magnetita.

Tabla 1. Lista de las muestras recolectadas en el área de estudio junto con su ubicación geográfica (elevación en m.s.n.m.) y el análisis modal efectuado en algunas de las muestras (Qz: cuarzo, Sn: sanidino, Plg: plagioclasa, An: anfíbol, Bt: biotita, Px: piroxeno, Ol: olivino, Mtz: matriz, Vd: vidrio, Ox: óxidos, Lt: líticos).

Clave	Coordenadas			Qz	Sn	Plg	Bt	Px	Anf	Ol	Mtz	Vd	Ox	Lt
	N	W	Altitud											
EP-40A	20° 02' 0.5"	98° 39' 55.2"	2538											
EP-40B				4.61	2.31	0.31	0.77					92		
EP-41	20° 04' 54.2"	98° 39' 35.1"	2569											
EP-41V														
EP-42	20° 04' 56.3"	98° 39' 10'	2612											
EP-43	20° 05' 13.9"	98° 39' 9.6"	2694						4.2		93.48		2.32	
EP-44	20° 05' 19.5"	98° 38' 59.5"	2733											
EP-45	20° 04' 44.5"	98° 38' 54"	2456	11.4	1.4						87.2			4
EP-46	20° 05' 07"	98° 38' 35"	2560											
EP-47	20° 05' 2.7"	98° 38' 39.9"	2504	10.16	8.5	14.2	2.34				64.8			
EP-48	20° 04' 44.9"	98° 38' 23.7"	2560	4.14	2.29	1.43	0.71					90		1.43
EP-49	20° 04' 21.1"	98° 37' 11.4"	2482			28		2.33		4.5	62.5		2.67	
EP-50	20 02' 16.8"	98° 38' 53.1"	2683	8.17	3.83	1	2.33				86.17			
EP-51	20° 00' 1.9"	98° 38' 9.7"	2538	15.17	5.5	2.17	1.83				74.33			
EP-52	20° 03' 18.6"	98° 33' 56.9"	2819											
EP-53	20° 01' 20.1"	98° 33' 40.6"	2647	9.67	12.67	18.33	4				55.33			
EP-54	20° 09' 03"	98° 43' 55.9"	2646											
EP-55	20° 07' 24.9"	98° 38' 23.7"	2980											
BR-09	20° 01' 41.7"	98° 41' 25.7"	S/A	7.8	4.52	23.5	2.18				62			
SP-18	20° 06' 48.9"	98° 37' 27.6"	S/A	5.13	2.08	2.3	2				88			

4.6. Geocronología de rocas del área de estudio

En este trabajo se determinaron las edades K-Ar en sanidino de 4 muestras de rocas silíceas del área de estudio: una de un derrame de lava de Epazoyucan (EP-40B), 2 de cuerpos ignimbríticos pertenecientes a miembros de la ignimbrita Epazoyucan (BR-09 y EP-48) y una de la ignimbrita Peñas Cargadas (SP-18). De este modo, con la ayuda de las relaciones estratigráficas, edades obtenidas en este estudio, así como de aquellas determinadas en estudios previos, fue posible establecer el orden de las unidades descritas en párrafos anteriores. Los resultados fueron obtenidos en el Laboratorio de Geocronología K-Ar del Instituto de Geología de la UNAM y se presentan en la siguiente tabla:

Tabla 2. Edades K-Ar de 4 rocas félsicas del área de trabajo.

Unidad	Mineral	%K	⁴⁰ Ar*(moles/g)	% ⁴⁰ Ar*	Edad (Ma)	± (1s)
Miembro San Vicente	Sanidino	3.00	1.179E-10	91.0	22.5	0.3
Miembro Tizahuapan	Sanidino	0.497	4.554E-12	26.2	19.8	0.7
Miembro El Girón	Sanidino	2.244	1.443E-11	66.9	22.6	1.6
Ignimbrita Peñas Cargadas	Sanidino	0.733	1.976E-11	42.1	18.3	0.9

CAPÍTULO 5. RESULTADOS DE ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

Los resultados de los análisis geoquímicos de elementos mayores y traza, e isotópicos, se sintetizan en las tablas A1-A4 del anexo. Enseguida se describen dichos resultados representados en diversos diagramas para una mejor explicación.

5.1. Geoquímica de roca total

5.1.1. Elementos mayores

Los elementos mayores, principales constituyentes de una roca (concentraciones mayores al 1% en peso), tienden a variar considerablemente en función de la composición, profundidad, presión y temperatura a las cuales son sometidos los magmas en los que se encuentran, así como con el grado de compatibilidad de los mismos elementos. Por ello, son sensibles a diversos fenómenos petrogenéticos o procesos secundarios, y no son completamente adecuados para interpretaciones detalladas. Sin embargo, responden de manera predecible a la evolución “normal” de un magma, por lo que se pueden utilizar con fines de clasificación o también como indicadores de cristalización de fases minerales.

En el caso de las rocas volcánicas del área de estudio podemos observar en general tres grupos distintos, de acuerdo con el diagrama de álcalis totales ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) vs sílice de LeBas et al. (1984) que se presenta en la Figura 5.1. Primero, todas las rocas se disponen en el campo subalcalino, tomando en cuenta la subdivisión de Irvine y Baragar (1971). Las composiciones varían entre 54 y 79 % en peso de SiO_2 , con un porcentaje en peso de álcalis de entre 5 y 9, es decir, que las muestras ocupan básicamente todo el rango composicional. Aquellas clasificadas como félsicas se restringen al campo de la riolita con valores de 76 a 79% en peso de SiO_2 ; las muestras provenientes del pórfido de hornblenda (EP-55), la Formación Vizcaína (EP-47) y flujos de lava Xolostitla (EP-43, EP-44 y EP-49) caen en los campos de andesita y dacita (54-65% en peso de SiO_2); y las muestras de la lava Aguayutla-Jalapilla varían entre dacita, riodacita y riolita (68 a 74% en peso de SiO_2). Aunado a lo anterior, como punto de comparación se graficaron algunos datos previos de rocas volcánicas del área de estudio y alrededores. Entre ellas están algunas rocas de la Sierra de Pachuca, la Riolita Las Navajas e ignimbritas silíceas del Campo Volcánico San Vicente y de la región de Epazoyucan-Singuilucan (ignimbrita Escobillas).

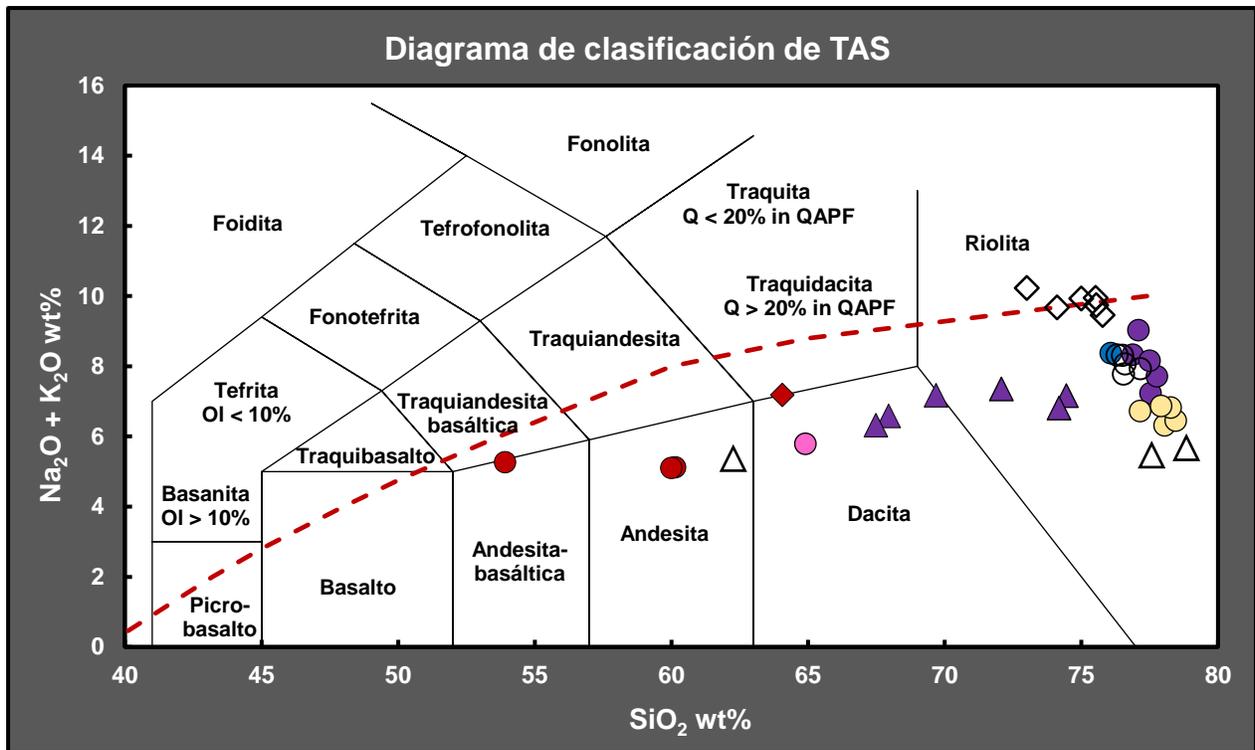


Figura 5.1. Clasificación química de las rocas volcánicas del área de estudio (símbolos con color) de acuerdo con los campos de Le Bas et al. (1984). La línea punteada que subdivide las series alcalina y subalcalina es de Irvine y Baragar (1971). Se incluyeron datos de áreas vecinas (símbolos vacíos o sin color): ignimbrita Escobillas (Ramírez-Ramírez, 2016; Contreras-Cruz y Aparicio-Canales, 2016), Riolita Las Navajas (Núñez-Velázquez, 2018) y Sierra de Pachuca (Martínez-González, 2018).

En general, se puede observar que las rocas de EP-SP (lava e ignimbrita Epazoyucan, la Fm. Tezuantla y Peñas Cargadas) muestran una similitud importante al ser comparadas con las muestras de zonas aledañas, con excepción de la lava Aguayutla-Jalapilla y la Formación Vizcaína, que poseen una cantidad menor de sílice y son de distintas edades.

Mioceno Medio - Pleistoceno

- ◇ Riolita Las Navajas
- Flujos de lava Xolostitla
- ◆ Pórfido de hornblenda

Mioceno Temprano - Mioceno Medio

- Formación Tezuantla
- Ignimbrita Peñas cargadas
- Ignimbrita Escobillas
- Lava e ignimbrita Epazoyucan

Mioceno Temprano

- ▲ Lava Aguayutla-Jalapilla
- Formación Vizcaína
- △ Sierra de Pachuca

También, es posible notar una correlación negativa, o una pronunciada disminución de álcalis con respecto a la sílice para las unidades más félsicas (lava e ignimbrita Epazoyucan y Formación Tezuantla) en comparación con las rocas de la lava Aguayutla-Jalapilla y la Fm. Vizcaína. Este comportamiento (entre

otros que se verán en el capítulo siguiente), se puede utilizar como criterio para distinguir un posible origen distinto, o la influencia de procesos petrogenéticos disímiles, para las unidades más silíceas; y se puede relacionar con la cristalización de plagioclasa y feldespato potásico (sanidino). Todas las muestras caen en el campo subcalino, por ende, se graficaron en un diagrama ternario de tipo AFM (% en peso de A=Álcalis, F=FeO_{total} y M=MgO). Este diagrama permite clasificar las rocas subcalinas en dos campos: rocas toleíticas, y rocas calco-alcálicas. Así, en el diagrama de la Figura 5.2 es posible apreciar la afinidad calco-alcálica de todas las muestras del área de estudio y alrededores.

En la Figura 5.3, se muestra la clasificación de las rocas del área en: bajo, medio y alto K, de acuerdo con la división de Le Maitre et al. (2002). Las rocas silíceas se disponen en el campo calco-alcálico alto en K, con la excepción de las muestras EP-45 y 46 que están en el campo medio K, éstas pertenecen a afloramientos de espesor considerable de la Formación Tezuantla, caracterizados por la presencia de líticos y una alteración considerable (muestra EP-46). Por su parte las rocas máficas a intermedias (flujos de lava Xolostitla) caen entre los campos de medio K, salvo la muestra EP-55 del pórfido de hornblenda, que tiene una cantidad anómala de anfíbol y biotita, y tal vez por ello ostenta un alto contenido de K.

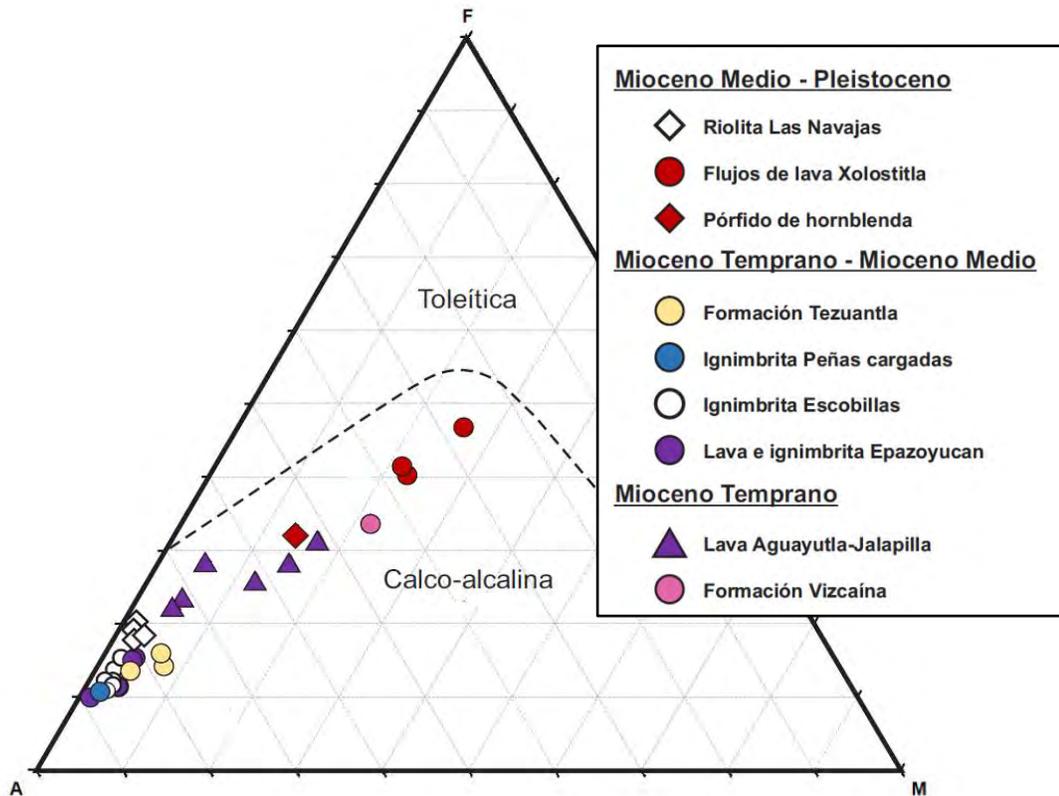


Figura 5.2. Afinidad calco-alcálica de las rocas de EP-SP mostrada en el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971).

Finalmente, las muestras de lavas máficas a intermedias se disponen en los campos de medio a bajo K, respondiendo de manera esperada al bajo contenido de minerales portadores de sodio y potasio típico en estas rocas. De nuevo, es posible observar una correlación negativa de K con respecto a la sílice para las rocas de las lavas e ignimbritas Epazoyucan y la Fm. Tezuantla; contraria a la correlación positiva de algunas de las demás rocas intermedias a félsicas.

De manera similar, se elaboraron diagramas binarios tipo Harker tomando a la sílice como índice de diferenciación (Figura 5.4). Los datos del área de estudio exhiben una correlación negativa de elementos mayores, pues la concentración de estos disminuye con el aumento de SiO_2 , con la excepción del K_2O que ostenta una pendiente positiva y el Na_2O que posee un cierto grado de dispersión de datos, posiblemente por la cristalización de plagioclasa. En estos mismos diagramas, junto con el de Al_2O_3 vs SiO_2 , cabe resaltar una tendencia negativa, casi vertical, de las rocas más silíceas (Fm. Tezuantla y lava e ignimbrita Epazoyucan) en comparación con las rocas de la Fm. Vizcaína y la lava Aguayutla-Jalapilla.

Gracias a estos datos, se puede inferir un cierto grado de cristalización (posiblemente fraccionada) de fases minerales que pueden coincidir con las observadas en las muestras de mano y láminas delgadas, como sanidino (K) y plagioclasa (Na). Asimismo, la disminución de elementos como el Fe, Mg, Ca, P y Ti pueden asociarse con la cristalización de minerales ferromagnesianos como titano-magnetita, u otros como plagioclasa y apatito. Estos resultados, además, son concordantes con los de la ignimbrita Escobillas, obtenidos en estudios mencionados previamente.

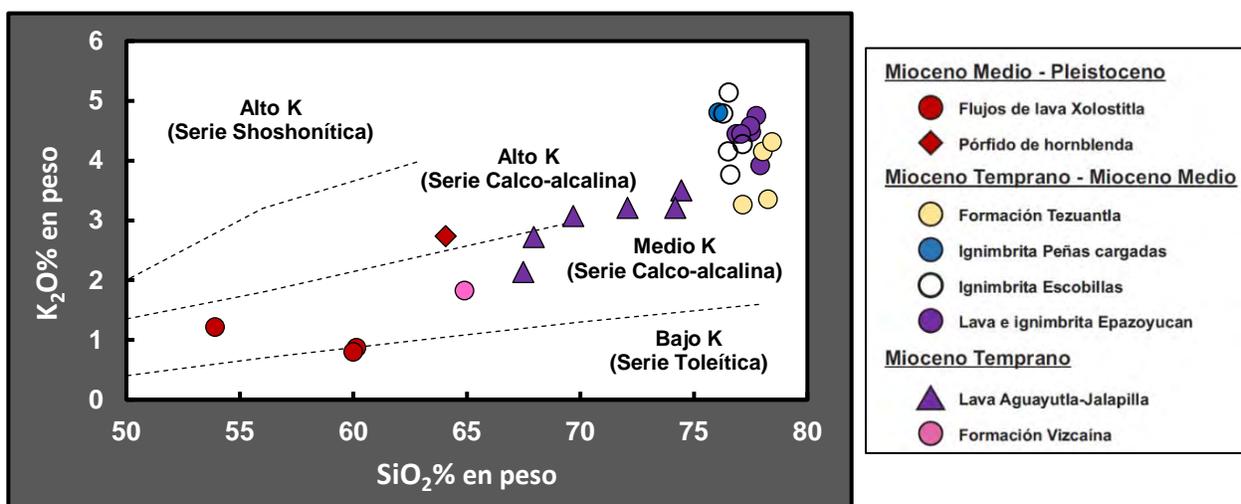


Figura 5.3. Subdivisión de las rocas subalcalinas del área de estudio con base en el diagrama de K_2O vs sílice con los campos de Peccerillo y Taylor, (1976) indicados con línea discontinua.

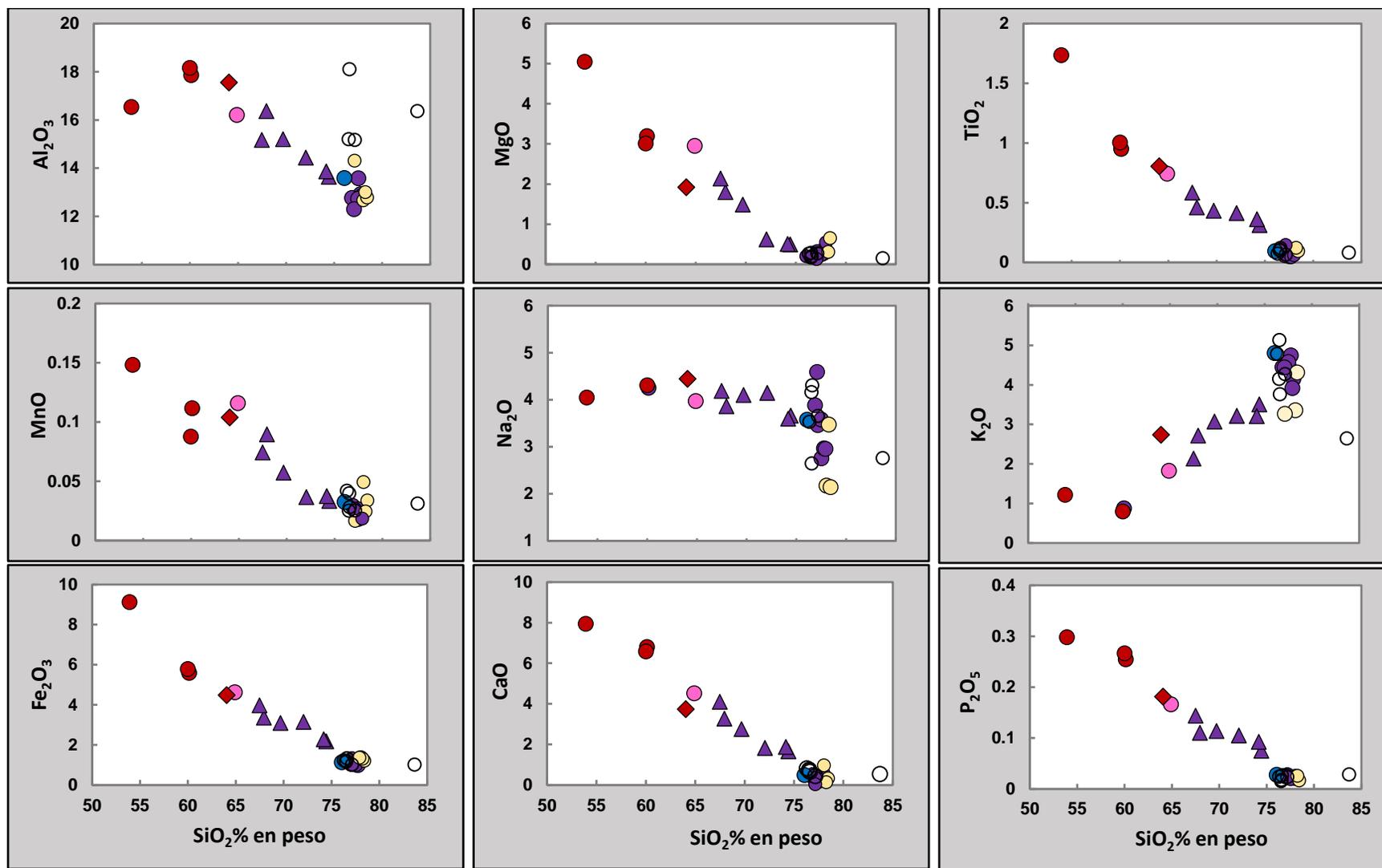


Figura 5.4. Diagramas de tipo Harker de elementos mayores (porcentaje en peso) contra la sílice como I.D. de las rocas volcánicas del área de estudio (símbolos en color). Se comparan con valores de estudios previos (Ramírez-Ramírez, 2016; Contreras-Cruz y Aparicio-Canales, 2016) de la ignimbrita Escobillas localizada entre San Vicente y Epazoyucan-Singuilucan (círculos vacíos o sin color). Ver simbología en la figura siguiente.

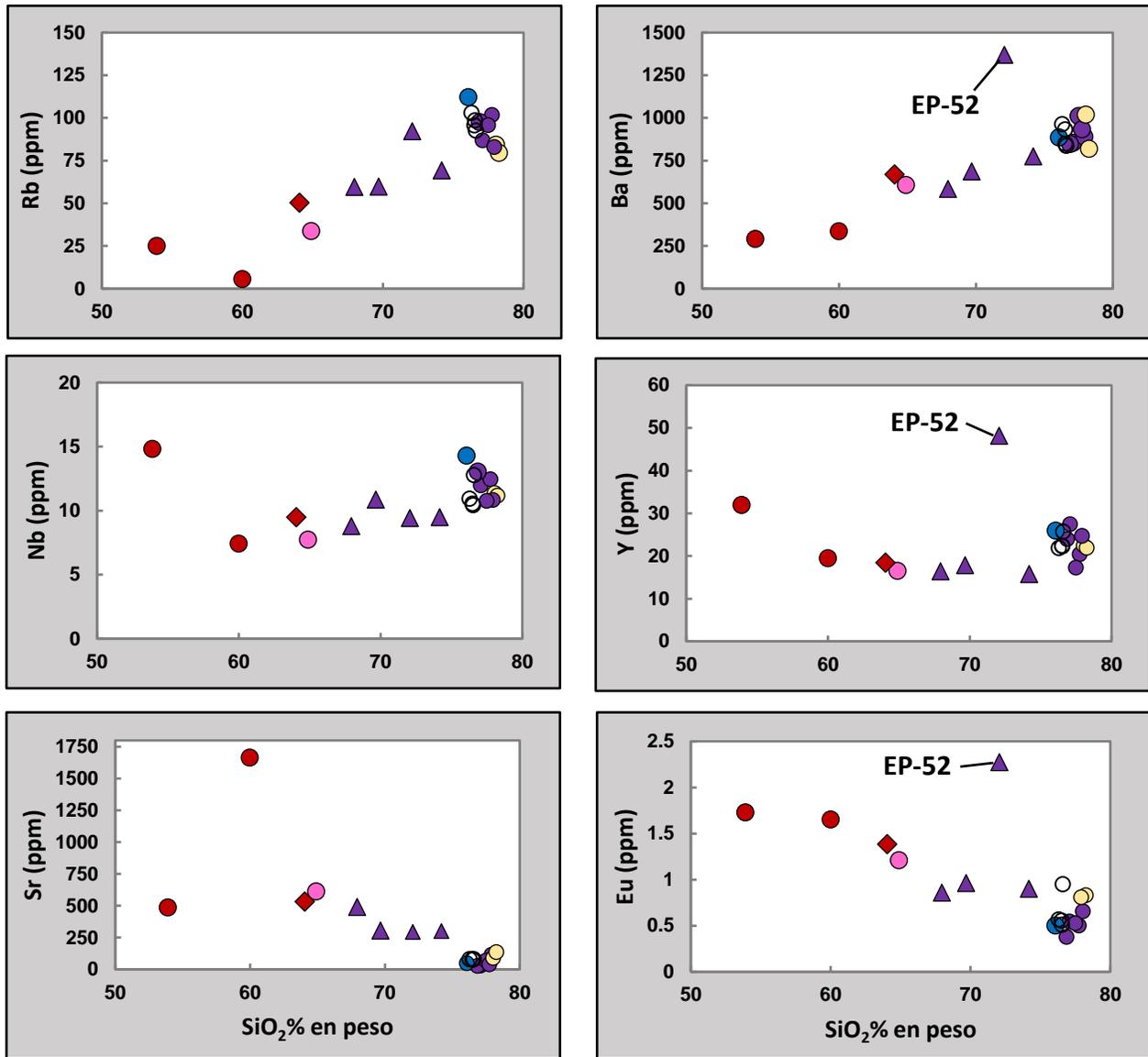


Figura 5.5. Variación de elementos traza respecto a la sílice de rocas volcánicas de EP-SP, se observa un comportamiento ligeramente distinto para la muestra EP-52, posiblemente debido a alteración.

5.1.2. Elementos traza

Elementos incompatibles de tipo LILE (*large ion lithophile elements*) como el Ba, Sr o Rb, y algunos HFSE como el Zr y Nb se graficaron en diagramas de variación binarios (Figura 5.5) para vislumbrar tendencias relacionadas con fenómenos petrológicos.

Mioceno Medio - Pleistoceno

- Flujos de lava Xolostitla
- ◆ Pórfido de hornblenda

Mioceno Temprano - Mioceno Medio

- Formación Tezuantla
- Ignimbrita Peñas cargadas
- Ignimbrita Escobillas
- Lava e ignimbrita Epazoyucan

Mioceno Temprano

- ▲ Lava Aguayutla-Jalapilla
- Formación Vizcaina

Esto debido a que los elementos traza, que se encuentran en concentraciones menores al 1% en peso, varían en función de su incompatibilidad, derivada a su vez del tamaño del radio iónico, potencial de ionización y su estructura mineral (Winter, 2013). Así, la concentración relativa de los mismos se puede asociar con: cristalización de fases minerales específicas, mezcla de magmas de composiciones distintas, la proveniencia de una fuente heterogénea o enriquecida en algún elemento en particular, contaminación del magma por asimilación cortical, o con la re-movilización de fases por influencia de fluidos sobrepresurizados a niveles corticales, o como producto de fenómenos metamórficos o de alteración.

En los diagramas tipo Harker de elementos traza que toman en cuenta al SiO₂ como índice de diferenciación, es posible apreciar pendientes positivas para las rocas máficas e intermedias. Esto para elementos como el La y elementos tipo LIL como el Rb y Ba, pero negativa para el Sr y Nb; aunque el patrón de variación del último es menos claro. En cambio, los elementos traza característicos de minerales como plagioclasa y anfíbol (Eu, Y) muestran una pendiente de evolución negativa en los diagramas vs sílice. Las rocas riolíticas, por su parte, muestran patrones con empobrecimiento de Y (con una ligera dispersión), Sr y Eu, a mayor concentración de SiO₂; y un enriquecimiento para los elementos Rb, Nb y Ba con respecto a la sílice. Cabe resaltar, que las rocas de la Formación Vizcaína y la lava Aguayutla-Jalapilla muestran concentraciones distintas de elementos mayores y traza con respecto a su contenido de SiO₂, por lo tanto, se les podría atribuir un origen distinto a las rocas más silíceas.

5.1.2.1. Diagramas multi-elementales

En un diagrama multi-elemental o de “araña”, normalizado con respecto al manto primitivo (valores de Sun y McDonough, 1989 para el K; McDonough y Sun, 1995 para el P₂O₅), se puede apreciar una mayor concentración de la mayoría de los elementos traza en las rocas dacíticas a riolíticas con respecto a las rocas máficas e intermedias (Figura 5.6), así como algunas anomalías positivas y negativas en las rocas félsicas y máficas. En las primeras se aprecia un enriquecimiento de elementos LILE (Cs, Rb, Ba y K) y Pb respecto a los elementos HFS (Nb y Ta), P, Ti y Tierras Raras pesadas (Dy, Y, Yb y Lu). Mientras que en las rocas máficas a intermedias, del pórfido de hornblenda y los flujos de lava Xolostitla, el comportamiento de los elementos traza es similar, pero estos se encuentran en concentraciones menores. Las características anteriores, se pueden considerar patrones típicos de subducción (Pearce, 1983). Por otra parte, se determinaron relaciones (Ba/Nb)_N, donde las rocas dacíticas a riolíticas tienen valores de 6.6 a 9.1, en comparación con valores más bajos de las rocas máficas (>3). Las muestras EP-55 del pórfido

dacítico de hornblenda y EP-52 del miembro ignimbrítico de la lava Aguayutla-Jalapilla, son los únicos casos peculiares de su respectivo grupo, con relaciones más altas de $(Ba/Nb)_N$ de entre 4.6 y 14.8 respectivamente, concentraciones más altas de elementos traza y marcadas anomalías positivas de Pb y Sr en el pórfido.

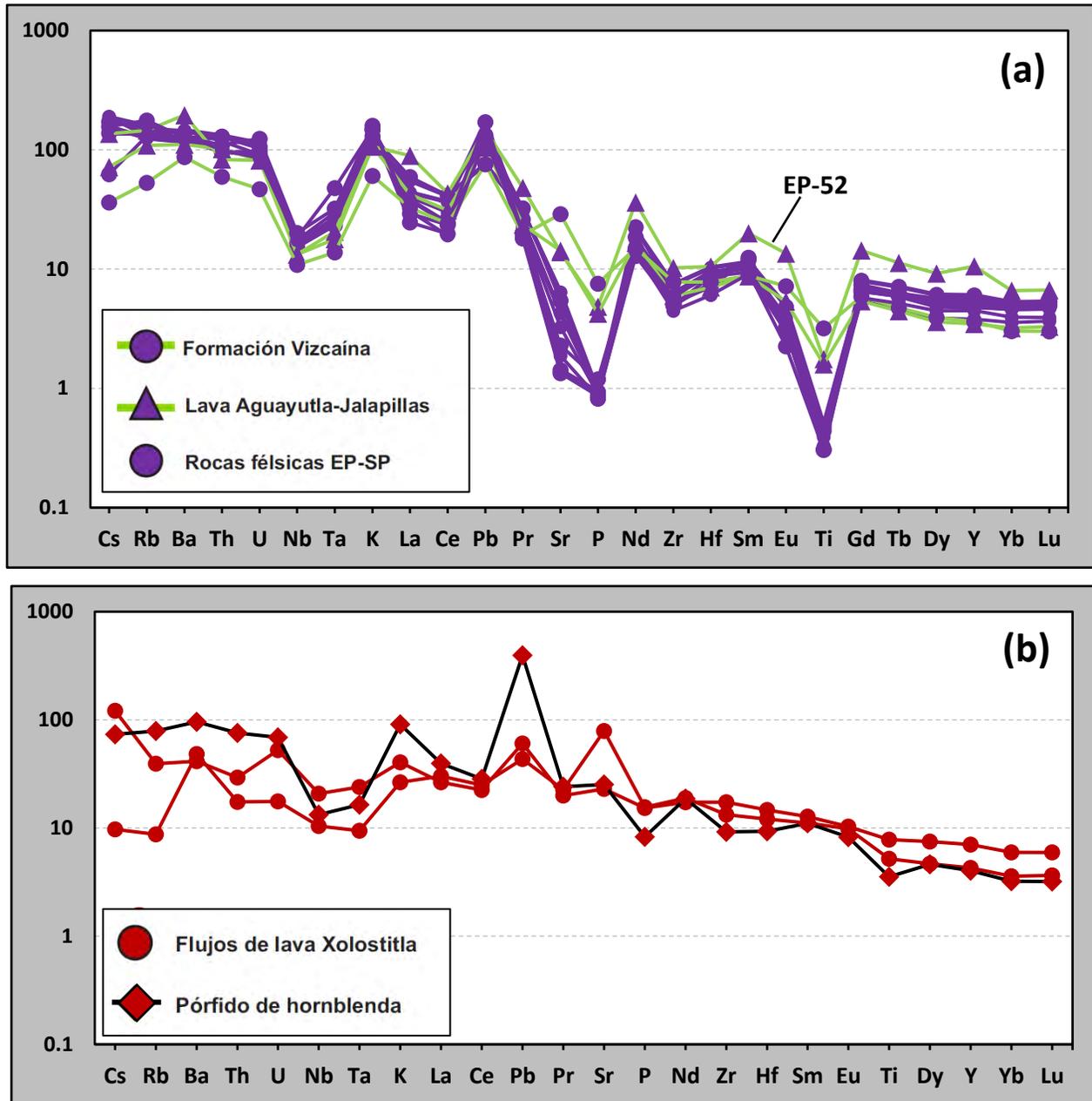
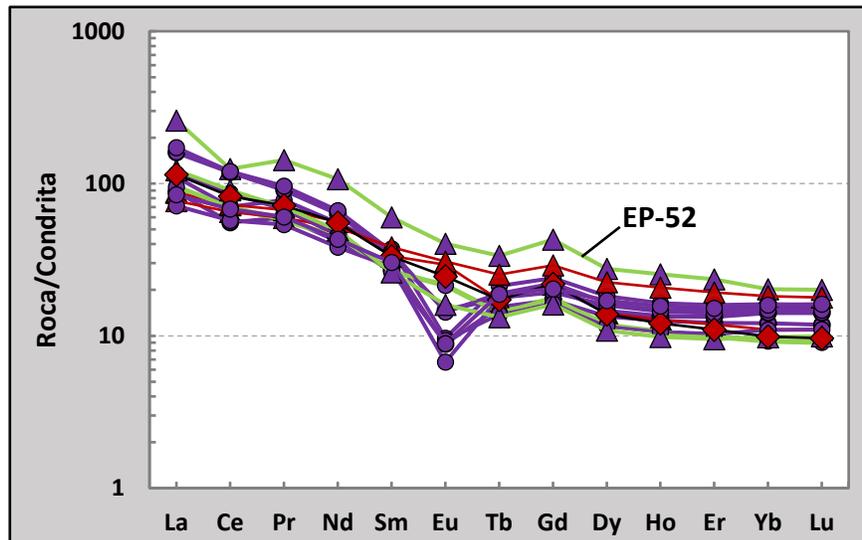


Figura 5.6. Diagramas multi-elementales normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de rocas volcánicas félsicas de EP-SP (a) y rocas volcánicas máficas a intermedias del área de estudio (b). Los valores de K, P y Ti fueron normalizados a partir de datos de óxidos. Aquí y en adelante, el grupo denominado “**rocas félsicas EP-SP**” de algunos diagramas, representa los datos en conjunto de las unidades de la lava e ignimbrita Epazoyucan, la ignimbrita Peñas Cargadas y la Formación Tezuantla, que suelen mostrar un comportamiento similar.

En geoquímica, las Tierras Raras o REE por sus siglas en inglés (*Rare Earth Elements*) son el grupo de elementos conocido como serie de los lantánidos (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Los datos de Tierras Raras de las rocas del área de estudio, normalizados con respecto a la condrita CI (Sun and McDonough, 1995), junto con los diagramas de araña, muestran patrones relacionados con subducción (Pearce, 1983) y un enriquecimiento de las Tierras Raras ligeras respecto a las pesadas para todas las muestras analizadas (Figura 5.7); además de patrones planos a relativamente inclinados de HREE ((Gd/Yb)_N: 1.31-2.22). Las únicas diferencias notables entre los tipos de roca son la presencia de anomalías negativas de Eu para las rocas más riolíticas (lava e ignimbrita Epazoyucan, Fm. Tezuantla e ignimbrita Peñas Cargadas) y mayor fraccionamiento (relación (La/Yb)_N) de la lava Aguayutla-Jalapilla (12-13) comparado con las primeras (<11). Asimismo, existe una concentración mayor de REE de la muestra EP-52 y se observa una ligera anomalía negativa de Ce en algunas de las muestras.

Figura 5.7. Diagrama de Tierras Raras normalizado con respecto a la condrita CI (Sun y McDonough, 1995) de rocas volcánicas de EP-SP. Misma simbología que en la Figura 5.6.



5.2. Geoquímica de isótopos de Sr, Nd y Pb

Las relaciones de isótopos radiogénicos pueden ser utilizadas como trazadores de procesos petrogenéticos. Esto debido a que las relaciones isotópicas en un magma son características de la fuente de la cual fueron extraídos, y estas suelen permanecer constantes durante subsecuentes eventos de fraccionamiento (Rollinson, 1993). Lo anterior se debe a que la diferencia de masas entre un par de isótopos radiogénicos pesados (masa>30) es tan pequeña, que no puede ser fraccionada por procesos controlados por el equilibrio cristal-líquido, por lo tanto, durante fenómenos como la fusión parcial, un magma tendrá las mismas características isotópicas que su fuente (Rollinson, 1993).

De acuerdo con el modelo general de diferenciación corteza-manto, cada reservorio tiene características isotópicas distintivas. La corteza continental tiene altas relaciones Rb/Sr, pero bajas de Sm/Nd, mientras que el manto residual tiene relaciones opuestas. Con el tiempo, estas 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. Cabe mencionar que los isótopos del Sm y Nd no son fraccionados considerablemente en la corteza continental por procesos sedimentarios o metamórficos (Rollinson, 1993; Faure, 2001), por lo que son un buen complemento de sistemas como el Rb-Sr.

El comportamiento de los isótopos de Pb, por otro lado, es más complejo, ya que tiene tres sistemas de decaimiento que no suelen definir tendencias lineales en diagramas de evolución isotópica de plomo (Rollinson, 1993). Específicamente, los dos isótopos de Pb producidos a partir del uranio (^{206}Pb y ^{207}Pb), muestran comportamientos contrastantes como consecuencia de sus diferentes tasas de decaimiento.

Se considera que 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 más rápido con el tiempo (Rollinson, 1993). Esto hace que las abundancias del ^{207}Pb sean excelentes indicadores de fuentes antiguas. Además, en las etapas recientes de la Tierra, el decaimiento del ^{238}U es mayor, por lo que las abundancias del ^{206}Pb son mayores que las del ^{207}Pb ; así, las diferencias en el comportamiento entre los diferentes isótopos de Pb nos facilitan la identificación de diversos reservorios isotópicos.

Es decir, gracias a su comportamiento, los sistemas isotópicos Rb-Sr, Sm-Nd y U-Pb fueron elegidos para evidenciar con mayor precisión la influencia de fenómenos petrogenéticos en las rocas del área de estudio. Generalmente, se considera que el origen de las rocas volcánicas silíceas (objetivo principal de este trabajo) se puede asociar con procesos que aumentan la concentración relativa de isótopos radiogénicos, como, por ejemplo, la asimilación cortical.

Por estos motivos, se obtuvieron valores isotópicos de 11 muestras del área de estudio (y 1 de referencia de la Riolita Las Navajas no mostrado en diagramas), cuyos valores se muestran en la Tabla A3 del anexo; y se compararon con datos isotópicos obtenidos previamente para rocas de las inmediaciones del área. Debido a que los resultados isotópicos obtenidos representan el decaimiento radiactivo de Rb y Sm en las muestras hasta el día de hoy, los valores de ϵNd fueron corregidos a sus relaciones isotópicas iniciales de la época de emplazamiento.

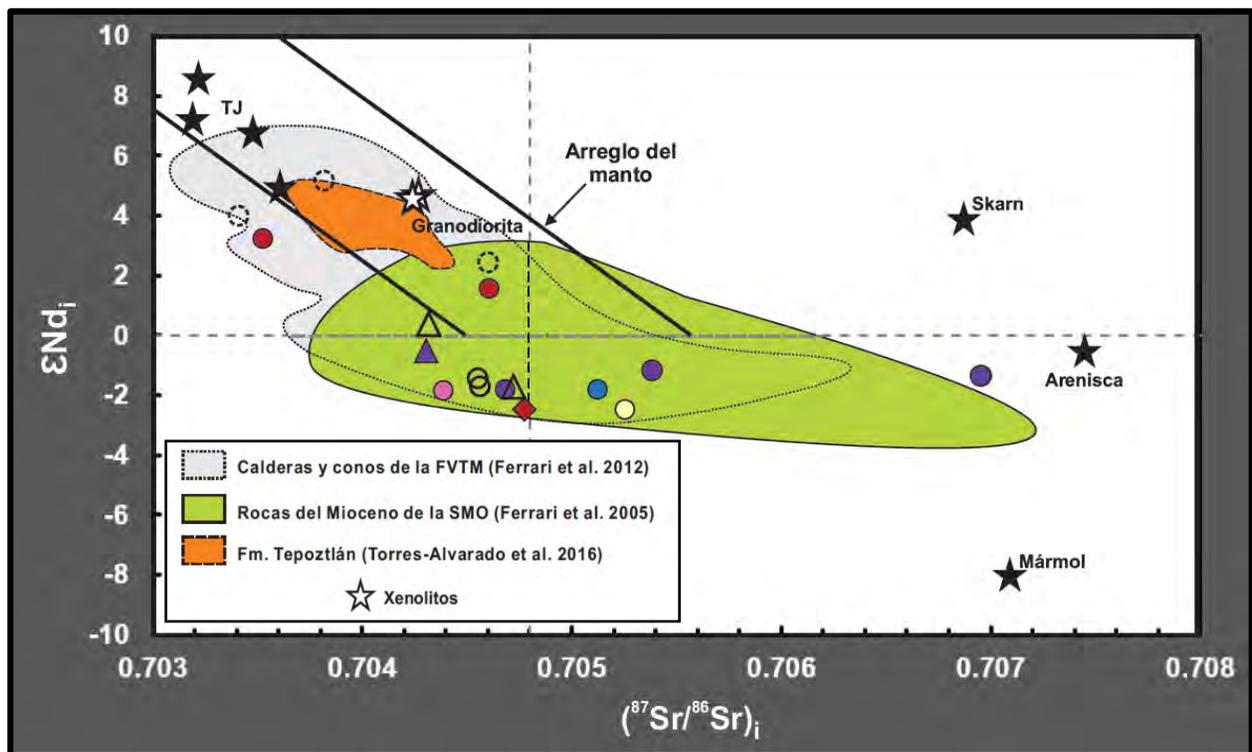


Figura 5.8. Relaciones isotópicas iniciales de Nd vs Sr (corregidas con las edades mencionadas en el texto) de las rocas de EP-SP (en color), junto con valores obtenidos en estudios previos (ignimbrita Escobillas, Sierra de Pachuca y CVXP, con símbolos vacíos). Se comparan también con relaciones isotópicas típicas de rocas volcánicas miocénicas de la FVTM, SMO y la Fm. Tepoztlán (campos color verde, gris y naranja, respectivamente). Se muestran algunos xenolitos del centro de México: trondhjemitas (TJ) de Chalcatzingo (Gómez-Tuena et al., 2008); granodiorita, skarn, arenisca y mármol del Popocatepetl (Schaaf et al., 2005).

Lo anterior se realizó con ayuda de las edades inferidas en este trabajo, por medio de relaciones estratigráficas, así como por edades obtenidas en estudios previos (e. g. 11.39 ± 0.24 Ma de la Formación San Cristóbal, cuya edad fue obtenida por Martínez-González (2018) mediante el método K-Ar). Mientras que las cuatro muestras fechadas por el método K-Ar (BR-09, EP-48, SP-18 y EP-40B) se corrigieron con sus respectivas edades (Tabla 2). Aunado a lo anterior, para las correcciones se utilizaron los valores del manto empobrecido (*Depleted Mantle* o DM) de Goldstein et al. (1984) para el Sm y Nd, y del reservorio condritico uniforme o CHUR (siglas en inglés de: *Chondritic Uniform Reservoir*) de Faure (2001); y las ecuaciones descritas por Goldstein et al. (1984).

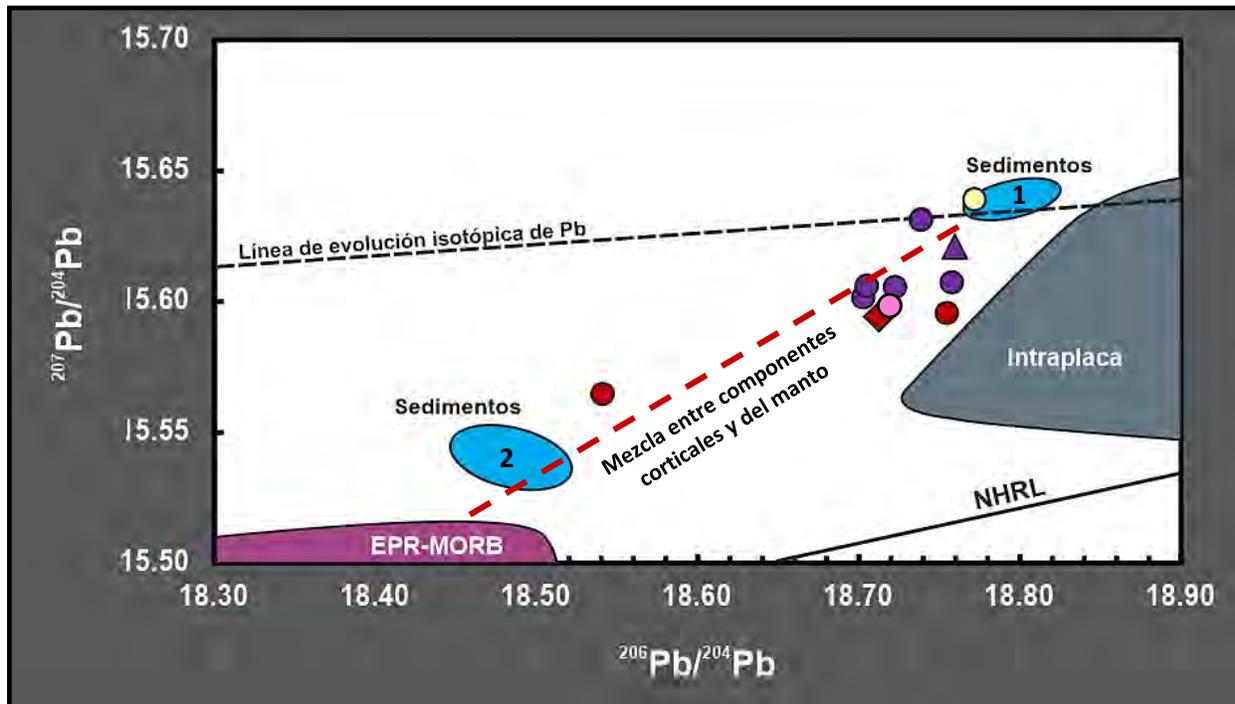


Figura 5.9. Relaciones isotópicas de Pb de las muestras de EP-SP y su comparación con valores de sedimentos oceánicos (campos en azul) de la placa de Cocos (1. LaGatta et al., 2003; 2. Verma, 2000), rocas de tipo intraplaca (Bohrson y Reid, 1997; Housh et al., 2010) y el campo EPR-MORB correspondiente a la placa de Rivera y de Cocos (Lehnert et al., 2000; <http://www.petdb.org/>). La línea de evolución isotópica de Pb y de referencia del hemisferio norte se tomaron de Stacey y Kramers (1975); y Zindler y Hart (1986), respectivamente.

Mioceno Medio - Pleistoceno	
●	Flujos de lava Xolostitla
◆	Pórfido de hornblenda
Mioceno Temprano - Mioceno Medio	
●	Formación Tezuantla
●	Lava e ignimbrita Epazoyucan
Mioceno Temprano	
▲	Lava Aguayutla-Jalapilla
●	Formación Vizcaína

De este modo, las relaciones isotópicas de la Formación Vizcaína (muestra EP-47), las muestras EP-50 y EP-51 de miembros de las lavas e ignimbritas Epazoyucan, la ignimbrita Peñas Cargadas (SP-18) y la muestra representativa de la Formación Tezuantla (EP-41) se corrigieron con edades de 23, 22.5, 20, 18 y 14 Ma, respectivamente. Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial para estas muestras fueron de 0.7044 a 0.7053, y los valores de ϵNd -2.43 a -1.34. Mientras que las relaciones isotópicas de la lava Aguayutla-Jalapilla (muestra EP-53A) se corrigieron con una edad de 23 Ma, con la que se obtuvieron valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7043 y ϵNd de -0.53.

Posteriormente, las relaciones isotópicas de las muestras del pórfido de hornblenda y los flujos de lava Xolostitla se corrigieron correspondientemente con 11 Ma (muestras EP-55 y EP-44) y 2 Ma (EP-49). Con ello se obtuvieron valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7035-0.7048 y de ϵNd de -2.25 a 3.35.

En el diagrama de ϵNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la Figura 5.8 se sintetizan estos resultados y su comportamiento: a grandes rasgos, todas las rocas félsicas de EP-SP muestran un carácter radiogénico para los isótopos de Sr, con valores negativos de ϵNd , y relativamente más altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$; lo que hace que se coloquen dentro de los cuadrantes III y IV, que representan el comportamiento de rocas ígneas derivadas del manto afectadas por componentes de corteza continental. En cambio, las rocas intermedias y máficas de los flujos de lava Xolostitla ostentan valores positivos de ϵNd y valores isotópicos bajos de Sr, por lo que caen dentro o cerca del arreglo del manto, es decir, se observa una correlación negativa entre las relaciones de Sr y Nd, similar a los basaltos oceánicos (De Paolo y Wasserburg, 1976; Richard et al., 1976). Los únicos valores, relativamente diferentes, son los de dos miembros de la lava e ignimbrita Epazoyucan y la Formación Tezuantla (EP-40B, 51 y 41, respectivamente), con relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ mayores a 0.705. Tal como los de una andesita (muestra EP-44) de los flujos de lava Xolostitla, con el valor más alto de ϵNd (3.35) y el más bajo de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7035).

Al ser comparados con relaciones isotópicas previas de la Sierra de Pachuca (Martínez-González, 2018), Epazoyucan-Singuilucan (Contreras-Cruz y Aparicio-Canales, 2016) y el Campo Volcánico Xihuingo-La Paila o CVXP (Valadez-Cabrera, 2012), se aprecia una gran similitud con las primeras dos regiones, que son las más próximas al área de estudio (Figura 5.8). Por el contrario, los valores de las rocas félsicas de EP-SP son isotópicamente más evolucionados con respecto de las rocas volcánicas silícicas de Xihuingo-La Paila, que son consideradas también del Mioceno Temprano a Medio, pero tienen relaciones isotópicas que se disponen primordialmente en el arreglo del manto, como ocurre comúnmente con rocas volcánicas de la FVTM. Por otro lado, en el caso del sistema U-Pb, las relaciones isotópicas de $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ y $^{208}Pb/^{204}Pb$ de las rocas silícicas estuvieron en un rango, respectivamente, de 18.70 a 18.77, 15.60 a 15.64 y 38.59 a 38.75. Y para las rocas máficas e intermedias del pórfido y flujos Xolostitla es en promedio de 18.67, 15.59 y 38.46 para $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ y $^{208}Pb/^{204}Pb$, respectivamente.

Los resultados a detalle con su desviación estándar se muestran en la Tabla A4 del anexo y se graficaron en la Figura 5.9; en ésta es posible diferenciar una línea de mezcla entre un componente del manto y un reservorio rico en ^{207}Pb , como pueden ser materiales corticales de tipo sedimentario marino (de la placa en subducción). Los datos isotópicos de todas las rocas félsicas se disponen más cerca de un componente similar a los sedimentos oceánicos de la placa de Cocos, y los de las rocas máficas a intermedias (flujos de lava Xolostitla y pórfido de hornblenda) tendrían mayor influencia de un componente intraplaca.

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

En el presente trabajo se intenta discernir la proveniencia de las rocas volcánicas silíceas ubicadas entre Epazoyucan, Singuilucan y la Sierra de Pachuca, así como los fenómenos petrogenéticos y características geoquímicas e isotópicas asociados a su emplazamiento. Sin embargo, enseguida se abordarán, de manera general, aspectos geológicos y petrográficos intrínsecamente relacionados al origen de las rocas volcánicas objeto de este estudio.

6.1. Geología

6.1.1. Origen del vulcanismo de Epazoyucan-Sierra de Pachuca

La geología del oriente de la FVTM ha dificultado definir de forma precisa la relación del vulcanismo de la región con algún control tectónico-estructural, ya que la presencia de algunas estructuras como fallas, fisuras o fracturas no ha sido observada directamente. Sin embargo, la alineación de cuerpos volcánicos, visible en imágenes satelitales e identificada por autores como García-Palomo et al. (2002), junto con datos geocronológicos publicados en sus respectivos trabajos, sugieren la existencia de dos episodios vulcano-tectónicos. En los que el emplazamiento de los magmas fue favorecido por zonas de debilidad cortical expresadas como fallas, fracturas y fisuras en respuesta a una tectónica extensional.

El primer episodio, representado por rocas de composición andesítica a riolítica, comienza probablemente alrededor del Mioceno Temprano en la Sierra de Pachuca y al noroccidente de ésta, y se puede relacionar con un sistema de fallas y fracturas con una dirección NW-SE. Las evidencias de lo anterior son: las edades de rocas volcánicas reportadas por Geyne et al. (1963) y en el presente trabajo; relaciones estratigráficas determinadas por Segerstrom (1961) y Geyne et al. (1963); la distribución preferencial de estructuras, yacimientos o unidades señaladas en las cartas del distrito minero Pachuca-Real del Monte y alrededores; así como los lineamientos y fallas inferidas u observadas por el SGM en las cartas geológico-mineras del estado de Hidalgo y de Tulancingo, por Contreras-Cruz y Aparicio-Canales, (2016) y en el mapa geológico del presente estudio. En consecuencia, se sugiere que dichas estructuras no distinguidas en campo están cubiertas por productos volcánicos recientes y aluvión.

Enseguida, el magmatismo migró al SE hacia Apan, Cerro Gordo y alrededores, en esta región, García-Palomo et al. (2002) sugieren un vulcanismo de hasta ~13 Ma, el cual finaliza al SE de Cerro Grande entre los 11 y 9 Ma (Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000).

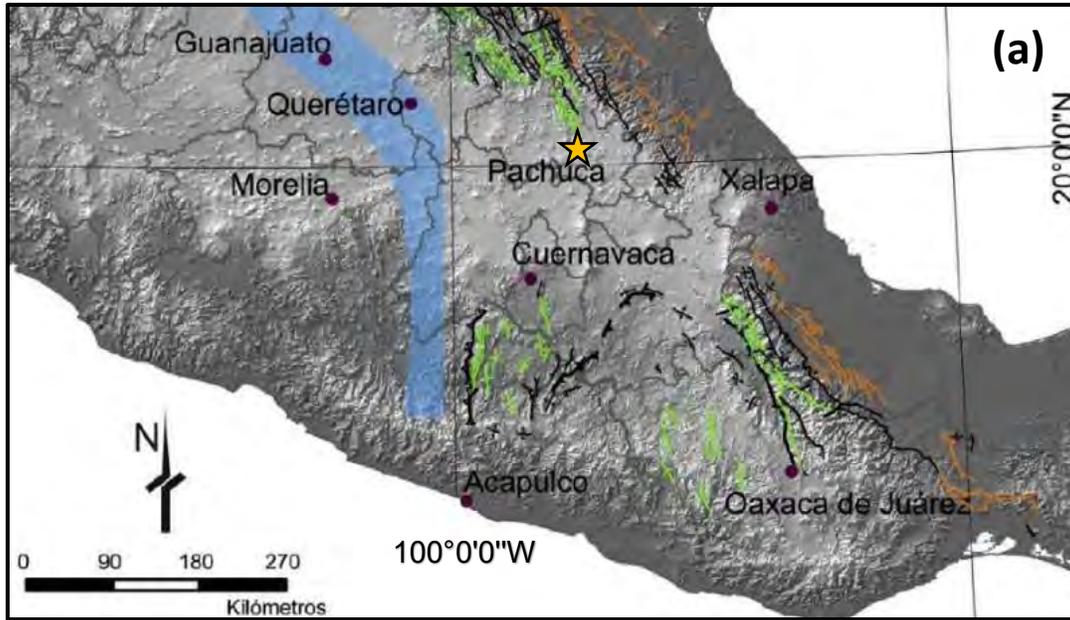


Figura 6.1. Principales estructuras de acortamiento (pliegues y cabalgaduras) del orógeno mexicano, nótese la disminución de edad de estructuras hacia el este. En naranja se observan las estructuras más jóvenes (hasta 42 Ma), en verde estructuras del Campaniano y en azul del Albiano. La estrella amarilla señala la ubicación del área de estudio (modificado de Fitz-Díaz et al., 2018).

El segundo episodio ocurrió tras un hiato de ~7 Ma, durante el Plioceno-Pleistoceno (4 a 0.2 Ma) y extruyó principalmente lavas máficas a través de estructuras generadas por un sistema de fallas con dirección NE-SW, inferido por la alineación de centros eruptivos (García-Tovar et al., 2015 y referencias citadas).

Por estos motivos, se deduce que las rocas volcánicas félsicas de EP-SP pertenecen al primer episodio vulcano-tectónico del oriente de la FVTM, en el cual, las rocas volcánicas más antiguas de la parte noroccidental (Sierra de Pachuca) podrían representar vulcanismo post-tectónico relacionado con los últimos eventos de la Sierra Madre Oriental en su límite sur (ver Figura 1.2). En esta parte de México, el acortamiento (NE-SW) y plegamiento de rocas sedimentarias se ha identificado hasta el Eoceno (~42 Ma) en el noroccidente de Hidalgo y centro de Veracruz, de modo que esta deformación (Figura 6.1) podría extrapolarse al sur de México (Fitz-Díaz et al., 2018), pasando por la región de estudio dispuesta en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Campa y Coney, 1983).

Por otro lado, el sector sur de EP-SP (cerca de Epazoyucan) podría representar parte del límite nororiental de la zona de cizalla de Tenochtitlán, tal como sugiere García-Palomo et al. (2002) en la región de Apan (Figura 6.2). Dado que esta región está a ~15 km al SSW del área de estudio y los cuerpos volcánicos señalados en la parte sur del área de estudio se encuentran alineados con dirección NE-SW (ver mapa geológico de este trabajo). Además, las estructuras regionales relacionadas con la cizalla, aunque no han sido fechadas, se considera que son a lo sumo del Mioceno (García-Palomo et al., 2002).

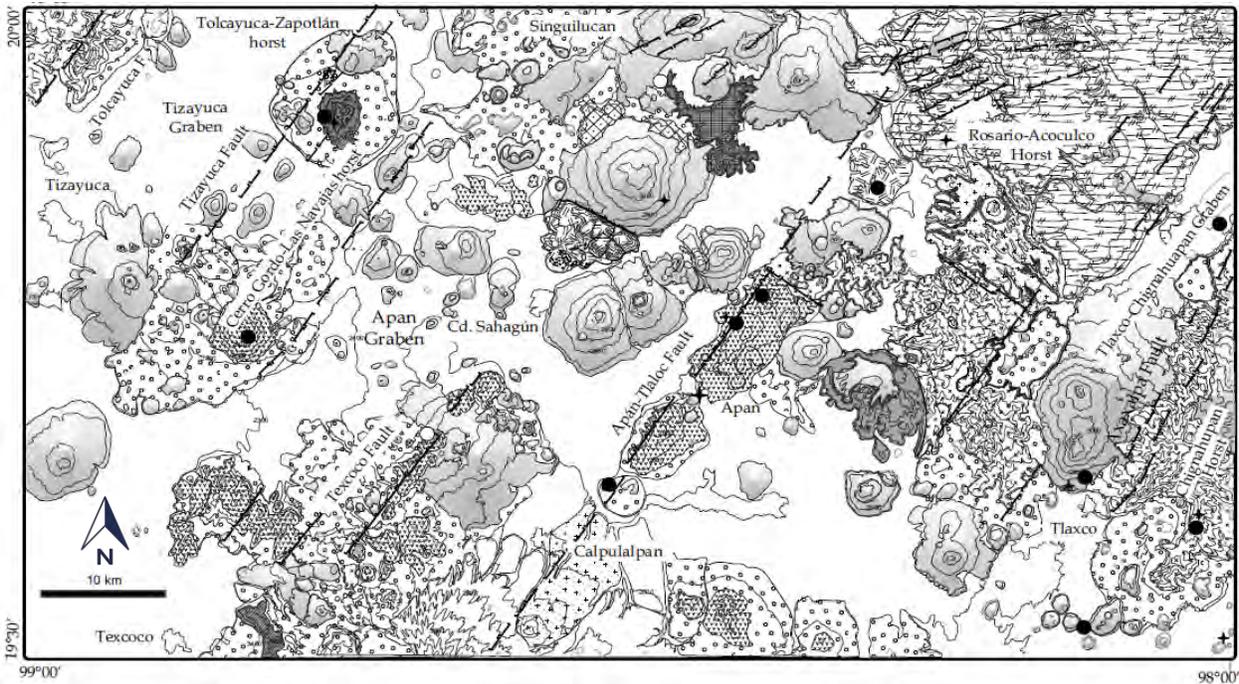


Figura 6.2. Mapa de estructuras de la región de Apan, el área de estudio se encuentra a ~15 km al NNE (tomado de García-Palomo et al., 2002). El horst Cerro Gordo-Las Navajas y la falla Tizayuca podrían extenderse hasta EP-SP.

6.1.2. Centros eruptivos de los magmas silíceos de EP-SP

En las campañas de trabajo de campo realizadas para la descripción geológica y muestreo, no fue identificado un punto de emisión de todas las ignimbritas y lavas riolíticas, sobre todo, por la ausencia de estructuras como domos o una caldera. No obstante, para el miembro Tizahuapan, fue posible sugerir una estructura cercana a la zona de muestreo. El criterio para proponerlo fue la sub-verticalidad de las bandas de flujo identificado en la zona de muestreo (ver Figuras 3.5b y 3.6), ya que, al ser esta unidad definida como una “lava riolítica”, se asume que fluyó a partir de un centro de emisión. Aunque la estructura *per se* no fue observada, la verticalidad del bandeamiento puede sugerir que el afloramiento representaría el cuello o remanente de alguna estructura volcánica previa que fue en parte erosionada y cubierta por materiales más recientes. Debido a que las bandas verticales de un magma pueden representar un

esfuerzo de cizalla vertical relacionado con el ascenso del magma desde el subsuelo a partir de su fuente (e.g. Smith y Houston, 1994). De este modo, las bandas sólo cambiarían su orientación hasta que el magma se derramase o alejase de la fuente, acomodándose a la morfología de la superficie de emplazamiento, e indicando la acumulación de deformación por cizalla conforme el flujo se aparta del centro de emisión (Ramsay, 1980). Por lo tanto, ya que en el afloramiento o en las cercanías no se observó alguna paleopendiente vertical por debajo de la riolita, y las bandas se vuelven ligeramente más horizontales al alejarse del afloramiento, se sugiere una fuente próxima.

También, los derrames riolíticos-dacíticos de la Sierra de Pachuca (e.g. Formación Vizcaína) deberían provenir de estructuras cercanas, pues la alta viscosidad característica de estos magmas sólo permitiría que avanzaran escasos kilómetros (Schmincke, 2004). Aunado a lo anterior, al SE y NW de la Sierra de Pachuca, Geyne et al. (1963) reportan estructuras en forma de embudo y pórfidos con distribución preferencial NW-SE cuyo diámetro aumenta hacia las partes más altas de la sierra (Figura 6.3), de modo que debajo de estos se podría encontrar su fuente de emisión.

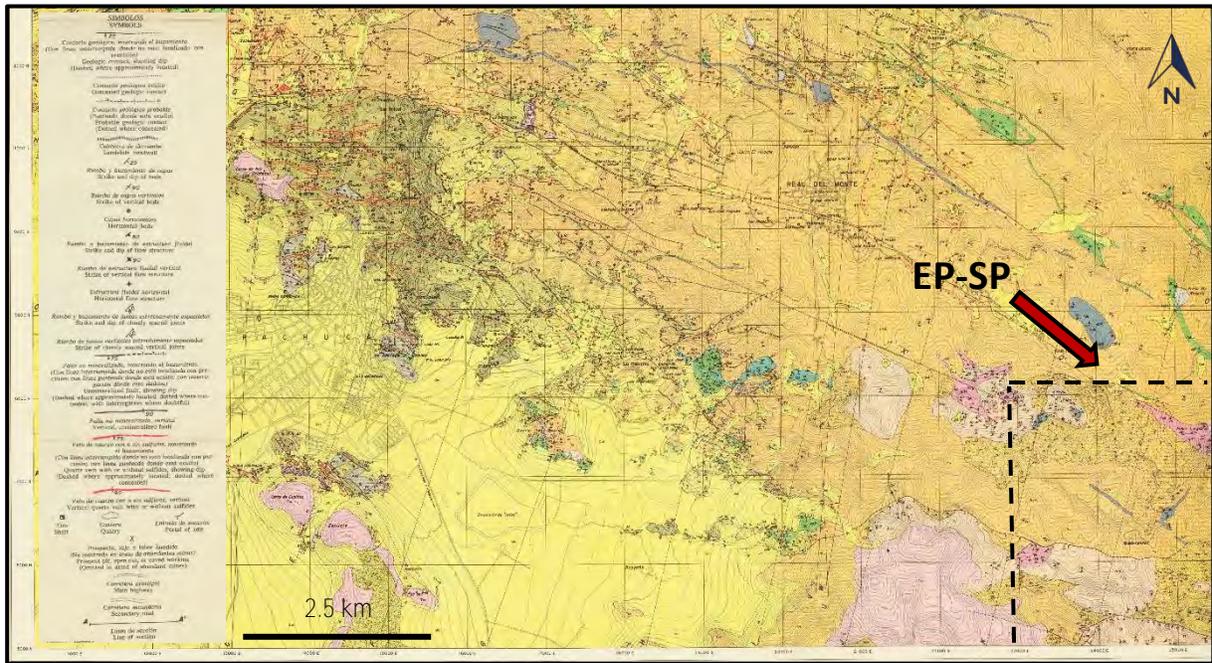


Figura 6.2. Parte del mapa geológico del distrito minero Pachuca-Real del Monte donde se aprecia la distribución preferencial NW-SE de fallas, fracturas, vetas y contactos. Una parte del área de estudio se señala con el recuadro de línea discontinua. Modificado de Geyne et al. (1963).

En el caso de las ignimbritas, aunque estas son comúnmente asociadas al colapso de calderas o domos (Ross y Smith, 1961; Sigurdsson et al., 2015), se sugiere la posibilidad de que en EP-SP son el producto de

erupciones fisurales relacionadas con los sistemas de fallas y fracturas de la región, tal como Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003) proponen en la SMO, acuñando el término “ignimbritas fisurales” para las ignimbritas generadas de esta manera. Bajo este contexto, las fisuras y/o fallas que podrían ser la fuente de expulsión de las ignimbritas del área de estudio, se encontrarían cubiertas por la misma ignimbrita y/o material volcánico más reciente.

Lo anterior se sugiere debido a que no se observó con certeza alguna estructura en forma de anillo en el área de estudio, ni se identificaron variaciones significativas entre algunos afloramientos que promuevan la idea de la existencia de litofacies proximal y distal o intra-caldera y extra-caldera en los afloramientos; por ejemplo, una clara disminución o gradación de clastos. Además, afloramientos similares al cerro El Chabacano (Figura 6.3b) descrito por Aparicio-Canales y Contreras-Cruz (2016), y la brecha con líticos en el sitio de muestreo BR-09 de las lavas e ignimbrita Epazoyucan (Figura 6.3a), podrían ser la manifestación de “depósitos co-ignimbríticos de retraso” (*co-ignimbrite lag deposits*).

Dicho término fue establecido por Wright y Walker (1977) para nombrar depósitos con clastos de tamaño considerable generados durante el colapso de una columna eruptiva que no tuvo la capacidad mecánica de transportar los clastos mediante el flujo piroclástico propiciado por una erupción explosiva. Tanto el cerro El Chabacano como la brecha del miembro San Vicente, ostentan diaclasas verticales que proponen una dirección de emplazamiento NW-SE, que junto con los cristales girados (Figuras 4.6b y 4.7a) en las lavas e ignimbritas de Epazoyucan al N de Xolostitla (ver mapa de la Figura 4.16), concuerdan con puntos de emisión con una dirección preferencial NE-SW.

Líneas de evidencia similares son propuestas por Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, (2003) para explicar la presencia del gran volumen de ignimbritas depositado en algunas partes de la SMO, incluyendo:

- (1) Diques piroclásticos.
- (2) La existencia de brechas líticas co-ignimbritas (o CILB, siglas en inglés de: *co-ignimbrite lithic-lag breccia*) en la región.
- (3) Diques de lava o domos riolíticos post-ignimbrita alineados o siguiendo un sistema de fallas.
- (4) Ausencia de calderas.



Figura 6.3. (a) Parte de la brecha con líticos escasos (línea roja punteada) en el punto de muestreo BR-09 del miembro San Vicente de la lava e ignimbrita Epazoyucan. (b) Flanco norte del Cerro El Chabacano donde se observan clastos o bloques monolitológicos angulosos a subangulosos de 5 a 35 cm soportados por una matriz fina.

6.2. Interpretación petrográfica

La mayoría de las muestras, como se indicó en el capítulo previo, son pobres en cristales (salvo las muestras EP-51 y EP-53), o bien, ostentan diferentes grados de desvitrificación y alteración secundaria (como disolución o silicificación) que destruyeron parcialmente la fábrica original de la roca. Empero, las características petrográficas descritas se pueden relacionar con la influencia de algunos procesos petrogenéticos, identificados también por los datos geoquímicos que se discutirán más adelante.

6.2.1. Vulcanismo del Mioceno Temprano

En la dacita de la Formación Vizcaína (muestra EP-47), perteneciente al vulcanismo más antiguo identificado en EP-SP, se diferenciaron al menos tres poblaciones de plagioclasa con respecto a su textura. Estas pueden insinuar cambios de composición del magma, o bien, de condiciones de presión y temperatura en el reservorio magmático en el que se desarrollaron los cristales; cambios catalizados, por ejemplo, por mezcla de magmas. Esto porque los cristales de plagioclasa son altamente sensibles a cambios en un sistema magmático debido a su inestabilidad térmica y al lento reequilibrio de su estructura

interna por difusión, es decir, que su composición manifiesta variaciones en parámetros intensivos (Morse et al., 1984; Zellmer et al., 1999; Costa et al., 2003). Esta fase mineral puede desarrollar texturas de desequilibrio en respuesta a procesos como la rápida descompresión de un magma (Nelson y Montana, 1992); un evento de cristalización por subenfriamiento (Anderson, 1984); recalentamiento del magma por la intrusión de un nuevo pulso magmático de mayor temperatura (Murphy et al., 2000); o la disolución parcial del cristal de plagioclasa sódica por interacción con un líquido en equilibrio con calcio (Tsuchiyama, 1985).

Las diferentes texturas en los cristales de feldespato de la Fm. Vizcaína podrían atribuirse a la mezcla de magmas o a algún fenómeno de descompresión o recalentamiento, que también se podría ver reflejado en el zoneamiento oscilatorio observado en los cristales de plagioclasa (Figura 4.17c); donde cada anillo representa un periodo de aumento o disminución del Ca o el Na de la solución sólida de la plagioclasa ($\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]\text{-Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$). Dichas variaciones ocurren, por ejemplo, por el arribo de nuevos pulsos de magmas que enriquecen al sistema en alguno de los elementos compatibles con la solución sólida (Nixon y Pearce, 1987). También se pueden deber a procesos de convección que mueven el cristal a zonas dentro de la cámara con mayor o menor proporción de los elementos necesarios para su crecimiento; o en su defecto, enriquecen al reservorio en algún elemento dependiendo de la composición del nuevo y más caliente pulso de magma. Sin embargo, si bien estos cambios texturales en cristales tanto de plagioclasa como de cuarzo pueden explicarse por recalentamiento, se sugiere que la presencia de las poblaciones de plagioclasa de similar composición, pero con texturas que representan tanto equilibrio como desequilibrio, implica la posibilidad de que los cristales provengan de al menos dos fuentes distintas que se mezclaron (e.g. Sosa-Ceballos et al., 2014). Lo anterior se puede corroborar también por las texturas de desequilibrio en el anfíbol descritas en el capítulo 4 (Figuras 4.17a y c). Esto significa que ocurrió un proceso de volatilización de minerales hidratados por influencia de un fenómeno de descompresión, producido a su vez por el ascenso del magma desde su fuente (Devine et al., 1998).

De Angelis et al. (2013) proponen que los diferentes bordes de reacción del anfíbol se pueden interpretar como diferentes estados de equilibrio que reflejan tasas de descompresión lentas, calentamiento, o alguna combinación de las anteriores, posiblemente relacionados con el arribo de nuevos pulsos de magma o con mezcla. Los minerales hidratados como el anfíbol, dentro de un mismo magma, tienden a reaccionar de manera similar ante cambios de condiciones en el sistema magmático, lo que se manifiesta en características composicionales y texturas similares. Si a esto le sumamos la presencia tanto de cristales

euhedrales a subhedrales, como de cristales aciculares o microlitos de anfíbol, implicaría que mientras los últimos cristalizaron rápidamente, los primeros tuvieron tiempo suficiente de crecer, es decir, que pudieron haber cristalizado a partir de fuentes distintas (Witter et al., 2005).

6.2.2. Vulcanismo del Mioceno Temprano – Mioceno Medio

En algunas de las unidades descritas, existen escasos aglomerados de cristales (Figuras 4.19a, 4.20a y 4.26a) con extinción en parches, bordes reabsorbidos y sin coronas de reacción; tal como cristales individuales con características similares. Ambos se pueden interpretar como xenolitos, xenocristales, o glomeropórfidos cuya existencia se puede relacionar con fenómenos petrogenéticos como asimilación, mezcla y fraccionamiento cristalino.

Los cúmulos de cristales generalmente son el resultado de la nucleación heterogénea (Kirkpatrick, 1977) o de un proceso conocido como “sineusis”, donde la acumulación ocurre por la tensión superficial fijada por el crecimiento cristalino, que favorece la posibilidad de que algunos cristales choquen y se adhieran al interceptarse en sus uniones o continuidades cristalográficas (Helz, 1987; Sparks y Marsh, 1990).

De este modo, un glomeropórfido puede explicar parcialmente el asentamiento de algunos cristales en intrusiones de magma, ya que la densidad de un glomeropórfido es igual al promedio de sus fases constituyentes (Cox et al., 1979), de modo que la densidad del cúmulo puede llegar a ser mayor que la del fundido. Por lo tanto, los aglomerados podrían tener un rol importante en la cristalización fraccionada por asentamiento cristalino, debido a que tienden a hundirse más fácilmente en la cámara magmática por densidad, pues su asentamiento está controlado por la ley de Stokes (Cox et al., 1979; Deer et al., 1992).

Por otro lado, la presencia de xenolitos, que representan material alóctono incorporado al magma (en forma de restita o material tanto exótico como congénito), puede indicar asimilación. Los xenolitos o xenocristales no equilibrados con un magma pueden fundirse, reaccionar o disolverse para su eventual asimilación (Cox et al., 1979; Shelley, 1983). Sin embargo, la ausencia de xenolitos no significa *sensu stricto* que no ocurrió contaminación; así como la presencia de cuantiosos xenolitos no necesariamente se relaciona con un magma fuertemente contaminado, pues estos pueden haber sido incorporados sin mucha reacción justo antes del enfriamiento del magma (Shelley, 1983).

En este estudio, algunos “aglomerados” de cristales encontrados en los depósitos piroclásticos de la Formación Tezuantla son interpretados más bien como líticos volcánicos y sedimentarios accidentales. Los primeros tienen características similares a la dacita de la Formación Vizcaína (Figura 4.27a), que se encuentra estratigráficamente por debajo de la Fm. Tezuantla y que también se observaron en el afloramiento (Figura 4.14b). Mientras que otros agregados monominerales (e.g. Figura 4.26b), de tamaño menor son posiblemente parte de la cubierta sedimentaria previa, que fueron acarreados durante la corriente piroclástica que depositó a las ignimbritas.

Existen también, de manera inherente en las muestras de riolita, cristales de cuarzo y feldespato redondeados (Figura 4.18), engolfados o con ambas morfologías. Esto implica un cambio de temperatura que produjo la reabsorción o crecimiento inestable de cristales que previamente estaban en equilibrio, pues la morfología del cuarzo depende de su tasa de crecimiento y la difusión de elementos en el fundido (Kirkpatrick, 1975), que puede variar bajo condiciones de subenfriamiento. Aunque, algunos experimentos atribuyen los bordes de cuarzo en forma de bahías al crecimiento inestable generado por condiciones de sobresaturación en fundidos silicatados (e.g. Donaldson, 1976), a la reabsorción de minerales en fundidos silicatados bajo condiciones de sobrecalentamiento (e.g. Kirkpatrick, 1985), o a la reabsorción en fluidos riolíticos sobrecalentados y saturados en agua (Donaldson y Henderson, 1988).

Con respecto a las estructuras que indican una erupción explosiva, a pesar de la consistente desvitrificación de varias unidades y la alteración secundaria o silicificación de otras, se considera que el material vítreo o clastos de pómez vítrea compactados representan una estructura de tipo “*fiamme*”. Aquí, es relevante considerar la definición de *fiamme* propuesta por Bull y McPhie (2007), quienes consideraron que no se restringe a rocas piroclásticas. Ya que algunas estructuras similares se pueden formar, por ejemplo, por la diagénesis de suelos (Branney y Sparks, 1990); alteración de rocas volcánicas a filosilicatos (sericita y clorita) que puede producir estructuras similares a las de la foliación por compactación (Gifkins et al., 2005); o en autobrechas y depósitos de caída.

También, en el presente estudio se considera que los paquetes o lentes elongados de cuarzo (Figura 4.24c), provienen del relleno de vesículas previo o durante la compactación por soldamiento. En donde el cuarzo fue precipitado del fluido después del cese de la deformación por *welding*, flujo y/o compactación; pues la ausencia de textura perlítica o fracturamiento en dichos dominios de cuarzo apoyan esta hipótesis (Kano et al., 1997).

Las esquirlas (o “*shards*”) son otra característica distintiva de algunas ignimbritas, estas no fueron observadas inherentemente en todas las secciones delgadas (ver Figuras 4.21, 4.22 y 4.27). Pero, en ignimbritas reomórficas, la ausencia de esquirlas se puede atribuir a la fusión completa de las partículas de vidrio en la matriz (Henry et al., 1988). En algunas rocas félsicas no se observaron texturas vitroclásticas o esquirlas, no obstante, esto podría ser porque las anteriores fueron fuertemente deformadas o removidas a causa del soldamiento moderado a fuerte, flujo reomórfico o la posterior desvitrificación.

De este modo, las unidades que muestran las características anteriores, o alguna combinación de ellas (Formación Tezuantla y miembros El Girón y San José, de la unidad lava e ignimbrita Epazoyucan) se interpretaron en este estudio como “ignimbritas reomórficas” o “ignimbritas *lava-like*”; que representan una parte del espectro de variación de los depósitos piroclásticos e ignimbritas propuesto por Branney y Kookelar (2002). En éstas, cabe resaltar que la deformación reomórfica, dominada por estructuras de cizalla simple, es producto de procesos dinámicos antes o durante el emplazamiento (e.g. Sumner y Branney, 2002). Y en el caso de las unidades del área de estudio, no se identificaron paleo-pendientes que pudieran haber conducido al deslizamiento post-emplazamiento de las unidades ignimbríticas.

En síntesis, a pesar de las interpretaciones anteriores, se sugiere tratar con cuidado rocas con características similares a las de EP-SP, especialmente si se encuentran alteradas o son antiguas, pues existen casos donde las texturas de alteración secundaria y disolución imitan texturas piroclásticas e incluso vitroclásticas (Allen, 1988). Por ejemplo, algunos clastos de lava congénitos o roca encajonante puedan ser acarreados por un flujo de lava riolítica bandeada. En el área de trabajo, solamente el miembro Tizahuapan (muestras EP-40A y EP-40B) presenta características petrográficas que podrían confirmar que se trata de una lava félsica, ya que sus cristales son predominantemente euhedrales o de hábito prismático. Esto implica que los cristales se desarrollaron bajo condiciones relativamente estables, como producto de una erupción efusiva de un magma que, aunque era viscoso, probablemente se encontraba desgasificado y permitió un flujo parcial del magma riolítico (Stevenson et al., 2001); además, las muestras de esta unidad no ostentan esquirlas, líticos o *fiamme* bajo ninguna escala.

6.2.3. Vulcanismo del Mioceno Tardío - Pleistoceno

En las rocas máficas-intermedias más recientes (flujos de lava Xolostitla) también se distinguen características petrográficas que sugieren posible mezcla de magmas y asimilación. Por ejemplo, existen

escasos cristales de cuarzo con coronas de reacción de clinopiroxeno, que se clasificaron como xenocristales; también, hay diferentes poblaciones de plagioclasa definidas por su textura. De la misma manera, en el pórfido (EP-55) hay dos poblaciones de cristales (anfíbol y biotita) cuyas características texturales son diferentes entre ellos (ver Figura 4.28a) y que pueden implicar crecimiento de cristales a diferentes profundidades, o incluso, la mezcla de magmas. Las muestras andesíticas (EP-43 y EP-44), por otro lado, únicamente manifiestan descompresión, debido a la existencia de pseudomorfos de anfíbol reemplazado en su totalidad por magnetita-ilmenita (e. g. Sosa-Ceballos et al., 2014).

6.3. Interpretación de los datos geoquímicos e isotópicos

6.3.1. Alteración secundaria

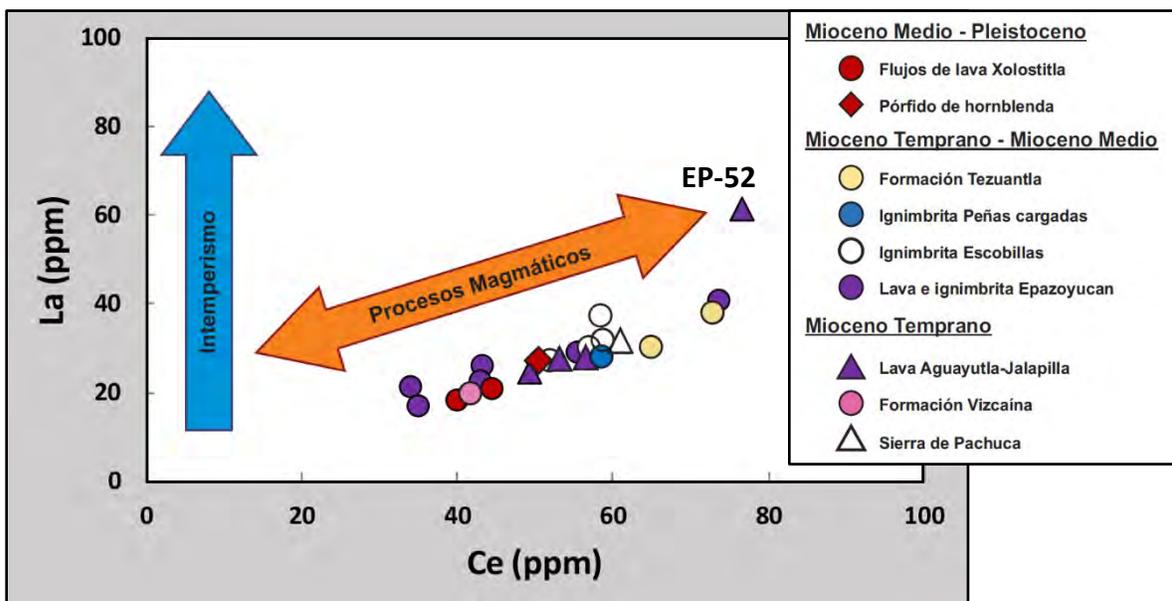


Figura 6.4. Diagrama de La vs Ce en ppm de las rocas del área de estudio que sirve para identificar si los patrones químicos determinados son el resultado de procesos secundarios o magmáticos (con base en Mori et al., 2009).

La influencia de la alteración e intemperismo en las rocas regularmente se reconoce gracias a la movilización de elementos como el Ca, Na y K. En los depósitos piroclásticos volcánicos o sus equivalentes, comúnmente se produce la pérdida de Na y K, incremento de Ca, oxidación del hierro y formación de fases hídricas. También, en ciertos ambientes, incluso algunas Tierras Raras, se comportan como móviles y solubles, particularmente en zonas hidrotermales o por influencia de algunos procesos de intemperismo (Belkin et al., 2016 y referencias citadas); lo que puede causar el fraccionamiento de estos elementos en

soluciones acuosas respecto a la roca parental (Biddau et al., 2002). En las rocas de la unidad Aguayutla-Jalapilla, el Ca está ligeramente enriquecido con respecto a las demás rocas félsicas, pero el Na y K se encuentran en concentraciones relativamente normales para una riolita (ver Figuras 5.1 y 5.4). Bajo este contexto las muestras EP-52 y EP-53 serían las únicas con concentraciones de K (mayor) y Ca (menor), que las apartan moderadamente de las composiciones promedio de las demás riolitas, por lo que es factible que hayan sufrido alteración secundaria por intemperismo.

La posible alteración por intemperismo se puede asociar también con la presencia de anomalías negativas de Ce, observadas en algunas rocas de EP-SP (Figura 5.7). Bajo condiciones oxidantes (atmosféricas) el Ce puede oxidarse de Ce^{3+} a Ce^{4+} , lo que lo convierte en soluble en ambientes acuosos. De esta manera, las anomalías negativas de este elemento en diagramas de Tierras Raras pueden deberse a este fenómeno. Sin embargo, como se observa en la Figura 6.4, existe una correlación positiva entre el Ce y el La (insoluble) para la mayoría de las muestras analizadas, además, los elementos traza no muestran patrones típicos de movilización de REE por alteración secundaria (Figura 5.7) y la anomalía negativa de Ce debería estar acompañada por enriquecimiento de REE e itrio (Cotten et al., 1995) para indicar que los patrones son el resultado de procesos secundarios.

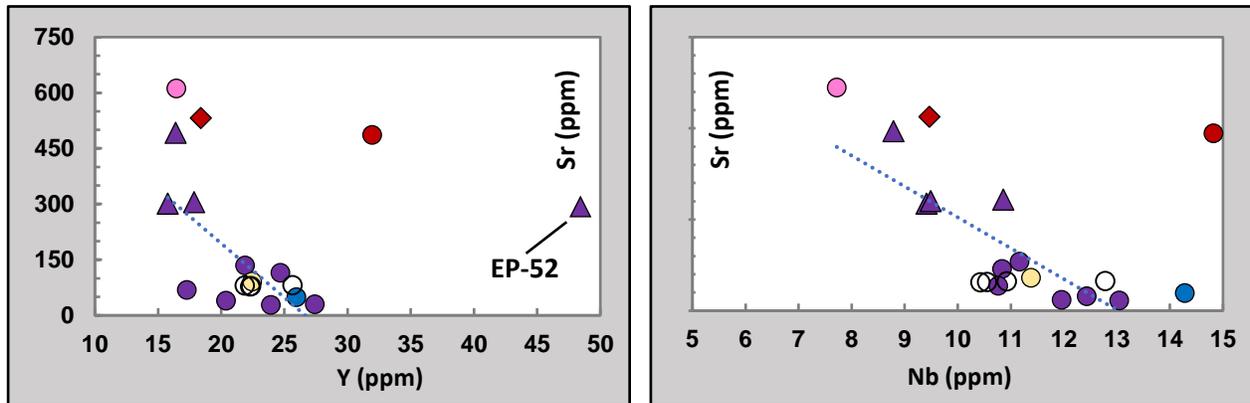
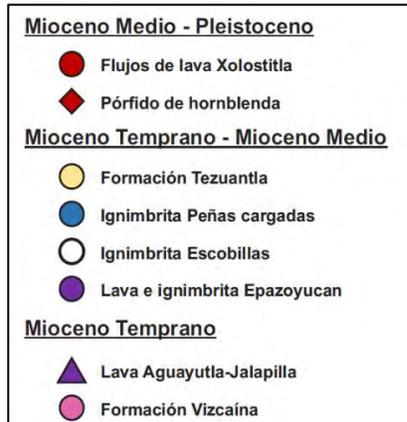


Figura 6.5. Correlación negativa del Sr con Nb e Y observada en las rocas volcánicas del área de estudio, que nuevamente se comparan con la ignimbrita Escobillas (Aparicio-Canales y Contreras-Cruz, 2016).

Este comportamiento no se observó en las rocas de EP-SP; además se aprecia una correlación negativa de Sr con respecto a elementos inmóviles como Nb e Y (Figura 6.5), lo que implica que las concentraciones de estos elementos son el resultado de procesos magmáticos pre-eruptivos (Petrone et al., 2014) y no de procesos de



alteración. Por lo que, en general, las concentraciones de elementos mayores y traza de las rocas de EP-SP se pueden atribuir a procesos magmáticos. Sólo la muestra EP-52 (lava Aguayutla-Jalapilla) exhibe una concentración mayor de Ce, Y, Ba y REE (ver Figuras 5.5, 5.7, 6.4 y 6.5), que puede deberse a la presencia de minerales que pueden adherir estroncio o itrio a su estructura cristalina, como plagioclasa, xenotimo o apatito. O bien, podría ser el resultado de alteración secundaria de baja temperatura de feldespato o de vidrios riolíticos-dacíticos, donde la concentración anómala de algunas REE resulta de la precipitación de minerales secundarios que las pueden incorporar a su arreglo cristalino (C. Renac et al., 2014 y referencias citadas), como calcedonia, cuarzo o algunas arcillas.

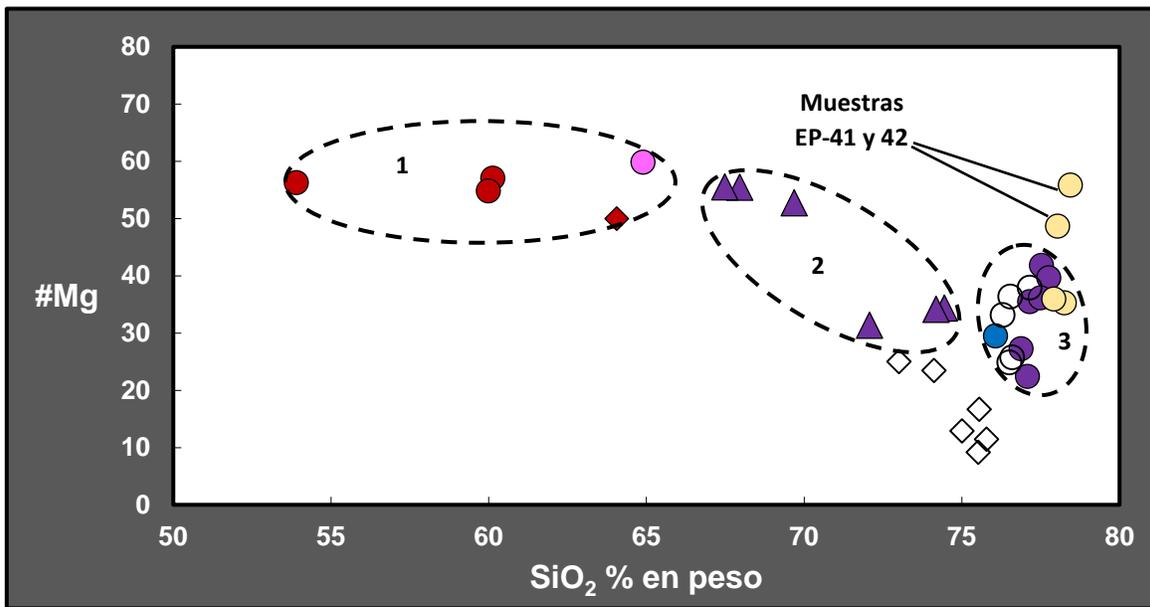


Figura 6.6. Diagrama de número de magnesio (#Mg) vs sílice, que compara las rocas volcánicas de EP-SP (símbolos con color) con rocas félsicas de San Vicente y Singuilucan (ignimbrita Escobillas), y del volcán Las Navajas (símbolos vacíos). Se destacan las muestras EP-41 y 42 de la Formación Tezuantla y los 3 grupos propuestos anteriormente (figuras ovaladas de línea punteada).

6.3.2. Evidencias de procesos petrogenéticos

Comúnmente, un magma silíceo en un ambiente de arco se puede asociar con la diferenciación de magmas máficos a partir de la cristalización fraccionada (e. g. Cameron et al., 1980a; Gill, 2011); o la fusión parcial de corteza continental preexistente (e. g. Ruiz et al., 1988a). Sin embargo, estudios experimentales y



geoquímicos han comprobado que también es posible producir un magma riolítico bajo la influencia de mezcla de magmas, asimilación cortical o alguna combinación de estos procesos. En la génesis de rocas silíceas, es también corriente que uno de los procesos mencionados anteriormente predomine mientras que los otros tengan una influencia moderada o menor en el producto final. Un ejemplo de ello es la “cristalización fraccionada por asimilación” o AFC, siglas en inglés de “*Assimilation Fractional Crystallization*” (DePaolo, 1981).

6.3.2.1. Fusión parcial

Las rocas del área de estudio presentan composiciones máficas, intermedias y silíceas; las rocas félsicas son esencialmente homogéneas (en las concentraciones de elementos mayores y traza), incluso al ser comparadas con rocas silíceas del campo volcánico San Vicente, del área de Singuilucan y de la Sierra de Pachuca. No obstante, existen diferencias con el vulcanismo peralcalino de la cercana Sierra de Las Navajas (Figuras 5.1 y 6.6).

En el diagrama de #Mg contra sílice (Figura 6.6), además, se distinguen tres grupos de rocas, separados tanto por el contenido de sílice como por el #Mg. El primer grupo (1) es el de rocas con <65 % en peso de SiO₂ y #Mg >45; el segundo (2) ostenta valores de SiO₂ de entre 65 y 70% en peso de sílice y #Mg>50; y el tercero (3) muestra concentraciones de SiO₂>72% en peso y #Mg menor a 40. De estos grupos, sobresalen las muestras EP-41 y EP-42, que tienen un #Mg>45. Las muestras anteriores pertenecen a afloramientos de espesor considerable de la Formación Tezuantla, caracterizados por la presencia de líticos, por lo que el alto #Mg (Mg/Mg+Fe²⁺) puede relacionarse con la contaminación generada por la presencia de material alóctono (xenolitos y/o líticos) en los depósitos de la Formación Tezuantla.

Para el caso de la dacita de la Fm. Vizcaína y la lava de Aguayutla-Jalapilla (grupos 1 y 2, respectivamente), la génesis de los magmas, o bien, los valores altos de #Mg, pueden ser explicados por la fusión parcial de componentes corticales incorporados a la cuña del manto por delaminación del *slab* en un ambiente de subducción. Como lo han propuesto Mori et al. (2007) para rocas volcánicas en el estado de Querétaro y el sector central de la FVTM. Ellos explican que estas rocas ascienden desde el manto y que han sufrido menos procesos petrológicos (como CF) que las empobrezcan de silicatos de Fe y Mg. Asimismo, el #Mg relativamente alto hace énfasis en un cierto grado de interacción de los magmas con un manto de peridotita (Kay, 1978; Kessel et al., 2005).

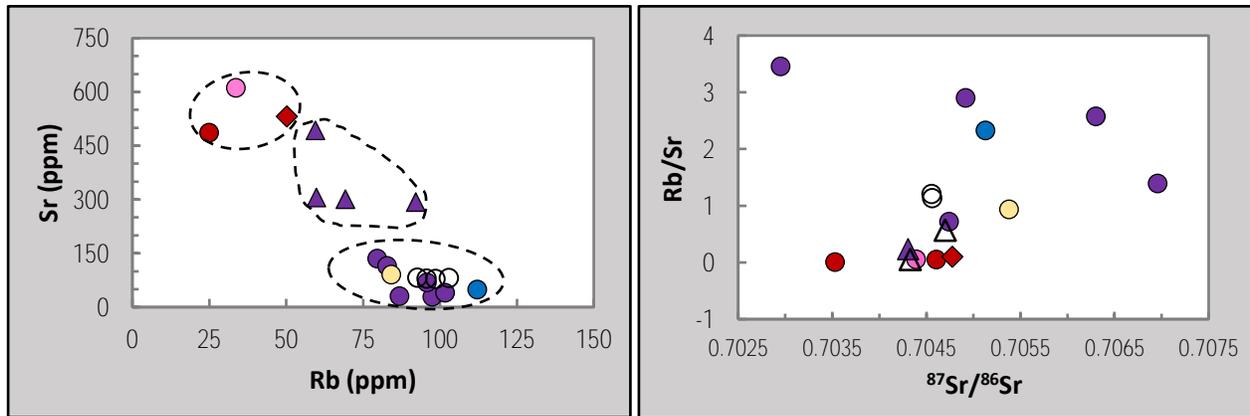


Figura 6.7. Diagramas de elementos traza de las rocas volcánicas de EP-SP (en color), la Sierra de Pachuca y la ignimbrita Escobillas de Epazoyucan-Singuilucan (las últimas 2 con símbolos vacíos). Se aprecian los grupos antes propuestos (figuras de línea punteada).

Por ello, es posible que el #Mg alto haya sido adquirido a profundidades del manto, a través de la reacción de fluidos silícicos derivados del *slab* con un manto de peridotita (e. g. Gómez-Tuena et al., 2018). Esto, porque este proceso puede segregar piroxenita con poca sílice (o sílice en exceso) en la cuña del manto, que al ser sometida a fusión continua puede producir líquidos primitivos con alto #Mg de carácter máfico, intermedio y hasta riolítico (Straub et al., 2011).

Por otro lado, el bajo #Mg de las rocas del tercer grupo y de algunas del segundo, pueden indicar la cristalización fraccionada de un magma primitivo junto con un cierto grado de fusión cortical (Luhr, 1997; Carmichael, 2002), puesto que los magmas generados por fusión de corteza máfica inferior deberían tener concentraciones relativamente bajas de MgO o #Mg y ser similares a fundidos experimentales de basaltos a alta presión (Mori et al., 2007 y referencias citadas).

Las diferencias entre rocas félsicas y máficas en los diagramas que ocupan a la sílice como índice de diferenciación, también pueden ser producto de la diferenciación magmática relativamente “normal” de un magma, por ello, se cotejaron los datos obtenidos en diagramas que comparan elementos traza. En éstos (Figuras 6.5, 6.7 y 6.8), la lava Aguayutla-Jalapilla suele apartarse de las demás rocas silícicas; por ejemplo, en diagramas que involucran Rb o Sr (Figuras 6.5 y 6.7a) las muestras de la lava Aguayutla-Jalapilla

se encuentran apartadas de las rocas silíceas de Epazoyucan, Tezuantla y Peñas Cargadas. Es decir, es factible que los grupos propuestos (en función del #Mg o elementos traza) tengan un origen distinto o que hayan sufrido procesos petrogenéticos diferentes, lo que concuerda con las distintas edades determinadas o inferidas.

El comportamiento de REE y las anomalías en diagramas multi elementales son también indicadores de ambientes en los que se originan los magmas, pues se pueden relacionar con el fraccionamiento de fases minerales estables a algún nivel astenosférico o litosférico. Asimismo, las variaciones de elementos como La, Yb o Eu son importantes debido a que, en fundidos silíceos cercanos al punto eutéctico, pueden estar controladas por el grado de asimilación, diferenciación y fraccionamiento (Brandmeier y Wörner, 2016).

Los patrones observados en diagramas multi elementales de las rocas silíceas de EP-SP (Figura 5.6) indican que fueron producidas por magmas típicos de arco asociados con procesos de subducción, en el cual el magma parental se originó por la fusión parcial de manto litosférico (Gill, 1981). Estos patrones son: a) enriquecimiento de los elementos LILE, b) anomalías negativas de elementos insolubles e inmóviles como el Nb y/o Ta (HFSE), que es un comportamiento característico de arcos magmáticos donde la fusión continua y diferenciación de la cuña del manto no logran incorporar estos elementos; y por último, c) concentraciones relativamente altas de elementos incompatibles como el K, Ba o Pb, que pueden reflejar el enriquecimiento de elementos móviles transportados por fluidos derivados del proceso de subducción.

Los datos de Tierras Raras (REE) de las rocas del área de estudio también muestran patrones relacionados con subducción. Las únicas diferencias notables entre los tipos de roca analizados son: 1) un patrón distinto para la lava Aguayutla-Jalapilla y la Fm. Vizcaína, que tienen una menor concentración de HREE respecto a las LREE al compararse con rocas más silíceas de otras unidades (Figura 5.7); y 2) una mayor concentración de REE y mayor fraccionamiento (relación $(La/Yb)_N$) de la lava Aguayutla-Jalapilla (12), Formación Vizcaína (13) y la muestra EP-55 del pórfido de hornblenda (11.6) en comparación con las demás rocas ($(La/Yb)_N$ de 4 a 10). En estas muestras, el mayor empobrecimiento de las HREE y un patrón inclinado de las mismas se podría atribuir a una fuente magmática que retuvo granate, sin embargo, este patrón sólo sería claro para el pórfido de hornblenda y la Fm. Vizcaína (ver Fig. 5.7). Aunado a lo anterior, en el diagrama de la Figura 6.8 se pueden apreciar valores relativamente más altos de La/Sm con respecto al Sm/Yb, lo que sugiere, quizá con excepción del pórfido, el fraccionamiento de anfíbol y/o piroxeno. Ya que las relaciones de La/Sm y Sm/Yb son dependientes de cambios en líquidos residuales durante la

cristalización fraccionada, sobre todo de anfíbol y piroxeno, por lo que la relación La/Sm en el líquido residual aumenta dramáticamente con el fraccionamiento de clinopiroxeno y/o anfíbol (Di Giuseppe et al., 2018). Mientras que la relación Sm/Yb tendría que ser mayor, implicando un grado moderado de fusión de una fuente con granate a presiones relativamente altas (Mahoney y Coffin, 1997).

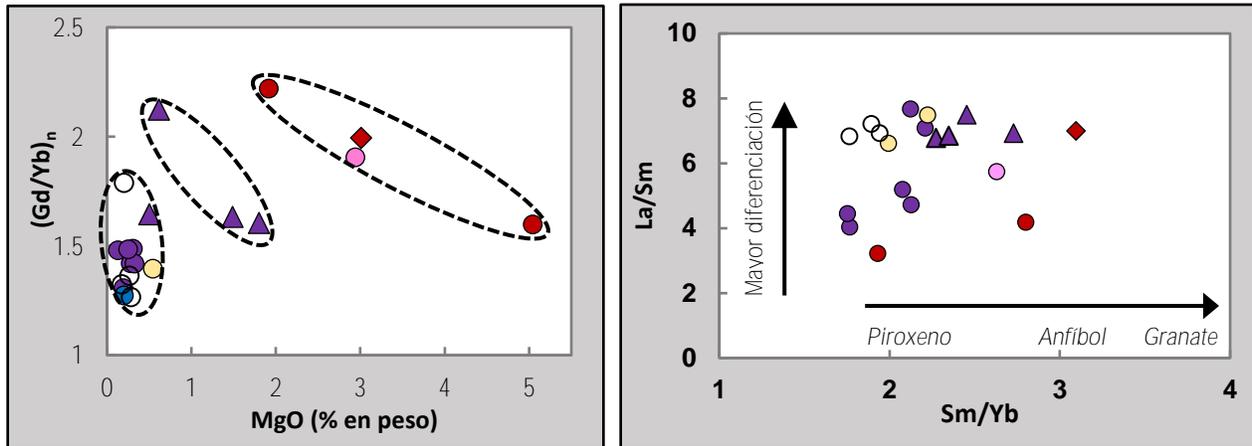


Figura 6.8. Diagramas de relaciones de elementos traza para rocas volcánicas de EP-SP (símbolos en color) y la ignimbrita Escobillas (círculos vacíos) reportada por Contreras-Cruz y Aparicio-Canales (2016). Se distinguen tres grupos de rocas en el primer diagrama, tal como en otros que involucran SiO₂ como ID.

Los patrones de REE de las rocas volcánicas del área de estudio y alrededores también se compararon con los de rocas riolíticas de la Sierra de Las Navajas, sintetizadas en la Figura 6.9. Se observa que las rocas volcánicas de la Sierra de Las Navajas tienen concentraciones mayores de REE y un menor empobrecimiento de las HREE respecto a las LREE. Mientras que las muestras de rocas félsicas del área de estudio y zonas aledañas tienen patrones más empobrecidos. Núñez-Velázquez (2018) propone que los patrones de REE del volcán Las Navajas se pueden explicar por procesos prolongados de cristalización fraccionada a partir de magmas máficos.

No obstante, para el caso de las rocas de EP-SP, los magmas son calco-alcalinos y los procesos de cristalización fraccionada de minerales como olivino, piroxeno y plagioclasa, probablemente no fueron lo suficientemente eficientes como para enriquecer las Tierras Raras por cuenta propia de la misma manera en que se describe para el volcán Las Navajas.

Mioceno Medio - Pleistoceno

- Flujos de lava Xolostitla
- ◆ Pórfido de hornblenda

Mioceno Temprano - Mioceno Medio

- Formación Tezuantla
- Ignimbrita Peñas cargadas
- Ignimbrita Escobillas
- Lava e ignimbrita Epazoyucan

Mioceno Temprano

- ▲ Lava Aguayutla-Jalapilla
- Formación Vizcaína

Figura 6.9. Comparación de patrones de REE normalizados con condrita CI (Sun-McDonough, 1989) de rocas riolíticas del volcán Las Navajas (Núñez-Velázquez, 2018) en negro, y rocas félsicas del área de estudio junto con riolitas de zonas aledañas en color amarillo: Campo Volcánico San Vicente (Ramírez-Ramírez, 2016), Singuilucan (Contreras-Cruz y Aparicio-Canales, 2014) y la Sierra de Pachuca (Martínez-González, 2018).

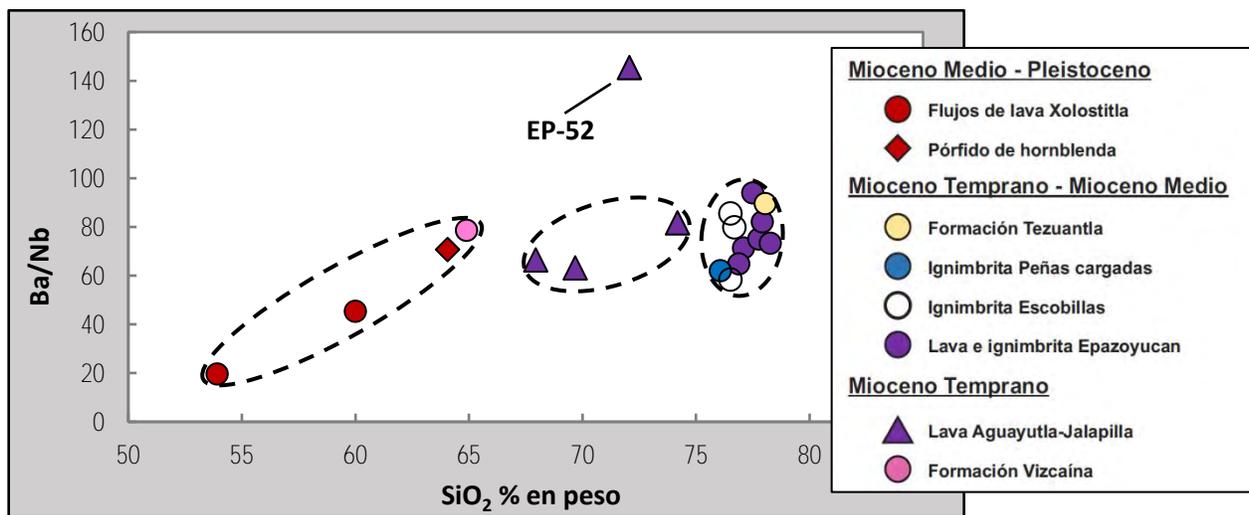
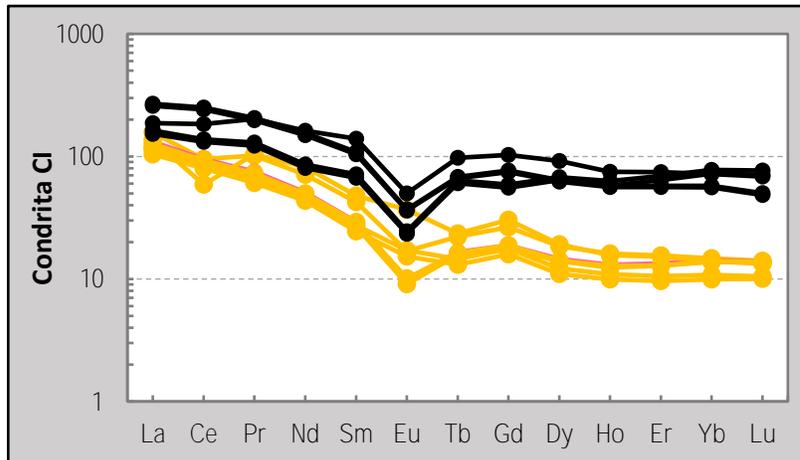


Figura 6.10. Variación de Ba/Nb contra sílice de las rocas volcánicas del área de estudio (símbolos con color) y alrededores (muestras de la ignimbrita Escobillas mostradas con círculos sin relleno). Se observa en general una correlación positiva.

Por último, la fusión parcial también puede inferirse con ayuda de las concentraciones de elementos HSFE como Nb o Ta en diagramas multi elementales, ya que se comportan como elementos inmóviles durante la fusión y tienen bajas concentraciones en sedimentos oceánicos derivados de la subducción (Wilson, 1989). De este modo, las altas relaciones $(Ba/Nb)_N$ de la Figura 6.10 en rocas félsicas (>55), podrían explicarse por fusión parcial de la cuña del manto favorecida por el aporte de fluidos de la placa oceánica que comúnmente ocurre en ambientes de subducción (e. g. Gómez-Tuena et al., 2003), aunque también se podría invocar la asimilación de material cortical rico en elementos incompatibles como Ba.

Así, el origen de los magmas de EP-SP se puede atribuir en primera instancia a la fusión parcial de manto litosférico, que actuó como un proceso primario que originó los magmas parentales de rocas volcánicas.

Los datos muestran evidencias relacionadas con subducción y fraccionamiento mineral, por ende, se pueden atribuir igualmente a la fusión del manto afectado por fluidos de la subducción, y posterior diferenciación magmática a través de un cierto grado de cristalización fraccionada (CF) en una cámara magmática a niveles corticales, como se explicará más adelante.

6.3.2.2. Cristalización Fraccionada

En EP-SP la cristalización fraccionada (CF) es otro de los procesos que se pueden considerar como parte de la evolución de magmas silíceos. La CF es apreciable en diagramas como el de REE, así como en las concentraciones de elementos mayores y traza, que muestran el empobrecimiento progresivo y variación considerable en elementos compatibles (por ejemplo, Sr y Eu) con fases minerales no observadas en las muestras de mano o lámina delgada de rocas silíceas.

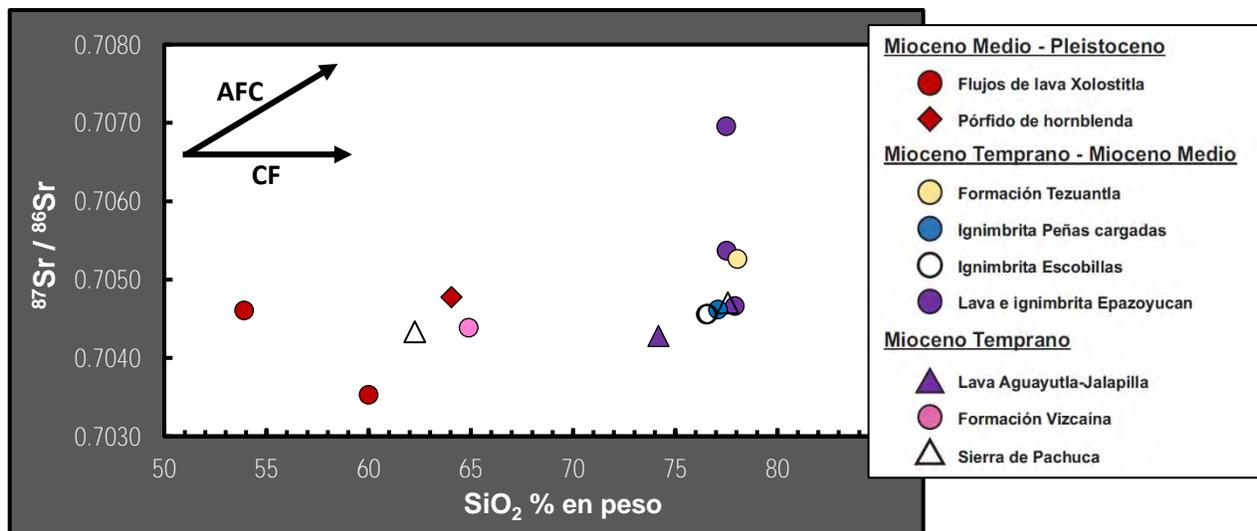


Figura 6.11. Relaciones isotópicas de Sr contra sílice de rocas volcánicas de EP-SP (en color), y algunas representativas de la Sierra de Pachuca y San Vicente o la ignimbrita Escobillas (con símbolos sin relleno). Se muestra la tendencia de asimilación por cristalización fraccionada (AFC) y cristalización fraccionada simple (CF).

La disminución de la concentración de elementos como Fe, Mg, Ca, P y Ti respecto al SiO₂ pueden asociarse con la cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos (olivino y piroxeno), aluminosilicatos como plagioclasa, fosfatos (apatito) y óxidos como magnetita-ilmenita, respectivamente; que empobrecen al líquido silíceo residual de dichos elementos. De forma similar, las variaciones de elementos traza, como la correlación negativa de itrio y de estroncio con respecto a la sílice, sugieren la cristalización fraccionada de anfíbol y plagioclasa, respectivamente.

El proceso de cristalización fraccionada, también se ve sustentado por la correlación negativa del MgO respecto a la sílice en los diagramas de elementos mayores (ver Figura 5.4). Además, las rocas silíceas de EP-SP exhiben relaciones Rb/Nb (LILE/HSFE) mayores a 7 (ver Tabla A2 del anexo), esto indica que algún otro fenómeno como la fusión cortical, no pudo haber generado por sí sola la composición de estos magmas. Ya que los fundidos generados a partir de la fusión de corteza continental preservan sus relaciones LILE/HSFE durante la anatexis (Beard y Lofgren, 1991) debido al grado de incompatibilidad de estos elementos.

En otras instancias, con respecto a los diagramas de araña, podemos observar: a) anomalías negativas de elementos compatibles como Sr, P y Ti, que implican la probable cristalización fraccionada de plagioclasa, apatito y titanomagnetita, respectivamente; y b) concentraciones relativamente altas de elementos incompatibles como K o Ba, que se pueden atribuir, según Kay et al. (2010) y referencias citadas, al enriquecimiento de elementos móviles transportados por fluidos derivados de la subducción y a procesos de cristalización fraccionada de minerales como sanidino (en el caso del Ba).

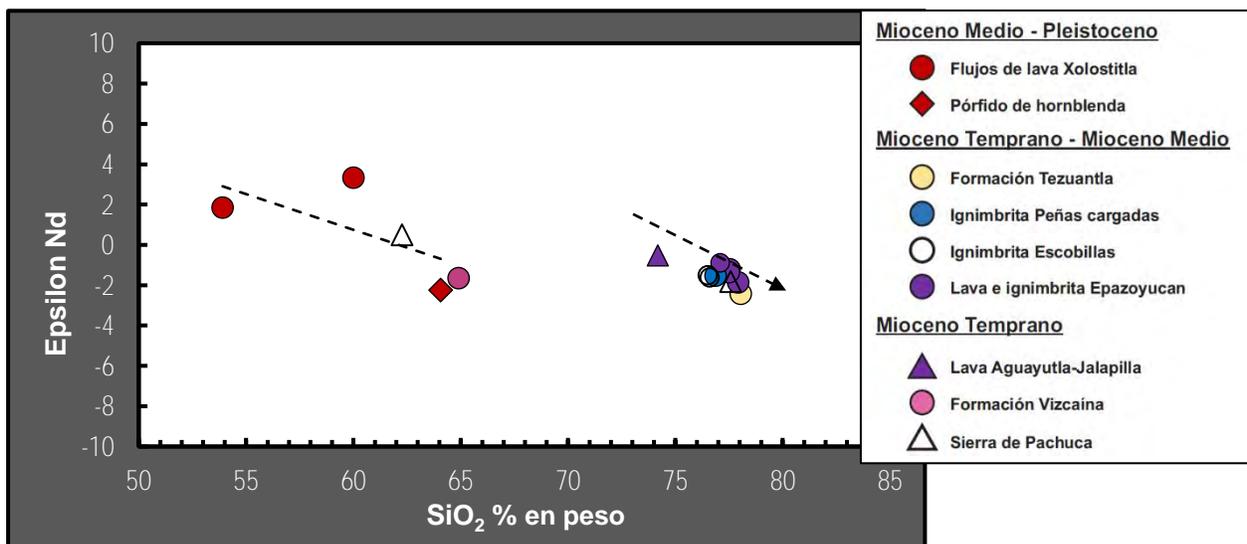


Figura 6.12. Diagrama de relaciones isotópicas de Nd contra sílice de las rocas volcánicas del área de estudio (símbolos con relleno en color), y de la Sierra de Pachuca, Epazoyucan, Singuilucan y San Vicente (símbolos vacíos), las últimas 3 sintetizadas en la unidad ignimbrita Escobillas.

En diagramas de REE es posible observar anomalías negativas de Eu en las rocas félsicas de la lava e ignimbrita Epazoyucan, que no se encuentran presentes en las rocas de Aguayutla-Jalapilla y la Fm. Vizcaína (Figura 5.7). Hanson et al. (1987) indican que la anomalía incrementa al disminuir la fugacidad del oxígeno (reducción de Eu^{+3} a Eu^{+2}) y la temperatura, por lo que el ambiente donde cristalizaron los magmas

de las dos últimas unidades se podría considerar oxidante. Es decir, que el estado de valencia del Eu era Eu^{+3} , por lo tanto, este no pudo incorporarse a la plagioclasa (Drake y Well, 1975). De esta manera, la presencia de plagioclasa observada en lámina delgada que no incorporó Eu^{+2} explicaría la falta de una anomalía positiva de Eu de algunas rocas. Mientras que la existencia de anomalías negativas de Eu para las rocas más riolíticas (lava e ignimbrita Epazoyucan, ignimbrita Peñas Cargadas y Formación Tezuantla) es indicativa del fraccionamiento de plagioclasa.

Por último, la influencia de CF se podría vislumbrar con relaciones isotópicas relativamente constantes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (ϵNd) con respecto a la sílice. Sin embargo, las relaciones isotópicas de Sr de las rocas volcánicas del área de estudio no son plenamente concluyentes, ya que no muestran un patrón claro, incluso al incluir datos isotópicos de zonas aledañas (Figura 6.11). Por otro lado, las relaciones isotópicas de ϵNd vs SiO_2 muestran una tendencia moderadamente negativa (Figura 6.12), que más bien se puede atribuir a contaminación cortical de los magmas durante su ascenso.

6.3.2.3. Asimilación Cortical

Los datos isotópicos del capítulo previo (Figura 5.8) indican la posible influencia de asimilación cortical en la génesis de los magmas félsicos de EP-SP, ya que ostentan valores radiogénicos altos en comparación con rocas intermedias y máficas, es decir, altas relaciones isotópicas de Sr junto con valores negativos de ϵNd (Faure, 2001). De esta manera, se puede proponer que los procesos de CF evidenciados previamente pudieron haber sido acompañados de asimilación de corteza.

Con el fin de evidenciar adecuadamente la asimilación cortical por parte de los magmas que se diferenciaron para formar las riolitas del área de estudio, se presentan los diagramas de SiO_2 vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y SiO_2 vs ϵNd (Figuras 6.11 y 6.12, respectivamente). En el primero no se observa una relación clara de los valores isotópicos de Sr respecto al índice de diferenciación, mientras que los valores de ϵNd muestran una incipiente correlación negativa respecto a la sílice. Esto sugiere la posibilidad de que la cristalización fraccionada (cuyas evidencias fueron expuestas con anterioridad), pudo comportarse como un proceso exotérmico que proporcionaría el calor necesario para contribuir a fundir y/o asimilar material cortical, de modo que la asimilación pudo haber ocurrido contemporáneamente a la cristalización fraccionada en la cámara magmática (DePaolo, 1981). Asimismo, la CF de un sistema cerrado (CF simple) no puede explicar por sí sola algunos patrones contrastantes o que suponen asimilación. Por ejemplo, de

acuerdo con Orozco-Esquivel et al. (2002), la contaminación de corteza continental debería producir una correlación positiva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y negativa de K/Rb con SiO_2 ; mientras que la CF no alteraría significativamente el valor de K/Rb y las relaciones isotópicas de Sr, manteniendo ambas relativamente constantes. Ellos indican también, que una pronunciada anomalía negativa de Eu, correlación positiva de Eu con sílice, y una correlación positiva de la relación K/Rb respecto al SiO_2 , son indicios de fundidos ricos en feldespato en la corteza continental inferior, es decir, fusión parcial de corteza inferior. El par K-Rb, que representa elementos incompatibles y móviles, puede ser entonces adecuado para inferir asimilación, pues previamente se probó que las variaciones en elementos móviles como K, Ca o Na no son el resultado de procesos secundarios. Por ende, se hizo la comparación de este par de elementos con respecto a la sílice para las rocas volcánicas de EP-SP (Figura 6.13).

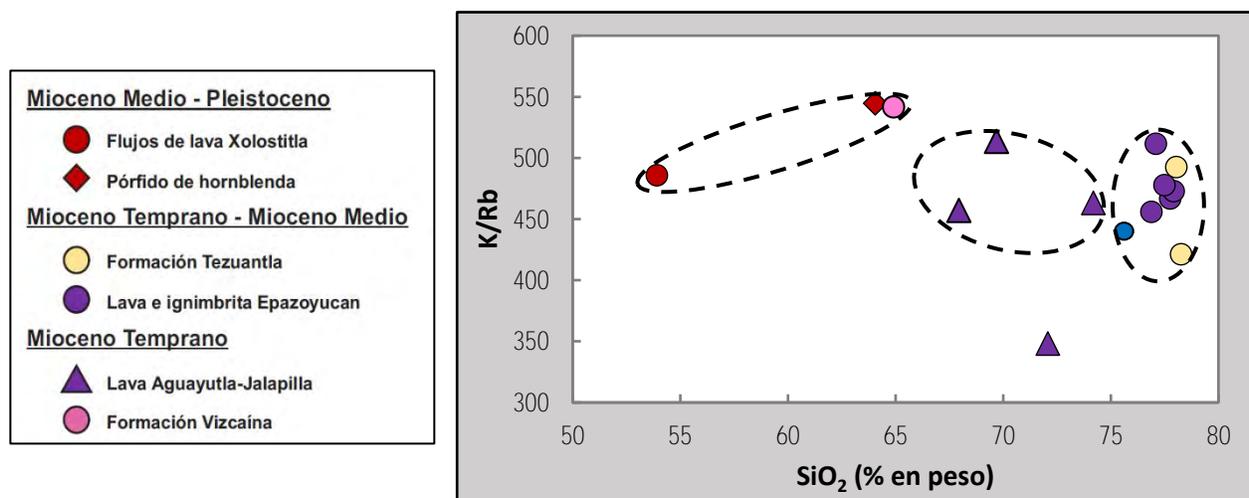


Figura 6.13. Diagramas de K/Rb contra sílice para rocas volcánicas de EP-SP, en el cual se aprecia una moderada correlación positiva de las rocas más félsicas, con lo que se distinguen 3 grupos de roca con un posible origen distinto.

En las rocas volcánicas félsicas de EP-SP, la correlación de K/Rb con SiO_2 es moderadamente positiva para las rocas félsicas del Mioceno Temprano a Medio (lava e ignimbrita Epazoyucan, Fm. Tezuantla y Peñas Cargadas), mientras que en las rocas de la lava Aguayutla-Jalapilla no se aprecia una correlación clara. En ambas se pueden observar concentraciones relativamente altas de Ba (ver Figura 5.5 y Tabla A2 del anexo), probablemente por la presencia de feldespato en las rocas félsicas, pues en este silicato el Ba^{+2} puede sustituir al K^+ debido a la similitud de su radio iónico (Deer et al., 1992) y al carácter incompatible del Ba. Conjuntamente, se aprecia una correlación positiva de Eu con SiO_2 (Figura 5.5), una anomalía negativa de Eu de las rocas del Mioceno Temprano a Medio que se ausenta en la lava Aguayutla-Jalapilla (Figura 5.7); y una correlación negativa del Sr (Fig. 6.5) con elementos enriquecidos (Nb, Ta). Lo anterior apunta a

grados distintos de fusión parcial con variadas contribuciones de las fases involucradas (Orozco-Esquivel et al., 2007) para rocas silíceas del Mioceno Temprano a Medio, y contaminación del magma durante su ascenso por litologías corticales con valores radiogénicos similares a basamentos graníticos (e.g. Petrone et al., 2014).

Por otra parte, en los diagramas de relaciones isotópicas de Pb (Figuras 5.9 y 6.14) los datos de las rocas del área de estudio muestran una disposición intermedia entre el campo del MORB y valores de sedimentos oceánicos o de un basamento similar al complejo Acatlán, lo que podría favorecer la hipótesis de que los magmas sufrieron en parte procesos de asimilación cortical.

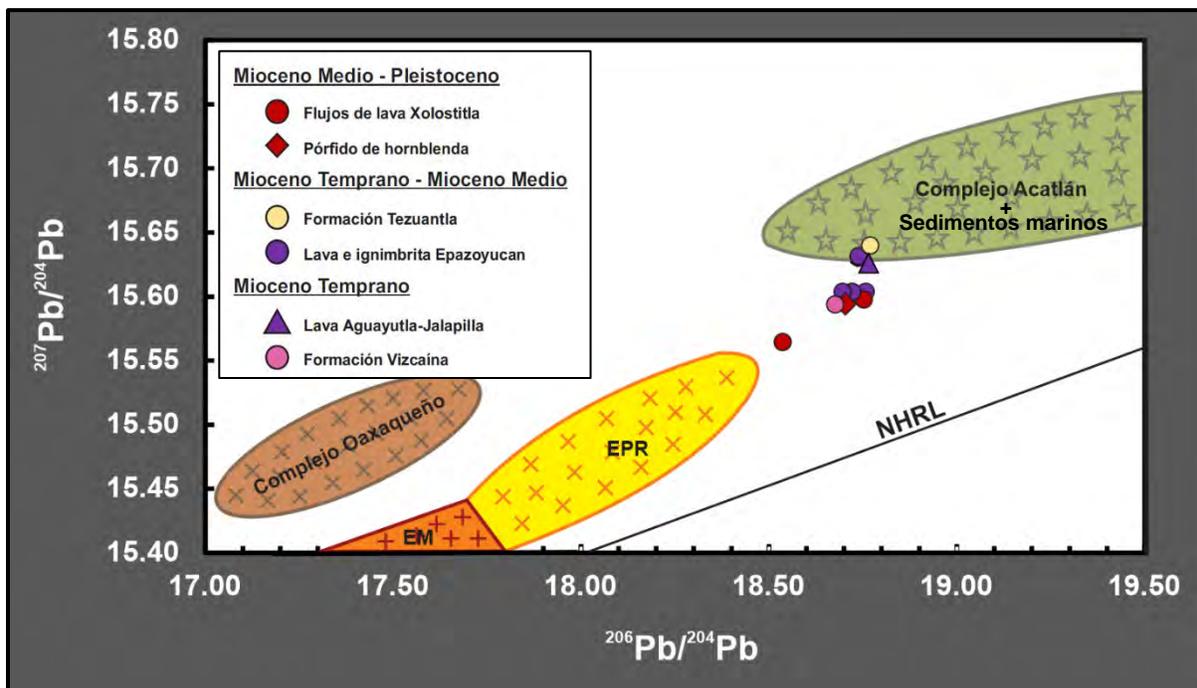


Figura 6.14. Relaciones isotópicas de Pb de las rocas del área de estudio comparadas con datos de los posibles basamentos que subyacen a las rocas volcánicas y sedimentarias entre Epazoyucan y la Sierra de Pachuca. Complejo Acatlán (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010); Complejo Oaxaqueño (Martiny et al., 2000; Cameron et al., 2004; Solari et al., 2004); EPR = Dorsal del Pacífico (Hemming y McLennan, 2001); EM = Manto enriquecido (Zindler y Hart, 1986).

Adicionalmente, las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muestran una variación perceptible (poco clara) bajo una ϵ_{Nd} relativamente constante (-1 a -3), esto ha sido reportado en algunas regiones donde ocurren riolitas con alto contenido de sílice. Por ejemplo, Reece et al. (1990) explican que estas rocas son afectadas por un grado menor de asimilación de fragmentos de las paredes y/o techo de una cámara magmática en la corteza superior, incorporados en etapas tardías de la evolución magmática. En EP-SP, los valores relativamente constantes de $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (Figura 6.12) podrían indicar entonces alguna

contribución de Nd por parte de los bordes del reservorio y el mismo magma (Reece et al., 1990). Esta escasa variación de isótopos de Nd en una suite de rocas plantea además una sola cámara magmática; y no diferentes reservorios corticales o basamentos que pudieron haber sufrido fusión o asimilación (e. g. Petrone et al., 2014).

La asimilación cortical también se puede evidenciar comúnmente con ayuda de xenolitos de cuerpos intrusivos. En el área de estudio, las rocas volcánicas silíceas no suelen incluir este tipo de fragmentos alóctonos, sin embargo, hay un volcán que ha arrojado abundantes xenolitos de granito-granodiorita con edades similares a las rocas volcánicas félsicas (Contreras-Cruz, comunicación personal). Es decir, que la ausencia de xenolitos en las unidades del área, probablemente se deba a que éstos se equilibraron con el magma, de modo que fueron reabsorbidos parcial o totalmente (e.g. Cox et al., 1979).

6.3.2.4. Posibles componentes de la asimilación

La influencia de componentes corticales en la génesis de magmas félsicos de EP-SP puede ser evidente gracias a las evidencias presentadas previamente, sin embargo, identificar cuáles son esos componentes es una tarea más complicada. En primera instancia por el gran volumen de rocas volcánicas presentes en la parte centro-sur del estado Hidalgo y la existencia de un paquete sedimentario considerable debajo de las anteriores. Además, no hay datos isotópicos del basamento subyacente “directamente bajo el área de estudio”, de xenolitos en EP-SP o de afloramientos que expongan al basamento. Sumado a lo anterior, se tiene una conjunción de terrenos tectónicos debajo de la región, que produciría una importante variación de relaciones isotópicas de Sr y Nd del basamento, como sucede en la zona del volcán Citlaltépetl y alrededores (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010).

Bajo este contexto, los isótopos de Pb pueden ser potentes indicadores de componentes corticales en rocas magmáticas, ya que el Pb se concentra abundantemente en el feldespato de la corteza (Kay et al., 2010). En otros ambientes de arco, como en los Andes (Aitchison et al., 1995), las relaciones isotópicas de este elemento pueden reflejar la firma de Pb del basamento subyacente. Por ende, en el presente estudio se determinaron valores isotópicos de Pb del área de trabajo y se compararon con valores de sedimentos oceánicos, rocas intraplaca y rocas representativas del EPR-MORB (*East Pacific Rise Mid-Ocean Ridge Basalts*), indicados en la Figura 5.9.

A grandes rasgos se observaron relaciones isotópicas de Pb radiogénicas, que indican una línea de mezcla entre el manto y un reservorio rico en ^{207}Pb para las rocas félsicas del área de estudio. Estas variaciones isotópicas relativamente lineales podrían reflejar el aporte de componentes corticales continentales locales (Schaaf et al., 1994; Aguirre-Díaz et al., 2002), o bien, el aporte de sedimentos marinos derivados de la placa de Cocos en subducción (Mori et al., 2007).

Con el fin de tener una mejor idea del tipo de corteza que pudo haber afectado a los magmas del área de estudio, se efectuó la comparación de isótopos de Pb de EP-SP con respecto a los posibles basamentos existentes debajo de la región centro-sur de Hidalgo que pudieron haber contribuido a contaminar a los magmas de EP-SP. En el diagrama de la Figura 6.14 se compararon datos isotópicos de Pb del área con aquellos publicados para los complejos Oaxaqueño y Acatlán, especialmente porque al norte de Molango, Hidalgo (a ~72 km al NE de Pachuca), aflora el “Gneiss Huiznopala” del complejo Oaxaqueño. Sin embargo, como se observa en el diagrama de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 6.14), los valores de Pb que mejor explicarían el basamento son los del complejo Acatlán (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010).

Es importante aclarar que algunos valores de sedimentos pelágicos (Zindler y Hart, 1986) se pueden traslapar con parte del campo del complejo Acatlán de la Figura 6.14, y que los datos isotópicos del complejo Oaxaqueño son representativos de muestras extraídas en Oaxaca y al norte de Hidalgo; mientras que los del complejo Paleozoico de Acatlán, fueron obtenidos únicamente en afloramientos de Oaxaca. No obstante, como se puede apreciar en el mapa de basamentos tectónicos de México de la Figura 2.5, el complejo Acatlán podría extenderse al norte de Oaxaca, quizá en una franja que se acorta y culmina cerca de la parte centro-norte de Hidalgo, de modo que pudo haber sido asimilado por los magmas de EP-SP.

6.4. Petrogénesis de magmas silíceos en EP-SP

De acuerdo con el comportamiento de elementos traza, Tierras Raras, y las concentraciones de Ba y Nb de las rocas del área de estudio, se puede sugerir un proceso de subducción de la placa de Cocos-Farallón bajo la placa de Norteamérica. Dicho fenómeno originó los magmas parentales máficos que posteriormente evolucionaron para generar las rocas dacíticas-riolíticas entre Epazoyucan y la Sierra de Pachuca de los ~23 a los 15 Ma. Estos magmas calco-alcalinios iniciales evolucionaron a sus composiciones dacíticas y riolíticas a partir de un mismo magma parental por medio de diferentes procesos indicados enseguida:

1) En primera instancia, los magmas dacíticos-riolíticos con alto #Mg (lava Aguayutla-Jalapilla y Formación Vizcaína), fueron probablemente el resultado de la fusión parcial del manto litosférico (relacionada con la subducción), favorecida por la adición de sedimentos oceánicos derivados del *slab*, posiblemente adheridos mediante *underplating* (e. g. Ferrari et al., 2012 y referencias citadas). Y seguida por un grado menor de cristalización fraccionada del magma máfico parental, en donde además ocurrió interacción con corteza continental, lo que en general permitió alcanzar composiciones evolucionadas.

Es importante mencionar que las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de estas rocas se pueden explicar por: contaminación cortical (Wilson, 1989); influencia de sedimentos derivados de la subducción (e. g. Mori et al., 2007); contribución de fluidos extraídos de un *slab* oceánico alterado con una firma isotópica similar (Elliot et al., 2003); o una fuente de manto metasomatizado por fluidos acuosos del *slab* (Agustín-Flores et al., 2011). Distinguir entre estos fenómenos es una tarea compleja dada la ausencia de xenolitos del basamento y de química mineral que permitan generar un modelo petrológico apropiado.

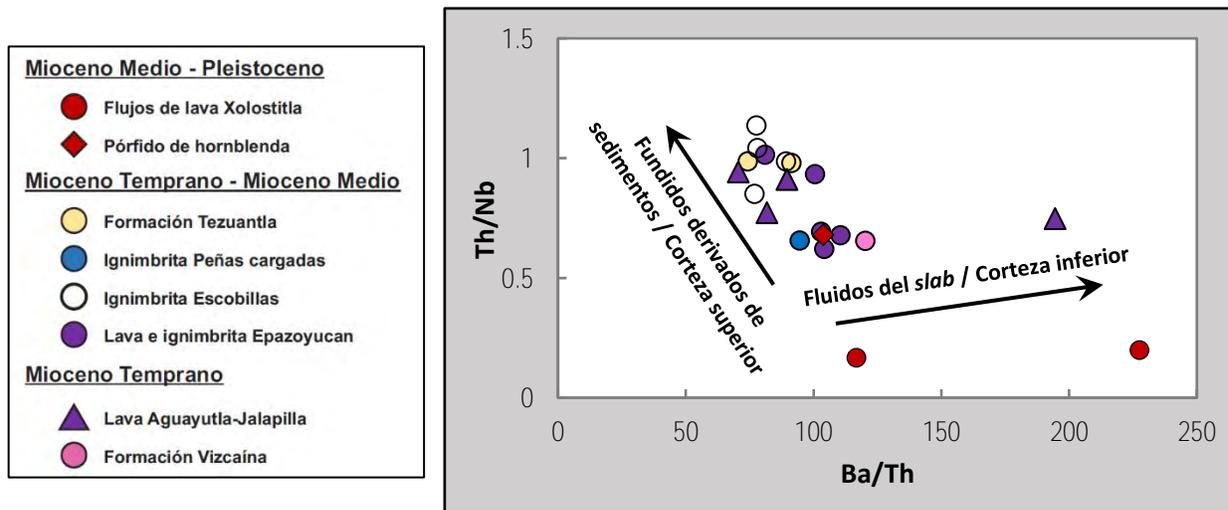


Figura 6.15. Comparación de la relación Th/Nb contra Ba/Th para discernir entre concentraciones de elementos traza relacionados con fluidos derivados del *slab* o de la fusión parcial del *slab* entre rocas del área de estudio (en color) y la ignimbrita Escobillas (círculos vacíos) antes mencionada (modificado de Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010).

Pese a lo anterior, se realizó un diagrama de Th/Nb vs Ba/Th (Figura 6.15), donde se considera al Ba como elemento relativamente móvil en fluidos del *slab*, y al Th y Tierras Raras Ligeras como elementos menos móviles, pero enriquecidos en sedimentos marinos (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010). En el diagrama es posible observar principalmente una correlación negativa, indicativa de la mezcla de componentes del

manto (MORB) con sedimentos pelágicos, es decir, se podría considerar la fusión parcial de segmentos de corteza continental inferior que ingresaron a la zona de subducción a través de erosión por subducción (o erosión tectónica).

Después, los magmas pudieron haber sufrido cristalización fraccionada para evolucionar antes de ser expulsados directamente a la superficie. La ausente anomalía de Eu de unidades dacítico-riolíticas (Fm. Vizcaína y lava Aguayutla-Jalapilla) podría contradecir la contribución de la CF de plagioclasa a la evolución de éstas, pero, este comportamiento se puede explicar por el fraccionamiento mineral en un ambiente oxidante (e. g. Torres-Alvarado et al., 2016). Además, la cristalización fraccionada de otros minerales como anfíbol también pudo haber contribuido a la evolución del magma.

2) Los magmas parentales de las rocas más riolíticas (lava e ignimbrita Epazoyucan, Fm. Tezuantla e ignimbrita Peñas Cargadas), fueron generados también, en parte, por la fusión parcial de la cuña del manto. No obstante, se propone que, tras la fusión, estos magmas ascendieron a niveles más superficiales (corteza media a superior) hasta que se estancaron y configuraron un reservorio magmático donde tuvieron el tiempo y condiciones necesarios para evolucionar a partir de la CF de plagioclasa y anfíbol, junto con una contribución moderada a baja de asimilación de corteza.

Es decir, que los magmas evolucionaron por asimilación-cristalización fraccionada o AFC (*assimilation-fractional crystallization*). Para estas rocas, algunas relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb que insinúan asimilación de corteza también se pueden atribuir a la influencia de sedimentos marinos involucrados en la subducción (e. g. Mori et al., 2007; Mori et al., 2009; Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010). A pesar de esto, es más probable que en las unidades consideradas haya ocurrido asimilación de corteza, esto, de acuerdo con la escasa variación de ϵ_{Nd} (0 a -3) y la señal de Sm/Nd vs MgO (Figura 6.16), que sugieren la mezcla entre un manto empobrecido y corteza superior. Ya que, según Carrasco-Núñez et al. (2005), la comparación de la relación Sm/Nd contra MgO, se puede utilizar para inferir la aportación de componentes de distintos niveles corticales, dado que la asimilación a niveles inferiores de corteza requeriría una mayor relación de Sm/Nd respecto al MgO como índice de fraccionamiento.

3) Por último, se sugiere que las rocas intermedias y máficas del Mioceno Medio y Tardío al Pleistoceno (pórfido de hornblenda y flujos de lava Xolostitla) fueron producidas por el ascenso de manto astenosférico, probablemente relacionado con el fenómeno de *rollback* en la FVTM (propuesto por

autores como Gómez-Tuena et al., 2005 y Straub et al., 2011); que es propiciado por la continua subducción plana que produjo el enfriamiento progresivo y deshidratación del *slab*, inhibiendo la fusión y provocando que la placa se hundiera y/o retrocediera a partir del Plioceno Temprano (Gómez-Tuena et al., 2005 y 2018). Algunos ejemplos similares a esta propuesta se describen para campos volcánicos monogenéticos en el centro y este de la FVTM (e. g. Meriggi et al., 2008; Straub et al., 2011).

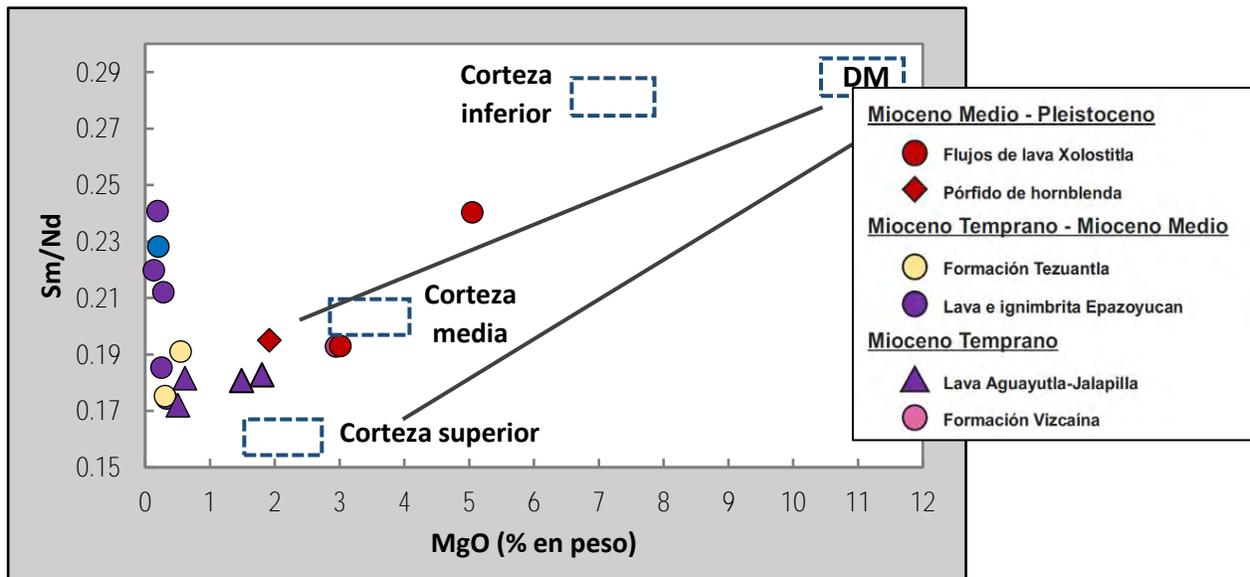


Figura 6.16. Comparación de la relación Sm/Nd contra MgO de las rocas del área de estudio para discriminar la influencia de componentes corticales a diferentes niveles de profundidad. Se distingue la mezcla de componentes del manto empobrecido o DM (Norman y García, 1999) con corteza inferior, media y superior (Rudnick y Fountain, 1995). Modificado de Schaaf y Carrasco-Núñez (2010).

Bajo este contexto, las rocas máficas e intermedias calco-alcálicas que muestran evidencias de subducción representarían magmas híbridos compuestos por una mezcla de manto y corteza preexistente, que adquirieron su carácter geoquímico en la cuña del manto junto con poca o nula contribución de fraccionamiento cristalino y con una influencia imperceptible o poco significativa de la corteza continental suprayacente.

Por lo tanto, estas rocas intermedias (especialmente las andesitas e incluso algunas dacitas), podrían definirse, de acuerdo con Gómez-Tuena et al. (2018), como productos extraídos directamente del manto, cuyo relativo enriquecimiento en sílice y firmas isotópicas debieron ser adquiridos por la fusión de una mixtura heterogénea de materiales de subducción conformada por corteza oceánica alterada, sedimentos y porciones de corteza continental erosionada que son introducidos de manera natural al manto.

6.5. Geocronología de rocas silíceas de Epazoyucan-Sierra de Pachuca y su relación con los arcos magmáticos de México

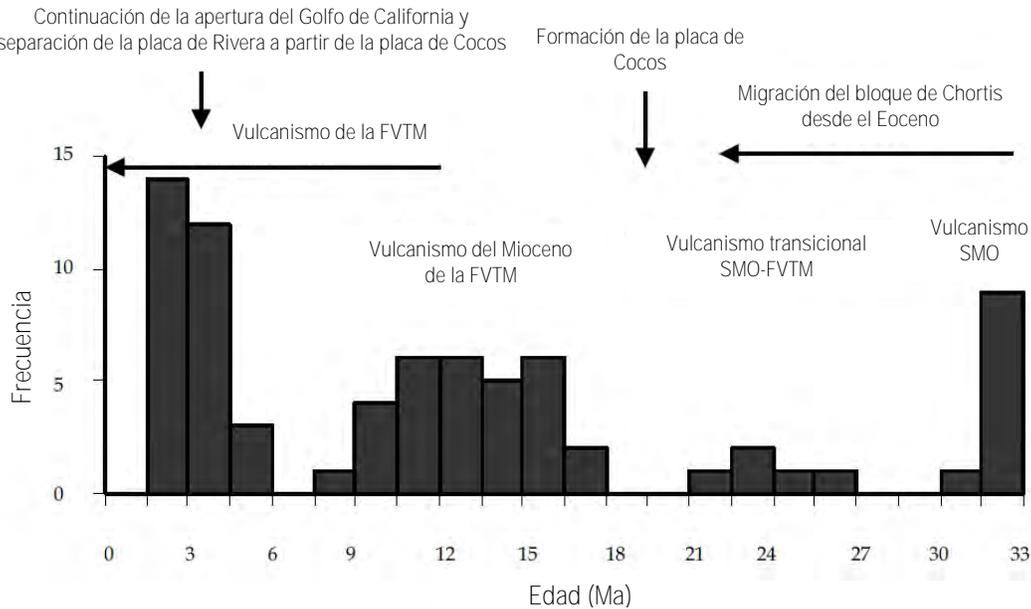


Figura 6.17. Diagrama de edad y picos de frecuencia que representan las principales etapas de actividad volcánica y tectónica en México (modificado de García-Palomo et al., 2002).

La FVTM se individualiza como provincia durante el Mioceno Temprano a Medio, con la rotación antihoraria del magmatismo de arco relacionado con el proceso de subducción del occidente de México, que contribuyó a configurar a la Sierra Madre Occidental y Sierra Madre del Sur (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012). Esto se ha establecido debido al predominio notable de rocas volcánicas de menos de 16 Ma sobre el arco magmático mexicano.

Sin embargo, se han encontrado manifestaciones de vulcanismo más antiguo sobre la FVTM distribuidas (como se mencionó previamente) en la Sierra de Angangueo-Mil Cumbres en Michoacán (Gómez-Vasconcelos et al., 2015), la Formación Tepoztlán (edades de 21-23 Ma determinadas por Lenhardt et al., 2010), Malinalco (21.6 ± 1 Ma; García-Palomo et al., 2000), en las trondhjemitas de ~20 Ma de Chalcatzingo (Gómez-Tuena et al., 2008) y en pozos profundos de la Cuenca de México, con edades de 21.7-31 Ma determinadas por Vazquez-Sanchez y Jaimes-Palomera, (1989). Además, las edades de rocas tanto volcánicas como intrusivas en México decrecen hacia el E-SE (e.g. McDowell y Clabaugh, 1979; Wark et al., 1990; Aranda-Gómez et al., 2000; Ortega-Gutiérrez et al., 2014).

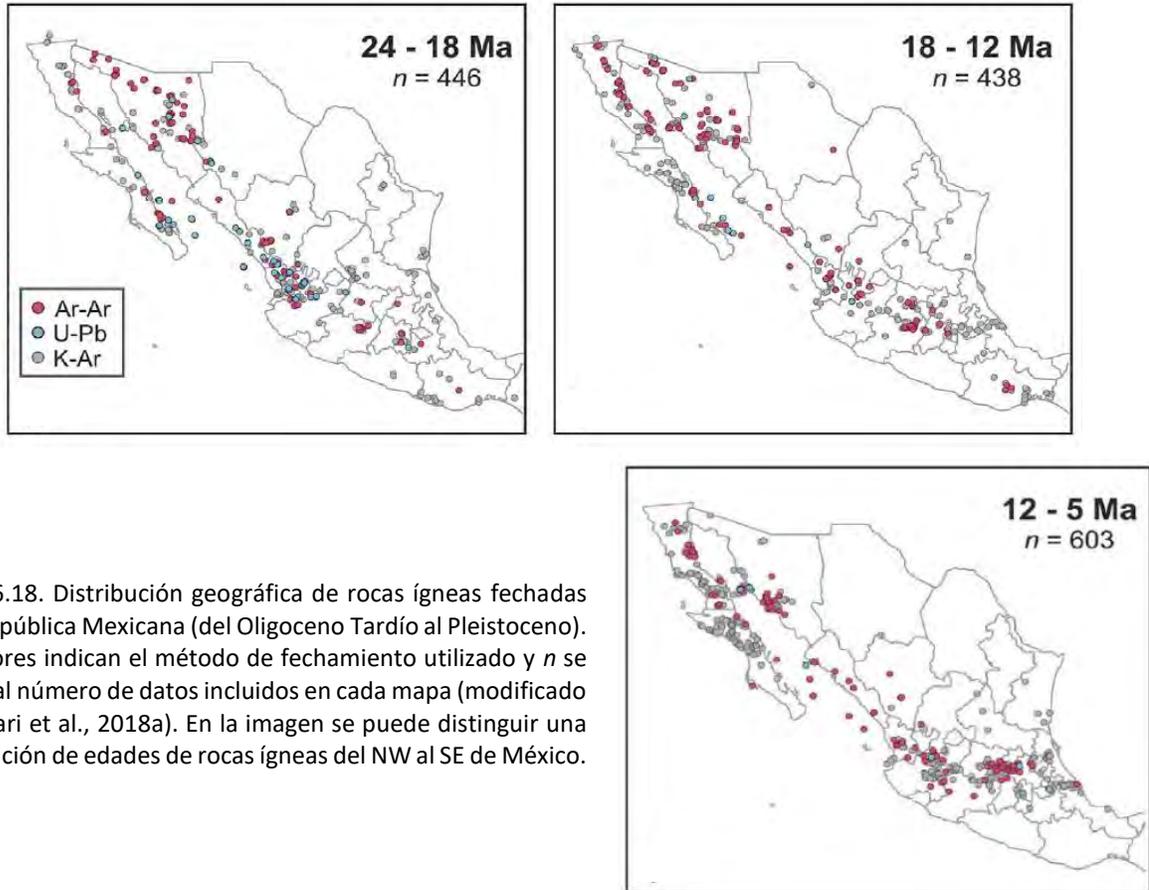


Figura 6.18. Distribución geográfica de rocas ígneas fechadas en la República Mexicana (del Oligoceno Tardío al Pleistoceno). Los colores indican el método de fechamiento utilizado y n se refiere al número de datos incluidos en cada mapa (modificado de Ferrari et al., 2018a). En la imagen se puede distinguir una disminución de edades de rocas ígneas del NW al SE de México.

Por estas razones, estudios recientes (e.g. Gómez-Vasconcelos et al., 2015) sugieren que la FVTM y la SMO (y posiblemente la SMS) se encuentran genéticamente relacionadas, siendo la Faja, de manera simplificada, parte de la evolución de la Sierra Madre Occidental hacia el SE de México. Las rocas volcánicas más antiguas sobre la FVTM podrían conformar entonces un periodo “transicional” entre las provincias, en donde, no sólo las edades, sino también la frecuencia (Figura 6.17) y la distribución espacial de rocas ígneas en México (Figura 6.18), serían algunos de los criterios para aludir dicha transición. No obstante, en este estudio, a pesar de la similitud en edad y composición geoquímica de las rocas con edades entre 15 y ~23 Ma en el área de trabajo con respecto a los datos publicados previamente; no se considera conveniente considerar que las rocas félsicas de EP-SP pertenecen estrictamente a etapas finales de la SMO o la SMS, como se proponía al comienzo de este trabajo. Esto por la particular localización de las rocas silíceas objeto de este estudio, ya que las rocas volcánicas con edades mayores a 15 Ma mencionadas en el párrafo anterior se restringen a los sectores “occidental y central” de la FVTM, o SSE de la Sierra Madre Occidental. Además, las rocas de composición ácida no son tan comunes o predominantes en el sector oriental de la FVTM (e. g. Ferrari et al., 2005; Gómez-Tuena et al., 2007; Ferrari et al., 2012), menos aún con edades mayores a 11 Ma.

6.6. Conclusiones

- 1) Gracias a las edades obtenidas en el presente trabajo, así como relaciones estratigráficas y edades determinadas en trabajos previos, se infiere que las rocas volcánicas félsicas de EP-SP son de edad Mioceno Temprano a Mioceno Medio. Mientras que las rocas máficas a intermedias son de edad Mioceno Medio y Tardío a Pleistoceno.
- 2) La estructura volcánica principal o centros eruptivos que expulsaron a las rocas silíceas de EP-SP no fueron identificados. No obstante, se propone que provienen de fisuras asociadas a la tectónica predominantemente extensional del centro-oriente de México durante el Eoceno-Mioceno.
- 3) La petrografía y los datos geoquímicos de elementos mayores y traza indican procesos magmáticos relacionados con subducción, mezcla de magmas y cristalización fraccionada.
- 4) Por su parte, las relaciones isotópicas de Sr, de carácter radiogénico, sugieren una contribución de corteza continental y/o sedimentos derivados de la subducción.
- 5) A pesar de la ausencia de datos isotópicos del basamento que se encuentra “directamente” bajo EP-SP, las relaciones isotópicas de Pb de rocas volcánicas del área de estudio muestran mayor similitud a las del terreno Acatlán que a las del complejo Oaxaqueño; por ello se propone que el primero se encontraría bajo EP-SP.
- 6) Debido a las consideraciones espaciotemporales, es poco probable que exista una relación intrínseca entre las rocas silíceas de EP-SP de ~23 a 15 Ma y las rocas silíceas de los arcos SMO o SMS, aun aquellas con edades similares. **Por ello, se propone que el vulcanismo silíceo del área de estudio representa un nuevo límite del magmatismo inicial de la FVTM no identificado anteriormente en el sector oriental del arco**, o bien (menos probable), un periodo transicional entre la SMO y la FVTM en las latitudes del área de estudio, que igualmente no se ha sugerido en estudios previos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G. J., & Bellon, H. (2009). Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 187(1), 33-52.
- Aguirre-Díaz, G. J., Dubois, M., Laureyns, J., & Schaaf, P. (2002). Nature and PT conditions of the crust beneath the central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith. *International Geology Review*, 44(3), 222-242.
- Aguirre-Díaz, G. J., & Labarthe-Hernández, G. (2003). Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology*, 31(9), 773-776.
- Agustín-Flores, J., Siebe, C., & Guilbaud, M. N. (2011). Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 143-162.
- Aitcheson, S. J., Harmon, R. S., Moorbath, S., Schneider, A., Soler, P., Soria-Escalante, E., & Wörner, G. (1995). Pb isotopes define basement domains of the Altiplano, central Andes. *Geology*, 23(6), 555-558.
- Alaníz-Álvarez, S. A., & Nieto-Samaniego, Á. F. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 65-82.
- Albrecht, A., & Goldstein, S. L. (2000). Effects of basement composition and age on silicic magmas across an accreted terrane-Precambrian crust boundary, Sierra Madre Occidental, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(3), 255-273.
- Allen, R. L. (1988). False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic associated mineralization. *Economic Geology*, 83(7), 1424-1446.
- Anderson, T. H., & Silver, L. T. (1974). Late Cretaceous Plutonism in Sonora, Mexico and its relationship to circum-Pacific magmatism. *Geological Society of America*, 6.
- Anderson, A. T. (1984). Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. *American Mineralogist*, 69(7-8), 660-676.
- Aparicio-Canales, O. & Contreras-Cruz., D. (2016). Caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas volcánicas del área de Epazoyucan-Singuilucan, Estado de Hidalgo. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Ciencias básicas e Ingeniería, Mineral de Reforma, Hidalgo. Tesis de licenciatura. 136p.
- Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R., McDowell, F. W., Vasallo-Morales, L. F., Ortega-Rivera, M. A., Solorio-Munguía, J. G. & Aguillón-Robles, A. (2007). The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(2), 17.
- Arce, J. L., Layer, P. W., Morales-Casique, E., Benowitz, J. A., Rangel, E., & Escolero, O. (2013). New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and whole-rock chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34-49.
- Bagby, W. C., Cameron, K. L. & Cameron, M. (1981). Contrasting evolution of calc-alkalic volcanic and plutonic rocks of western Chihuahua, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11), 8.
- Bas, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Bard, J. S., & Lofgren, G. E. (1991). Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb. *Journal of Petrology*, 32(2), 365-401.
- Belkin, H. E., Rolandi, G., Jackson, J. C., Cannatelli, C., Doherty, A. L., Petrosino, P., & De Vivo, B. (2016). Mineralogy and geochemistry of the older (>40ka) ignimbrites on the Campanian Plain, southern Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 323, 1-18.

- Biddau, R., Cidu, R., & Frau, F. (2002). Rare earth elements in waters from the albitite-bearing granodiorites of Central Sardinia, Italy. *Chemical Geology*, 182(1), 1-14.
- Bohrson, W. A., & Reid, M. R. (1997). Genesis of Silicic Peralkaline Volcanic Rocks in an Ocean Island Setting by Crustal Melting and Open-system Processes: Socorro Island, Mexico. *Journal of Petrology*, 38(9), 1137-1166.
- Brandmeier, M., & Wörner, G. (2016). Compositional variations of ignimbrite magmas in the Central Andes over the past 26Ma - A multivariate statistical perspective. *Lithos*, 262, 713-728.
- Branney, M. J., & Sparks, R. S. J. (1990). Fiamme formed by diagenesis and burial-compaction in soils and subaqueous sediments. *Journal of the Geological Society*, 147(6), 919-922.
- Branney, M. J., & Kokelaar, P. (2002). Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *London: Geological Society*.
- Bull, K. F., & McPhie, J. (2007). Fiamme textures in volcanic successions: Flaming issues of definition and interpretation. *Journal of volcanology and geothermal research*, 164(4), 205-216.
- Cameron, K. L., Cameron, M., Bagby, W. C., Moll, E. J., & Drake, R. E. (1980). Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico. *Geology*, 8(2),
- Cameron, M., Bagby, W. C., & Cameron, K. L. (1980). Petrogenesis of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74(3), 271-284.
- Cameron, K. L., Lopez, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Keppie, J. D., & Schulze, C. (2004). U-Pb geochronology and Pb isotopic compositions of leached feldspars: Constraints on the origin and evolution of Grenville rocks from eastern and southern Mexico. *Memoir of the Geological Society of America*, 197, 755-769.
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Canet, C., Carlos Mora Chaparro, J., Iglesias, A., Cruz-Pérez, M., Salgado-Martínez, E., Zamudio-Ángeles, D., & Poch-Serra, J. (2017). Cartografía geológica para la gestión del geopatrimonio y la planeación de rutas geoturísticas: aplicación en el Geoparque Mundial de la UNESCO Comarca Minera, Hidalgo (Vol. 1).
- Capra, L., Macías, J. L., & Garduño, V. H. (1997). The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *Geofísica Internacional-Mexico*, 36, 161-180.
- Carmichael, I. S. (2002). The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105–99 W) Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(6), 641-663.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., & Laura, L. V. (1997). Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, central Mexico.
- Castillo-Hernandez, D. (1991). Estudio geológico-regional de Los Altos, Jalisco y El Bajío: Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geo-termoeléctricos. Open File Report, 35.
- Clark, K. F., Foster, C. T., & Damon, P. E. (1982). Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *GSA Bulletin*, 93(6), 533-544.
- Cochemé, J. J. & Demant, A. (1991). Geology of Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, Mexico. In E. y. J.-A. Pérez-Segura, C. (Ed.), *Studies of Sonoran Geology* (1st ed.). Mexico: *Geological Society of America*.
- Contreras-Cruz, D. y Aparicio-Canales, O. (2016). Caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas volcánicas del área de Epazoyucan-Singuilucan, estado de Hidalgo. (Tesis de Licenciatura) Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México. 136p.
- 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, Ciudad de México.
- Costa, F., Chakraborty, S., & Dohmen, R. (2003). Diffusion coupling between trace and major elements and a model for calculation of magma residence times using plagioclase. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(12), 2189-2200.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., ... & Brousse, R. (1995). Origin of anomalous rare-earth

- element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119(1-4), 115-138.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (1979). The interpretation of igneous rocks (B. V. Springer-Science+Business Media Ed. 1993 ed.). United Kingdom: Chapman and Hall.
- Damon, P. E., Nieto-Obregón, J., & Delgado-Argote, L. (1979). Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del Rio Grande de Santiago. *Asociación Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México*, XIII, 35.
- De Angelis, S. H., Larsen, J., & Coombs, M. (2013). Pre-eruptive magmatic conditions at Augustine Volcano, Alaska, 2006: evidence from amphibole geochemistry and textures. *Journal of Petrology*, 54(9), 1939-1961.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1992). An introduction to the Rock-forming minerals (Pearson Ed. 2nd ed.). Essex, England.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2(2), 15.
- Demant, A. (1981). Laxe neovolcanique transmexicain: etude volcanique et petrographique, signification geodynamique. (Ph. D. Dissertation postdoctoral) Université de Droit, Marseille, France.
- DePaolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189-202.
- DePaolo, D. J., & Wasserburg, G. J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3(5), 249-252.
- Devine, J. D., Murphy, M. D., Rutherford, M. J., Barclay, J., Sparks, R. S. J., Carroll, M. R., & Gardner, J. E. (1998). Petrologic evidence for pre-eruptive pressure-temperature conditions, and recent reheating, of andesitic magma erupting at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, W.I. *Geophysical Research Letters*, 25(19), 3669-3672.
- Di Giuseppe, P., Agostini, S., Manetti, P., Savaşçın, M. Y., & Conticelli, S. (2018). Sub-lithospheric origin of Na-alkaline and calc-alkaline magmas in a post-collisional tectonic regime: Sr-Nd-Pb isotopes in recent monogenetic volcanism of Cappadocia, Central Turkey. *Lithos*, 316, 304-322.
- Donaldson, C. H., & Henderson, C. M. B. (1988). A new interpretation of round embayments in quartz crystals. *Mineralogical Magazine*, 52(364), 27-33.
- Donaldson, J. A. (1976). Chapter 7.3. Aphebian Stromatolites in Canada: Implications for Stromatolite Zonation. In M. R. Walter (Ed.), *Developments in Sedimentology*, 20, 371-380: Elsevier.
- Drake, M. J., & Weill, D. F. (1975). Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(5), 689-712.
- Dreier, J. A. (1976). The geochemical environment of ore deposition in the Pachuca-Real del Monte district, Hidalgo, Mexico. (Ph. D. Doctoral thesis), University of Arizona, Arizona, USA.
- Drummond, M. S., & Defant, M. J. (1990). A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research: solid Earth*, 95(B13), 18.
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Norini, G., & López-Martínez, M. (2014). Miocene faulting in the southwestern Sierra Madre Occidental, Nayarit, Mexico: kinematics and segmentation during the initial rifting of the southern Gulf of California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3), 19.
- Elliot, M., Demenocal, P. B., Linsley, B. K., & Howe, S. S. (2003). Environmental controls on the stable isotopic composition of Mercenaria mercenaria: potential application to paleoenvironmental studies. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (7).
- Faure, G. (2001). Chemical properties and isotope systematics. In *Origin of Igneous Rocks* (pp.1-30). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Faure, G. (2013). Origin of igneous rocks: the isotopic evidence. *Springer Science & Business Media*.
- Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquare, G., & Tibaldi, A. (1994). Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional*, 33(1), 91-105.

- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & 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(4), 303-306.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Márquez, A., Oyarzun, R., Doblaz, M., & Verma, S. P. (1999). Alkalic (ocean-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?: Comment and Reply. *Geology*, 27(11), 1055-1056.
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 84-92.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., & Rosas-Elguera, J. (2002). Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, 21(4).
- Ferrari, L. (2004). Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32(1), 77-80.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., López-Martínez, M., & Silva-Fragoso, A. (2018***). Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews*, 183, 115-152.
- Ferrari, L., Castillo-Reynoso, J. C., Orozco-Esquivel, T., & Silva-Fragoso, A. (2018b***). Digital geologic map and geochronologic, geochemical and geothermal database of the south-eastern part of the Sierra Madre Occidental, Mexico. *Terra Digitalis*, 2(2).
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- 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.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., & Garduño, V. H. (2000). Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano región, central Mexico. *Tectonophysics*, 318(1-4), 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., & Mora, J. C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41(2), 133-150.
- García-Tovar, G. P., Martínez-Serrano, R. G., Solé, J., Correa-Tello, J. C., Núñez-Castillo, E. Y., Guillou, H., & Monroy-Rodríguez, E. (2015). Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 32(1), 100-122.
- Garduño-Monroy, V. H., & A Gutiérrez-Negrín, L. C. (1992). Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, 31(4).
- Gastil, G., Krummenacher, D., & Jency, W. A. (1979). Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: Summary. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 15-18.
- Geyne, A., Fries, C., Segerstrom, K., Black, R. y Wilson, I. 1963. Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte district, state of Hidalgo, Mexico. *Consejo de Recursos Naturales no Renovables*, 5E. 235p.
- Geyne, A. R., Fries Jr, C., Segestrom, K., Black, R. F., & Wilson, J. F. (1990). Geology and mineral deposits of the Pachuca Real del Monte district, Hidalgo, Mexico. *Mexican Silver Deposits: El Paso, SEG Pub. Co*, 241-257.
- Gifkins, C. C., Allen, R. L., & McPhie, J. (2005). Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(1-2), 29-47.

- Gill, R. (2011). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons.
- Goldstein, S. L., O'nions, R. K., & Hamilton, P. J. (1984). A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and planetary Science letters*, 70(2), 221-236.
- Gómez-Tuena, A., & Carrasco-Núñez, G. (2000). Cerro Grande volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318(1-4), 249-280.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A. B., Langmuir, C. H., Goldstein, S. L., Ortega-Gutiérrez, F., & 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).
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers*, 422, 129-181.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N. E., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., & 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(6), 471-474.
- Gómez-Tuena, A., Díaz-Bravo, B., Vázquez-Duarte, A., Pérez-Arvizu, O., & Mori, L. (2014). Andesite petrogenesis by slab-derived plume pollution of a continental rift. *Geological Society, London, Special Publications*, 385(1), 65-101.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., & Straub, S. M. (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-science reviews*, 183, 153-181.
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Garduño-Monroy, V. H., Macías, J. L., Layer, P. W., & Benowitz, J. A. (2015). The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 128-147.
- Hanson, R. B., Saleeby, J. B., & Fates, D. G. (1987). Age and tectonic setting of Mesozoic metavolcanic and metasedimentary rocks, northern White Mountains, California. *Geology*, 15(11), 1074-1078.
- Helz, R. T. (1987). Diverse olivine types in lava of the 1959 eruption of Kilauea volcano and their bearing on eruption dynamics. *Volcanism in Hawaii*, 1, 691-722.
- Henry, C. D., Price, J. G., & Smyth, R. C. (1988). Chemical and thermal zonation in a mildly alkaline magma system Infiernito Caldera, Trans-Pecos Texas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(2), 194-211.
- Hernández-Bernal, M. D. S., Corona-Chávez, P., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Solé-Viñas, J., & Molina, J. F. (2016). Miocene andesitic lavas of Sierra de Angangueo: a petrological, geochemical, and geochronological approach to arc magmatism in Central Mexico. *International Geology Review*, 58(5), 603-625.
- Housh, T. B., Aranda-Gómez, J. J., & Luhr, J. F. (2010). Isla Isabel (Nayarit, México): Quaternary alkalic basalts with mantle xenoliths erupted in the mouth of the Gulf of California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1-4), 85-107.
- Irvine, T. N. J., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548.
- Kano, K., Matsuura, H., & Yamauchi, S. (1997). Miocene rhyolitic welded tuff infilling a funnel-shaped eruption conduit Shiotani, southeast of Matsue, SW Japan. *Bulletin of Volcanology*, 59(2), 125-135.
- Kay, R. W. (1978). Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4(1-2), 117-132.
- Kay, S. M., Coira, B. L., Caffè, P. J., & Chen, C. H. (2010). Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1-2), 81-111.
- Kessel, R., Schmidt, M. W., Ulmer, P., & Pettke, T. (2005). Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and

- supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature*, 437(7059), 724-727.
- Kerr, P. (1977). Mineralogía Óptica. 4a Edición.
- Kirkpatrick, R. J. (1975). Crystal growth from the melt: a review. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 60(9-10), 798-814.
- Kirkpatrick, R. J. (1977). Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 88(1), 78-84.
- LaGatta, A., 2003. Arc magma genesis in the eastern Mexican volcanic belt. (Doctoral thesis). Columbia University of New York, NY. 365 p.
- Lang, H. R., & McGugan, A. (1988). Cretaceous (Albian–Turonian) foraminiferal biostratigraphy and paleogeography of northern Montana and southern Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(2), 316-342.
- Ledezma-Guerrero, O. (1987). Hoja Calpulalpan 14Q-h (3), con Resumen de la geología de la hoja Calpulalpan, estados de México, Tlaxcala, Puebla e Hidalgo: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Carta Geológica de México*, Serie de 1(100,000).
- Lehnert, K., Su, Y., Langmuir, C. H., Sarbas, B., & Nohl, U. (2000). A global geochemical database structure for rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5).
- Lehnert, O., Männik, P., Joachimski, M. M., Calner, M., & Fryda, J. (2010). Palaeoclimate perturbations before the Sheinwoodian glaciation: A trigger for extinctions during the “Ireviken Event”. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296(3-4), 320-331.
- Le Maitre, R. W., 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Lenhardt, N., Böhnell, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I. S., Hornung, J., & Hinderer, M. (2010). Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 72(7), 817-832.
- López-Hernández, A. (2009). Evolución Volcánica del Complejo Tulancingo-Acoaculco y su sistema Hidrotermal, estados de Hidalgo y Puebla, México. (Tesis Doctoral) Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico D.F., Mexico, 185p.
- López, R., Cameron, K. L., & Jones, N. W. (2001). Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian Research*, 107(3-4), 195-214.
- LUGIS, 2000. Manual interno de procedimientos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica. *Universidad Nacional Autónoma de México*, Instituto de Geofísica.
- Luhr, J. F. (1997). Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist*, 35(2), 473-500.
- Mahoney, J. J., & Coffin, M. F. (1997). *Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism* (Vol. 100). American Geophysical Union.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., & Verma, S. P. (1999). Alkalic (ocean-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(1), 51-54.
- Martínez-González, I. (2018). Aportaciones petrográficas, geoquímicas e isotópicas de rocas volcánicas de la Sierra de Pachuca. (Tesis de Licenciatura) Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Ciudad de México, México 132p.
- Martínez-Serrano, R. G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., del Sol Hernández-Bernal, M., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J. J., & Macías, J. L. (2004). Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(1-2), 77-110.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R. G., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., & Ayuso, R. A. (2000). Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics*, 318(1-4), 71-98.

- McDonald, G. A., & Katsura, T. (1964). Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal of petrology*, 5(1), 82-133.
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.
- McDowell, F. W., & Clabaugh, S. E. (1979). Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 180, 113-124.
- McDowell, F. W., & Mauger, R. L. (1994). K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua State, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 106(1), 118-132.
- McDowell, F. W., Housh, T. B., & Wark, D. A. (1999). Nature of the crust beneath west-central Chihuahua, Mexico, based upon Sr, Nd, and Pb isotopic compositions at the Tomóchic volcanic center. *Geological Society of America Bulletin*, 111(6), 823-830.
- McKee, E. H., Dreier, J. E., & Noble, D. C. (1992). Early Miocene hydrothermal activity at Pachuca-Real del Monte, Mexico: an example of space-time association of volcanism and epithermal Ag-Au vein mineralization. *Economic Geology*, 87(6), 1635-1637.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. S., & Renne, P. (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3), 383-394.
- Mooser, F. (1972). The Mexican volcanic belt: Structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, 12(2), 55-70.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., & Solís-Pichardo, G. N. (1999). Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 513-535.
- Morán-Zenteno, D. J., Alaníz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., & Alba-Aldave, L. A. (2000). Relaciones entre la deformación tectónica y las características del magmatismo terciario en la región de Taxco, estado de Guerrero.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Solé, J., & Iriondo, A. (2004). A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(1-2), 97-119.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., & Goldstein, S. L. (2007). Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical geology*, 244(3-4), 452-473.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S. L., Pérez-Arvizu, O., & Solís-Pichardo, G. (2009). Lithospheric removal as a trigger for flood basalt magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of petrology*, 50(11), 2157-2186.
- Morse, J. W., Shanbhag, P. M., Saito, A., & Choppin, G. R. (1984). Interaction of uranyl ions in carbonate media. *Chemical geology*, 42(1-4), 85-99.
- Mullan, H. S. (1978). Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 89(8), 1175-1188.
- Murphy, M. D., Sparks, R. S. J., Barclay, J., Carroll, M. R., & Brewer, T. S. (2000). Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *Journal of petrology*, 41(1), 21-42.
- Nelson, S. T., & Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11-12), 1242-1249.
- Nieto-Obregón, J. E., Delgado, L., & Damon, P. E. (1985). Geochronologic, petrologic, and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican volcanic belt. *Geofísica Internacional*, 24(4).
- Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., Alaníz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., & 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(3), 347-363.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaníz-Álvarez, S. A., & Camprubí i Cano, A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica mexicana*, 57(3), 285-318.

- Nixon, G. T., & Pearce, T. H. (1987). Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase; the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccíhuatl Volcano, Mexico. *American Mineralogist*, 72(11-12), 1144-1162.
- Norman, M. D., & Garcia, M. O. (1999). Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield picrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(1-2), 27-44.
- Núñez-Velázquez, M. V. (2018). Volcán las navajas, estado de Hidalgo: características geoquímicas e isotópicas del magmatismo peralcalino en la Faja Volcánica trans-mexicana. (Tesis de Licenciatura) Facultad de Ciencias, UNAM. 141p.
- Orozco-Esquivel, M. T., Nieto-Samaniego, A. F., & Alaniz-Álvarez, S. A. (2002). Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2), 37-56.
- Orozco-Esquivel, T., Petrone, C. M., Ferrari, L., Tagami, T., & Manetti, P. (2007). Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Lithos*, 93(1-2), 149-174.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1984). Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of southern Mexico. *Precambrian Research*, 23(3-4), 377-393.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., & Roldan-Quintana, J. (1992). *Carta geológica de la República Mexicana*. Consejo de Recursos Minerales y en el Instituto de Geología de la UNAM.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., & Speed, R. C. (1994). Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: *Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transects Series*, 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., & Centeno-García, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., & Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-science reviews*, 183, 2-37.
- Oviedo de León, A. (1970). El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la Cuenca de México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 2, 5-20.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., & Vezzoli, L. (1991). Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic belt, States of Guanajuato and Michoacán: Geological Society of America Map and Chart series MCH072, 1 mapa con texto explicativo, 20p.
- Pearce, J. A. (1973). Some relationships between the geochemistry and tectonic setting of basic volcanic rocks (Doctoral dissertation) University of East Anglia.
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active Continental magmas. *Continental basalts and mantle xenoliths*, 1983, 230-249.
- Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.
- Petrone, C. M., Orozco-Esquivel, T., & Ferrari, L. (2014). Petrogenesis and geodynamic significance of silicic volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt: role of gabbroic cumulates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(5), 1006.
- Ramírez-Ramírez, B., (2016). Campo Volcánico San Vicente, Estado de Hidalgo, Faja Volcánica Trans-Mexicana: Variaciones geoquímicas e isotópicas y su relación con el retroceso del arco hacia la trinchera. (Tesis de Licenciatura) Instituto Politécnico Nacional, Mexico, 120p.
- Ramsay, J. G. (1980). The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284(5752), 135.
- Renac, C., Mexias, A. S., Gomes, M. E. B., Ronchi, L. H., Nardi, L. V. S., & Laux, J. H. (2014). Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry-epithermal system: The Uruguay mine, southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, 60, 146-160.
- Richard, P., Shimizu, N., & Allegre, C. J. (1976). $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 31(2), 269-278.

- Robin, C. (1974). Premières données sur les séries magmatiques alcalines de la Sierra de Tamaulipas (Est Mexicain). *CR Acad. Se*, 279, 1741-1744.
- Rollinson, H. R. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Singapore, Ongman*.
- Ross, C. S., & Smith, R. L. (1961). Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations, and identification (No. 366). *United States Government Printing Office*.
- Rudnick, R. L., & Cameron, K. L. (1991). Age diversity of the deep crust in northern Mexico. *Geology*, 19(12), 1197-1200.
- Rudnick, R. L., & Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of geophysics*, 33(3), 267-309.
- Ruiz, J., Patchett, P. J., & Arculus, R. J. (1988a). Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths—Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(1), 36-43.
- Ruiz, J., Patchett, P. J., & Ortega-Gutiérrez, F. (1988b). Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin*, 100(2), 274-281.
- Shelley, D. (1993). *Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations* (No. 552.3/. 4 SHE). London: Chapman & Hall.
- Schaaf, P., & Carrasco-Núñez, G. (2010). Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1-4), 108-122.
- Schaaf, P., Heinrich, W., & Besch, T. (1994). Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118(1-4), 63-84.
- Schaaf, P., Stimac, J. I. M., Siebe, C., & Macias, 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.
- Scheubel, F. R., Clark, K. F., & Porter, E. W. (1988). Geology, tectonic environment, structural controls in the San Martín de Bolanos District, Jalisco. *Economic Geology*, 83(8), 1703-1720.
- Schmincke, H. U. (2004). *Volcanism* (Vol. 28). Springer Science & Business Media.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico* (Vol. 278). Geological Society of America.
- Segerstrom, K., Williams, H., Wilcox, R. E., Foshag, W. P., & Gonzales, J. R. (1956). *Geologic investigations in the Parícutin area, Mexico* (No. 965). US Government Printing Office.
- Segerstrom, K. (1961). Geology of the Bernal-Jalpan area, estado de Querétaro, Mexico. *Geological Survey Bulletin*, 1104, 19-82.
- Shchepetilnikova, V., Solé, J., Solari, L., & Abdullin, F. (2015). A chronological and chemical zircon study of some pegmatite dikes and lenses from the central part (Ayoquezco-Ejutla) of the Oaxacan Complex, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1).
- Shelley, D. (1993). *Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations* (No. 552.3/. 4 SHE).
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (Eds.). (2015). *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier. 1442p.
- Smith, J. V., & Houston, E. C. (1994). Folds produced by gravity spreading of a banded rhyolite lava flow. *Journal of volcanology and geothermal research*, 63(1-2), 89-94.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., & Hames, W. E. (2003). 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365(1-4), 257-282.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Gutiérrez, F. O., Cameron, K. L., & Lopez, R. (2004). ~ 990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U-Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(2), 212-225.

- Solé, J., & Enrique, P. (2001). X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K–Ar dating. *Analytica Chimica Acta*, 440(2), 199-205.
- Solé, J., Pi, T., & Enrique, P. (2003). New geochronological data on the Late Cretaceous alkaline magmatism of the northeast Iberian Peninsula. *Cretaceous Research*, 24(2), 135-140.
- Solé, J., Salinas, J. C., González-Torres, E., & Cendejas Cruz, J. E. (2007). Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 24(1), 104-119.
- Solari, L. A., de León, R. T., Hernández Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., & Hernández-Treviño, T. (2007). Tectonic significance of Cretaceous–Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), 1265-1279.
- Sosa-Ceballos, G., Gardner, J. E., & Lassiter, J. C. (2014). Intermittent mixing processes occurring before Plinian eruptions of Popocatepetl volcano, Mexico: insights from textural–compositional variations in plagioclase and Sr–Nd–Pb isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(2), 966.
- Sparks, R. S. J., & Marsh, B. D. (1990). Crystal capture, sorting, and retention in convecting magma: Discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin*, 102(6), 847-850.
- Stacey, J. T., & Kramers, J. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, 26(2), 207-221.
- Stevenson, R. J., Dingwell, D. B., Bagdassarov, N. S., & Manley, C. R. (2001). Measurement and implication of "effective" viscosity for rhyolite flow emplacement. *Bulletin of volcanology*, 63(4), 227-237.
- Straub, S. M., Gomez-Tuena, A., Stuart, F. M., Zellmer, G. F., Espinasa-Perena, R., Cai, Y., & Izuka, Y. (2011). Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(3-4), 337-347.
- Straub, S. M., Gómez-Tuena, A., Zellmer, G. F., Espinasa-Perena, R., Stuart, F. M., Cai, Y., ... & Mesko, G. T. (2012). The processes of melt differentiation in arc volcanic rocks: insights from OIB-type arc magmas in the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 54(4), 665-701.
- Straub, S. M., Gómez-Tuena, A., Bindeman, I. N., Bolge, L. L., Brandl, P. A., Espinasa-Perena, R., ... & Zellmer, G. F. (2015). Crustal recycling by subduction erosion in the central Mexican Volcanic Belt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 166, 29-52.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Sumner, J. M., & Branney, M. J. (2002). The emplacement history of a remarkable heterogeneous, chemically zoned, rheomorphic and locally lava-like ignimbrite: 'TL' on Gran Canaria. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(1-2), 109-138.
- Tian, L., Castillo, P. R., Lonsdale, P. F., Hahn, D., & Hilton, D. R. (2011). Petrology and Sr–Nd–Pb–He isotope geochemistry of postspreading lavas on fossil spreading axes off Baja California Sur, Mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(2).
- Torres-Alvarado, I. S., Lenhardt, N., Arce, J. L., & Hinderer, M. (2016). Geochemical and isotopic composition of volcanic rocks of the heterogeneous Miocene (~ 23–19 Ma) Tepoztlán Formation, early Transmexican Volcanic Belt, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 316, 72-84.
- Tsuchiyama, A. (1985). Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1), 1-16.
- Valadez-Cabrera, S. N. (2012). Caracterización petrológica del Campo Volcánico Xihuingo-La Paila, estado de Hidalgo: evidencias geoquímicas e isotópicas de Sr, Nd y Pb. (Tesis de Maestría) Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM. 139p.
- Verma, S. P. (1984). Sr and Nd isotopic evidence for petrogenesis of mid-Tertiary felsic volcanism in the mineral district of Zacatecas, Zacatecas (Sierra Madre Occidental), Mexico. *Chemical geology*, 46(1), 37-53.
- Verma, S. P., & Nelson, S. A. (1989). Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the Northwestern Mexican Volcanic

Belt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B4), 4531-4544.

Verma, S. P. (2000). Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*, 334, 195.

Wark, D. A., Kempton, K. A., & McDowell, F. W. (1990). Evolution of waning, subduction-related magmatism, northern Sierra Madre Occidental, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 102(11), 1555-1564.

Wark, D. A. (1991). Oligocene ash flow volcanism, northern Sierra Madre Occidental: Role of mafic and intermediate-composition magmas in rhyolite genesis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B8), 13389-13411.

Wilson, M. (1989). Igneous petrogenesis. Unwin Hyman. London, 466 p.

Winter, J. D. (2013). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Pearson education.

Witter, J. B., Kress, V. C., & Newhall, C. G. (2005). Volcán Popocatepetl, Mexico. Petrology, magma mixing, and immediate sources of volatiles for the 1994–present eruption. *Journal of Petrology*, 46(11), 2337-2366.

Wright, J. V., & Walker, G. P. (1977). The ignimbrite source problem: Significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology*, 5(12), 729-732.

Zellmer, G. F., Blake, S., Vance, D., Hawkesworth, C., & Turner, S. (1999). Plagioclase residence times at two island arc volcanoes (Kameni Islands, Santorini, and Soufriere, St. Vincent) determined by Sr diffusion systematics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 136(4), 345-357.

Zindler, A., & Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14(1), 493-5.

REFERENCIAS ELECTRÓNICAS

<http://www.geofisica.unam.mx/iframes/laboratorios/universitarios/lugis/>

ANEXO

Tabla A1. Datos de elementos mayores en % en peso de todas las muestras de roca volcánica del área de estudio (PxC: pérdida por calcinación).

Clave	Unidad	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PxC	Total
EP-40A	Miembro Tizahuapan	76.01	0.06	13.32	1.01	0.02	0.31	0.20	2.71	4.39	0.02	1.94	99.99
EP-40B	Miembro Tizahuapan	76.41	0.04	12.70	0.97	0.03	0.27	0.24	2.91	4.67	0.02	1.58	99.85
EP-41	Fm. Tezuantla	76.13	0.06	12.35	1.31	0.05	0.53	0.94	2.12	4.05	0.02	2.46	100.01
EP-42	Fm. Tezuantla	76.60	0.09	12.48	1.18	0.03	0.64	0.31	2.09	4.21	0.02	2.27	99.91
EP-43	Flujos de lava Xolostitla	59.81	0.94	17.76	5.56	0.11	3.17	6.76	4.23	0.87	0.25	0.70	100.17
EP-44	Flujos de lava Xolostitla	59.51	1.00	18.01	5.74	0.09	2.99	6.54	4.27	0.79	0.26	0.82	100.01
EP-45	Fm. Tezuantla	76.92	0.12	12.78	1.28	0.02	0.30	0.13	3.41	3.30	0.03	1.51	99.80
EP-46	Fm. Tezuantla	75.18	0.14	13.94	1.25	0.02	0.30	0.04	3.38	3.18	0.03	2.41	99.85
EP-47	Fm. Vizcaina	62.20	0.71	15.53	4.42	0.11	2.82	4.33	3.80	1.75	0.16	4.18	100.02
EP-48	Miembro El Girón	76.42	0.10	12.60	1.33	0.02	0.32	0.52	2.90	3.84	0.02	1.78	99.86
EP-49	Flujos de lava Xolostitla	54.14	1.74	16.61	9.17	0.15	5.07	7.98	4.07	1.22	0.30	-0.33	100.11
EP-50	Miembro San José	76.17	0.10	12.65	1.18	0.03	0.19	0.48	3.85	4.41	0.03	0.88	99.96
EP-51	Miembro San José	76.53	0.05	12.57	1.01	0.03	0.25	0.24	3.54	4.52	0.02	1.08	99.83
EP-52	Lava Aguayutla-Jalapilla	70.90	0.41	14.20	3.10	0.04	0.61	1.79	4.08	3.16	0.10	1.72	100.09
EP-53	Lava Aguayutla-Jalapilla	73.69	0.31	13.50	2.15	0.03	0.48	1.64	3.62	3.47	0.07	0.92	99.89
EP-53A	Lava Aguayutla-Jalapilla	73.23	0.36	13.69	2.25	0.04	0.50	1.84	3.55	3.17	0.09	1.37	100.07
EP-55	Pórfido de hornblenda	62.34	0.78	17.07	4.36	0.10	1.87	3.63	4.32	2.66	0.18	2.73	100.04
Br-09	Miembro San Vicente	76.72	0.06	12.24	1.04	0.03	0.13	0.30	4.57	4.42	0.02	0.37	99.90
SP-18	Ignimbrita Peñas Cargadas	75.16	0.09	13.43	1.11	0.03	0.20	0.47	3.53	4.74	0.03	1.25	100.04

Tabla A2. Datos de elementos traza en partes por millón (ppm) de rocas volcánicas del área de estudio.

Clave	Unidad	Li	Be	P ₂ O ₅	Sc	TiO ₂	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr
BR-09	Miembro San Vicente	16.14	2.39	0.02	3.04	0.07	2.51	133.40	0.91	3.43	1.21	13.70	16.17	86.85	29.98	27.39	58.47
EP-40B	Miembro Tizahuapan	31.03	2.64	0.02	4.46	0.07	3.05	108.36	0.88	3.82	2.41	21.58	17.15	101.69	39.53	20.39	49.90
EP-41	Fm. Tezuantla	11.04	2.05	0.02	1.29	0.09	3.40	133.36	1.07	3.33	1.65	29.92	17.58	84.23	90.31	22.45	70.28
EP-44	Flujos de lava Xolostitla	5.09	1.20	0.33	13.37	1.14	112.13	74.79	15.51	23.32	21.60	75.14	25.57	5.54	1666.22	19.49	148.60
EP-45	Fm. Tezuantla	16.38	2.14	0.02	2.50	0.11	2.78	74.94	1.02	2.39	1.48	34.23	16.71	79.58	134.90	21.88	83.29
EP-47	Fm. Vizcaína	12.63	1.30	0.16	9.50	0.70	120.84	100.57	8.94	10.11	6.51	54.21	18.22	33.69	611.41	16.46	87.22
EP-48	Miembro El Girón	13.24	1.79	0.02	3.00	0.10	10.45	161.46	1.08	3.77	1.73	23.86	15.84	82.83	115.05	24.69	68.27
EP-49	Flujos de lava	11.78	1.72	0.32	20.57	1.71	168.23	126.40	29.30	34.85	20.91	91.01	21.25	25.03	485.84	31.96	194.31
EP-50	Miembro San José	23.69	2.37	0.02	5.03	0.07	2.06	128.94	0.85	3.05	2.16	19.99	16.99	97.52	28.24	23.93	55.31
EP-51	Miembro San José	15.54	2.09	0.02	6.52	0.11	3.95	147.40	1.16	3.60	1.51	21.86	16.56	95.80	68.78	17.27	54.88
EP-52	Lava Aguayutla-Jalapilla	19.72	1.74	0.10	7.11	0.38	23.80	171.37	4.13	5.46	5.12	54.47	17.76	92.21	292.85	48.14	114.90
EP-53A	Lava Aguayutla-Jalapilla	8.65	1.96	0.09	5.21	0.35	25.86	229.87	3.66	6.75	4.74	40.87	16.09	69.27	300.47	15.77	66.90
EP-55	Pórfido de hornblenda	13.95	1.53	0.17	12.75	0.77	73.56	99.48	10.54	15.39	14.57	71.30	19.64	50.22	531.57	18.39	103.30
SP-18	Ignimbrita Peñas Cargadas	12.40	2.45	0.03	4.74	0.10	1.70	130.07	0.60	1.53	0.66	18.63	16.98	112.15	48.27	25.95	65.18

Continúa Tabla A2.

Clave	Unidad	Nb	Mo	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb	Gd	Dy	Ho
BR-09	Miembro San Vicente	11.96	3.12	2.07	0.13	1.09	853.59	26.08	43.11	7.22	25.12	5.52	0.54	0.77	4.76	4.48	0.90
EP-40B	Miembro Tizahuapan	12.44	1.66	1.60	0.13	1.50	932.76	20.95	34.00	5.54	19.02	4.03	0.50	0.56	3.41	3.30	0.69
EP-41	Fm. Tezuantla	11.38	1.12	2.03	0.12	1.49	1019.41	30.21	64.86	6.95	23.90	4.57	0.65	0.64	3.95	3.75	0.76
EP-44	Flujos de lava Xolostitla	7.42	0.94	0.78	0.04	0.08	336.84	20.69	44.31	6.23	25.61	4.94	1.65	0.62	4.35	3.45	0.70
EP-45	Fm. Tezuantla	11.17	0.59	1.97	0.11	1.24	818.31	37.94	72.96	8.41	28.94	5.07	0.83	0.64	4.19	3.58	0.74
EP-47	Fm. Vizcaína	7.72	0.63	0.73	0.07	0.29	607.20	22.50	42.85	5.34	20.33	3.92	1.21	0.51	3.51	2.90	0.58
EP-48	Miembro El Girón	10.84	1.41	1.92	0.19	0.49	889.56	40.77	73.60	8.94	30.43	5.31	0.81	0.68	4.39	4.04	0.81
EP-49	Flujos de lava Xolostitla	14.82	1.78	1.70	0.10	0.96	290.44	18.23	39.90	5.51	23.49	5.65	1.73	0.91	5.78	5.53	1.13
EP-50	Miembro San José	13.04	1.68	2.18	0.12	1.36	846.27	16.93	35.08	4.99	17.43	4.20	0.38	0.64	3.84	3.90	0.79
EP-51	Miembro San José	10.76	1.71	2.02	0.11	1.38	1011.19	27.52	53.05	6.28	20.93	3.88	0.53	0.50	3.23	2.85	0.58
EP-52	Lava Aguayutla-Jalapilla	9.41	1.79	0.91	0.11	1.08	1368.24	61.48	76.58	13.25	48.91	8.88	2.27	1.21	8.54	6.78	1.38
EP-53A	Lava Aguayutla-Jalapilla	9.49	2.42	1.25	0.15	0.57	774.66	28.99	55.44	6.51	22.50	3.87	0.90	0.48	3.20	2.66	0.54
EP-55	Pórfido de hornblenda	9.47	1.13	16.12	1.93	0.58	669.00	27.14	50.51	6.65	25.24	4.92	1.38	0.62	4.36	3.40	0.66
SP-18	Ignimbrita Peñas Cargadas	14.28	1.54	2.32	0.18	1.24	886.38	20.02	41.73	5.59	19.70	4.50	0.50	0.68	4.04	4.19	0.86

Continúa Tabla A2.

Clave	Unidad	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Th	U
BR-09	Miembro San Vicente	2.55	2.60	0.39	2.22	1.09	0.56	0.54	9.03	8.29	1.87
EP-40B	Miembro Tizahuapan	1.95	1.94	0.29	1.87	1.22	0.57	0.72	8.75	8.44	1.79
EP-41	Fm. Tezuantla	2.17	2.29	0.34	2.92	1.10	0.26	0.37	12.13	11.16	2.39
EP-44	Flujos de lava Xolostitla	1.90	1.77	0.27	3.73	0.39	0.08	0.02	3.09	1.48	0.37
EP-45	Fm. Tezuantla	2.14	2.28	0.35	3.18	0.98	0.36	0.46	5.41	11.02	2.18
EP-47	Fm. Vizcaína	1.58	1.49	0.22	2.41	0.57	0.26	0.04	5.39	5.05	0.98
EP-48	Miembro El Girón	2.35	2.50	0.38	2.69	0.95	0.38	0.45	9.42	10.99	2.23
EP-49	Flujos de lava Xolostitla	3.08	2.93	0.44	4.54	0.98	0.32	0.13	4.30	2.49	1.10
EP-50	Miembro San José	2.26	2.38	0.36	2.68	1.96	0.49	0.51	9.17	8.12	2.05
EP-51	Miembro San José	1.64	1.76	0.27	2.38	1.10	0.49	0.47	8.72	10.05	1.91
EP-52	Lava Aguayutla-Jalapilla	3.76	3.25	0.49	3.24	0.73	0.45	0.68	10.39	7.03	1.72
EP-53A	Lava Aguayutla-Jalapilla	1.52	1.58	0.24	2.17	0.85	0.51	0.29	7.46	8.64	1.71
EP-55	Pórfido de hornblenda	1.76	1.59	0.24	2.89	0.67	0.45	0.50	28.04	6.44	1.44
SP-18	Ignimbrita Peñas Cargadas	2.42	2.57	0.40	2.83	1.32	0.82	0.60	12.12	9.37	2.60

Tabla A3. Composiciones isotópicas de Sr y Nd de las rocas volcánicas del área Epazoyucan-Sierra de Pachuca.

Muestra	Unidad	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$\pm\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$\pm\sigma$	$(\epsilon\text{Nd})_m$	$\pm\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$(\epsilon\text{Nd})_i$
EP-40B	Miembro Tizahuapan	0.707468	33	0.512567	15	-1.38	0.29	0.706302	0.5126	-1.29
EP-41	Fm. Tezuantla	0.705801	30	0.512506	19	-2.57	0.37	0.705378	0.5125	-2.46
EP-44	Flujos de lava Xolostitla	0.703531	32	0.512804	20	3.24	0.39	0.703529	0.5128	3.35
EP-47	Fm. Vizcaína	0.704437	31	0.512541	18	-1.89	0.35	0.704392	0.5125	-1.69
EP-48	Miembro El Girón	0.705335	28	0.512530	15	-2.11	0.29	0.704742	0.5125	-1.87
EP-49	Flujos de lava Xolostitla	0.704612	31	0.512733	15	1.85	0.29	0.704608	0.5127	1.87
EP-50	Miembro San José	0.705797	27	0.512553	14	-1.66	0.27	0.702951	0.5125	-1.53
EP-51	Miembro San José	0.708106	27	0.512558	14	-1.56	0.27	0.706958	0.5125	-1.34
EP-53A	Lava Aguayutla-Jalapilla	0.704496	30	0.512597	18	-0.80	0.35	0.704306	0.5126	-0.56
EP-55	Pórfido de hornblenda	0.704819	29	0.512517	19	-2.36	0.37	0.704776	0.5125	-2.25
BR-09	Miembro San Vicente	0.707305	36	0.512583	18	-1.07	0.35	0.704917	0.5126	-0.91

El símbolo $\pm\sigma$ representa el error en 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. Los valores isotópicos de Sr y Nd fueron recalculados de acuerdo con las edades determinadas o inferidas para obtener sus relaciones isotópicas iniciales (subíndice i): muestra EP-49 con 2 Ma; muestra EP-44 y 55 con 11 Ma; muestra EP-41 con 14 Ma; muestra SP-18 con 18 Ma; muestra EP-40B con 20 Ma; muestras BR-09, EP-48, 50 y 51 con 22.5 Ma; muestras EP- 53A con 23 Ma; y muestra EP-47 con 24 Ma.

Tabla A4. Composiciones isotópicas de Pb de las rocas volcánicas del área Epazoyucan-Sierra de Pachuca (el símbolo $\pm\sigma$ representa el error en los dos últimos dígitos). El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de plomo se corrigió con el valor promedio del laboratorio (LUGIS) para el estándar Pb NBS 981

Muestra	Unidad	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm\sigma$
EP-40B	Miembro Tizahuapan	18.7171	0.020	15.6050	0.022	38.5865	0.023
EP-41	Fm. Tezuantla	18.7717	0.028	15.6392	0.036	38.7546	0.044
EP-44	Flujos de lava Xolostitla	18.5410	0.044	15.5659	0.047	38.2714	0.057
EP-47	Fm. Vizcaína	18.7139	0.027	15.5993	0.031	38.5939	0.031
EP-48	Miembro El Girón	18.7575	0.021	15.6076	0.024	38.6648	0.025
EP-49	Flujos de lava Xolostitla	18.7560	0.025	15.5983	0.028	38.5288	0.030
EP-50	Miembro San José	18.7386	0.022	15.6315	0.025	38.6972	0.029
EP-51	Miembro San José	18.7026	0.025	15.6012	0.025	38.5775	0.027
EP-53A	Lava Aguayutla-Jalapilla	18.7580	0.018	15.6193	0.019	38.6840	0.019
EP-55	Pórfido de hornblenda	18.7111	0.014	15.5983	0.021	38.5797	0.023
BR-09	Miembro San Vicente	18.7041	0.016	15.6063	0.017	38.5899	0.016
LN-23	Riolita Las Navajas	18.8190	0.020	15.6168	0.020	38.6498	0.021