



**UNIVERSIDAD MICHOACANA
DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO**



**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA Y MINERALOGÍA**

**EVOLUCIÓN ESPACIO TEMPORAL DEL VULCANISMO ALREDEDOR
DEL LAGO DE PÁTZCUARO**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS**

**CON ESPECIALIDAD EN
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

PRESENTA

LADY SUSANA OSORIO OCAMPO

ASESOR: DR. EN GEOLOGÍA JOSÉ LUIS MACÍAS VÁZQUEZ

**COASESOR: DR. EN GEOLOGÍA ESTRUCTURAL VICTOR HUGO
GARDUÑO MONROY**

INDICE

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

ABSTRACT

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Localización y vías de acceso	3
1.2. Trabajos previos	3
1.3. Justificación	6
1.4. Objetivos	6
2. METODOLOGÍA	7
2.1. Trabajo de gabinete	7
2.2. Digitalización	7
2.3. Trabajo de campo	9
2.4. Trabajo de laboratorio	9
2.4.1. Láminas delgadas para petrografía	9
2.4.2. Análisis químicos	10
2.4.3. Paleosuelos	10
2.5. Modelamiento termodinámico	13
2.6. Análisis e interpretación de resultados	13
3. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO	13

3.1. Geología	13
3.2. Tectónica	14
3.2.1. Tectónica local	16
4. GEOMORFOLOGÍA	18
4.1. Tipos de aparatos volcánicos	18
4.1.1. Conos cineríticos	18
4.1.2. Volcanes tipo escudo	21
4.1.3. Flujos de lava	23
4.1.4. Domos	23
4.1.5. Lavas y volcanes meteorizados	25
4.1.6. Colapsos Volcánicos	27
4.1.7. Lago de Pátzcuaro.	29
5. GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA	30
5.1. Unidades estratigráficas	33
5.1.1. Paleógeno tardío (P_a)	33
5.1.2. Mioceno (Mi), Plioceno (Pl)	33
5.1.3. Unidad andesítica Tariaqueri (Pleistoceno inferior P_i y medio P_m)	34
5.1.4. Unidad andesítica- dacítica Vado (Pleistoceno Superior P_s)	36
5.1.5. Unidad Loma San José (Pleistoceno superior P_s)	38
5.1.6. Unidad andesítica Estribo (Pleistoceno superior P_s)	39
5.1.7. Unidad andesítica-dacítica La Taza (Holoceno H_o)	48

6. PETROGRAFÍA GEOQUÍMICA	53
6.1. Petrografía	53
6.1.1. Volcanes tipo escudo	
6.1.2. Domos	54
6.1.2.1. Domos andesíticos	54
6.1.2.2. Domos dacíticos	55
6.1.3. Conos cineríticos	57
6.1.4. Lavas	58
6.2. Geoquímica	61
6.2.1. Elementos mayores	61
6.2.2. Diagramas Harker	64
6.2.2.1. Diagramas Harker para elementos mayores	65
6.2.2.2. Diagramas Harker para elementos traza y tierras raras	66
6.2.2.3. Diagramas multielementos	68
7. DISCUSIÓN	70
7.1. Evolución espacio temporal del vulcanismo alrededor del lago de Pátzcuaro	70
7.1.1. Estratigrafía de los complejos volcánicos	75
7.1.1.1. Evolución de los complejos volcánicos.	79
7.2. Origen de los magmas	81
7.2.1. Cristalización fraccionada	82
7.2.2. Asimilación magmática	83

7.2.3. Mezcla de magmas	85
7.2.4. Síntesis	86
7.3. Formación de andesitas en arcos magmáticos	87
7.4. Comparación zona de estudio con los campos monogenéticos de México	87
8. CONCLUSIONES	91
9. BIBLIOGRAFÍA	93
10. APÉNDICES	101

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización y carreteras.	4
Figura 2. Modelo del relieve sombreado del área de estudio	11
Figura 3. Anaglifo, modelo 3D	12
Figura 4. Principales esfuerzos de deformación en la parte central del CVTM	15
Figura 5. Sistema de fallas Morelia-Acambay	15
Figura 6. MDE donde se observan los esfuerzos que configuran el sistema de fallas que dominan el CVMG y la cuenca del Lago de Pátzcuaro	17
Figura 7. Perfiles de algunos de los conos cineríticos	20
Figura 8. Conos cineríticos de tamaños pequeños alineados NW-SE	21
Figura 9. Perfiles de los volcanes escudo	22
Figura 10. Fotografía de las islas Yunuén y Pacanda formadas por flujos de lavas	24
Figura 11. Imágenes de los domos que se encuentran en la zona de estudio	24
Figura 12. Perfiles y características morfométricas de los domos	25
Figura 13. Estructuras volcánicas erosionadas	26
Figura 14. Modelo sombreado del volcán El Estribo	27
Figura 15. Modelo sombreado volcán La Muela	28
Figura 16. Modelo sombreado volcán Tariaqueri	29
Figura 17. Vista general del lago, se pueden observar las islas al interior	30
Figura 18. Mapa geológico y columna estratigráfica	

Figura 19. Fotografías de afloramientos volcanes escudo	33
Figura 20. Depósito de avalancha de escombros del volcán el Estribo	34
Figura 21. Afloramientos de algunos domos en la zona de estudio	35
Figura 22. Columna generalizada domo Vado	36
Figura 23. Fotografías de los diferentes afloramientos del domo Vado	37
Figura 24. Afloramiento de la Loma San José	39
Figura 25. Afloramientos de los depósitos de caída de los conos cineríticos	40
Figura 26. Paleosuelo encontrado debajo de los depósitos de caída del volcán Zira	41
Figura 27. Depósito de caída del volcán Rancho Seco encontrado sobre el paleosuelo	36
Figura 28. Depósitos de caída del cono cinerítico el Estribo sobre el paleosuelo producto de las lavas del volcán tipo escudo en la base	42
Figura 29. Discordancia angular que forman los depósitos del volcán Estribo	39
Figura 30. Columna estratigráfica generalizada del volcán El Estribo	44
Figura 31. Columna estratigráfica volcán La Muela	45
Figura 32. Imágenes volcán la Muela	46
Figura 33. Afloramiento cercano a Arocutin	47
Figura 34. Vista general del volcán La Taza	49
Figura 35. Vista general de los depósitos de caída del Cerro Amarillo	50
Figura 36. Afloramiento PZS 140	51
Figura 37. Volcán Los Lobos	52
Figura 38. Láminas delgadas representativas de los volcanes tipo escudo	54

Figura 39. Láminas delgadas representativas de los domos andesíticos	55
Figura 40. Láminas delgadas domos dacíticos	56
Figura 41. Lavas dacíticas al noreste de la zona de estudio	57
Figura 42. Láminas delgadas de los conos cineríticos	58
Figura 43. Lavas andesíticas con la típica textura de flujo traquítica	59
Figura 44. Curva que muestra el máximo ángulo de extinción de la macla de albita para las plagioclasas	60
Figura 45. Diagrama TAS de Le Bas et al., 1986	62
Figura 46. Diagrama AFM de Irvine y Baragar 1976 y SiO_2 vs K_2O de Peccerillo y Taylor (1979)	63
Figura 47. Harker para los elementos mayores	65
Figura 48. Harker de los elementos traza	66
Figura 49. Diagramas Harker de algunos elementos de tierras raras	67
Figura 50. Muestras de este trabajo normalizadas con Condrita (Sun y MacDonough, 1989)	68
Figura 51. Diagrama normalizado con manto primitivo (Sun y McDonough, 1989)	69
Figura 52. Modelo Evolutivo de la región	73
Figura 53. Número de erupciones que han ocurrido durante los últimos 40,000 años	74
Figura 54. Petrografía del cono cinerítico y volcán tipo escudo	76
Figura 55. Resultados de los análisis químicos del cono cinerítico	77
Figura 56. Gráfica Mg vs Forsterita	78
Figura 57. Tipo de plagioclasas que componen la mineralogía de los dos volcanes que	

conformán El Estribo	78
Figura 58. Mineralogía de las rocas dacíticas de los domos del volcán La Muela	79
Figura 59. Diagrama TAS de Le Bas et al., 1986, clasificación de rocas La Muela	79
Figura 60. Modelo evolutivo del volcán El Estribo	80
Figura 61. Evolución desde el Pleistoceno Temprano al Holoceno del volcán La Muela	81
Figura 62. Láminas delgadas del domo Chapultepec, Muela y Buena Vista	84
Figura 63. Distribución de los campos volcánicos monogenéticos más importantes de México	88

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Datos morfométricos de los conos cineríticos	19
Tabla 2. Datos morfométricos de los volcanes tipo escudo	21
Tabla 3. Morfometría dómica	25
Tabla 4. Características morfométricas de los cuerpos intemperizados	26
Tabla 5. Tabla de fechamientos obtenidos en este trabajo y en trabajos anteriores	31
Tabla 6. Resultados de los análisis químicos para los elementos mayores	60
Tabla 7. Resultados de los análisis de elementos traza y tierras raras obtenidos por medio de IPES en ppm	61
Tabla 8. Comparación morfometría en este estudio con Hasenaka et al., 1985	69
Tabla 9. Resultados de los experimentos realizados en el software Melts (Ghiorso y Sack, 1995, Asimow y Ghiorso, 1998)	84
Tabla 10. Resumen de las características relevantes de los campos volcánicos en México	88

RESUMEN

En este trabajo se presenta la evolución espacio temporal del vulcanismo alrededor del Lago de Pátzcuaro que comprende el estudio de un área de 525 km². Esta región se localiza en la parte central del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG), contiene 45 estructuras volcánicas que corresponden a 28 conos cineríticos, cuatro volcanes tipo escudo de dimensiones pequeñas, diez domos, tres cuerpos intemperizados con morfología volcánica y numerosos flujos de lava. El volumen total arrojado por todos los volcanes es de 39 km³ con tasas de emisión en el Pleistoceno medio de 0,036 km³/1000 años, en el Pleistoceno superior de 0,489 km³/1000 años y en el Holoceno 0,02 km³/1000 años.

En la zona predominan las rocas intermedias de composición andesítica con contenidos de sílice entre 57.12 % a 62.54 % en peso compuestas por plagioclasa (andesina, labradorita y bytownita), olivino (fayalita), clinopiroxeno y ortopiroxeno augita e hiperstena respectivamente. En menor proporción ocurren rocas ácidas dacíticas compuestas por plagioclasa (andesina y labradorita), hornblenda y micas biotitas con contenido de sílice entre 64.61 a 64.75 % en peso. En general el sílice varía de 54.7 % a 64.8 % en peso con enriquecimientos en LILES (Elementos de radio iónico grande) y con las típicas anomalías negativas de Nb, Ta y Ti que denotan una afinidad calcoalcalina asociada a magmas que provienen de zona de subducción.

Con la cartografía y la estratigrafía apoyada con fechamientos de radiocarbono se realizó el mapa geológico del área y se determinó que el vulcanismo comenzó aproximadamente en el Mioceno Superior con el emplazamiento de flujos de lava seguido de vulcanismo efusivo durante el Plioceno y Pleistoceno medio como el Volcán Yahuarato con una edad de 540,000 años Antes del Presente (A.P.) que formó volcanes tipo escudo. Durante el Pleistoceno superior (~40,000 A.P.) la actividad volcánica se tornó ligeramente más explosiva y abundante continuando hasta el Holoceno con erupciones estrombolianas la más reciente del Cerro Amarillo (6,970 A.P.).

Las estructuras tectónicas más antiguas están representadas por el sistema de fallas tipo Basin and Range con orientaciones NE-SO y N-S, que se expresan en lineamientos de conos. Las fallas más recientes pertenecen al sistema de fallas Morelia-Acambay de dirección E-O las cuales ocurren en respuesta al campo de esfuerzo regional σ_3 , que determina la distribución del vulcanismo actual y está asociado a colapsos volcánicos.

Palabras clave: Evolución espacio temporal, cartografía estratigrafía, edades radiocarbono, Lago de Pátzcuaro.

This work presents the evolution of the volcanism in space and time of an area of 525 km² around the Pátzcuaro Lake. The area is located in the central part of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, it contains 45 volcanic structures corresponding to 28 cinder cones, four small shield volcanoes, ten domes, three weathered volcanic structures and several lava flows. The total volume produced by these volcanoes was 39 km³ with magma rates of 0.036 km³/1000 years during the middle Pliocene, 0.489 km³/1000 years during the upper Pliocene and 0.02 km³/1000 years during the Holocene.

The most abundant rocks are andesitic in composition with silica contents varying from 57.12 to 62.54 wt % and a mineral association of plagioclase (andesine, bytownite, and labradorite), olivine (fayalite), clinopyroxene (augite) and orthopyroxene (hypersthene). In a smaller proportion occur dacites composed of plagioclase (andesine and labradotite), hornblende and biotite with silica contents between 64.61 and 64.75 wt%. As a whole, the silica ranges from 54.7 to 64.8 wt% with LILE (Large ion lithophile elements) enrichments and depletions in Nb, Ta and Ti. These elements are typical of calc-alkaline series of subduction environments.

Field mapping and stratigraphy aided by radiocarbon dating allowed to determine that volcanic activity in the region started during late Miocene with the emplacement of lava flows, followed by the construction of shield volcanoes during the Pliocene and middle Pleistocene (Yahuarato 540,000 B.P.). Since late Pleistocene (~40,000 B.P.) to the Holocene strombolian volcanism erupted in the area forming several cinder cones the latest being Cerro Amarillo (6,970 yr. B.P.).

The oldest tectonic structures belong to the NE-SW and N-S Basin and Range fault system represented by the alignment of cones and structures. The most recent faults belong to the E-W Morelia- Acambay fault system that respond to the regional stress σ_3 , this stress determines the distribution of the current volcanism and is associated with volcanic collapses.

Keywords: Spatio-temporal evolution, cartography, stratigraphy, radiocarbon dates, Pátzcuaro Lake.

INTRODUCCIÓN

En varias regiones volcánicas en el mundo existen concentraciones de conos cineríticos, maars, conos de toba, anillos de toba y conos escudo a los cuales se les denomina campos volcánicos de tipo monogenético (e.g. Eifel, Alemania, Campo Volcánico Michoacán Guanajuato, México, Springerville, AZ, USA, Pancake, NV, USA, etc.). Los volcanes que componen estas regiones generalmente tienen eventos eruptivos que ocurren durante días a varios años y en raros casos pueden durar décadas, arrojando volúmenes menores a 1 km^3 (Connor, 1987). Los campos volcánicos monogenéticos ocurren en relación a sistemas magmáticos de poco volumen y se expresa en diversos centros eruptivos. Estos centros eruptivos siguen las estructuras tectónicas regionales y locales, las cuales según su geometría determinan la dinámica eruptiva de los conos (Keating et al., 2008). Las distribuciones de estos cuerpos también permiten inferir la orientación de los diques del subsuelo que corresponden a las direcciones de esfuerzo y máxima extensión que dominan el área Connor (1987).

En México ocurre uno de los campos monogenéticos más grandes del mundo conocido como el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) Hasenaka y Carmichael (1985). Este campo está localizado dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), un arco magmático continental zona de complejidad geológica que no ha sido claramente explicado (Gómez et al., 2005). Tanto el CVTM como el CVMG se han desarrollado debido a la subducción de la placa Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norte América formando un ángulo aproximado de 16 grados con respecto a la trinchera Mesoamericana. Esto sucede a causa de que las placas no subducen con ángulos constantes (Pardo y Suarez, 1995), por esto el vulcanismo en lugar de encontrarse paralelo a la costa se distribuye en forma oblicua de este a oeste cruzando la parte central de México. El CVTM que comenzó su actividad aproximadamente hace 11 Ma (Gómez et al., 2012) contiene, la mayoría de estratovolcanes del país entre los más destacados se encuentra el Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Colima, Nevado de Toluca y Pico de Orizaba. También forman parte del CVTM numerosas calderas como La Primavera, Los Azufres, Amealco y Los Humeros, además varios campos monogenéticos donde se destacan en el oriente Colima-Cántaro (Luhr y Carmichael, 1981), Mascota (Ownby et al., 2008), en la parte central **Michoacán-Guanajuato** (Hasenaka y Carmichael, 1985), Valle de Bravo (Aguirre et al., 2006), Chichinautzin (Bloomfield, 1975; Martin, 1982; Siebe et al., 2004, 2005; Arce et al., 2013), Apan (García-Palomo et al., 2002) y en la parte oriental Chiconquiaco-Palma Sola

(Carrasco-Núñez et al., 2005), Los Tuxtlas (Nelson y González-Caver, 1992) y Xalapa (Rodríguez et al., 2009).

El CVMG es el más grande de los campos volcánicos monogenéticos en México, posee una densidad aproximada 2,5 conos por cada 100 km² distribuidos en un área de 40.000 km² donde se encuentran más de 1,000 centros volcánicos de tipo monogenético (Hasenaka y Carmichael, 1985). En este campo el vulcanismo comenzó en el Plioceno tardío y ha continuado hasta el presente con la erupción del volcán Parícutin ocurrida de 1943 a 1952.

A través de mapas topográficos, mapas geológicos, fotografías aéreas y observaciones en campo se han identificado varias estructuras volcánicas que geomorfológicamente corresponden a más de 1000 conos cineríticos, aproximadamente 400 volcanes de tamaño mediano, varios volcanes tipo escudo, domos, maars y flujos de lava (Hasenaka y Charmichael, 1985 a,b). Predominan los conos cineríticos, volcanes escudo de tamaño mediano, domos de lava y existen pocos volcanes compuestos (Hasenaka et al., 1994).

Geoquímicamente se reportan algunos conos cineríticos antiguos de composición alcalina, mientras que los más jóvenes (< 40,000 A.P.) son calcoalcalinos y ligeramente más enriquecidos en sílice que los conos antiguos (Hasenaka et al., 1987). Comparado con el CVTM que presenta volcanes con composiciones riolíticas y dacíticas el CVMG es menos evolucionado. Las muestras recolectadas de los conos cineríticos del CVMG son de composición basáltico-andesítica con altos contenidos en MgO, Cr y Ni y bajos contenidos en K₂O, P₂O₅ y Zr (Hasenaka y Charmichael, 1985a), mientras que los conos medianos son de composición andesítica con rangos de sílice entre 55% y 61% (Hasenaka et al., 1994).

Trabajos más recientes sobre el CVMG se han enfocado en la reconstrucción de la evolución volcánica de áreas particulares (e.g., Guilbaud et al., 2012) como en la región de Tacámbaro, el cerro Tancítaro (Ownby et al., 2007) uno de los pocos estratovolcanes del CVMG, o en la descripción de las erupciones más jóvenes, como la de los volcanes Jorullo y Parícutin (Guilbaud et al., 2009; Luhr et al., 1993; Hasenaka et al., 1985). Los mapas presentados en estos trabajos cubren una superficie muy pequeña del área total del CVMG, por lo que aún hace falta realizar trabajos de investigación en otras zonas del campo volcánico para definir su cartografía,

estratigrafía y la edad del vulcanismo mediante métodos radiométricos para entender la evolución del vulcanismo en la región. Estos trabajos también requieren del estudio de las características petrográficas y la composición química e isotópica de las rocas para entender la procedencia de los magmas en esta parte del CVTM.

1.1. Localización y vías de acceso.

El área de esta investigación está localizada en la región Pátzcuaro, Michoacán a 60 km de la ciudad de Morelia, capital del Estado de Michoacán. El área se encuentra en el CVTM dentro del CVMG (Figura 1.A) específicamente dentro del cuadrante de coordenadas 19°41'11.5"N 101°45'14.1 y 19°27'25.7"N 101°25'19"O.

La vía principal de acceso a la zona de estudio es la carretera México 14 que conecta las ciudades de Morelia a Uruapan. El ingreso a la parte norte se realiza por la carretera federal 15 que une Morelia con Quiroga y por la parte sur se puede entrar por la carretera federal 14D. En la parte sur se puede hacer uso de la carretera 14D y varias terracerías y caminos que llevan a las poblaciones ubicadas alrededor del Lago de Pátzcuaro (Figura 1B). Además existen diferentes caminos asfaltados y terracerías en buenas condiciones que permiten recorrer la zona.

1.2. Trabajos previos

El CVMG inició su formación hace aproximadamente 2.8 Ma y continua activo hasta el Reciente (Gómez et al., 2005). Hasenaka y Carmichael (1985) fueron los primeros autores que definieron la edad, distribución y tasa de descarga de los aparatos volcánicos del CVMG, encontrando más de 1000 conos de composición andesítico basáltica con una densidad de 2.5/100 km². Estos autores también diferenciaron geomorfológicamente dos estados de magmatismo, uno más antiguo efusivo y otro explosivo más joven, que se sobrepone al anterior. Estos autores utilizaron el método de C¹⁴ en carbón encontrado en las capas de suelo sepultado por la ceniza y en muestras de lavas y escorias mediante el método de K-Ar para determinar la edad de los volcanes. La edad más antigua reportada en este trabajo es la del cono Santa Teresa (2.78 ± 0.7 Ma) mientras que la más joven, correspondía a la erupción histórica del volcán Parícutin. Una de sus conclusiones principales fue que las erupciones en este campo son de tipo monogenético debido a la baja tasa de abastecimiento de la cámara magmática (Hasenka et al., 1994).

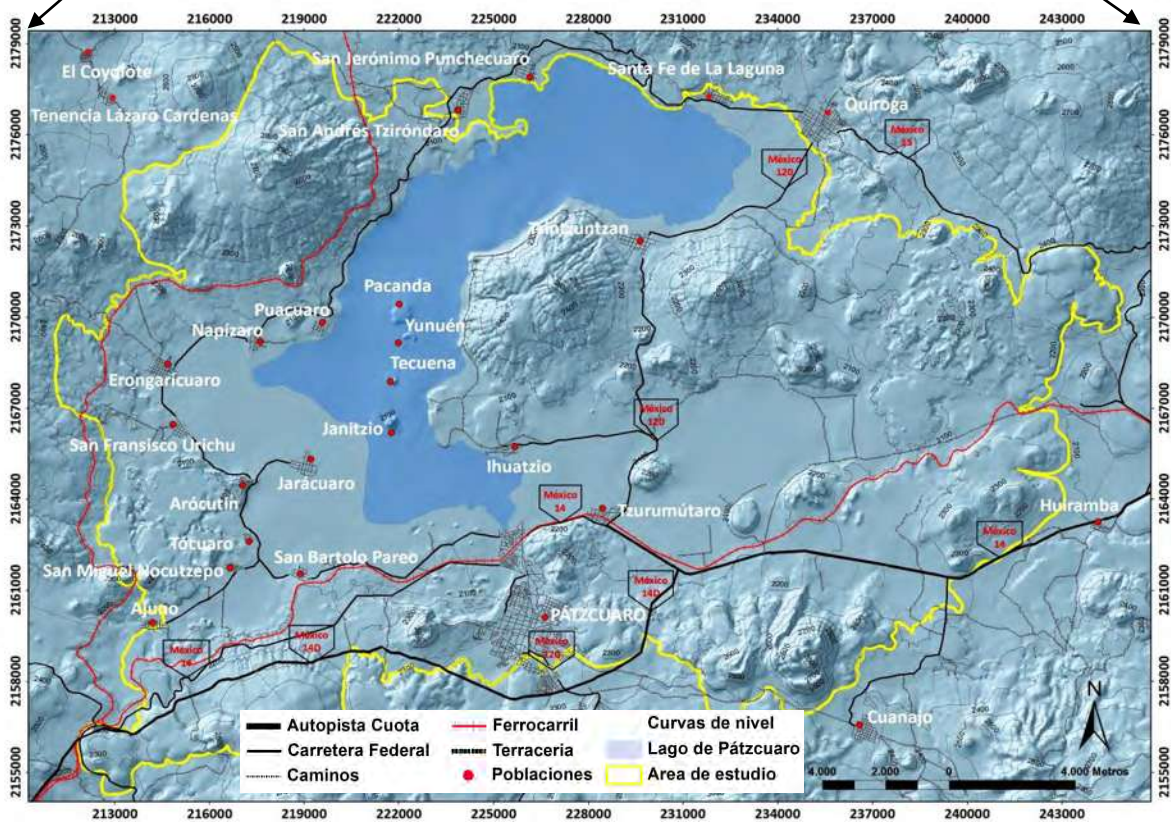
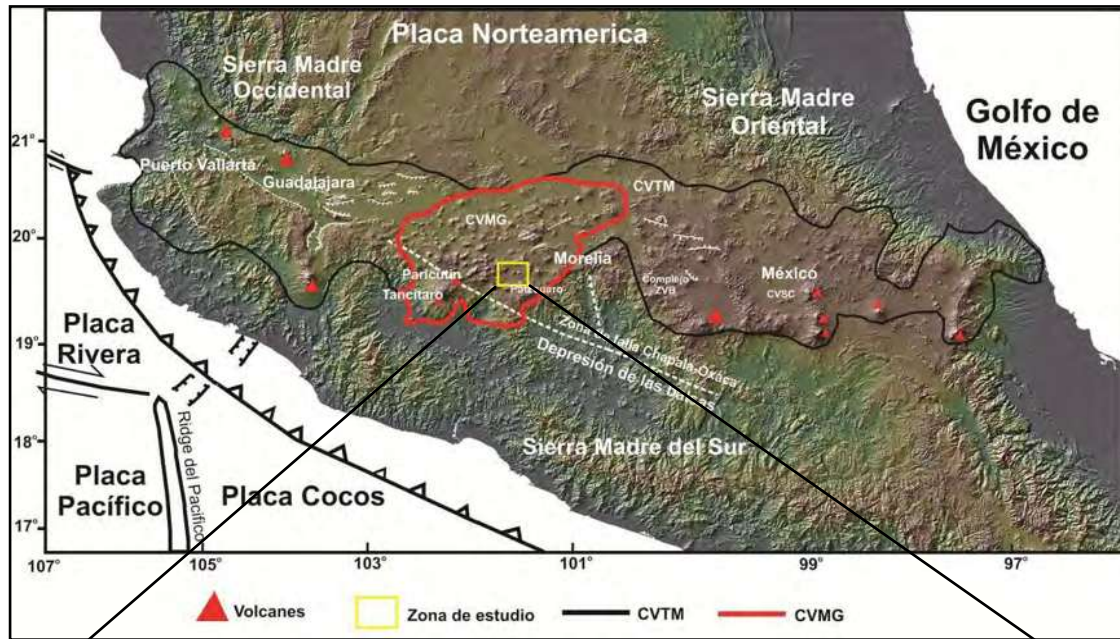


Figura 1. A Localización de la zona de estudio, la línea negra resalta el límite del CVTM, el recuadro rojo dentro del CVTM corresponde al CVMG, en amarillo se encierra la zona de estudio y los triángulos rojos muestran la ubicación de volcanes importantes y activos en México (Popocatepetl, Iztaccíhuatl y Colima). B Carreteras y vías férreas que recorren la zona y permiten el acceso a las poblaciones.

Desde un punto de vista estructural el CVMG está afectado por el sistema de fallas Morelia-Acambay que consiste en una serie de fallas normales de dirección E-O y NE-SO que cortan la parte central del CVTM. Estas fallas están asociadas a las depresiones lacustres de Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatio y Acambay, las cuales se formaron durante el Mioceno tardío y se han reactivado durante el Pleistoceno y Holoceno (Garduño et al., 2009).

Las rocas del CVMG cubren en su parte central a las rocas del basamento, de hecho, las rocas cristalinas y metamórficas del basamento aparecen al SO del CVMG. En el CVMG y en el área de estudio ocurren xenolitos de granito como aquéllos encontrados en las lavas brechadas del volcán la Taza localizado en Arócutin, Michoacán. Este xenolito tiene afinidad calcoalcalina y revela la composición del basamento que puede correlacionarse con xenolitos encontrados en las erupciones del volcán Jorullo y Parícutin (Corona et al., 2006). Interestratificados con el volcanismo del CVMG se encuentran frecuentemente depósitos volcanosedimentarios a lacustres entorno al Lago de Pátzcuaro. Al Este del Lago de Pátzcuaro fue encontrada la mandíbula de un Gomphoteriidae (*Cuvieronius*) en una secuencia volcánico-sedimentaria fluvial de la Barranca Rancho Viejo al suroeste del poblado de Tzintzuntzan. El hueso bien preservado fue hallado en un depósito de lahar intercalado con depósitos piroclásticos del Cerro Catio. Este depósito contenía un fragmento leñoso carbonizado el cual fue fechado por C^{14} y arrojó una edad de 26.000 A.P (Robles et al., 2010).

Estudios más detallados del registro paleoambiental en el Lago han reportado diversos resultados. Núcleos extraídos en sedimentos lacustres del lago de Pátzcuaro han sido utilizados para definir los cambios en vegetación, clima, limnológicos y el impacto humano en la cuenca (Metcalf et al., 2007; Israde et al., 2005; Chacon et al., 1997; Bradbury, 1987; Bardbury, 2000). La edad más antigua reportada de estos núcleos es de 48,000 A.P. (Bradbury, 2000). Otros estudios han reportado los cambios batimétricos del lago con la máxima elevación alcanzada (2041 msnm), así como, el registro en los depósitos sedimentarios intercalaciones de diatomitas y delgadas capas de ceniza entorno al lago (Chacon et al., 1993; Garduño et al., 2011). Estos últimos autores encontraron evidencias de que un sismo había provocado el colapso del volcán el Estribo localizado en el municipio de Pátzcuaro cuyo deslizamiento dio lugar a la formación de un tsunami.

1.3. Justificación

El CVMG es una zona volcánica que contiene más de 1000 conos en un área relativamente pequeña 40,000 km² con la presencia de los dos volcanes más jóvenes de México, Jorullo y Parícutin. Estos dos volcanes nacieron durante los últimos 250 años, por lo que existe una buena probabilidad de que el próximo volcán podría nacer dentro del CVMG. Aunque existen estudios regionales del vulcanismo en el campo volcánico que han presentado datos geológicos, geomorfológicos y petrográficos (Hasenaka y Carmichael, 1985) existen todavía muy pocos estudios sistemáticos (Parícutín, Jorullo, Tancitaro y la región de Tacambaro-Puruarán) que están tratando de comprender la evolución espacio-temporal del vulcanismo. De hecho es de suma relevancia comprender la frecuencia de los eventos eruptivos y su recurrencia en el tiempo (Bebbington et al., 2011). Hasta el día de hoy los estudios detallados del CVMG con mapas detallados y datos geocronológicos son suficientes para lograr definir con precisión el inicio del vulcanismo, su evolución, la recurrencia de las erupciones y la probabilidad de una nueva actividad monogenética (Guilbaud et al., 2012). Por lo tanto este trabajo se pretende contribuir al conocimiento de la evolución espacial y temporal del vulcanismo en el Lago de Pátzcuaro mediante un estudio cartográfico y estratigráfico de las unidades volcánicas que no se había realizado con el apoyo de fechamientos radiométricos de radiocarbono. El estudio se complementará con el análisis petrográfico y químico de las rocas volcánicas para entender la variabilidad composicional y evolución magmática en la región.

1.4. Objetivos

General

1. Definir la evolución espacio temporal del vulcanismo en el Lago de Pátzcuaro para entender su posición dentro del CVMG. Este objetivo se alcanzará con los objetivos particulares siguientes:

Específicos

1. Realizar la cartografía geológica de la zona a escala 1:25000 de un área de 525 km².
2. Reconstruir la estratigrafía de los diferentes aparatos volcánicos.

3. Establecer la asociación mineralógica de las rocas estudiadas por medio de análisis petrográficos.
4. Analizar la geoquímica de las rocas, para conocer la composición de los magmas que formaron los volcanes y productos volcánicos en esta área.
5. Realizar fechamientos radiométricos ^{14}C para mejorar la estratigrafía absoluta de la zona.
6. Proponer un modelo evolutivo del vulcanismo en la región.

2. METODOLOGÍA

La metodología consistió en cinco partes: trabajo de gabinete, digitalización, trabajo de campo, trabajo de laboratorio e interpretación de resultados.

2.1. Trabajo de gabinete

En esta etapa se realizó el análisis, recopilación bibliográfica y lectura de la literatura existente para la zona de estudio. Se obtuvieron de la base de datos de INEGI Modelos de elevación del Terreno (MDE), ortofotos y las cartas topográficas digitales de Michoacán a escala 1:50,000 con claves Cherán E14A21, Pátzcuaro E14a22, Taretan E14A31 y Villa Escalante E14A32. Todos estos datos fueron usados como base para la construcción del mapa geológico.

2.2. Digitalización

Este proceso se llevó a cabo con los datos de relieve y cartas topográficas digitales descargadas de INEGI, los software Arcgis 9.3, ERDAS IMAGINE 9.1, Global Mapper 12 y CorelDRAW X5.

Se descargaron las cartas topográficas digitales con las curvas a cada 20 metros de INEGI. Estas curvas son extraídas a partir de la cartografía 1:50,000. Con esta información, en Arcgis 9.1 se realizó el Modelo Digital de Elevación a escala 1:50,000 (Figura 2) el cual se usó como base cartográfica para el mapa geológico.

Arcgis admite datos cartográficos en diferentes sistemas de coordenadas mundiales, lo que facilitó la manipulación de la información en coordenadas UTM cuadrante 14 recolectada en campo. En la primera etapa de digitalización se realizó un mapa geológico preliminar donde se reconocieron

diferentes aparatos volcánicos. Este mapa se verificó y modificó después de haber culminado la fase de campo.

El modelo 3D (anaglifo) fue creado con ERDAS 9.1, se fusionaron las ortofotos con resolución de 1,5 metros a escala 1:20.000 con el MDE y se creó un modelo tridimensional a escala 1:20,000 (Figura 3) que permitió obtener detalles del terreno que no se observaron en el modelo sombreado.

Los cálculos del volumen de los aparatos volcánicos se realizaron con dos métodos, uno con la extensión 3D Analyst de ArcGIS la cual proporciona herramientas para crear, visualizar y analizar datos SIG (Sistemas de Información Geográfica) en tres dimensiones. El cálculo de volumen se realiza con la herramienta Tin difference el cual trabaja calculando la diferencia de dos superficies de red irregular de triángulos (TIN), una con la topografía completa de los depósitos volcánicos y la otra sin el espacio ocupado por estos. El segundo TIN es sustraído del primero calculando la diferencia de alturas. Debido a que la escala del MDE es pequeña (1:50,000) el rango de error del cálculo de volumen se estima entre 10 y 20%.

El segundo método utilizado fue por medio de la herramienta *cut-and-fill volúmenes* del software Global Mapper 12, el cual calcula el volumen a partir del MDE, por medio de la capa de polígonos de cada volcán y la mínima elevación de la base del cono. A partir de la elevación más baja dentro del polígono el programa calcula todo lo que ocupe espacio por encima de dicha altura (www.globalmapper.com/helpv11/Help_ToolsMenu.html). El rango de error dependerá de la exactitud del polígono y la escala del MDE, en este caso se trabajó a escala 1:50,000 y el rango de error es aproximadamente entre 10 y 20%.

Las tablas con estos resultados se presentan en el capítulo cuatro de geomorfología y son comparadas en el trabajo geomorfológico que realizó Hasenaka y Charmichael 1985b, quienes calcularon el volumen de los conos como: $Volumen = H(W_{cr}^2 + W_{cr} * W_{co} + W_{co}^2) / 12$, donde H = Altura, W_{cr} = Diámetro del cráter y W_{co} = Diámetro basal.

Con el Global Mapper 12 también se construyeron imágenes en tercera dimensión, perfiles y transformaciones vectoriales para crear curvas de nivel a diferentes distancias. Con la topografía

(curvas de nivel) creada se pudo obtener más detalle en la digitalización del mapa geológico y con la herramienta de perfiles se realizaron cortes estratigráficos en diferentes puntos de la zona. Las imágenes elaboradas en el Global Mapper se exportaron al programa de diseño gráfico CorelDRAW X5, donde se editaron los perfiles y se dibujaron las columnas estratigráficas.

2.3. Trabajo de campo

Se realizaron 40 visitas al área de estudio durante las cuales se levantaron 140 puntos entre puntos de control y secciones estratigráficas. La observación morfológica en campo fue fundamental para determinar los diferentes tipos de volcanes. Se describieron diferentes afloramientos teniendo en cuenta color, estructura, mineralogía y textura. Se registraron datos estructurales con el fin de comparar las estructuras locales con las regionales. En 80 lugares se recolectaron muestras de roca y en seis paleosuelos para llevarlos al laboratorio y procesarlas para análisis petrográficos, geoquímicos y fechamientos radiométricos ^{14}C . Cada respaldo de las muestras de roca fue archivado con número, ya que se pretende hacer una base de datos (litoteca) en los laboratorios de las Universidad UNAM campus Morelia.

2.4. Trabajo de laboratorio.

Esta fase se llevó a cabo en el laboratorio de preparación de muestras del Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán la UNAM Campus Morelia.

2.4.1. Láminas delgadas para petrografía:

Se cortaron 58 muestras de roca en fragmentos de 4x2 cm con la cortadora de disco de diamante marca Buehler modelo 10-10003-160. Posteriormente fueron pulidas con abrasivos del carburo de silíce de calibre 240(P280), 400(P600) y 600(P1200) para desaparecer todas las rayas he imperfectos que dejó la cortadora. Por último se usó la alúmina de 5 micras para suavizar la superficie y finalmente introdujo la muestra en un baño de ultrasonido (Fisher Scientific FS30H) para limpiar los sedimentos que quedan de los abrasivos.

Para pegar las rocas se secaron los fragmentos a 80°C sobre una platina de calor hasta que el agua se evaporó completamente. A la muestra seca, se le aplicaron unas gotas de adhesivo fotoendurecedor (LOCTITE 3492) para unirla al porta objetos y se expuso al Sol durante cinco

minutos. Después de esto se pasó la muestra ya pegada a la cortadora de precisión marca Scruers Accutum-50 con la cual se rebajó la roca a 30 micras de espesor. Finalmente se pulió la muestra con alúmina de 5 micras (Levigate, Polishing Compound), con suspensión de diamante monocristalina marca Buehler de 3 y 5 micras, para dar el pulido final se usó alúmina de 1 micra marca (Buehler Micropolish). Con las láminas delgadas listas se realizó la descripción petrográfica y se encontró la asociación mineralógica de las rocas.

2.4.2. Análisis químicos:

Para estos análisis se seleccionaron 25 muestras de rocas sin alteración. Posteriormente se cortaron cubos pequeños de 2x3 los cuales fueron limpiados en el ultrasonido para eliminar la contaminación de otras partículas. Después de esto los fragmentos de roca se secaron en el horno (Shel Lab) por 24 horas a 55⁰C. Luego cada muestra se trituró en fragmentos más pequeños en la trituradora (Leeson modelo C4C17DH7H). Entre muestra y muestra se tenía el cuidado de limpiar con agua destilada y acetona todo el equipo para eliminar residuos de roca y así evitar contaminación. Se continuó pulverizando teniendo el mismo cuidado y se obtuvo entre 15 y 20 gr de cada muestra, la cual fue almacenada en bolsas plásticas con su respectivo rotulo y fue enviada a los laboratorios de Activation Laboratories localizados en Ontario (Ancaster), Canadá para ser analizadas. Se obtuvieron resultados de elementos mayores, traza y tierras raras (www.actlabs.com).

2.4.3. Paleosuelos

Se tomaron entre 500 y 700 gr de suelo, pertenecientes a la parte más próxima del depósito que lo sepultó (10 cm por debajo de los depósitos de caída). Fueron rotulados y almacenados en bolsas plásticas y secados al horno a 55⁰C por 24 horas, después fueron enviados al laboratorio de BETA ANALITIC Radiocarbon Dating localizado en la ciudad de Miami, Florida USA. Las muestras se analizaron por el método AMS (Acelerador de Espectrometría de Masa) el cual detecta el Carbono 14, esta técnica consiste en acelerar iones a energías cinéticas extraordinariamente altas seguidas de análisis de masa de Radiocarbono ¹⁴C (<http://www.radiocarbon.com/espanol/acelerador-masa-espectrometria.htm>).

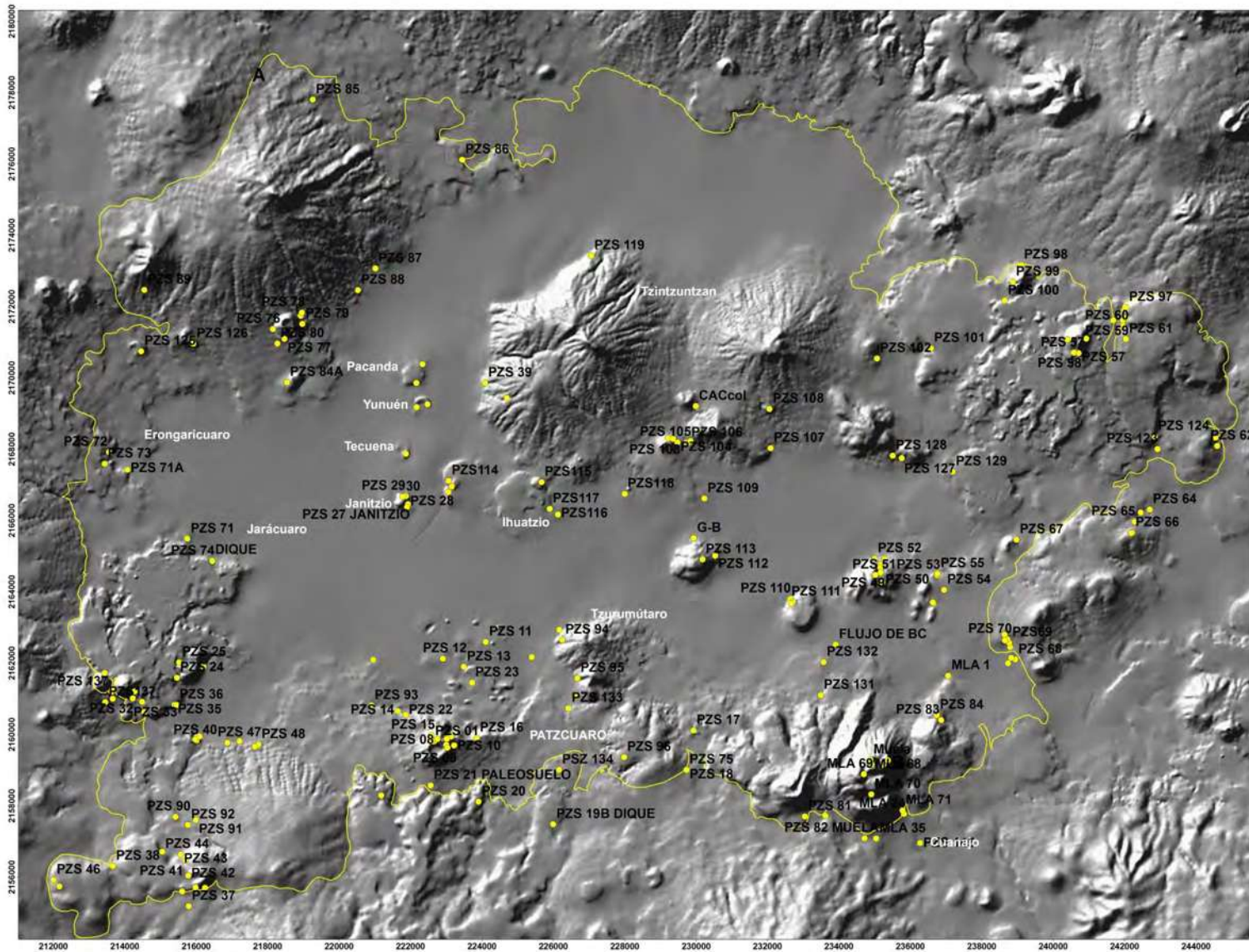


Figura 2. Mapa relieve sombreado, realizado con curvas de nivel a cada 20 metros en Arcgis 9.1. En línea amarilla se resalta el área de estudio, los puntos amarillos van acompañados de una referencia que representa las estaciones visitadas en campo .

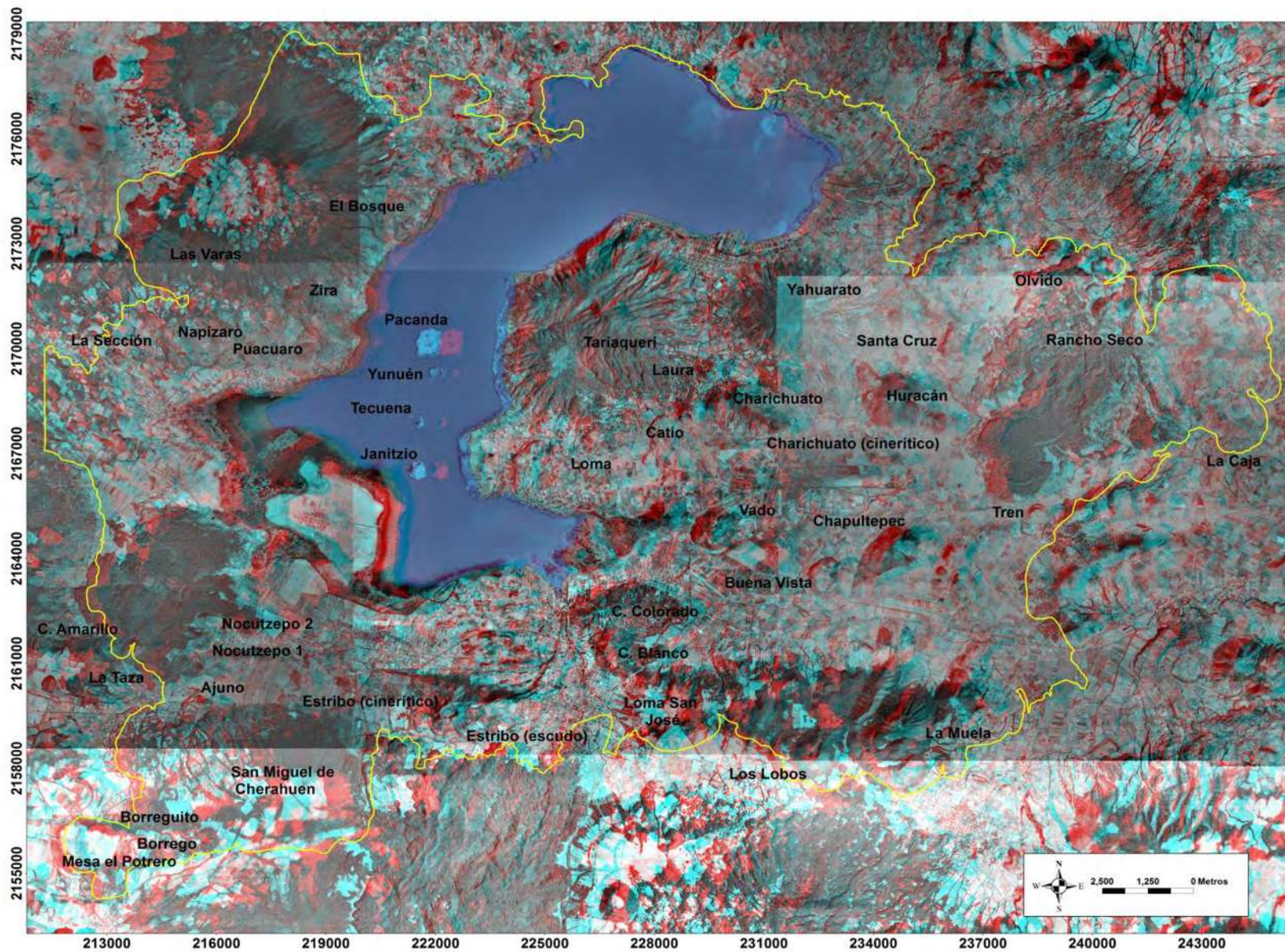


Figura 3. Anaglifo del área de estudio, producto de la fusión del MDE y las ortofotos donde se observa el relieve en tercera dimensión. En amarillo se resalta la zona de estudio y en letras negras el nombre de cada volcán.

2.5. Modelamiento termodinámico

Para estos análisis se usó el Software MELTS en el cual se pueden manipular los datos directamente desde internet (http://melts.ofm-research.org/Applet/applet_download.html).

MELTS es un programa diseñado para facilitar el modelamiento termodinámico de fases en equilibrio en sistemas magmáticos, con rangos de temperatura entre 500-2000 °C y presiones entre 0-2GPa. Se basa en los trabajos de Ghiorso y Sack (1995) y Asimow y Ghiorso (1998). Con este programa se realizó una prueba de cristalización a partir de los análisis químicos obtenidos en las rocas. El experimento se discutirá en el capítulo siete.

2.6. Análisis e interpretación de resultados

Esta fase consistió en analizar los datos recolectados durante la cartografía, las descripciones petrográficas, los resultados geoquímicos y las edades obtenidas. Con todo esto se cumplió el objetivo principal de encontrar la evolución espacio temporal de área de estudio y se redactó el documento final de la tesis.

3. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

3.1. Geología

El vulcanismo en el CVTM comenzó en el Mioceno tardío (Pasquarè et al., 1991). Este vulcanismo proviene del arco activo derivado de la subducción de la placa Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana, se caracteriza por tener un ángulo oblicuo con respecto a la trinchera Mesoamericana (Pardo y Suarez 1995). El CVTM se distribuye por más de 1000 km por el centro de México desde el occidente hasta el oriente (Demant 1982). Está dividido en tres partes, occidental, central y oriental (Ferrari, 2000). En la parte occidental existen rocas de afinidad calcoalcalina y alcalina asociadas a la subducción de la Placa Rivera y el rift de Colima respectivamente (Garduño et al., 1998). En la parte central se desarrolla el CVMG, conformado por varios conos monogenéticos de composición basáltico andesítica y la parte oriental se destaca por poseer grandes estratovolcanes y calderas de composición andesítica a riolítica Ferrari (2000).

Dentro de este cinturón se localiza el CVMG de edad Plioceno-Holoceno (Gómez et al., 2005). Este campo se caracteriza por poseer numerosos conos monogenéticos cuaternarios y dos estratovolcanes conocidos como Patamban y Tancitaro (e.g. Garduño et al., 1999). Estos volcanes ocurren en un área aproximada de 40,000 km² y están situados entre 200 y 440 km de la trinchera Mesoamericana (Hasenaka et al., 1985).

El basamento del CVMG está constituido por rocas intrusivas graníticas, los afloramientos de estas rocas se pueden observar en Uruapan y el norte de la Huacana, pertenecen a plutones de edad Oligoceno temprano (Clark 1982). Prueba de la presencia de este basamento granítico es que se han encontrado xenolitos de granito en las escorias del Parícutin y en conos cineríticos del sur del CVMG, en lavas brechadas levantadas por el volcán la Taza en Pátzcuaro Michoacán (Corona et al., 2006) y en varios productos piroclásticos de los volcanes alrededor del Lago de Pátzcuaro. En Michoacán también existe un basamento pre-volcánico conformado por el terreno Guerrero (Campa y Coney 1983) el cual se acrecionó a la placa Norteamericana durante la Orogenia Laramide. La litología de este terreno está conformada por rocas sedimentarias y metamórficas del Jurásico tardío y Cretácico superior (Centeno et al., 1993).

3.2. Tectónica

El CVTM ha estado activo desde el Mioceno, con importantes episodios de vulcanismo durante el Plioceno y Cuaternario, este vulcanismo es controlado por la geometría de la subducción (Pardo y Suarez, 1995). La parte central del CVTM está bien documentada con microsismos, sus mecanismos focales confirman que el esfuerzo en esta parte del CVTM es transtensivo desde la mitad del Cuaternario con un esfuerzo mínimo (σ_3) en dirección NO-SE y máximo (σ_1 o σ_2) en dirección NE-SO (Figura 4). El resultado de esta configuración de esfuerzos es una deformación lateral transtensiva izquierda, Ego et al., 2002.

La parte central del CVTM se caracteriza por varios sistemas de fallas, uno en dirección NO-SE a N-S de tipo Basin and Range, otro con dirección NE-SE y el sistema de fallas Chapala-Tula en dirección E-W que esta sobre impuesto a los anteriores (figura 5) Suter et al., 1995.

Las fallas más antiguas de este sistema son las de tipo Basin and Range y aparecieron aproximadamente hace 30 Ma en áreas al norte del CVTM. La estructura más importante en este sistema es la zona de falla Taxco-Querétaro (Demant, 1978). Otras fallas con orientación similar

aparecen en la depresión de Maravatio-Ciudad Hidalgo (Garduño et al., 2009). Se dice que estas fallas se reactivaron en el tiempo debido a que han desplazado las depresiones lacustres actuales (Suter et al., 1995).

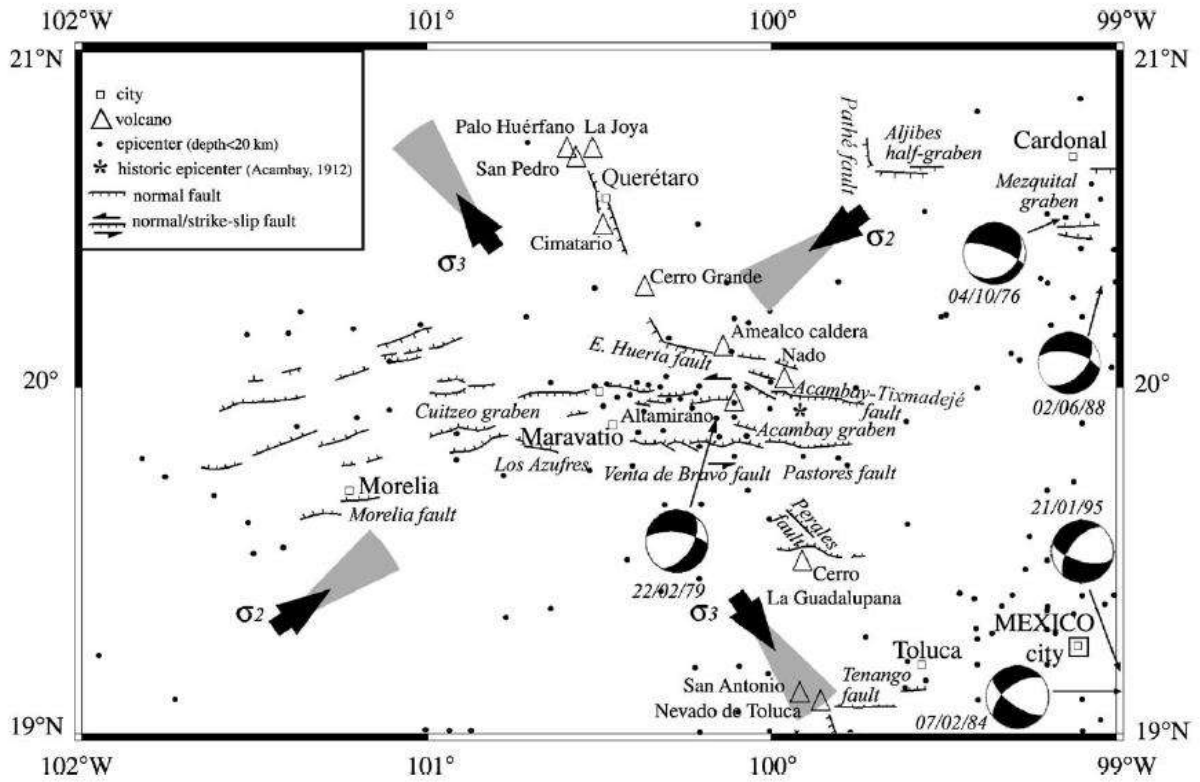


Figura 4. Principales esfuerzos de deformación en la parte central del CVMG. Las flechas de color negro indican el esfuerzo máximo σ_1 y el esfuerzo mínimo σ_3 que favorece la formación fallas en dirección E-O, los círculos representan los mecanismos focales. Tomado de Ego et al., 2002.

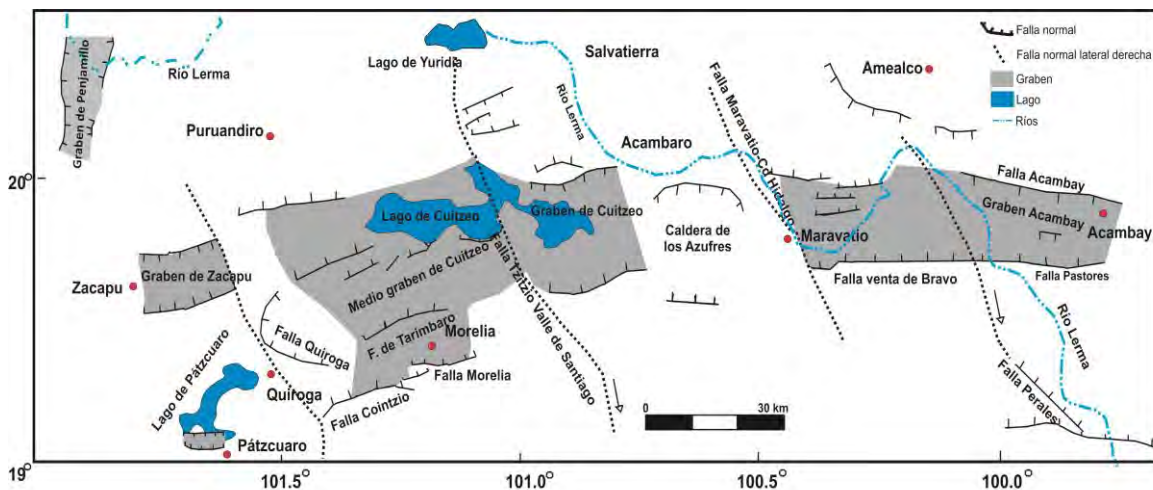


Figura 5. Vista general del sistema de fallas Morelia–Acambay en la parte central del CVTM de edad Mioceno-Holoceno. Tomado y modificado de Suter et al., 1995 y Garduño et al., 2009.

Las fallas más antiguas de este sistema son las de tipo Basin and Range y aparecieron aproximadamente hace 30 Ma en áreas al norte del CVTM. La estructura más importante en este sistema es la zona de falla Taxco-Querétaro (Demant, 1978). Otras fallas con orientación similar aparecen en la depresión de Maravatio-Ciudad Hidalgo (Garduño et al., 2009). Se dice que estas fallas se reactivaron en el tiempo debido a que han desplazado las depresiones lacustres actuales (Suter et al., 1995). Las fallas en dirección NNO-SSE separan el graben de Chapala del graben de Cuitzeo (Garduño et al., 2009) y las estructuras más recientes corresponden a fallas con dirección E-O y se extienden desde el graben de Chapala hasta oeste de la Ciudad de México, aparecieron en el Mioceno y continúan activas hasta el reciente (Suter et al., 1995). En la zona de estudio las fallas E-W son conocidas como el sistema de fallas Morelia-Acambay y están asociadas a las depresiones lacustres de Chapala, Zacapu, Pátzcuaro, Cuitzeo, Maravatio y Acambay (Garduño et al., 2009). Los estudios cartográficos, geológicos, estructurales y de paleosismología hechos sugieren que las estructuras de este sistema de fallas Morelia-Acambay han estado activas durante el Holoceno y están asociadas a sismos fuertes ocurridos durante épocas prehistóricas e históricas (Garduño et al., 2009).

3.2.1 Tectónica Local

Las principales fallas en la zona de estudio están orientadas en dirección E-O, NE-SO y N-S. Los depósitos volcánicos están afectados por las fallas E-O y conforman parte del sistema de fallas Morelia-Acambay que corresponden a fallas normales con los bloques caídos hacia el norte. En esta zona del lago se destacan los alineamientos de conos, NE-SO y N-S, que corresponden a las fallas más antiguas las cuales a su vez son cortados por las fallas del graben de Jarácuaro-Pátzcuaro y están asociados al colapso y avalancha de rocas del volcán El Estribo. Este graben también ha provocado el levantamiento de secuencias lacustres de más de 40 metros (Garduño et al., 2009).

Comparando la tectónica local y regional, es notable que en esta porción del CVTM las estructuras tectónicas responden al mismo campo de esfuerzo regional (Figura 6).

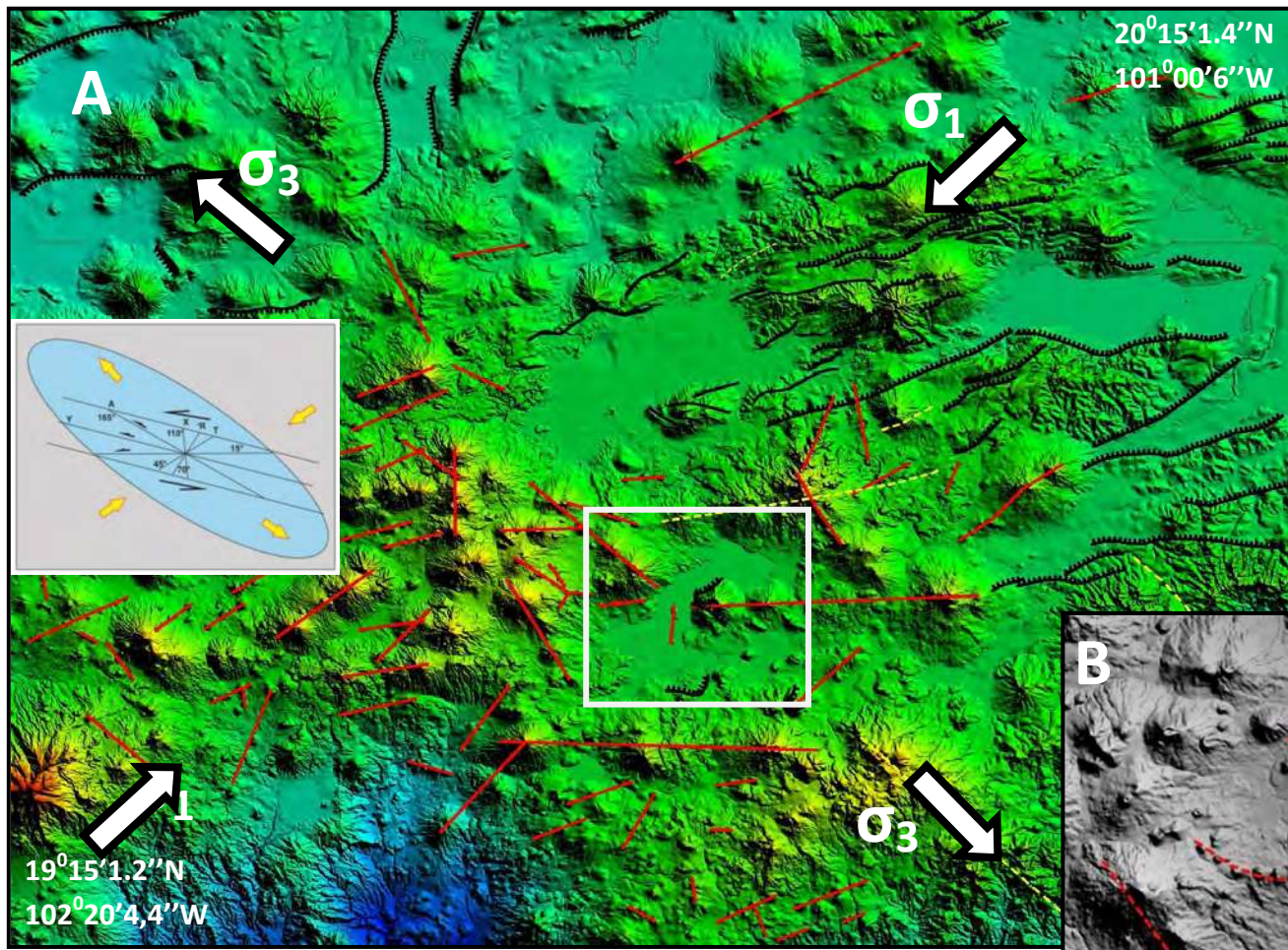



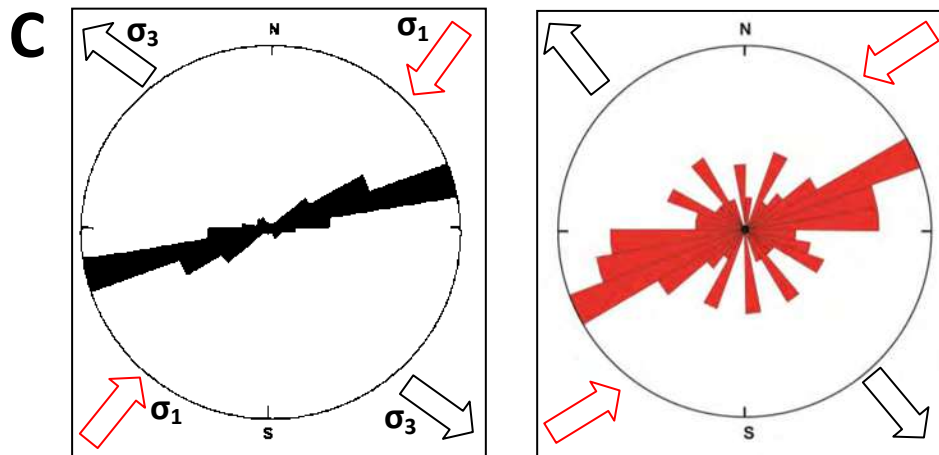
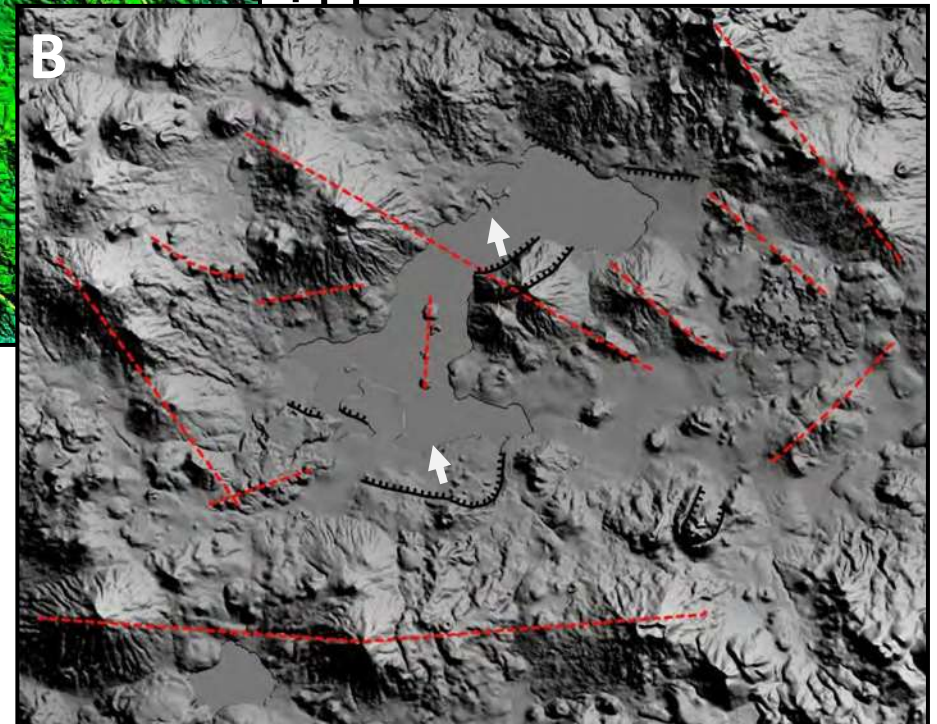


Figura 6. A MDE donde se observan los esfuerzos que configuran el sistema de fallas que dominan el CVMG y la cuenca del Lago de Pátzcuaro. B Acercamiento a la zona de estudio donde se observa en rojo los principales lineamientos de conos, en negro fallas y colapsos. Los colapsos corresponden a la dirección del σ_3 . C En los diagramas rosa, en gris se graficaron las fallas y colapsos, y en rojo los lineamientos de conos.

-  Dirección de esfuerzo
-  Lineamientos de conos
-  Fallas normales y colapsos



El diagrama rosa en color gris representa las fallas normales y colapsos con tendencias preferenciales N80E y E-O en respuesta al esfuerzo mínimo σ_3 . Mientras que los lineamientos de los conos (diagrama rosa en rojo) están orientados NO-SE, N-S y NE-SO representando las fallas más antiguas, también se observan lineamientos de conos E-O que pertenecen al sistema de fallas actual. La geometría de los colapsos del Estribo, Tariaqueri y varios conos pequeños, señalan la dirección del σ_3 evidenciando la importancia de este campo de esfuerzos en el vulcanismo monogenético.

4. GEOMORFOLOGÍA

La zona de estudio tiene una superficie de 525 km², ha sido afectada por procesos endógenos asociados a los volcanes y sismos y procesos exógenos a causa de la erosión del drenaje y gravedad, lo cual se evidencia en los depósitos volcánoclasticos y lacustres en las partes bajas y más planas del área.

Las principales estructuras tectónicas están relacionadas a lineamientos de conos en dirección NO-SE, E-O, N-S y ejes de colapsos volcánicos E-O asociados a sistemas de fallas regionales. En cuanto a la altimetría el volcán más alto de la zona es el Cerro El Bosque localizado hacia el NO con una altura máxima de 2,966 msnm y el lugar más bajo se encuentra en Lago de Pátzcuaro a 2040 msnm. Los parámetros morfométricos de altura (Hco), ancho de la base del cono (Wco) y volumen fueron medidos a partir del MDE a escala 1:50,000 de INEGI. Se usaron tres métodos uno con los software Global Mapper, Argis y algunos con las formulas del cono y cono truncado. Se eligieron los resultados del Global Mapper por ser más precisos. Estos métodos se discutirán en el capítulo siete y se hará una comparación con los datos registrados por Hasenaka et al., 1985b.

4.1. Tipos de aparatos volcánicos

Se identificaron cinco estructuras volcánicas diferentes entre las que se encuentran conos cineríticos, volcanes escudo, flujos de lava, domos y estructuras volcánicas intemperizadas. Estos se describen a continuación.

4.1.1. Conos Cineríticos

Los aparatos volcánicos más abundantes en el área de estudio son los conos cineríticos. La mayoría se presentan como conos individuales y otros aparecen como volcanes parásitos en las laderas de los volcanes tipo escudo. Sus cráteres son pequeños y algunos están colapsados en

diferentes direcciones. Los colapsos se deben a fisuras o a emisiones de lava posteriores a la formación de los conos (e.g. Zira, C. Borrego, C. Catio, Los Lobos y Estribo). Geomorfológicamente el volcán El Estribo es diferente a los demás conos cineríticos ya que presenta un cráter más grande y se formó en la parte superior de un volcán escudo. El orden de los conos cineríticos se presentan de acuerdo a la relación Hco/Wco. Las relaciones más altas coinciden con los conos jóvenes y las más bajas con los más antiguos. Las dimensiones de los conos son variables, el diámetro basal (Wco) varía de 1130 a 357 m, los rangos de altura (Hco) están entre 196 y 35 m y los cráteres (Wcr) tienen entre 543 y 30 m de ancho (Tabla 1, Figura 7). También fueron observados pequeños conos con bases de 30 m y alturas de 3 m o menos, lucen como pequeños montículos que en la cartografía no son apreciables (Figura 8).

Cono cinerítico	X	Y	Wco (m)	Hco (m)	Wcr (m)	Hco/Wcr	Volumen (km ³)		Edad C14
							Argis	Global Mapper	
Taza	214040	2161381	748	200	150	0.27	0,017	0.037	8.430+/-330
Cerro Amarillo	213309	2151393	570	140	120	0.25	0,003	0.012	6,970 +/- 40
Lobos	232729	2158430	1250	290	229	0.23	0,02	0.096	6015+/-45
Rancho Seco	240693	2171130	819	190	120	0.23	0,03	0.049	
Olvido	239079	2172823	837	160	60	0.19	0,02	0.042	
Janitzio	221789	2166500	609	115	87	0.19	0,008	0.001	
Nopizaro	215708	2171142	570	104	120	0.18	0,002	0.013	
Cerro Blanco	227147	2161631	1110	201	448	0.18	0,05	0.077	
Catio	229237	2168219	631	103	201	0.16	0,05	0.016	26.000 +/- 190
Nocutzepo 1	216089	2162152	700	112		0.16	0,01	0.021	
Nocutzepo 2	215892	2161630	495	79		0.16	0,006	0.002	
Zira	218616	2171534	839	132	317	0.16	0,03	0.028	20.640 +/- 90
Estribo	222702	2166526	1161	177	348	0.15	0,05	0.11	28.370 +/- 170
Borrego	216272	2156022	878	130	240	0.15	0,117	0.015	
Santa Cruz	234884	2170945	603	71	0	0.12	0,02	0.032	
TZ	214087	2160515	424	49		0.12	0.002	0.002	
Laura	229713	2169436	510	60	212	0.12	0,005	0.008	
Tren	238779	2165392	596	67	226	0.11	0,003	0.007	
Loma	225581	2167034	353	33		0.09	0,002	0.001	
La Sección	214279	2170930	439	39	180	0.09	0,003	0.005	
Ajuno	215849	2159938	478	33		0.07	0,0009	0.002	
La Caja	244093	2167819	1126	54		0.05	0,04	0.025	
Las Varas	214502	2172878					0,18	0.312	

Carichuato Cinerítico	231906	2167841					0.006	
-----------------------	--------	---------	--	--	--	--	-------	--

Tabla 1. Datos de localización, morfométricos y de volumen de los conos cineríticos pertenecientes a la zona de estudio. Los datos no registrados, se deben a que en el modelo de elevación no fue posible calcular los parámetros morfométricos. Se reportan los volúmenes extraídos desde ArcGIS y los obtenidos en Global Mapper.

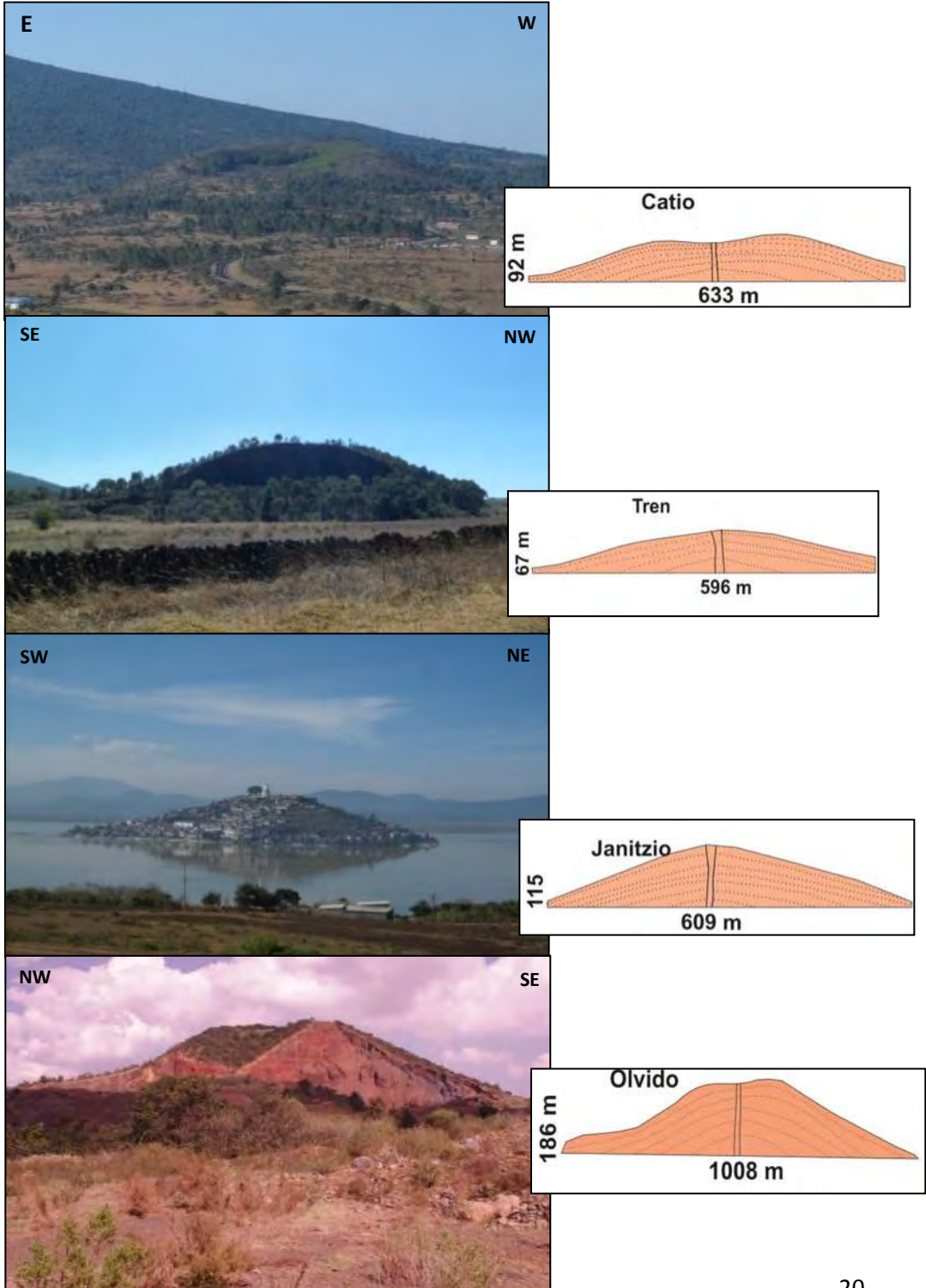


Figura 7. Perfiles y fotografías de los conos cineríticos Catio, Janitzio, El Olvido y El Tren. Se especifican las dimensiones de base y altura. Los volcanes más jóvenes presentan pendientes altas y los más antiguos por estar erosionados presentan pendientes menos inclinadas.



Figura 8. Conos cineríticos de tamaño pequeño alineados NO-SE, que a la escala de cartografía de este trabajo no son apreciables.

4.1.2. Volcanes tipo escudo

Dentro de la zona de estudio se encuentran cuatro volcanes tipo escudo, estos se conocen como El cerro El Bosque de mayor dimensión que los demás y en sus flancos posee dos conos cineríticos. El Estribo está conformado en la parte basal por un cono escudo y en la parte superior por un cono cinerítico, este volcán presenta un colapso en dirección E-O. El Volcán Tariaqueri tiene dos colapsos en dirección NE-SO y NO-SE mientras que el volcán Yahuarato se observa con cima puntiaguda y un pequeño colapso en el cráter.

Estos volcanes tienen bases amplias y pendientes suaves, sus Wco van de 8336 m a 3312 m y las alturas varían entre 721 m y 261 m. Son las estructuras volcánicas más voluminosas del área (Tabla 2). Todos estos volcanes están formados por flujos de lava y tienen la morfología típica de un volcán en escudo pero de pequeñas dimensiones (Figura 9).

Volcán	X	Y	Wco (m)	Hco (m)	Volumen Argis (km ³)	Volumen = $(3.1416*r^2*Hco)/3$	Volumen Global Mapper (km ³)
El Bosque	218284	2174679	8336	721	5,9	13.117	16.08
El Estribo	222747	2159540	3312	261	0,38	0.750	0.34
Tariaqueri	227112	2170568	5600	632	2,07	5.189	5.93
Yahuarato	232173	2171049	6112	469	1,59	4.587	2.89

Tabla 2. Datos morfométricos de los cuatro volcanes tipo escudo alrededor del lago de Pátzcuaro. Los volúmenes fueron calculados en el programa Argis, Global Mapper y con la fórmula del volumen de un cono.

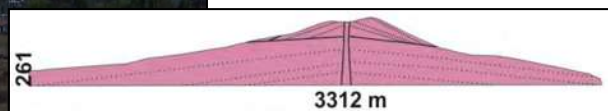
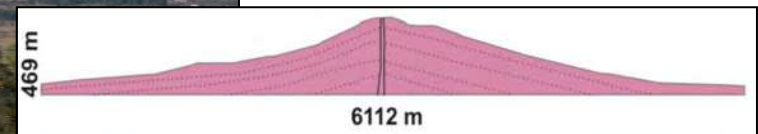
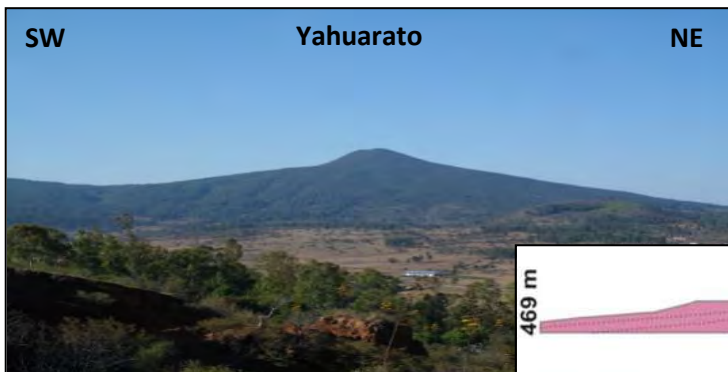
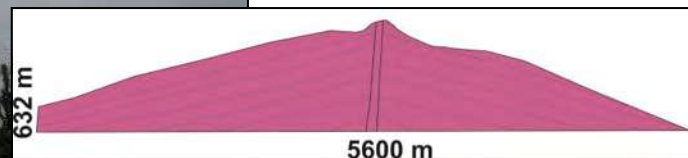
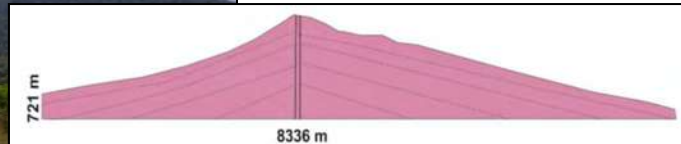
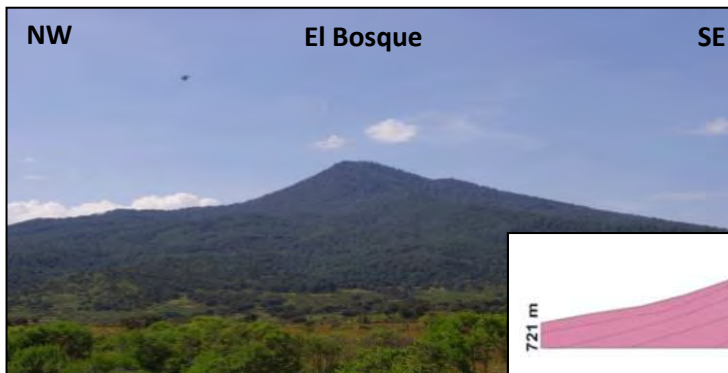


Figura 9. Perfiles de los volcanes escudo donde se pueden observar sus bases amplias y flancos con poca inclinación. El volcán en escudo más grande de la zona es El Cerro el Bosque.

4.1.4 Flujos de lava

Aproximadamente el 30% de la zona está cubierta por flujos de lava que provienen de los conductos de los aparatos volcánicos o corresponden a lavas fisurales. Se resaltan las lavas de Yunuén (0.006 km³) y Pacanda (0.256 km³) por formar islas alineadas N-S dentro del Lago de Pátzcuaro (Figura 11), La Mesa Gachupín (1.69 km³) al este de la zona y las lavas fisurales de Ihuatzio (0.078 km³) localizadas al este del lago. El resto de las lavas que cubren la zona son observadas en forma de abanico distribuyéndose en forma radial hacia el Lago, la fuente de la mayoría de estas lavas no se observa debido a que está cubierta por vulcanismo más reciente. El volumen total ocupado por el conjunto de lavas es de 3.1 km³.



Figura 10. Fotografía de las islas Yunuen y Pacanda formadas por flujos de lavas.

4.1.4. Domos

En campo se reconocieron ocho domos que se presentan como lavas que sobresalen del terreno. Estos son Chapultepec, Buena Vista, Vado, La Muela, Tecuena, Cerro Colorado Huracán y Carichuato (Figuras 11 y 12, Tabla 3).

El volcán La Muela está colapsado hacia el NE, su colapso es en forma de “U” y posee dentro del cráter tres domos. Los domos Huracán y Carichuato son alargados con disposición NO-SE, el Cerro Colorado presenta su elongación máxima en dirección E-O, mientras que la morfología de

los domos Chapultepec, Vado, Buena vista y Tecuena es más redondeada en la base y puntiaguda hacia la cima.



Figura 11. Imágenes de los domos que se encuentran en la zona de estudio. **A, B y C** pertenecen a los domos Buena Vista, La Muela y Chapultepec, localizados al SE de la zona. **D, E y F** son los domos Vado, Carichuato y Tecuena, este último pertenece a una isla volcánica.

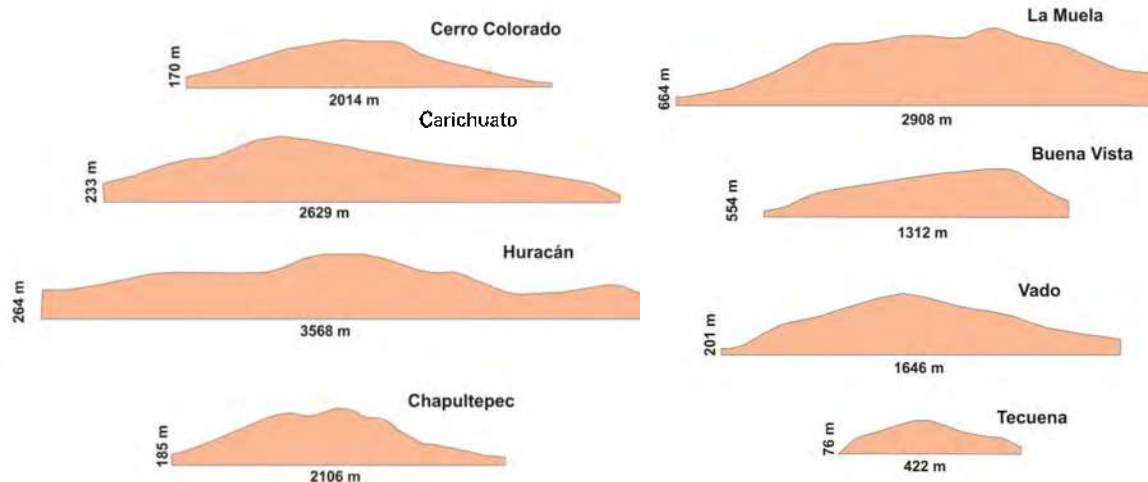


Figura 12. Perfiles y características morfométricas de los domos estudiados dentro del área de estudio. Es notable la diferencia de formas, pues no todos son redondeados, algunos presentan formas alargadas como el domo Huracán.

Domo	X	Y	Wco (m)	Hco (m)	Volumen Arcgis (km ³)	Volumen Global Mapper
Muela	234853	2158628	2908	664	0.17	1.41
Chapultepec	234790	2164389	2106	185	0.09	0.18
Buena Vista	232928	2163567	1295	130	0.05	0.08
Vado	230101	2164937	1646	201	0.09	0.11
Tecuena	221868	2167903	438	63	0.001	0.003
Carichuato	230702	2168269	2629	236	0.12	0.29
Huracan	234491	2168477	3568	264	0.19	0.40
Cerro Colorado	227024	2162626	1998	182	0.09	0.17

Tabla 3. Características morfométricas de los domos.

4.1.5. Lavas y volcanes meteorizados

Tres cuerpos fuertemente intemperizados aparecen hacia el SO de la zona, en los afloramientos se observan suelos hasta de 15 m de espesor. Morfométricamente su Wco varía entre 2571 m y 2615 m y sus Hco están entre 126 m y 193 m (Tabla 4). Su forma no está bien definida aunque la mesa el Potrero y Loma San José parecen ser derrames de lavas y el cerro San Miguel de Cherahuen un volcán tipo escudo con base de 5280 m y altura de 362 m (Figura 13).

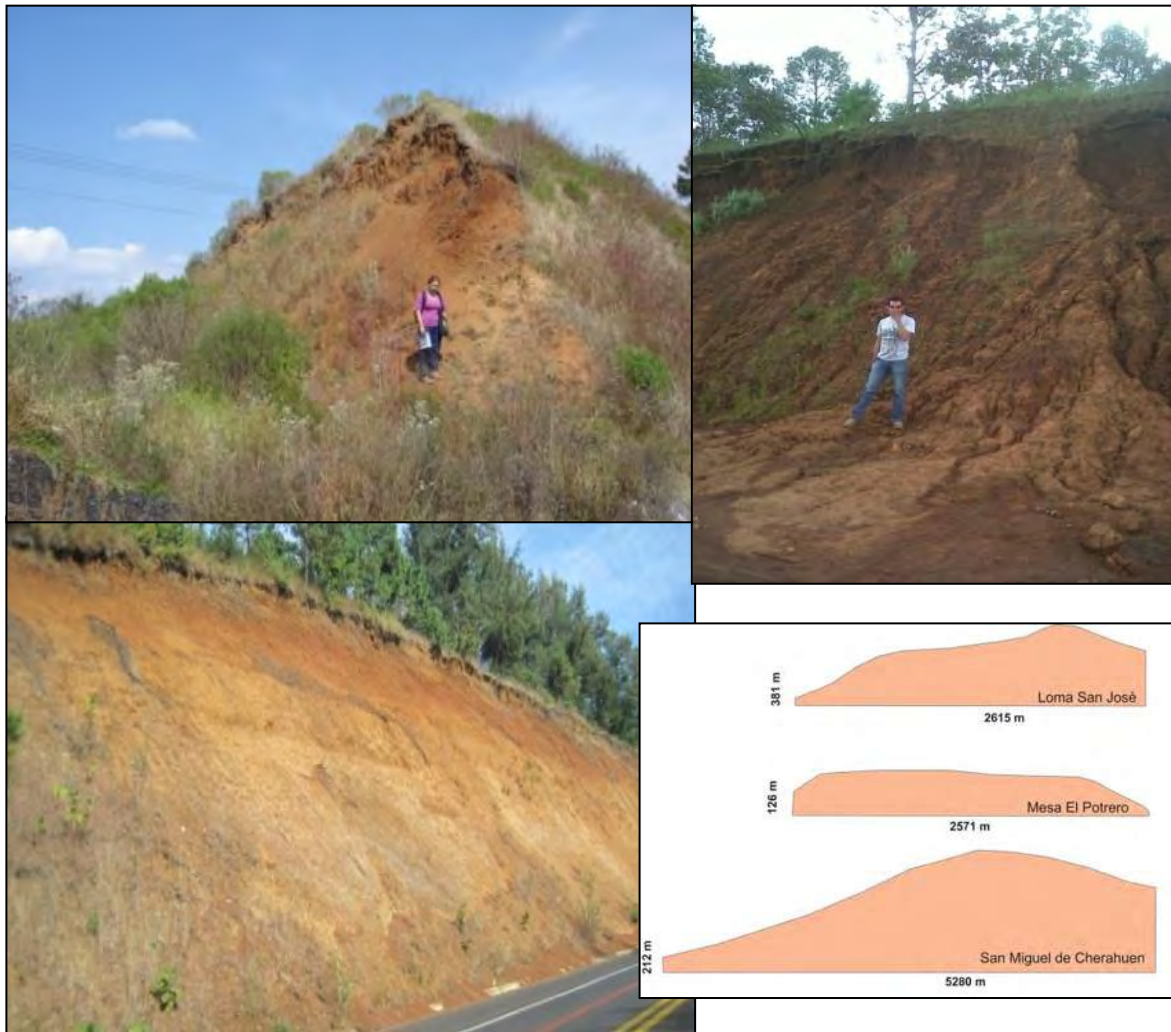


Figura 13. En las imágenes se observa que las rocas están erosionados en forma de carcava y convertidos a suelo de color rojizo a amarillo.

<i>Estructura</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>Wco (m)</i>	<i>Hco (m)</i>	<i>Volumen (km³) Arcgis</i>	<i>Volumen (km³) Global Mapper</i>
<i>Cherahuen</i>	218401	2157501	5280	381	0,81	4.27
<i>Mesa el Potrero</i>	212756	2155808	2571	126	0,15	0.39
<i>Loma San José</i>	228307	2159960	2615	193	0,21	0.52

Tabla 4. Características morfométricas de los cuerpos intemperizados. La morfometría del Cerro Cherahuen es similar a los conos escudo, igualmente presenta un volumen considerable comparado con los demás cuerpos intemperizados.

4.1.6. Colapsos volcánicos

En la parte sur del área de estudio los volcanes El Estribo y La Muela sufrieron colapsos a causa de inestabilidad tectónica a continuación se describen sus características morfológicas.

El volcán El Estribo es cortado por una falla en dirección E-O la cual coincide con el sistema de regional de fallas de Morelia-Acambay. Esta estructura causó el colapso del volcán generando una avalancha de escombros en dirección N. Su evidencia geomorfológica es un escarpe en forma de herradura amplia (Figura 14 A) que mide aproximadamente 200 m de altura en la parte central y 100 m de altura en los lados. En la parte distal del colapso se observan montículos (hummocks), depósitos típicos de avalancha de escombros, los cuales no superan los 150 m de altura. Estos depósitos se observan como pequeñas colinas dispersas desde el ápice del colapso hasta la parte proximal del Lago de Pátzcuaro.

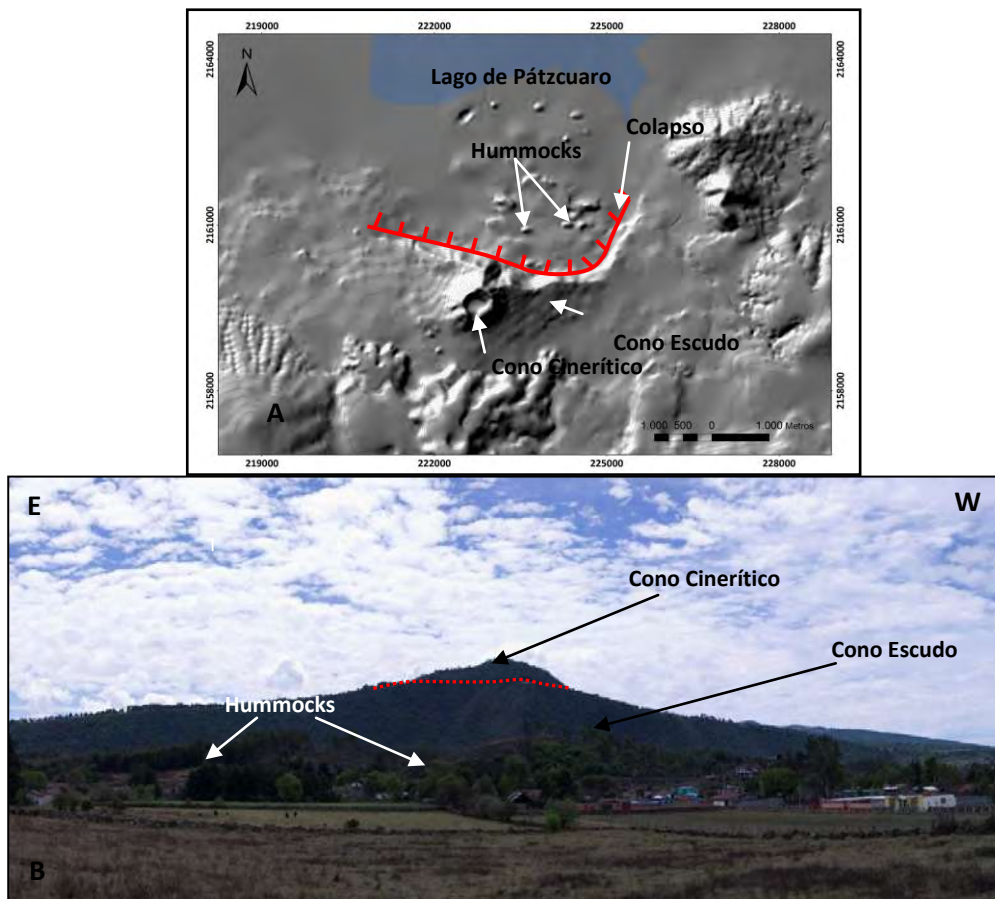


Figura 14. A Modelo sombreado del volcán El Estribo donde se observa su colapso en forma de herradura. **B** Fotografía panorámica hacia el sur del volcán El Estribo con los diferentes elementos que lo caracterizan.

Por otro lado el colapso del volcán La Muela produjo una avalancha de escombros en dirección NE. Este volcán posee un cráter antiguo el cual tiene una apertura en forma de U (Figura 15) y en su parte central se observan tres domos. En dirección NE a 2 km aproximadamente del volcán se encuentran los hummocks los cuales presentan formas ovaladas y tienen 20 m de alto y 60 m de ancho.

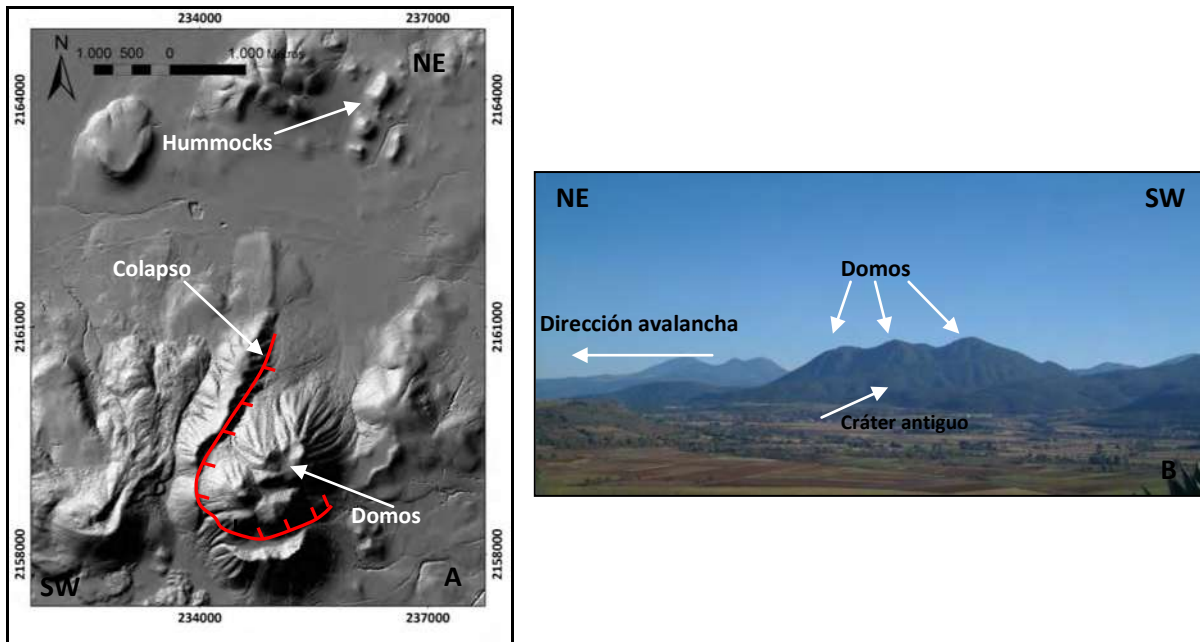


Figura 15. A Modelo sombreado volcán La Muela donde se pueden observar los tres domos adentro del cráter y los depósitos de la avalancha de escombros, la línea roja representa el colapso del cono antiguo en dirección NE. **B** Vista lateral del volcán La Muela.

El volcán Tariaqueri pertenece a un volcán tipo escudo localizado al este del Lago de Pátzcuaro. Los flancos son de pendiente suave, la base mide 5,600 metros y tiene una altura de base a cima de 632 metros. Este volcán presenta dos estructuras tectónicas en dirección NE-SO las cuales causaron dos colapsos en dirección NO hacia el lago (Figura 16). Anteriormente este colapso fue reportado por Robles et al., 2010 y Garduño et al., 2011. Debido a los colapsos, el volcán parece subdividirse en tres cuerpos diferentes pero en este trabajo se considera un solo cuerpo afectado por tectonismo asociado a las fallas más antiguas.

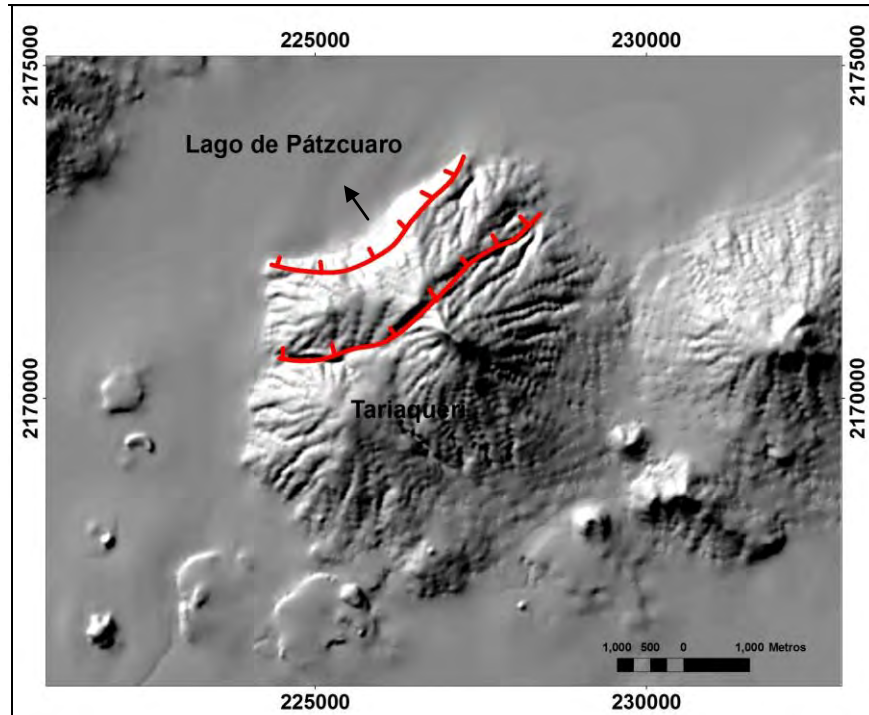


Figura 16. Volcán Tariaqueri, en rojo se resaltan las dos estructuras NE-SO. La flecha negra representa la dirección del colapso.

4.1.7. Lago de Pátzcuaro

El Lago de Pátzcuaro se encuentra en el centro de la zona de estudio y presenta forma de “C”. El nivel del agua actual llega aproximadamente hasta 2,040 msnm, esta altura ha aumentado aproximadamente cinco metros, si se compara con trabajos anteriores que reportaron que el lago se encontraba a 2,035 msnm (Bradbury et al., 1982; Chacón et al., 1997; Bradbury 2000; Israde et al., 2005).

Su área es de 91 km², con un largo máximo de 16.7 km y ancho de 9.6 km. En la parte central posee cuatro islas alineadas en dirección N-S. En el sur se encuentra la Isla de Janitzio la cual es un cono cinerítico y hacia el norte está la Isla Tecuena que corresponde a un domo y las islas de Yunuen y Pacanda son lavas (Figura 17).

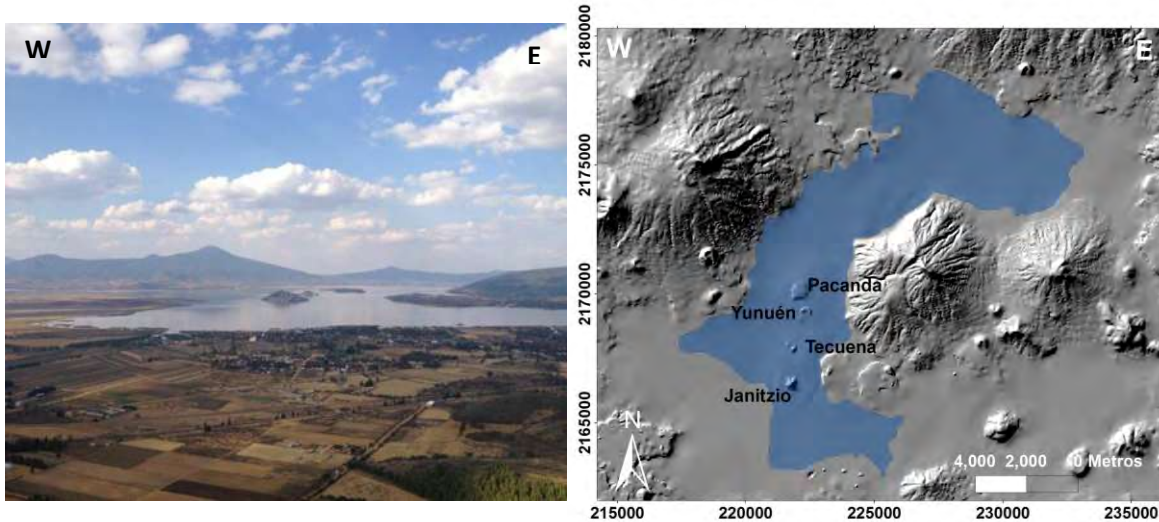


Figura 17. **A** Vista general del lago, se pueden observar las islas al interior y su alineamiento N-S. **B** Vista de planta del croquis de Lago de Pátzcuaro, se aprecia su forma de C y también las 4 Islas en su interior.

5. GEOLOGÍA Y ESTRATIRAFÍA

El estudio geológico y estratigráfico de este trabajo se realizó en un área de 525 km² alrededor del Lago de Pátzcuaro. Se visitaron 140 puntos y se describieron 30 columnas estratigráficas donde se reconocieron depósitos volcánicos, volcanoclásticos, lacustres, lahares y varias estructuras tectónicas. En total se identificaron 42 estructuras volcánicas y varios flujos de lavas que pueden ser vistas a detalle en el mapa geológico (Figura 18 A).

La estratigrafía fue apoyada con 13 fechamientos radiométricos de ¹⁴C en paleosuleos, cinco fechamientos de volcanes en trabajos previos y 13 fechamientos de núcleos de sedimentos lacustres (Tabla 5). Estratigráficamente se reconocieron siete unidades estratigráficas que de acuerdo con su edad van desde rocas graníticas que componen el basamento hasta los depósitos volcánicos más recientes. En la columna estratigráfica (Figura 18 B) se observa cada una de estas unidades caracterizadas con un color según la edad. Cada volcán se reconoce en el mapa y columna estratigráfica con una sigla que simboliza el tipo estructura volcánica, composición y nombre por ejemplo EAY: Escudo Andesítico Yahuarato, DAB: Domo Dacítico Buena Vista, LIS: Lavas Intemperizadas Loma San José, CAE: Cono cinerítico Estribo, cada simbología se describe en El Apéndice I.

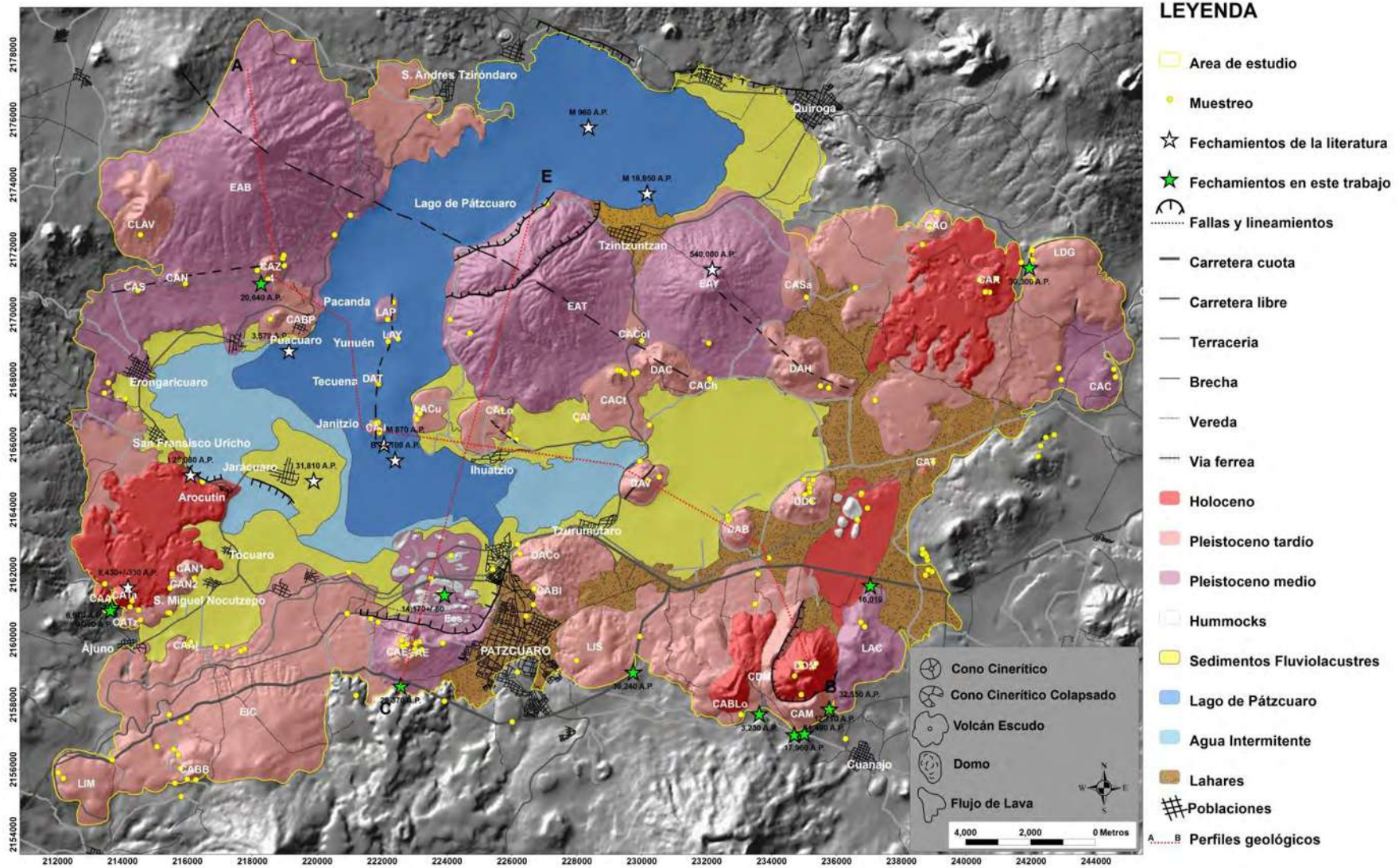


Figura 18. Mapa geológico.

<i>Muestra</i>	<i>Método</i>	<i>Coordenadas UTM</i>		<i>Código</i>	<i>Material</i>	<i>Edad Convencional</i>
		<i>14Q</i>		<i>Laboratorio</i>	<i>fecha</i>	<i>(A.P.)</i>
<i>PZS 82</i>	¹⁴ C	233625	2157717	BETA 337436	S.O	3,230 +/-30
<i>PZS 140 C</i>	¹⁴ C	213668	2161002	BETA 360371	S.O	6,970 +/- 40
<i>PZS 140 A</i>	¹⁴ C	213668	2161002	BETA 360032	S.O	9,200 +/- 40
<i>PZS 82A</i>	¹⁴ C	234714	2157087	BETA 337437	S.O	11,490 +/-40
<i>*MLA 35D</i>	¹⁴ C	235045	2157071	BETA 360030	S.O	12,710 +/- 50
<i>*PZS 23A-12</i>	¹⁴ C	224698	2169439	BETA 332867	S.O	14,170 +/- 60
<i>*MLA 1</i>	¹⁴ C	237061	2161645	BETA343497	S.O	16,010 +/-70
<i>*MLA 35A</i>	¹⁴ C	235045	2157071	BETA 360029	S.O	17,960 +/- 70
<i>PZS 80</i>	¹⁴ C	218274	2170964	BETA 337435	S.O	20,640 +/- 90
<i>*PZS 21-12</i>	¹⁴ C	222549	2158582	BETA 322866	S.O	28,370 +/-170
<i>PZS 60A</i>	¹⁴ C	241948	2171458	BETA 337433	S.O	30,300 +/- 170
<i>*MLA 24</i>	¹⁴ C	235821	2157770	BETA 360028	S.O	32,550 +/- 230
<i>PZS 75</i>	¹⁴ C	229729	2159003	BETA 337434	S.O	36,240 +/- 360
<i>Los Lobos</i>	¹⁴ C	233045	2157702			6,015+/-45
<i>759 C La Taza</i>	¹⁴ C	214076	2161155	Teledyne Isotopes	Carbón	8,430+/-330
<i>Gomphoterio 10</i>	¹⁴ C				Carbón	26,000 +/- 190
<i>974 Yahuarato</i>	K-Ar	232365	2170719		Andesita	540,000 +/- 70.000
<i>Águila (Mor5)</i>	¹⁴ C				Andesita	620,000 +/- 20,000
<i>Patz/KJ</i>	¹⁴ C			AA-52368	S.L	870+/-45
<i>Patz/KD</i>	¹⁴ C			AA-37993	S.L	960+/-45
<i>Patz3</i>	¹⁴ C			AA-44974	S.L	3579+/-68
<i>QL 1341</i>	¹⁴ C				S.L	2,890+/-80
<i>QL 1342</i>	¹⁴ C				S.L	3,640+/-80
<i>QL 1343</i>	¹⁴ C				S.L	9,210+/-150
<i>QL 1344</i>	¹⁴ C				S.L	17,700+/-300
<i>C4</i>	¹⁴ C			SRR-6513	S.L	18,950+/-145
<i>QL 1345</i>	¹⁴ C				S.L	25,600+/-750
<i>B</i>						28,080
<i>QL 1346</i>	¹⁴ C				S.L	30,500+1700-1400
<i>C</i>						31,800
<i>QL 970</i>	¹⁴ C				S.L	44,100+3000-2400

Tabla 5. Fechamientos de radiocarbono obtenidos en este trabajo y complaciones de trabajos anteriores de Bradbury, 2000; Israde et al., 2005; Metcalfe et al., 2007; Robles et al., 2010 y *Pola et al., 2013. El resultado

del fechamiento de Los Lobos se presenta por comunicación personal del Dr. Siebe. S.O=Sedimento Orgánico, S.L= Sedimento Lacustre.

5.1. Unidades estratigráficas

A continuación se describirán en orden estratigráfico las unidades que conforman la geología de la zona de estudio. A partir del Pleistoceno medio se nombró cada unidad de acuerdo a la edad, composición y sección tipo.

5.1.1 Paleógeno tardío (P_a)

En la zona de estudio no se encuentran expuestas rocas del basamento, durante el trabajo de campo se encontraron xenolitos felsicos alterados, que pueden corresponder a fragmentos del basamento. También se han reportado xenolitos de granitos en lavas al suroeste del Lago de Pátzcuaro que se correlacionan con los xenolitos encontrados en los volcanes Parícutin y Jorullo (Corona-Chavez et al., 2006). Este xenolito consta de cuarzo, feldespato y algunas concentraciones de relictos máficos, su composición química es de 73-90 % en peso de SiO_2 .

Por las evidencias anteriores se puede inferir que el basamento de la zona de estudio está conformado por rocas intrusivas graníticas (Batolito de La Huacana 42+/-4 m.a, Shaaft et al., 1995) que afloran hacia el sur de Uruapan y el norte de La Huacana, pero localmente no se observan debido a que están cubiertas por el vulcanismo reciente.

5.1.2 Mioceno (Mi), Plioceno (Pl)

Localmente en el Lago de Pátzcuaro, a través de un sondeo eléctrico realizado por Israde et al., (2005), se infirió que a una profundidad entre 80 y 100 m de la superficie se encuentran rocas andesíticas del Mioceno. Mientras que hacia el este de la zona, el basamento está conformado por la ignimbrita de Atécuaro (15-19 Ma) Gomez et al., 2012.

En superficie se describieron tres volcanes muy erosionados y afallados en las secciones PZS 46, PZS 91, PZS 96 y PZS 75 que podrían corresponder a rocas de esta edad por su alto grado de intemperismo. Al parecer corresponden flujos de lava que están totalmente alterados a suelos de color rojizo que en muestra de mano presentan algunos relictos de feldespatos y minerales oscuros. Es muy probable que estas rocas por su estado de meteorización pertenezcan a esta

época sin embargo no hay evidencia. Por lo tanto estas unidades se describen en la estratigrafía del Pleistoceno tardío, con base en la edad de un paleosuelo encontrado debajo de un lahar en la Loma San José (PZS 75) de 36,240 +/- 360 A.P.

5.1.3. Unidad andesítica Tariaqueri (Pleistoceno inferior P_1 y medio P_m)

Las unidades del Pleistoceno medio están representadas por cuatro volcanes tipo escudo conocidos como El Bosque, El Estribo, Tariaqueri, Yahuarato (Figura 8), varios flujos de lava andesíticos entre ellos las lavas de C. Chato y el cono cinerítico La Caja. Las rocas de estos volcanes y lavas fueron descritas en las secciones PZS 108, 107, 85, 87, 88, 39, 119, 16, 22, 123, 83, 84, 62 y 14. Los mejores afloramientos se pueden observar en la carretera que va por la orilla del Lago desde Tzintzuntzan a Cucuchuco.

Estas rocas están compuestas por lavas de color gris claro y oscuro, presentan estructuras masivas, brechadas, vesiculadas, en bloques, con meterorización esferiodal y diaclasas por enfriamiento (Figura 19). La mineralogía general de las rocas en muestra de mano es de fenocristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino dentro de una matriz afanítica. En la parte superior de estos flujos de lava es común encontrar caídas producto de las erupciones estrombolianas de los conos cineríticos asociados, depósitos de lahar y suelo. También hacen parte del Pleistoceno medio varios flujos de lava, que en muestra de mano están compuestos por piroxenos, plagioclasa y olivinos.



Lavas volcán El Estribo

Lavas Brechadas del cerro El Bosque



A Lavas de color gris claro con diaclasas por enfriamiento. **B** Lavas brechadas del cerro El Bosque **C** Lavas con meteorización esferoidal **D** Lavas masivas cerro el Bosque.

El volcán Yarahuato ($540,000 \pm 70,000$ A.P. Ban et al., 1992) y Tariaqueri están localizados al este de la zona y alineados E-O con el volcán El Aguila ($620,000$ A.P. Gomez, 2012). El cerro el Bosque está alineado en dirección NO-SE con los con los volcanes Maguey y Guarán que se encuentran hacia el nor-occidente fuera del area de estudio. En la parte sur del Lago de Pátzcuaro se localiza el volcán el Estribo, el cual está cortado por una falla con dirección E-O asociada al sistema de fallas Morelia Acambay y una avalancha de escombros en dirección N. Las rocas que conforman los monticulos de esta avalancha pertenecen a las rocas que forman el volcán tipo escudo del Estribo y presentan estructuras con forma de rompecabeza y en otras partes se observan como rocas fragmentadas dentro de una matriz arenosa (Figura 20).



Figura 20. Depósito de avalancha de escombros del volcán el Estribo. **A** Bloque con textura de

rompecabezas y vesículas orientadas. **B** Montículo perteneciente a la avalancha se observan los bloques con soporte grano a grano.

5.1.4. Unidad andesítica- dacítica Vado (Pleistoceno Superior P₃)

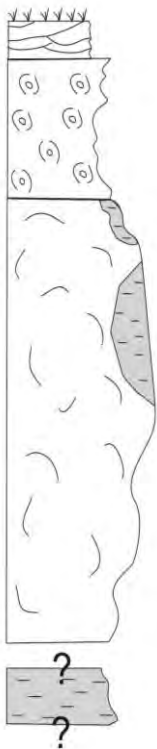
Los domos hacen parte de los cuerpos del Pleistoceno medio-superior aparecen en varias partes de la zona y están respresentados por el cerro Vado, Chapultepec, Buena vista, Carichuato, Huracán, Cerro Colorado y el cono cinerítico Carichuato (Figura 21). Los afloramientos de estas rocas son masivos y en algunas ocasiones presentan diaclasas, la mayoría de las rocas de los domos estan alteradas y presentan meteorización esferoidal. El domo Vado, Tecuena, Cerro Colorado, Buena Vista, Charichuato y Huracán son de composición andesitica mientras que el domo Chapultepec es dacítico compuesto por plagioclasa, horblenda, biotita y clinopiroxenos dentro de una matriz de plagioclasas. En las rocas del domo Buenavista y Huracán son abundantes los xenocristales de cuarzo y plagioclasa. El cono cinerítico Caricuato se encuentra en la parte SE cubierto del Domo Carichuato, no es tan evidente debido a que las lavas del domo lo cubren. La mineralogía de este cono igual a la de los domos andesíticos.



Figura 21. Afloramientos domos del área de estudio. **A** Domo Buena Vista hacia el SE de la zona de composición dacítica. **B** Domo Huracán conformado por rocas andesíticas, los afloramientos se observan en bloques. **C** Las lavas del domo Vado en bloques.

Las secciones tipo de estos domos pueden ser observadas en cercanías a la localidad de Chapultepec y en el domo Vado que se encuentra en la vía que va de Tzurúmutaro a Sanabria.

El cerro Vado ha tenido una evolución en el tiempo diferente a los demás (PZS 113 y GR), es un domo localizado al SE del Lago de Pátzcuaro. En la base se observan rocas masivas, a medida que se asciende aproximadamente a 2,095 msnm aparecen depósitos lacustres levantados con espesores hasta de 30 m. La parte superior está intemperizada y las rocas presentan meteorización esferoidal (Figura 22 y 23). Le sobreyacen dos depósitos de lahares uno de 2 m de espesor de color rojo y otro de 1 m de espesor de color beige ambos endurecidos y porosos. La mineralogía de las rocas del domo está conformada por ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa dentro de una matriz microcristalina de plagioclasa. A este domo se le asigna una edad menor de 48.000 A.P. Bradbury, (2000), debido a que su extrusión provocó el levantamiento de las secuencias lacustres que no son mayores a esta edad.



Las rocas de la parte alta del domo son de color rojo con alto grado de intemperismo y meteorización esferoidal. Sobre esta roca intemperizada se encuentran depósitos de lahares (PZS 113).

En la parte media del volcán se observan depósitos lacustres levantados debido a la intrusión del domo Vado. También en esta parte se observa una estructura en dirección NE-SO que atraviesa la parte del volcán.

El basamento debe estar conformado por depósitos lacustres ya que el domo Vado está construido sobre la planicie SE de la zona de estudio en lugares que ocupaba antes el Lago de Pátzcuaro.

Figura 22. Columna generalizada del domo Vado.

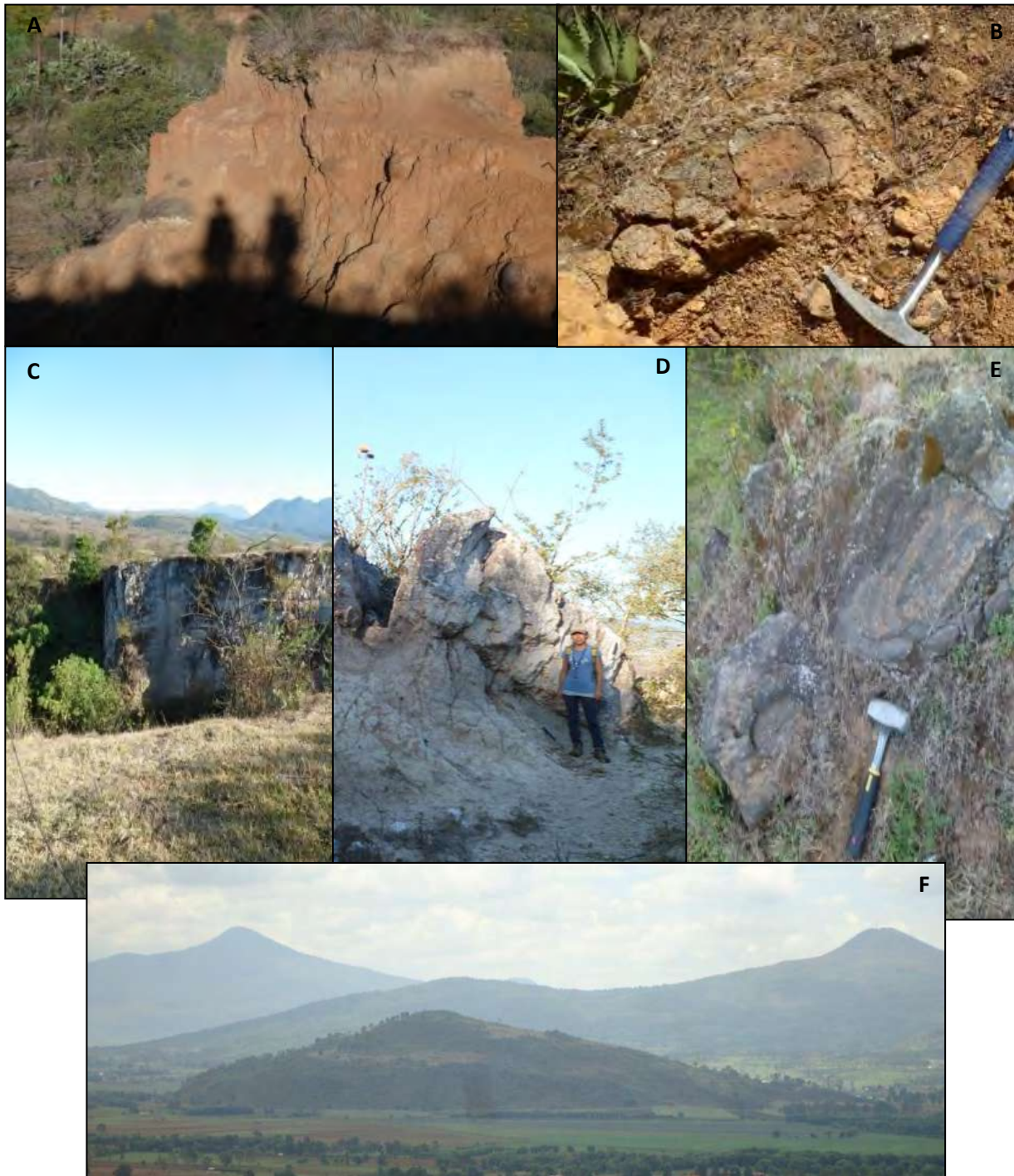


Figura 23. Fotografías de los diferentes afloramientos del domo Vado. **A y B** Lavas intemperizadas con meteorización esferoidal. **C y D** depósitos lacustres levantados. **E** Lavas frescas. **F** Vista general del domo.

5.1.5. Unidad Loma San José (Pleistoceno superior P_5)

Las estructuras Loma San José, San Miguel de Cherahuen y Mesa el Potrero se encuentran meteorizadas (secciones PZS 46, 47, 48, 92, 75 y 96), en ninguno de los afloramientos se observaron

rocas sanas. A causa del alto intemperismo de estos cuerpos, se han desarrollado suelos hasta con 15 m de altura y en la parte superior de estos es común encontrar depósitos de lahares.

En la sección PZS 75, en los cortes de la autopista Morelia-Uruapan, se observan afloramientos de la Loma San José, allí se fechó un paleosuelo encontrado por debajo de dos depósitos de lahar, en el cual se determinó una edad de 36,240 +/-360 A.P (Figura 24). Esta edad permite inferir que estas estructuras con alto grado de meteorización son más antiguas.



Figura 24. Afloramiento de la Loma San José, se aprecian los depósitos de lahar que sepultaron al paleosuelo de esta estructura.

5.1.6. Unidad andesítica Estribo (Pleistoceno superior P₅)

Las 24 estructuras de esta unidad están conformadas por los conos cineríticos La Sección, Zira, Napízaro, Ajuno, CACcol, Janitzio, Borrego, El Tren, Cerro Blanco, Catio, Ihuatzio Loma, TZ, Nocutzepo 1, Nocutzepo 2, Santa Cruz, El Olvido, Puacuaro, cono de lavas Las Varas, las lavas Pacanda y Yunuén, el domo Tecuena y los volcanes El Estribo y La Muela, que están conformados por más de un evento eruptivo. Estas unidades están compuestas por depósitos de caída estratificados, los pseudoestratificados, depósitos de oleadas piroclásticas y flujos de lava. El color general de los afloramientos son de color gris claro a oscuro y en ocasiones de color rojizo cuando están oxidados. Por la inclinación de los flancos de los volcanes es común encontrar depósitos de

caída retrabajados que presentan soporte de matriz y zonas con soporte grano a grano e inclusive pseudo-estratificación.

Generalmente los conos cineríticos están contruidos por depósitos piroclásticos y delgadas capas de lava, es común encontrar bombas piroclásticas con longitudes entre 5 cm y 2 m (Figura 25).



Figura 25. Afloramientos de los depósitos de caída de los conos cineríticos del Pleistoceno. **A** Se observan depósitos estratificados del volcán Loma y fallas normales conjugadas. **B** Volcán Santa Cruz conformado por depósitos de caída de color rojo. **C** Caídas gruesas del volcán Ihuatzio. **D** Lavas sobre depósitos de oleadas piroclástica (El Estribo). **E** Bomba piroclástica de 1 m de longitud.

Debido a que la mayoría de estos conos son usados para extraer material de construcción, es fácil encontrar buenos afloramientos. Entre las mejores secciones están el cono cinerítico El Estribo, Ajuno, Olvido y Loma entre otros. Algunos depósitos de caída fueron encontrados sepultando paleosuelos lo cual permitió encontrar edades C^{14} para varias unidades del Pleistoceno superior. Los paleosuelos y edades halladas se describen a continuación.



El C. Zira al oeste de Lago de Pátzcuaro se encuentra sobre el flanco SE del cerro El Bosque (Sección PZS 80). Está conformado por un flujo de lava en la base y depósitos de caída del cono cinerítico en su cima. En muestra de mano las rocas están compuestas por fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa en una matriz de plagioclasa y vidrio. Fue hallado un paleosuelo por debajo de los depósitos de caída del volcán Zira y sobre las lavas del C. El Bosque, el cual se fechó con el método de ^{14}C y la edad obtenida fue de 20,240 +/-90 A.P. (Figura 26).

Figura 26. Paleosuelo encontrado debajo de los depósitos de caída del volcán Zira.

El volcán Rancho Seco situado al este del área de estudio (Sección PZS 56) está conformado en la base por extensos flujos de lava que se dirigen hacia el SO y en la parte superior por un cono cinerítico.



Aunque su morfología es Holocénica, el resultado del fechamiento ^{14}C de un paleosuelo encontrado por debajo de los depósitos de caída de este volcán arrojó una edad de 30,300 +/-160 A.P. (Figura 27)

Figura 27. Depósito de caída del volcán Rancho Seco encontrado sobre el paleosuelo de las lavas dacíticas de la Mesa Gapuchín.

Debido a que la morfología de este volcán es evidentemente joven, parecido al volcán volcán la Taza (8,330 A.P.), la edad obtenida se le asignó a la Mesa Gachupín, unidad sobre la cual reposa el suelo y las caídas del volcán Rancho Seco.

El Cerro Catio es un cono cinerítico localizado al este del Lago de Pátzcuaro (Sección PZS 103-105). La estructura volcánica esta conformada por un cono cinerítico, un flujo de lava expuesto hacia el sur del cono y depósitos de lahar de hasta 3 m de espesor que se observan en la parte distal del flujo de lava. La edad de este cono es de $26,000 \pm 90$ años A.P. El fechamiento fue realizado en un fragmento leñoso encontrado en un horizonte de lahar asociado a los depósitos de caída de este volcán (Robles et al., 2010).



El cono el Estribo (Secciones PZS 01-10) está conformado en la base la por un volcán tipo escudo y en la parte superior por un cono cinerítico, separados por un paleosuelo que fue fechado en $28,370 \pm 170$ años A.P. (Figura 28). Los flancos del cono cinerítico están contruidos por una secuencia espesa de depósitos de caída cubiertos por depósitos retrabajados, oleadas piroclásticas, bombas piroclásticas y flujos de lava delgados.

Figura 28. Depósitos de caída del cono cinerítico el Estribo sobre el paleosuelo producto del intemperismo de las lavas del volcán tipo escudo en la base.

En la parte superior del volcán se observa un contacto discordante formado por los depósitos de caída de los flancos del cono cinerítico y los depósitos de oleadas y caídas piroclásticas del crater (Figura 29 y 30). En cuanto a la mineralogía se observa olivino, piroxeno y plagioclasa dentro de una matriz microlítica con los mismos minerales. A diferencia de los demas conos cineríticos que están conformados solo por depósitos de caida y flujos de lavas, este presenta oleadas piroclásticas lo que involucra agua durante la erupción.

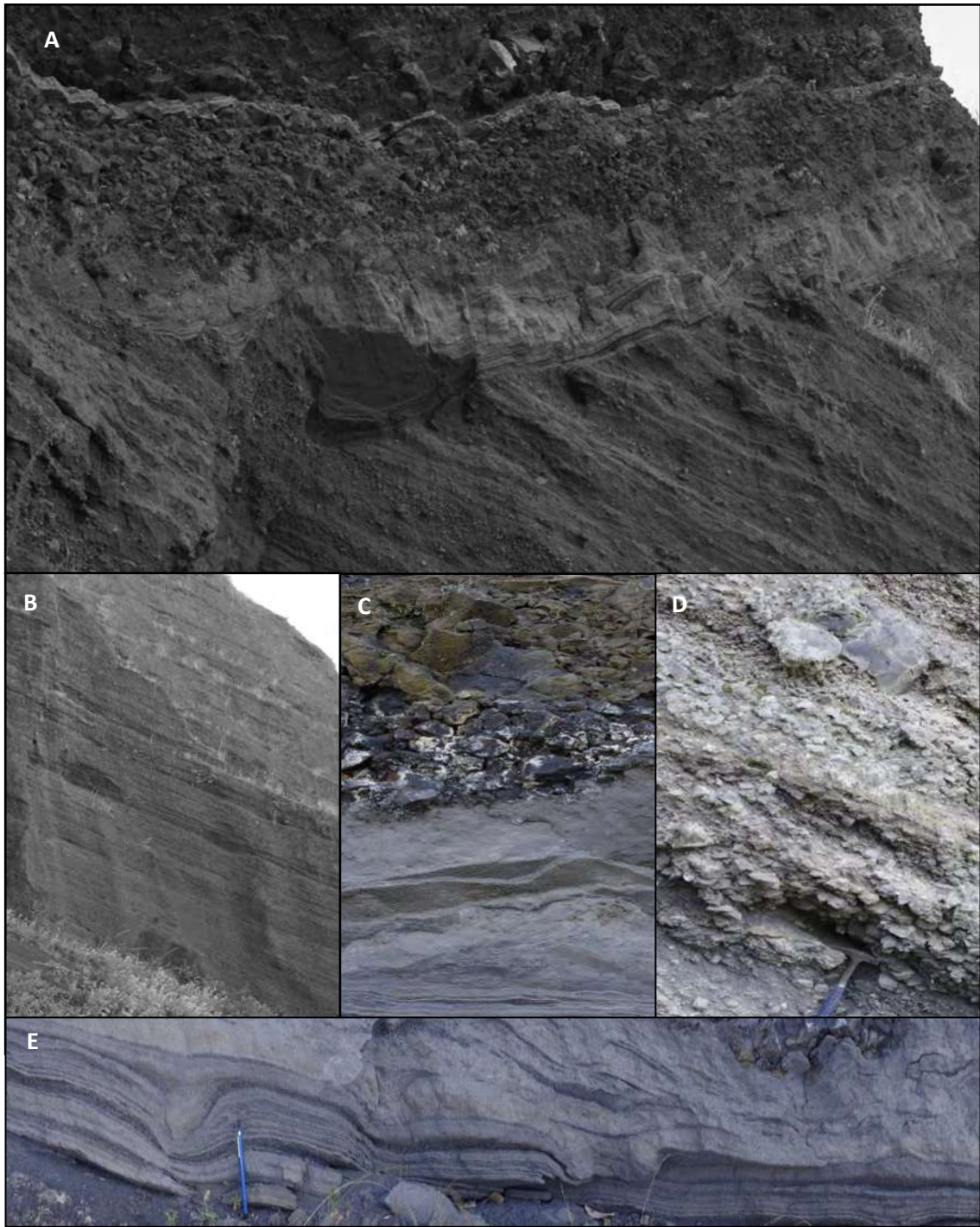
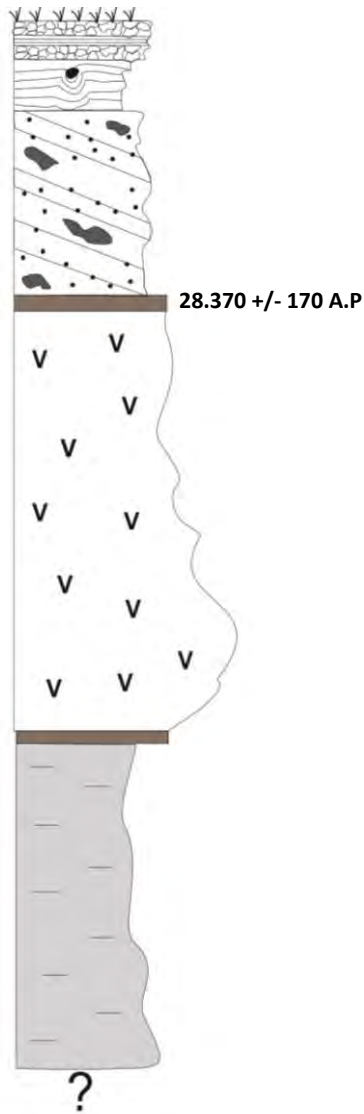


Figura 29. A Discordancia angular que forman los depósitos del volcán El Estribo con los depósitos del cráter del mismo volcán. B Depósitos de caída que conforman los flancos del volcán El Estribo. C Contacto neto entre oleadas piroclásticas y depósitos de caída del cráter. D Depósitos de caída removilizados. E Oleadas piroclásticas donde se observan las bombas piroclásticas deformando los estratos.



Cono cinerítico El Estribo de composición andesítica conformado por depósitos de caída, delgadas capas de lava y oleadas piroclásticas.

Paleosuelo encontrado debajo de los depósitos de caída del cono cinerítico del Estribo. Sección PZS 21.

Volcán tipo escudo El Estribo (Pleistoceno medio), conformado por flujos de lava de composición andesítica. Secciones PZS 16 y PZS 22.

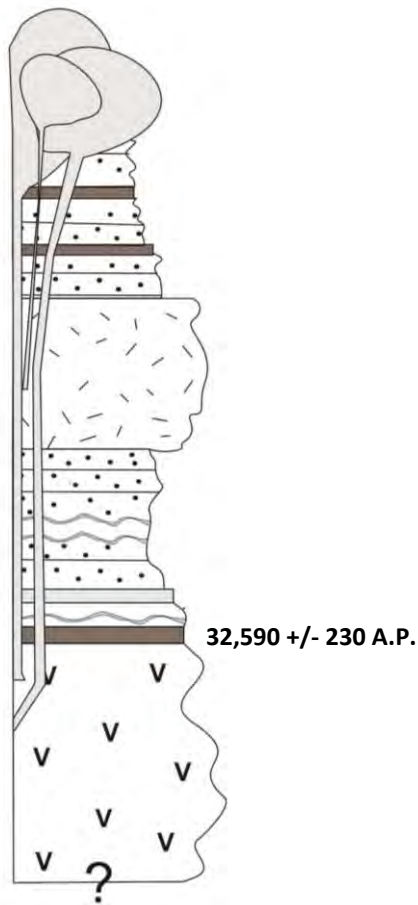
Depósitos lacustres, sobre el cual está construido el volcán El Estribo.

Figura 30. Columna estratigráfica generalizada del volcán El Estribo, se puede observar que está conformado por un volcán tipo escudo en la base y un cono cinerítico en la parte superior.

El volcán La Muela (Secciones PZS 82-84 y Muela) es un edificio volcánico localizado al SE de la zona de estudio. Este volcán está conformado en la base por lavas andesíticas que se encuentran en estado alterado y con alto fracturamiento, el color general de los afloramientos de esta roca son café oscuro y la mineralogía está representada por pocos ortopiroxenos dentro de una matriz afanítica.

Arriba estas lavas yace un paleosuelo fechado en 32,590 +/- 230 A.P (Sección MLA 24), sobre el cual se construyó un cono cinerítico de composición andesítica conformado por oleadas piroclásticas y depósitos de caída (Figura 31). Posterior a esta actividad andesítica formó un cono

de composición dacítica del cual hay edades asociadas a los depósitos de caída de 11,490 A.P., 12,710 A.P., 16,010 A.P. y 17,960 A.P. Los últimos eventos de esta estructura son el colapso del edificio volcánico principal y la extrusión de tres domos dacíticos en el Holoceno. El colapso produjo flujos de bloques y ceniza y una avalancha de escombros en dirección NW ocasionando la apertura del cono en forma "U". Las evidencias del depósito de avalancha de escombros se encuentran aproximadamente a 3 km de la fuente con montículos que no superan los 15 metros de alto y en su interior se presentan rocas dentro de una matriz arenosa y algunos fragmentos fracturados con textura de rompecabezas (Figura 32).



Después de la erupción de composición andesítica se construyó el nuevo cono del volcán La Muela de composición dacítica, el cual colapso produciendo una avalancha de escombros. El evento final de esta estructura fue la intrusión de tres domos dacíticos.

Depósitos de caída y oleadas piroclásticas de la primera erupción del volcán La Muela, se encuentran sobre un paleosuelo de 32,550 +/-230. Secciones MLA 24, MLA71.

Basamento del volcán La Muela constituido por lavas de composición andesítica intemperizadas y afectadas por fallas. (Plioceno-Pleistoceno). Secciones PZS 83-84.

Figura 31. Columna estratigráfica volcán La Muela el cual ha tenido varios eventos desde el Pleistoceno hasta el Holoceno.



Figura 32. **A** Vista general del volcán La Muela. **B** Montículos producto del colapso del volcán. **C** y **D** Rocas que conforman los montículos de la avalancha, se observan los fragmentos envueltos en una matriz arenosa y fracturas en forma de rompecabezas.

Otro de los afloramientos representativos de edad Pleistoceno superior se localiza cerca de la población de Arócutin (Secciones PZS 71 y PZS 74). Allí se observa una secuencia de lavas brechadas y sedimentos lacustres levantados por fallas normales que afectan la zona. En este afloramiento las lavas brechadas tienen un espesor de 4 m y mineralógicamente están compuestas por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa. En estas lavas fue encontrado un xenolito de composición granítica que podría pertenecer al basamento de la zona (Corona et al., 2006). Sobreyaciendo a estas lavas, se observa una delgada capa de depósitos de caída de 15 cm de espesor y en contacto neto sobre estas caídas afloran depósitos lacustres con un espesor

variable entre 2 y 10 m, los cuales se encuentran intercalados con finas capas de ceniza. Las diatomitas corresponden a ambientes de aguas profundas

Los depósitos lacustres de este afloramiento están fechados en la base de los lacustres y tienen una edad de 28,080 años A.P. (Israde et al., 2005), lo que posiciona a las rocas que subyacen las diatomitas con una edad mayor a la obtenida en los sedimentos. Hacia el este esta sección se observa un dique en dirección NO-SE que cruza a las lavas y a los sedimentos lacustres de esta secuencia (Figura 33).

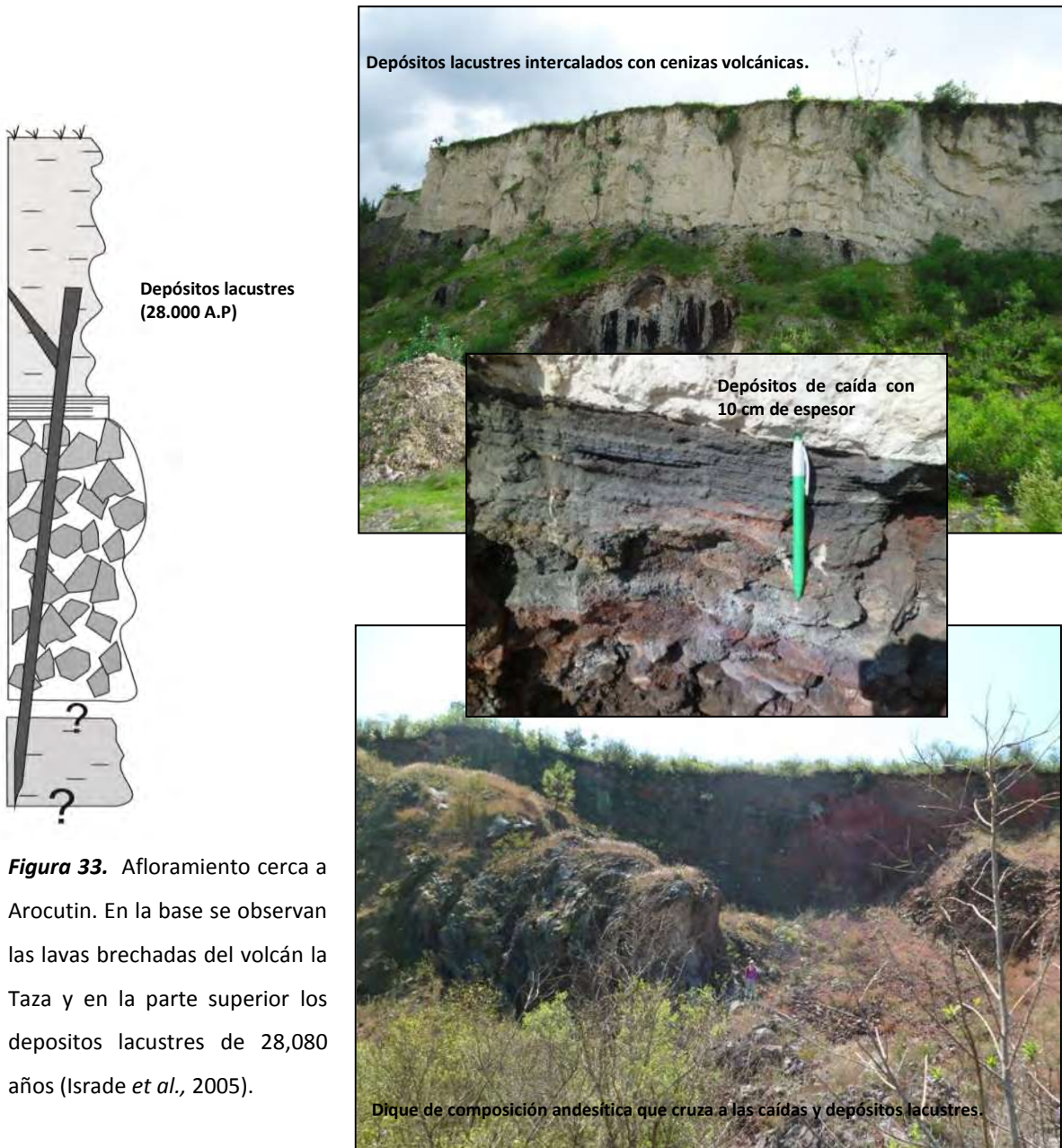


Figura 33. Afloramiento cerca a Arocutin. En la base se observan las lavas brechadas del volcán la Taza y en la parte superior los depósitos lacustres de 28,080 años (Israde *et al.*, 2005).

El resto de los conos cineríticos mencionados anteriormente son de composición andesítica, están contruidos de forma general por depósitos de caída. No se cuenta con edades absolutas de estos, por lo que fueron ubicados en el tiempo con respecto a las relaciones estratigráficas y morfológicas con los otros cuerpos volcánicos.

5.1.7. Unidad andesítica-dacítica La Taza (Holoceno H_o)

El vulcanismo más joven de la zona está representado por el volcán la Taza (PZS 32 y PZS 31), Los Lobos (PZS 81), el Cerro Amarillo (PZS 135-140), Rancho Seco (PZS 56-60), los domos del volcán la Muela (MLA 66-70) y depósitos lacustres.

El volcán Rancho Seco está localizado hacia el NE en cercanía a la población El Tigre y funciona actualmente como cantera. Aunque no se tiene una edad absoluta para esta estructura, su morfología es poco disectada o erosionada y estratigráficamente se encuentra sobreyaciendo unidades del Pleistoceno superior. Está conformado en la base por flujos de lava que se dirigen al SO y en la parte superior por un evento piroclástico que construyó un cono cinerítico, donde se observan depósitos de caída estratificados a pseudoestratificados de color gris oscuro con bombas piroclásticas hasta de 1.20 m.

Los domos dacíticos del volcán La Muela hacen parte del último evento de esta estructura volcánica, se trata de la extrusión de tres domos en el interior del crater compuestos por rocas con plagioclasa, hornblenda, mica biotita y clinopiroxeno, clasificadas como dacitas.

El volcán La Taza (8.430 A.P; Hasenaka et al., 1985) presenta una forma cónica facil de reconocer. Como muchos de los conos cineríticos de la zona también es usado como cantera para extraer material, el ingreso más cercano se realiza cerca a la población de Ajuno.

Este volcán está conformado por lavas de color gris oscuro en su base, distribuidas en dirección norte hacia e Lago, le sobreyace una secuencia de caídas piroclásticas que formaron el cono principal (Figura 34). Mineralógicamente La Taza presenta clinopiroxeno y plagioclasa como fenocristales dentro de una matriz gris clara, las lavas contienen pocos fenocristales de clinopiroxeno y el mayor porcentaje esta ocupado por una matriz microlítica de plagioclasas.



Figura 34. **A** Vista general del volcán La Taza. **B** Lavas que conforman la base del volcán. **C** Depósitos de caída del cono. **D.** Depósitos de caída proximales a la fuente.

El cerro Amarillo se encuentra localizado a el sur-oeste del volcán la Taza (Secciones PZS 135-140) está conformado por depósitos de caída de color gris oscuro con impactos balísticos. En la parte superior de los depósitos de este volcán es común encontrar un estrato de 2 a 3 m de espesor de color amarillo proveniente del material removilizado del mismo cono. Los depósitos de este cono se encuentran sobreyaciendo a los depósitos del volcán la Taza (8.430 A.P) como también lo hace el material removilizado de color amarillo (Figura 36).

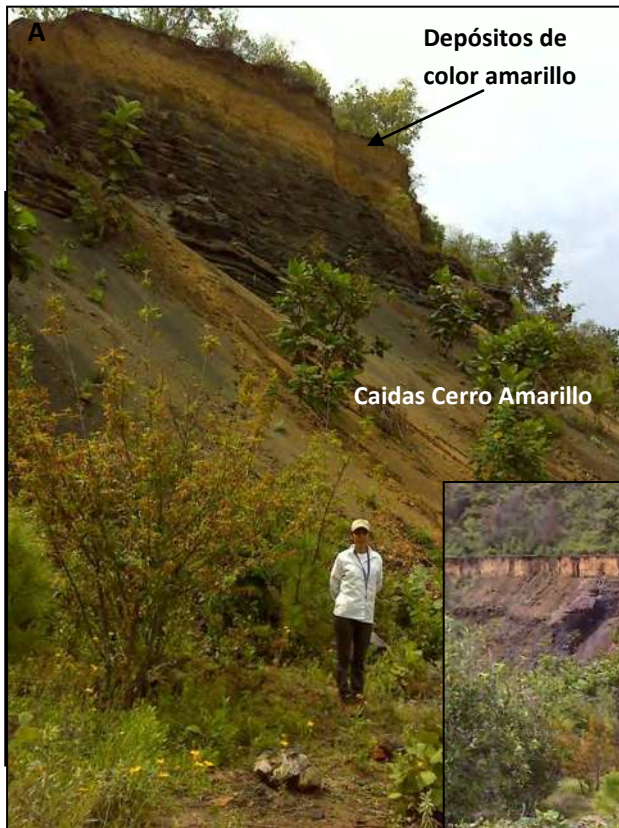


Figura 35. A. Vista general de los depósitos de caída del Cerro Amarillo y el material removilizado de color amarillo. **B** Depósitos removilizados del Cerro Amarillo sobre el volcán la Taza.



En la parte sur del Cerro Amarillo fue encontrada una secuencia de paleosuelos (Sección PZS 140). Esta secuencia está conformada en la base por un paleosuelo de 1,20 cm de espesor que es el resultado del intemperismo de las lavas del cerro Chenadas, sobre éste se encuentra una delgada capa de cenizas de tamaño gruesa con 1 cm de espesor. Le sobyace un paleosuelo de 1 cm de espesor seguido por un delgado depósito de caída de 3 cm que se engrosa en algunos lugares hasta 6 cm, finalmente la secuencia es coronada por un paleosuelo de 9 cm y una delgada lámina de ceniza de 0.5 cm (Figura 36).

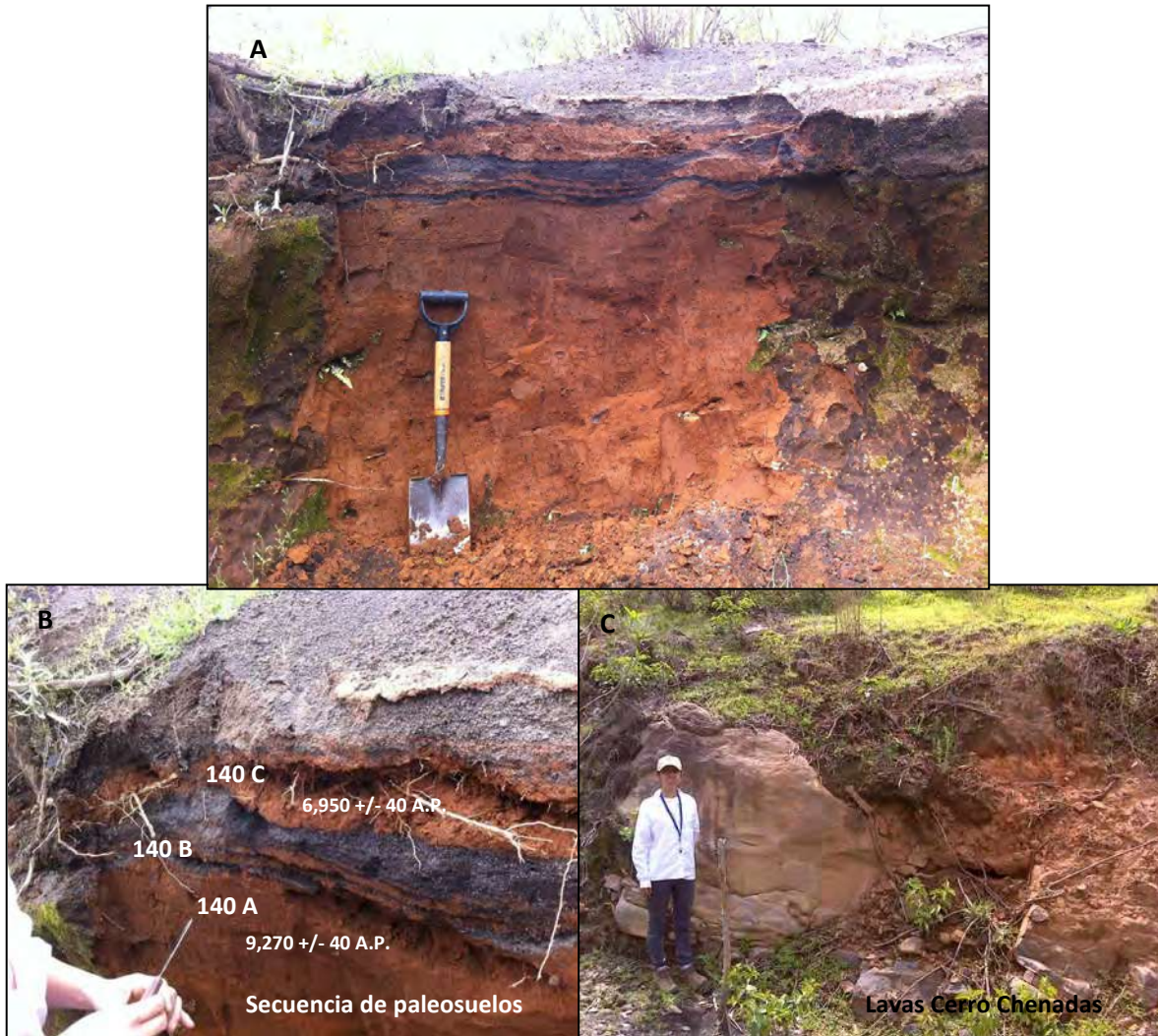


Figura 36. A. Vista general del afloramiento PZS 140. B Acercamiento de la secuencia de paleosuelos. C Lavas andesíticas del cerro Chenadas.

El volcán Los Lobos igual que el volcán la Taza se formó apartir de dos eventos el primero explosivo que contruyó el cono constituido por depósitos de caída y delgados mantos de lava (Figura 38) y un evento final de emisión de lavas las cuales hicieron que su cráter colapsara en dirección N. La mineralogía del cono presenta ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa, mientras que la parte efusiva esta compuesta por olivino, clinopiroxeno, ortopiroxenos y abundantes xenocristales de cuarzo y plagioclasa. Se sabe que este cono tiene 6015+/-45 por comunicación personal del Dr. Claus Siebe.



Figura 37. **A** Vista general del volcán Los Lobos. **B** Depositos de caída y mantos de lava que conforman el cono. **C** Lavas del último evento del volcán.

En cuanto a las secuencias lacustres en este trabajo no fueron estudiadas en detalle pero se tienen registros de sedimentación desde el Pleistoceno. Algunas edades encontradas en trabajos anteriores en núcleos perforados en Lago de Pátzcuaro se traslapan con edades de erupciones reportadas en este documento, estas edades se incluyen en la tabla 5 y Figura 18 . Los depósitos lacustres generalmente se presentan como depósitos de diatomitas intercalados con delgadas capas de cenizas volcánicas, algunos de estos depósitos se observan en superficie debido a que han sido levantados y vasculados por fallas (Garduño et al., 2011).

6. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

6.1. Petrografía

La descripción petrográfica se realizó en 58 láminas delgadas pertenecientes a depósitos de caída, lavas de los volcanes tipo escudo, domos y flujos de lava alrededor del lago de Pátzcuaro. Esta descripción permitió encontrar la asociación mineralógica, las diferencias texturales y características importantes de los volcanes, también se describieron láminas con xenolitos félsicos y enclaves. La síntesis de todas las secciones delgadas se encuentra en el Anexo II.

6.1.1. Volcanes tipo escudo

Forman parte de los aparatos volcánicos del Pleistoceno medio. Las láminas analizadas (PZS 16, 22, 39, 85, 87 y 108) son lavas tomadas de cada uno de los volcanes tipo escudo (Yahuarato, Tariaqueri, El Bosque y Estribo). La textura de las rocas de los cuatro cuerpos volcánicos es hipocristalina, inequigranular (Figura 38). La mineralogía consta de plagioclasas tabulares con formas euhedrales, maclas polisintéticas y zonadas. Algunas de las plagioclasas (plag) se presentan como xenocristales y la característica principal para reconocerlas son los bordes corroídos y formas incompletas.

Los ortopiroxenos, clinopiroxenos y olivinos son después de la plagioclasa el mineral más abundante de estas rocas. En los ortopiroxenos (opx) se observó el clivaje en dos direcciones y extinción paralela, estas propiedades ayudaron a distinguirlos fácilmente de los clinopiroxenos (cpx), los que se encuentran maclados, con formas tabulares y con colores de interferencia altos. Los olivinos se reconocen fácilmente por su alto relieve y color de interferencia alto, algunos cristales presentan alteración a iddingsita.

Los fenocristales se encuentran en una matriz microlítica de plagioclasas y vidrio. En ocasiones se observan microlitos de olivino y piroxeno dentro de la matriz. Las texturas especiales de estas rocas están representadas por textura traquítica, variolítica, vesicular y cumulo-pórfirítica (plag+opx, plag+cpx y plag). Con las asociaciones mineralógicas encontradas las muestras se clasificaron como andesita-basáltica.

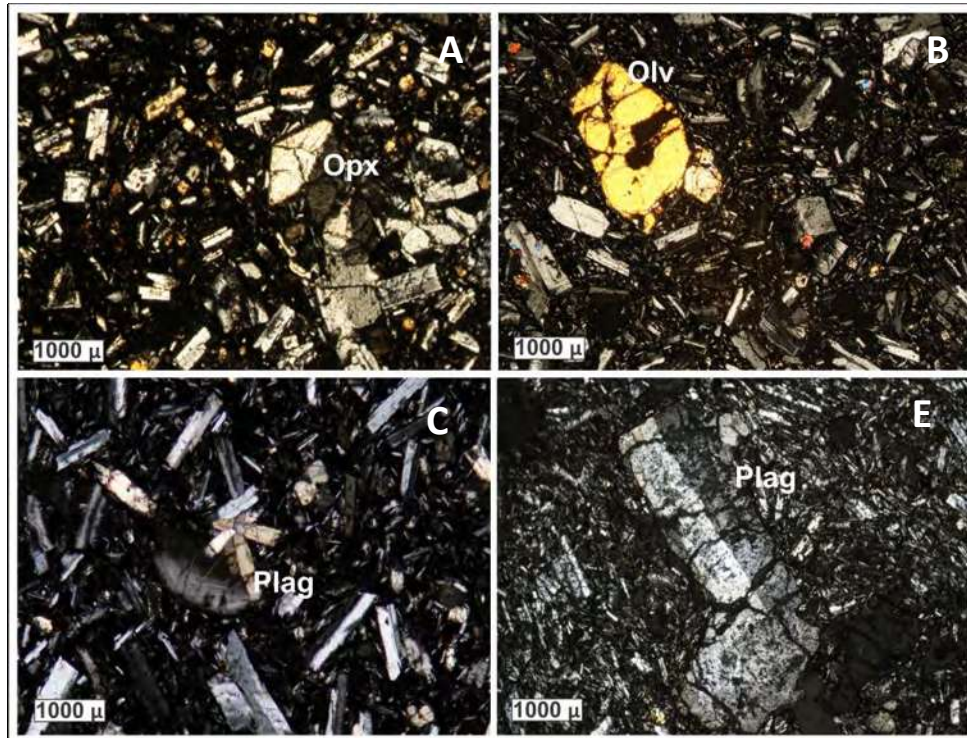


Figura 38. Láminas delgadas representativas de los conos tipo escudo. **A** Roca con textura plotaxítica, conformada por fenocristales de plag y opx dentro de una matriz de vidrio. **B** Fenocristal de olivino y de plagioclasas con inclusiones de olv dentro de una matriz compuesta por vidrio y plagioclasas. **C** Textura variolítica y cumuloportirítica conformada por plag y opx. Se observa un xenocristal de plag incompleto. **D** Textura pilotaxítica donde se observan las plagioclasas orientadas, en el centro se observa un xenocristal de plag con un tamaño aproximado de 3,500 μ .

6.1.2. Domos

6.1.2.1. Domos andesíticos

El domo Vado, Tecuena, Carichuato, Huracán, Buena Vista, y Cerro Colorado se localizan hacia el este de la zona de estudio. Son rocas con textura hipocristalina inequigranular conformadas por plag, oliv, opx y cpx dentro de una matriz de microcristales de plag y vidrio. Los fenocristales presentan tamaños de hasta 2000 μ y las texturas más comunes observadas son pilotaxítica y cumuloportirítica (Figura 39). La asociación mineralógica permitió clasificar estas rocas petrográficamente como andesitas.

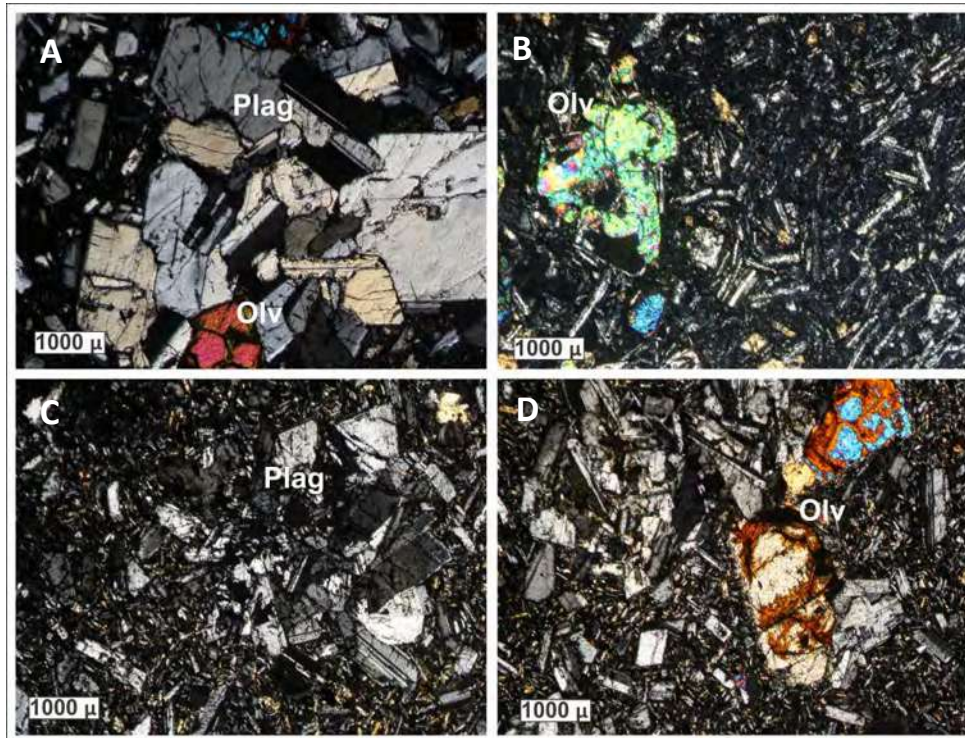


Figura 39. Láminas delgadas de los domos andesíticos, en general presentan texturas porfíricas inequigranulares con matriz de vidrio y microcristales de px y olv. **A** Los fenocristales de plagioclasa y olivino conforman una textura cumuloporfírica. **B** Fenocristal de olivino dentro de una matriz de cristales tabulares de plagioclasas y vidrio. **D** Alteración a iddingsita en los Olivinos.

6.1.2.2. Domos dacíticos

El domo Chapultepec y los tres domos del volcán La Muela presentan textura general hipocrystalina inequigranular y están conformados por fenocristales de plagioclasa, hornblenda, mica biotita y clinopiroxeno (Figura 40).

Las plagioclasas presentan zonaciones y maclas tipo Carlsbad, Las hornblendas son anhedrales y en nicols paralelos de color café y pleocróicas, en nicols cruzados presentan extinción oblicua y colores de interferencia de segundo orden.

Las mica biotita presenta hábito tabular anhedral, se reconocieron en nicols paralelos por la absorción paralela y en nicols cruzados por la extinción en ojo de pájaro (Figura 40C). También hay presencia de cpx de manera escasa (1%). Los fenocristales de plagioclasa, hornblenda, mica biotita y clinopiroxeno se encuentran dentro de una matriz de plagioclasas y vidrio.

Por la asociación mineralógica estos domos se clasificaron como dacitas. Otras características distintivas de estos domos fueron la textura de tamiz en las plagioclasas, abundancia de xenocristales de plagioclasa, textura cumulo porfirítica de Hb y Biot y los bordes de desequilibrio en los anfíboles y micas biotitas (Figura 40D).

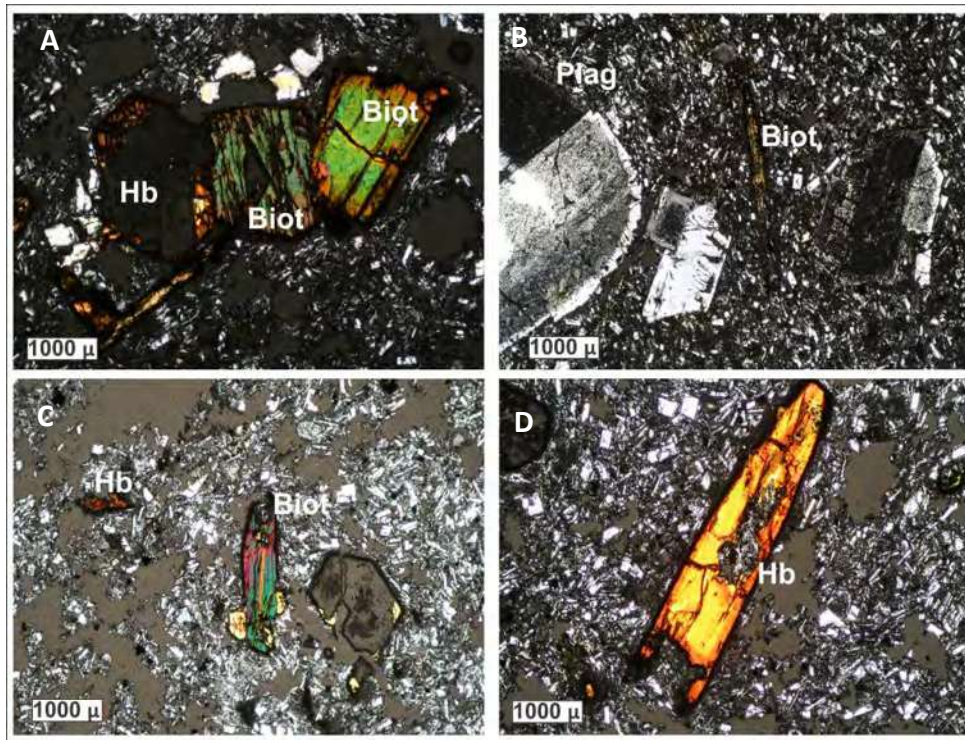


Figura 40. **A** Cristales de biotita y hornblenda con bordes de reacción, presentan textura cumulo porfirítica. **B** Plagioclasas con maclas y zonación dentro de matriz de vidrio y plagioclasa. **C** Biotita con extinción ojo de pájaro. **D** Anfíbol con bordes de reacción dentro de matriz de plagioclasa y vidrio.

La sección PZS 61 pertenece a una lava localizada hacia el noreste del área, aunque no hace parte de los domos dacíticos presenta la misma asociación mineralógica que éstos. Está conformada por fenocristales de clinopiroxeno, hornblenda y micas biotitas en desequilibrio de color café oscuro, posiblemente reemplazadas por óxidos, estos minerales están dentro de una matriz microlítica de plagioclasas y vidrio. Todos los anfíboles y micas se encuentran en desequilibrio, mientras que algunos de los cpx si se conservaron frescos (Figura 41).

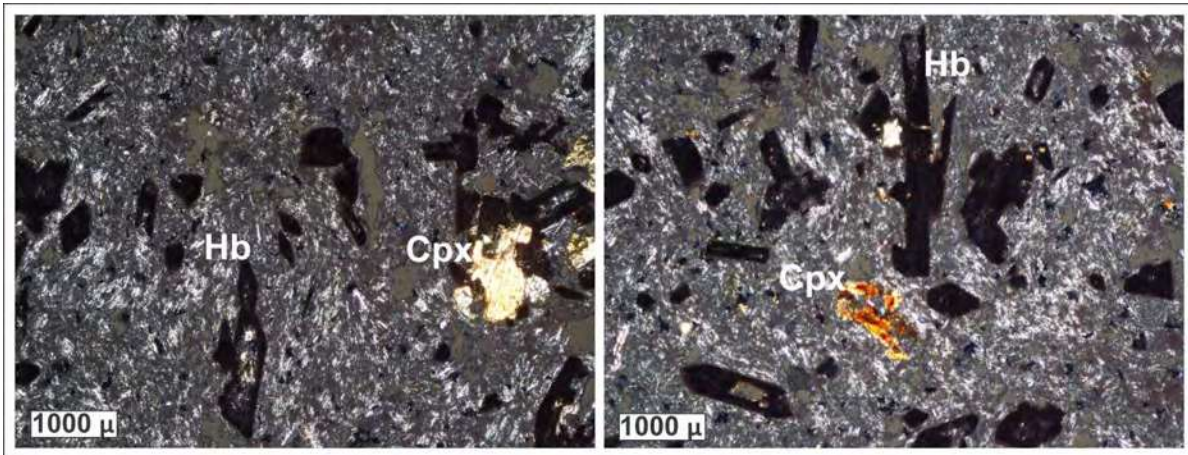


Figura 41. Lavas Mesa Gachupín al noreste de la zona de estudio, todas las micas y las biotitas se encuentran en desequilibrio. Los clinopiroxenos son los minerales que presentan menos alteración, sin embargo sus bordes también se encuentran en desequilibrio.

6.1.3. Conos cineríticos

Las láminas delgadas de los conos cineríticos pertenecen a bombas piroclásticas, depósitos de caída y lavas que forman parte de los aparatos volcánicos del Pleistoceno Superior y Holoceno. Petrográficamente presentan textura hipocristalina inequigranular conformada por fenocristales de olivino, piroxeno (cpx y opx) y plagioclasa dentro de una matriz microlítica con los mismos minerales y vidrio (Figura 42).

Los olivinos y piroxenos presentan formas subhedrales a anhedrales mientras que las plagioclasas tienen formas euhedrales y están macladas. Las texturas comunes en estas rocas son pilotaxítica, cumulo porfirítica (olv+px y olv+plag) y vesicular.

Se encontraron xenolitos de rocas félsicas en los depósitos piroclásticos, pero en lámina delgada debido a su grado de alteración no fue posible describirlos, al parecer están conformados por minerales félsicos.

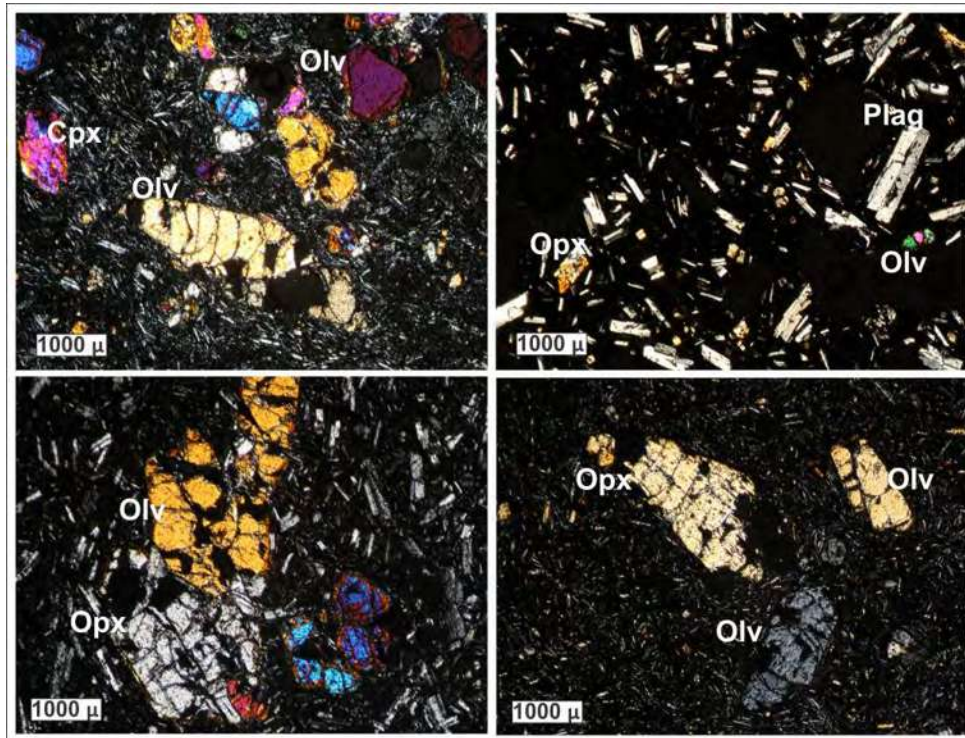


Figura 43. Láminas delgadas de los conos cineríticos presentan fenocristales de gran tamaño (hasta 2000 μ) dentro de una matriz de plagioclasa y vidrio. Las texturas observadas son pilotaxítica y cumuloporfírica. El mineral más abundante en estas láminas es el olivino.

6.1.4. Lavas

Las lavas están distribuidas casi por toda la zona de estudio, ya sea por tratarse de lavas fisurales o lavas de episodios efusivos de los conos cineríticos. La textura general de estas rocas es hipocristalina inequigranular. La mineralogía está conformada por pocos fenocristales de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno dentro de una matriz de vidrio y microlitos de plagioclasa. La textura más representativa de estas rocas es la textura de traquítica que muestra la dirección de flujo y en las lavas brechadas es común encontrar textura vesicular (Figura 44).

Aunque no se realizaron pruebas analíticas para conocer la composición exacta de los minerales que componen las rocas descritas anteriormente, se eligieron tres muestras representativas de las láminas delgadas para encontrar por el método de Michel-Lévy's el tipo de plagioclasa que se encuentra con cada asociación mineralógica.



Figura 44. Lavas andesíticas con textura de flujo traquítica y cumuloporfírica compuestas por plagioclasas olivinos y piroxenos. Generalmente la matriz ocupa la mayor parte del porcentaje de la lámina y son escasos los fenocristales.

En la petrografía se determinó que para cada tipo de roca (andesita-basáltica, andesita t dacíta) por el método Michel-Lévy's más de una población de plagioclasas, las plagioclasas de la andesita-basáltica van en composición desde andesina hasta bitownita, la andesita presenta andesina y labradorita y la dacita la mayoría de las plagioclasas son tipo andesina aunque una de las medidas se ubica en el límite entre andesina y labradorita (Figura 44).

Las composiciones de las plagioclasas demuestran que las rocas no son básicas, si no de tipo intermedio y ácido. Por lo que se puede inferir que los demás minerales que hacen parte de la asociación mineralógica de las rocas andesita-basáltica y andesita posiblemente no estén enriquecidos en magnesio si no en hierro, por lo tanto el tipo de olivino debe ser fayalita y los piroxenos hiperstena (opx) y augita (cpx). En cuanto a las rocas dacíticas no se encontró plagioclasa de composición ácida (albita), tal vez esto se deba a que algunos de los fenocristales de plagioclasa pueda ser xenocristales y no hagan parte de la asociación mineralógica original.

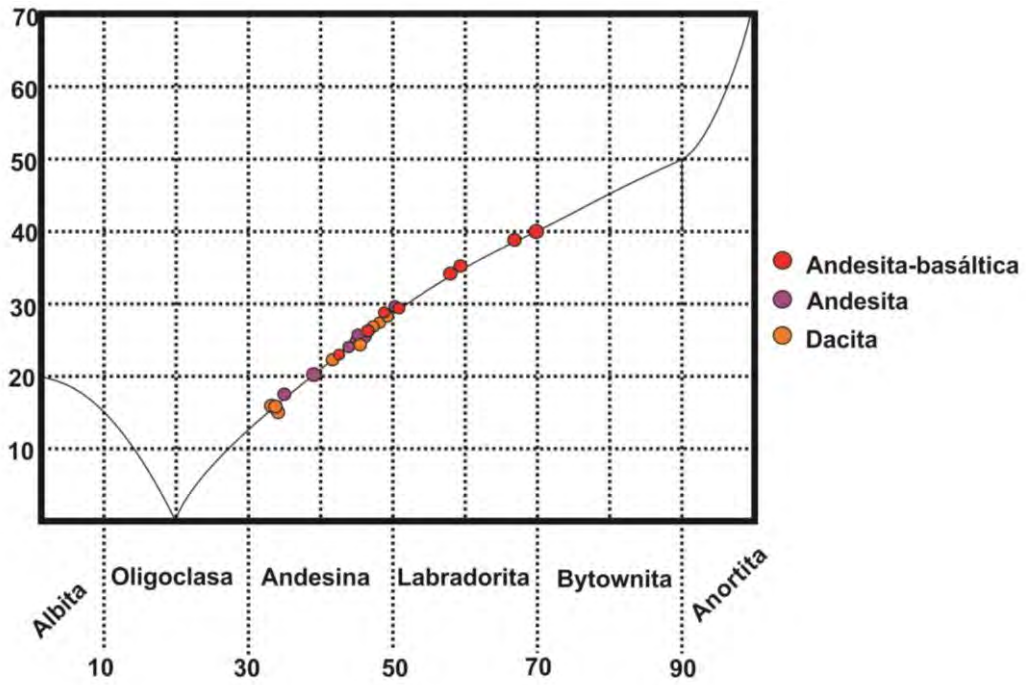


Figura 44 Curva que muestra el máximo ángulo de extinción de la macla de albita para las plagioclasas. (Método Michel-Lévy's)

6.2 Geoquímica

Se realizaron 28 análisis de elementos mayores y traza de las muestras seleccionadas de diferentes depósitos que pertenecen a flujos de lava, depósitos de caída, domos y diques (Tablas 6 y 7).

6.2.1. Elementos mayores

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO(T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
MLA36	47.62	15.48	9.44	0.117	8.08	8.09	2.9	1.41	1.258	1.03	5.11	100.5
PZS42B	54.15	15.83	7.79	0.118	6.91	8.71	3.17	1.2	0.916	0.24	0.54	99.57
PZS84 Puacuaro	55.34	17.12	7.99	0.122	4.79	7.38	3.68	1.31	1.18	0.3	0.51	99.71
MLA7-1	56.48	20.7	6.1	0.104	3.58	6.39	3.77	1.24	0.736	0.13	1.56	100.8
PZS81	56.61	17.29	7.04	0.122	5.78	7.31	3.68	1.11	0.711	0.16	0.29	100.1
PZS C. Col 1	57.36	16.33	7.75	0.12	5.47	6.58	3.71	1.84	1.041	0.26	0.48	100.9
MLA24	57.36	16.78	7.39	0.117	3.7	6.19	3.79	1.64	1.01	0.33	1.1	99.4
PZS 73	57.47	17.03	6.83	0.104	3.85	6.66	3.83	1.26	0.779	0.24	-0.1	97.94
PZS29	57.61	17.03	6.63	0.103	4.17	6.57	3.62	1.58	0.858	0.31	0.49	98.98
PZS02A	57.7	17.07	7.08	0.112	5.32	6.79	3.73	1.29	0.806	0.23	0.31	100.4
PZS120	57.71	16.99	6.51	0.112	3.92	6.19	3.66	1.51	0.853	0.28	0.73	98.46
PZS114	58.23	17.13	6.22	0.1	5.5	6.42	3.83	1.3	0.659	0.18	0.25	99.81
PZS87	58.39	16.92	7.32	0.109	3.18	6.12	3.73	1.88	1.222	0.31	0.08	99.27
PZS 16	58.55	16.94	7.04	0.113	3.83	6.05	3.78	1.84	0.964	0.35	0.31	99.75
PZS83	59.14	17.98	5.4	0.093	3.04	5.68	3.7	1.93	0.651	0.15	1.75	99.52
PZS05D	59.29	16.87	7.21	0.112	3.92	6.1	3.87	1.72	0.968	0.35	0.5	100.9
PZS74	59.32	16.78	7.09	0.112	4.29	6.98	3.73	1.64	0.874	0.26	-0.38	100.7
Carichuato	59.34	18.23	6.02	0.085	2.51	6.12	4.05	1.57	0.802	0.21	0.58	99.54
PZS56B	59.38	16.67	6.66	0.103	3.25	6.14	3.73	1.87	0.945	0.28	-0.38	98.64
PZS108	59.64	17.98	5.89	0.072	2.35	5.62	3.96	1.57	0.808	0.21	1.04	99.15
PZS39	59.86	16.62	6.05	0.089	3.02	5.81	3.6	1.82	0.762	0.25	0.32	98.2
PZS19	60.65	16.76	5.94	0.094	3.26	6.39	3.78	1.54	0.67	0.2	0.91	100.2
PZS102	60.74	16.22	5.11	0.079	2.87	5.68	3.25	2.24	0.597	0.15	1.02	97.97
PZS121	61.08	16.88	5.39	0.081	2.88	5.3	3.11	2.12	0.662	0.15	1.77	99.43
PZS82	61.92	16.83	5.75	0.091	3.11	5.82	3.67	2.13	0.765	0.25	0.63	101
PZS50	63.58	17	4.37	0.066	1.39	5.26	4.08	1.75	0.559	0.13	0.99	99.18
MUELA	64.06	17.58	4.34	0.076	1.65	4.74	4.01	2	0.532	0.15	0.73	99.88
MLA 28-1	65.39	16.73	3.91	0.075	1.76	4.57	3.85	2.44	0.476	0.11	1.48	100.8

Tabla 6. Resultados en porcentaje en peso de los análisis químicos de los elementos mayores para las muestras seleccionadas en el área de estudio. La precisión para los diferentes elementos se puede consultar en www.actlabs.com/.

SAMPLE	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Ta	Pb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Tm	Lu	Th	U
MLA36	28	218	380	30	92	10	18.6	150	12.1	0.2	1011	0.68	< 3	72	102	4.27	17.2	3.54	1.1	3.42	0.53	3.01	0.59	0.24	0.252	1.7	0.52
PZS42B	22	181	240	28	93	16	16.3	138	3.6	0.4	297	0.2	< 3	20.4	45.2	5.9	22.4	4.77	1.4	4.38	0.65	3.69	0.7	0.29	0.294	2.39	0.74
PZS84	18	164	140	23	72	21	17.6	136	9.9	0.7	425	0.73	< 3	18.4	37.8	5.37	21.4	4.48	1.24	4.1	0.61	3.35	0.63	0.257	0.269	2.14	0.7
MLA7-1	19	150	210	23	84	16	12.7	92	2.8	0.8	324	0.14	< 3	12.2	26.3	3.79	15.2	3.15	0.931	2.81	0.41	2.24	0.43	0.183	0.184	2.09	0.64
PZS81	15	133	40	16	37	20	16.6	93	3.4	1.1	588	0.3	4	16.4	27.5	5.82	22	4.24	1.23	3.94	0.57	3.12	0.6	0.255	0.269	3.09	0.97
PZS C. Col 1	18	146	260	23	106	40	18.2	155	10	1.7	493	0.71	< 3	18.8	38.4	5.84	23.7	4.48	1.32	3.82	0.57	3.21	0.6	0.257	0.258	2.17	0.69
MLA24	17	137	220	22	117	22	15.9	129	5.3	0.7	446	0.3	< 3	16.5	34.6	3.34	13.3	2.77	0.896	2.61	0.41	2.28	0.44	0.182	0.198	2.75	1.2
PZS 73	15	137	110	18	57	30	19	168	10.7	1	559	0.74	< 3	22.9	46.4	5.21	19.9	3.96	1.2	3.87	0.57	3.21	0.6	0.262	0.281	2.85	0.89
PZS29	14	126	280	20	119	17	11.1	92	3	0.8	440	0.2	< 3	13.2	26.4	4.33	17.3	3.67	1.13	3.24	0.51	2.79	0.52	0.217	0.225	1.4	0.41
PZS02A	15	135	120	19	91	28	16.7	159	7.6	0.7	550	0.51	8	20.4	42.1	4.73	18	3.94	1.12	3.52	0.56	3.14	0.61	0.257	0.249	2.21	0.66
PZS120	16	141	110	18	56	19	14.6	120	4.3	0.4	501	0.32	4	17	32.3	3.29	13.5	3.03	1.01	2.9	0.43	2.45	0.48	0.201	0.205	1.65	0.56
PZS114	18	151	110	19	52	30	16.1	146	6.7	0.7	554	0.46	< 3	19.1	38.8	5.65	21.9	4.29	1.2	4	0.6	3.24	0.61	0.261	0.265	3.77	1.12
PZS87	15	149	50	17	25	38	20.8	179	14.3	0.9	593	0.96	4	27.2	48.3	4.72	19.5	4.25	1.34	3.79	0.59	3.31	0.63	0.265	0.268	1.86	0.6
PZS 16	14	123	100	17	66	29	17.8	172	10.1	0.7	554	0.62	4	21.5	44.6	6.53	25.2	5.18	1.51	4.67	0.72	3.96	0.76	0.311	0.315	3.24	0.97
PZS83	15	136	120	18	80	29	20.7	160	7.1	0.6	537	0.52	3	26.6	44.5	3.45	13.6	3.04	0.897	2.83	0.45	2.71	0.52	0.227	0.251	1.98	0.97
PZS05D	14	123	110	18	68	29	18.6	183	10.6	0.8	556	0.67	< 3	23.1	47.6	4.01	14.9	3.07	0.932	2.72	0.38	2.18	0.42	0.174	0.182	2.56	0.72
PZS74	14	143	20	12	14	26	13.9	114	3.7	1.1	513	0.19	4	17.9	30.8	4.29	16.6	3.3	1.13	2.81	0.44	2.43	0.46	0.18	0.185	1.98	0.68
CARIHUATO	15	129	80	15	45	37	17.1	169	9.9	0.9	620	0.67	3	22.3	44.1	3.29	13.3	2.78	0.928	2.55	0.38	2.18	0.42	0.167	0.175	1.26	0.45
PZS56B	13	113	30	15	30	32	14.5	89	3.7	2.1	437	0.29	4	13.4	27.5	6.53	25.6	5.13	1.45	4.56	0.67	3.75	0.71	0.289	0.283	2.17	0.66
PZS108	14	142	< 20	10	14	27	12.2	113	3.7	0.9	508	0.32	< 3	16.9	28.3	3.82	14.8	3.19	0.915	2.87	0.4	2.25	0.43	0.182	0.189	2.7	0.75
PZS39	14	130	70	13	36	25	11.9	104	3.8	0.8	522	0.25	5	15.2	30.7	5.09	20.2	4.11	1.25	3.74	0.56	3.16	0.61	0.246	0.243	2.18	0.65
PZS19	14	115	60	15	27	39	16.3	179	7.7	1	667	0.53	4	24.7	47.8	4.72	17.8	3.81	1.17	3.76	0.6	3.46	0.68	0.284	0.302	3.35	1.13
PZS102	13	115	80	14	35	51	16.8	171	7.8	1.7	697	0.55	8	23.5	47.1	4.64	18.4	4.02	1.2	3.3	0.5	2.69	0.51	0.216	0.222	2.05	0.72
PZS121	14	119	60	14	35	36	11.7	130	4.7	1	705	0.35	< 3	16.1	31.2	4.35	16.8	3.37	0.959	2.77	0.41	2.27	0.42	0.173	0.189	3.2	1.2
PZS82	13	116	70	13	44	37	11.8	117	3.6	1	587	0.28	5	17.6	30.9	4.26	17.2	3.67	1.14	3.29	0.56	3.22	0.62	0.277	0.29	2.1	0.77
PZS50	9	79	30	9	14	42	11.3	114	4.1	1.5	585	0.37	3	17.4	36.2	4.2	16	3.2	0.871	2.74	0.38	2.07	0.4	0.153	0.161	3.35	1.46
MUELA	9	85	40	9	21	35	12.7	90	2.9	1.1	473	0.21	< 3	14.2	24.8	5.92	23.6	4.91	1.39	4.29	0.67	3.79	0.73	0.292	0.319	2.53	0.85
MLA 28-1	8	70	20	7	11	41	11	99	3.9	2.7	586	0.42	8	17.7	34.2	16.2	56.8	9.2	2.41	6.25	0.75	3.85	0.69	0.259	0.253	4.94	0.75

Tabla 7. Resultados de los análisis de elementos traza y tierras raras obtenidos por medio de IPES en ppm.

Las muestras de los depósitos volcánicos fueron recalculadas al 100 % en base anhidra y se representan en los diagramas de acuerdo al tipo de estructura volcánica y edad.

En el diagrama TAS de la figura 45, caen en los campos de andesitas basálticas a dacitas con contenidos de sílice de 54.68 a 64.75 % en peso.

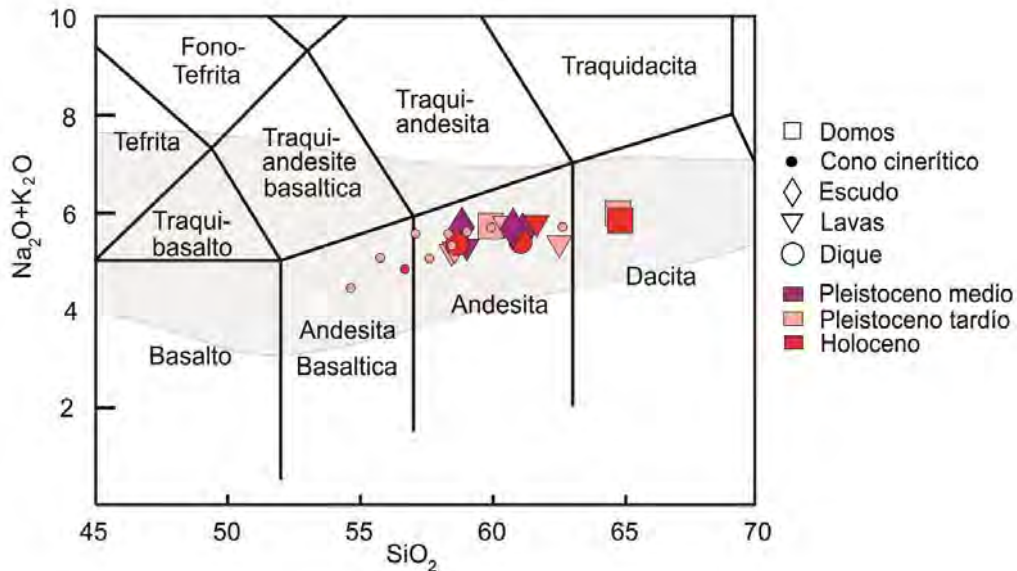


Figura 45. Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para la clasificación de rocas volcánicas. La mayoría de las rocas son andesitas, solo tres se ubican en el campo de las andesitas basálticas y dos en el campo de rocas dacíticas.

Las rocas más ácidas (64.61-64.75 % en peso SiO_2) pertenecen a los domos del volcán la Muela (Holoceno) y Chapultepec (Pleistoceno superior), la roca menos ácida (54.68 % en peso SiO_2) es una bomba piroclástica del volcán El Borrego (Pleistoceno superior), y las rocas de composición andesítica pertenecen a los volcanes tipo escudo, varios conos cineríticos y domos.

En el diagrama AFM todas las rocas caen en el campo calcoalcalino, (Figura 47 A). En los análisis se puede apreciar un grupo de rocas empobrecidas en MgO y ricas en álcalis, las cuales corresponden a rocas dacíticas compuestas por plagioclasa, hornblenda, biotita y clinopiroxeno. El resto de las muestras están enriquecidas en FeO^* y MgO , compuestas por plagioclasa olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno.

El campo calcoalcalino de las rocas de arco ha sido subdividido según el contenido de K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976). Las rocas que componen los volcanes alrededor del Lago de Pátzcuaro se ubican en el campo de las series calcoalcalinas con contenidos medios de potasio (Figura 47 B).

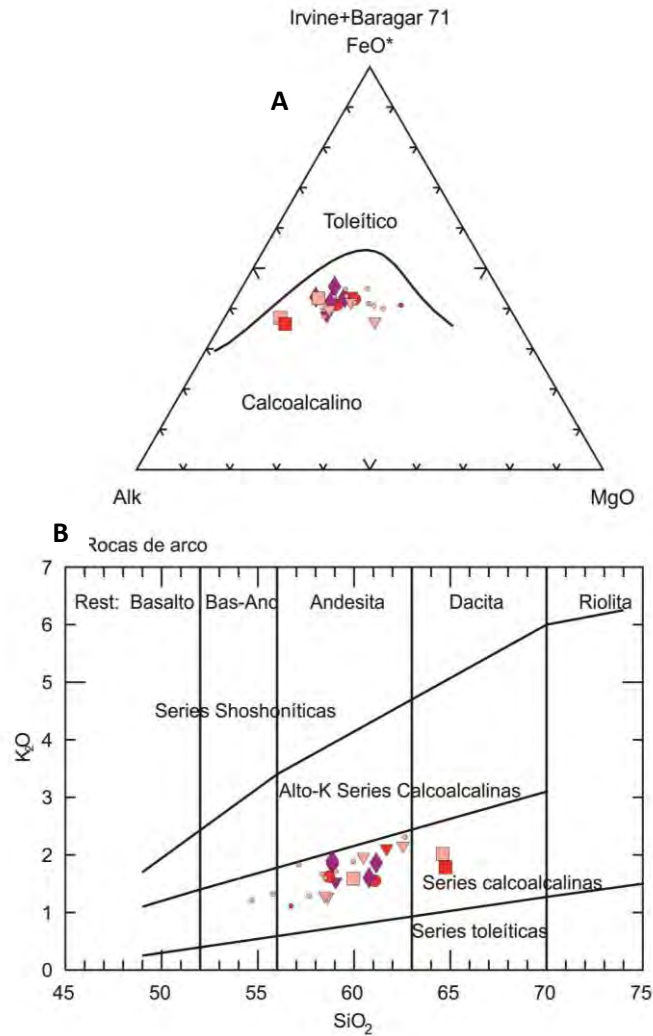


Figura 46. **A** Diagrama AFM de Irvine y Baragar 1971, se observa que las rocas siguen la tendencia normal calcoalcalina. **B** Diagrama SiO_2 vs K_2O de Peccerillo y Taylor (1976), las rocas se ubican en el campo de series calcoalcalinas con contenidos medios de potasio.

6.2.2. Diagramas Harker

Para analizar la evolución las rocas del área de estudio se realizaron los diagramas de Harker para los elementos mayores, elementos traza y tierras raras versus el sílice. Los resultados de los elementos mayores fueron normalizados al 100% en base seca.

6.2.2.1. Diagramas Harker para elementos mayores.

Las variaciones químicas de los elementos mayores con respecto al sílice se pueden observar en la figura 47. Se aprecia que a medida que aumenta el sílice se presentan tendencias negativas en MgO, FeO, CaO, TiO₂ y positivas en K₂O. En las figuras de Al₂O₃ y P₂O₅ los patrones son dispersos y el Na₂O muestra una tendencia más plana y constante.

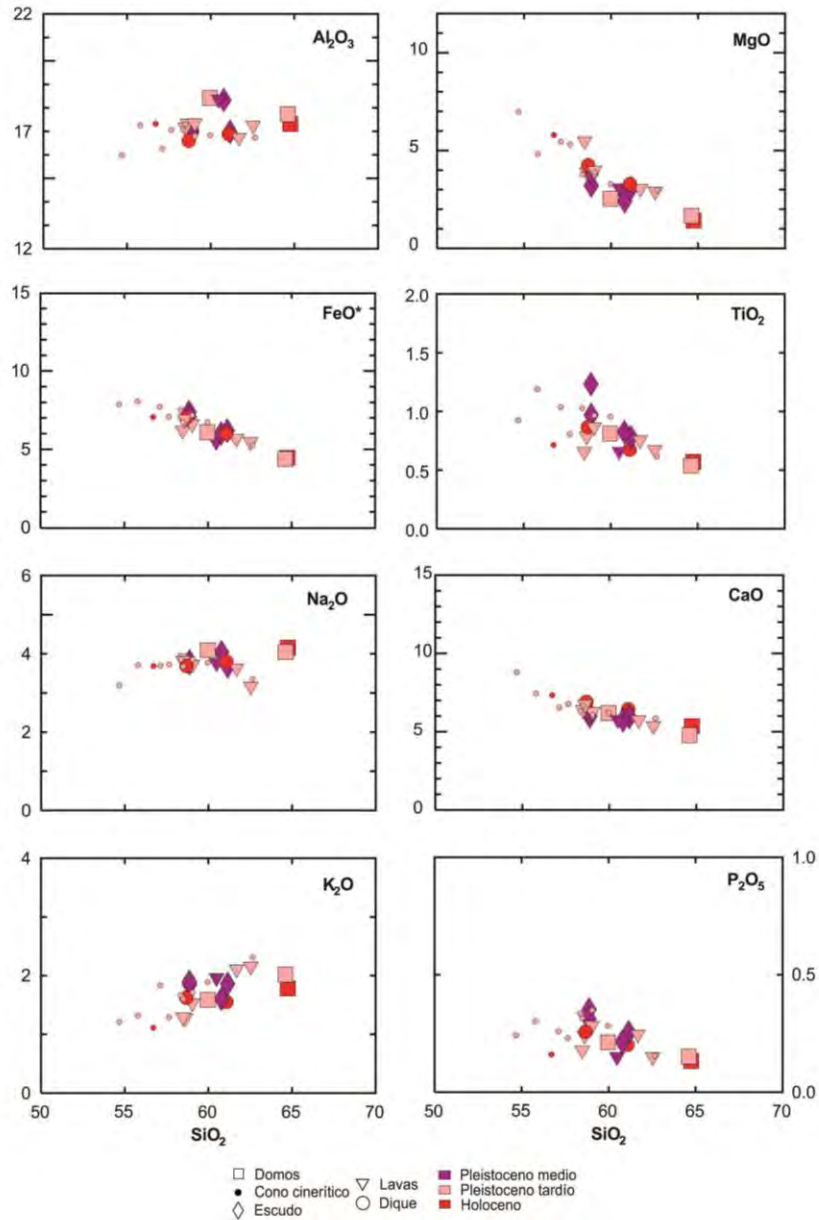


Figura 47. Diagramas de Harker para los elementos mayores. Se observan tendencias lineales en MgO, FeO*, CaO, K₂O y dispersas para el resto de los elementos.

6.2.2.2. Diagramas Harker para elementos traza y tierras raras.

Estos elementos son útiles como indicadores petrogenéticos y trazadores de procesos magmáticos. Ayudan a discriminar con mayor precisión que los elementos mayores los procesos de evolución magmática (e.g. Jaimes, 2006). A continuación se grafican los elementos traza vs el sílice (Figura 48).

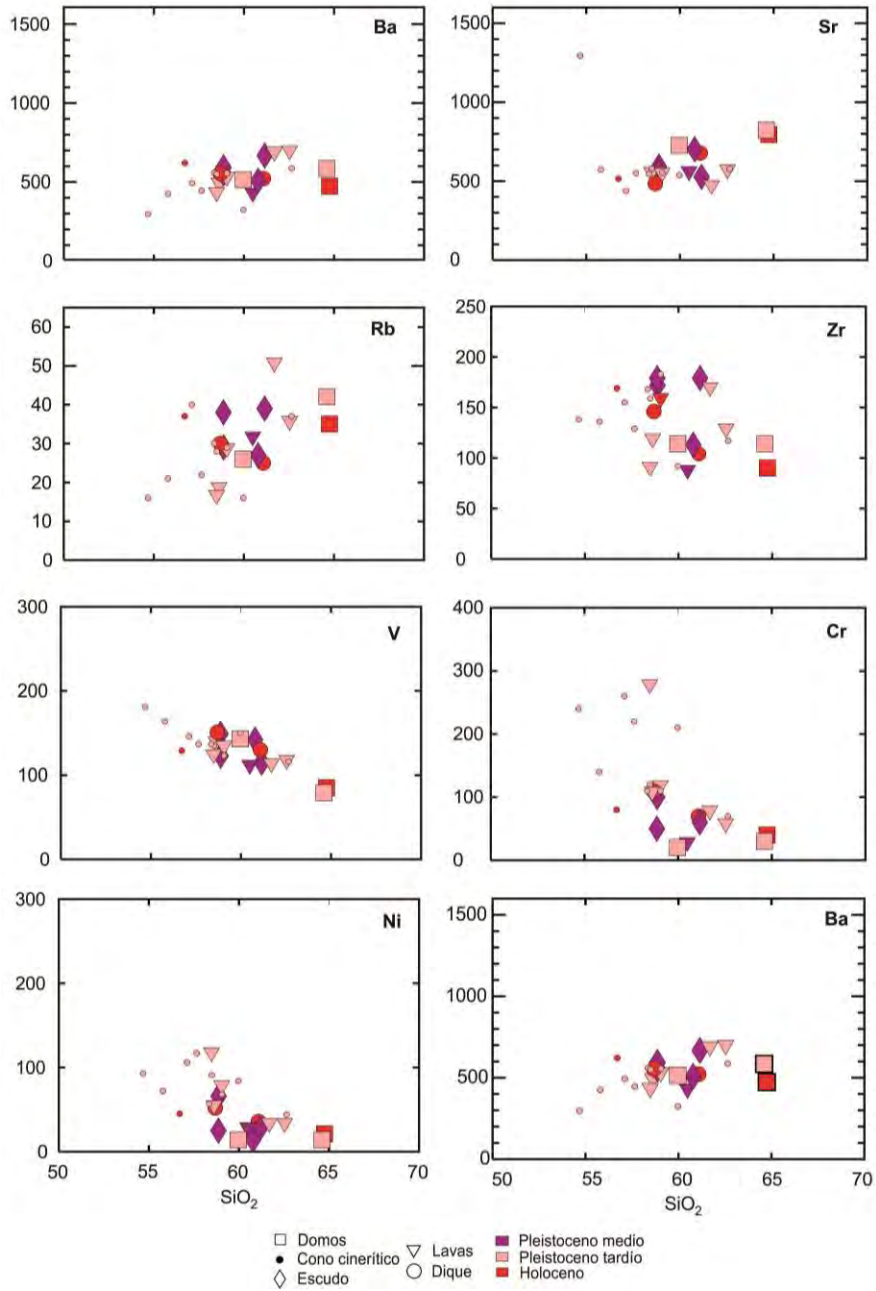


Figura 48.

Diagramas de harker de los elementos traza, los patrones generalmente son dispersos a excepción de las graficas de Ni, Cr, Sc, Ba, Rb y Sr contra el sílice que muestran patrones lineales.

Las gráficas de los elementos traza contra el sílice (Figura 49) presentan correlaciones negativas de Ni, Cr, V y Sc, mientras que Ba, Rb y Sr tienen tendencias positivas, los patrones son más dispersos para el P y el Zr.

Las tierras raras no presentan ningún comportamiento que defina alguna característica importante en cuanto a la evolución magmática, sin embargo, los datos se encuentran graficados en la figura 49.

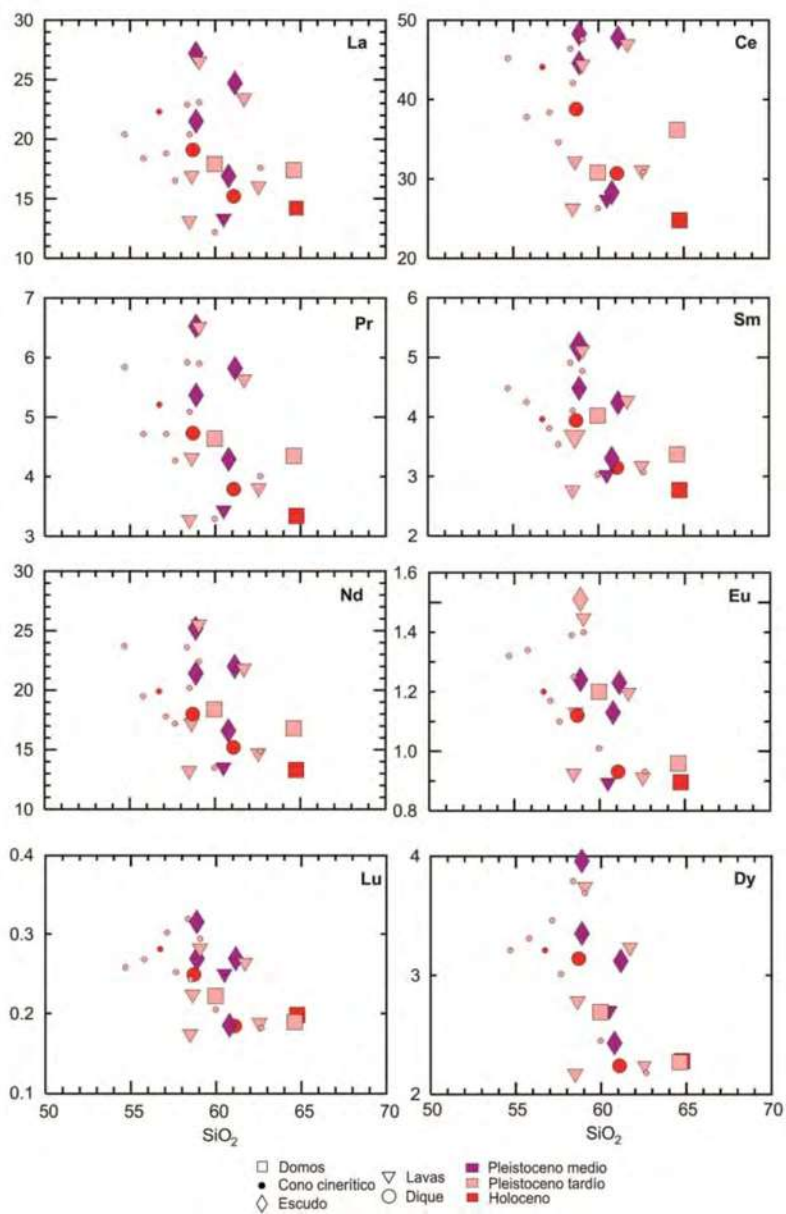


Figura 49. Diagramas Harker de algunos elementos de tierras raras no se observan tendencias definidas solo dispersión.

6.2.2.3. Digramas multielementos.

El diagrama de multielementos normalizado con la composición de las condritas (Figura 50), muestra las concentraciones de las REEs y los elementos traza. Las muestras presentan un patrón similar, sin embargo, hay una variación de 6 a 140 unidades logarítmicas en el eje de la Y (Roca/Condrita). Las rocas están enriquecidas en La, Ce, Pr, Sm, Eu, Gd, Tb y Dy y se observan tendencias planas en los elementos Ho, Er, Tm, Yb y Lu. También es notable la ausencia de la anomalía de Eu.

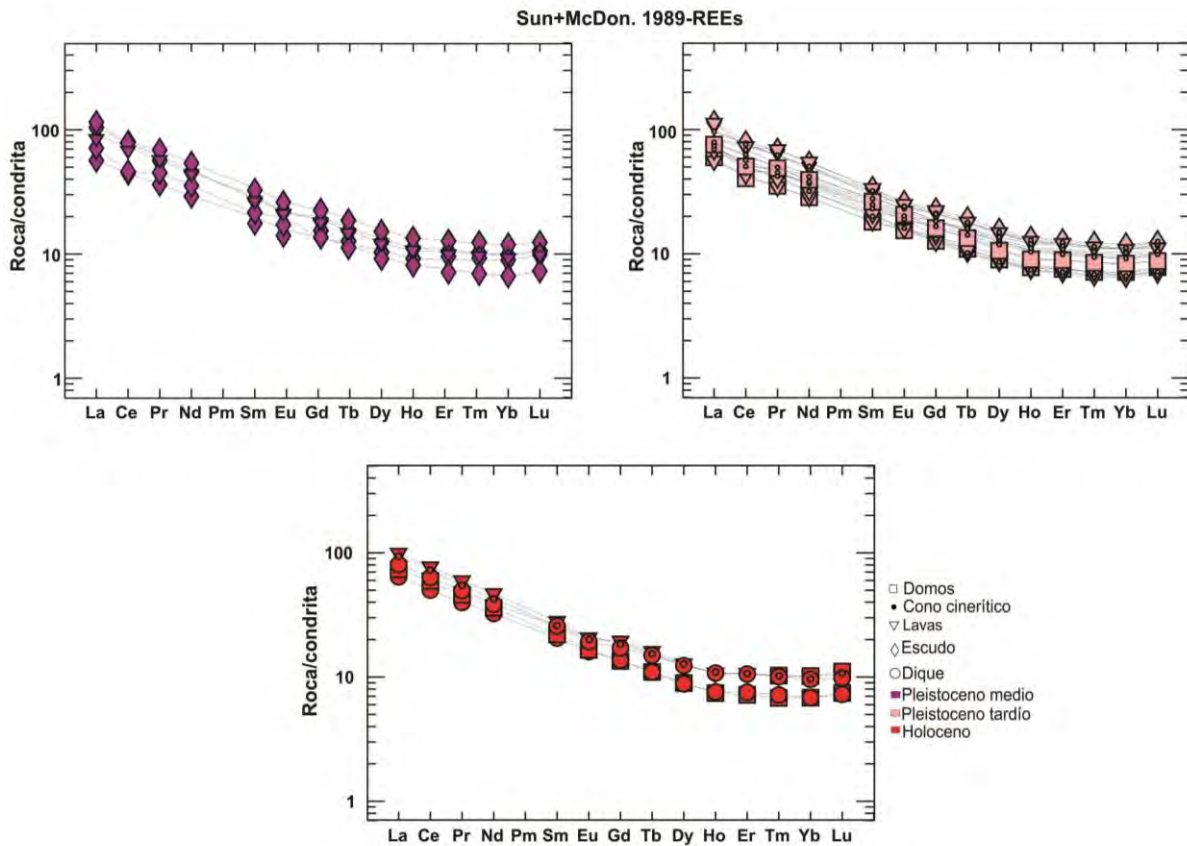


Figura 50. Muestras de este trabajo normalizadas con la Condrita según Sun y MacDonough (1989). Las tendencias son similares en todos los muestreos, sin embargo los enriquecimientos en la escala logarítmica del eje de las Y son diferentes.

Para el diagrama normalizado con el manto primitivo se graficaron por separado las lavas de los depósitos de caída, domos y diques. Se observa que los elementos más móviles LILES (Elementos de Bajo Potencial Iónico), están enriquecidos con respecto a los HFSE (Elementos de Alto Potencial Iónico) pues estos presentan un patrón casi plano y constante (Figura 51). En las tres gráficas se

presenta la anomalía de Nb y Ta típicas de rocas de arco, así como picos positivos de Pb, Sr, Ce, Rb, Th, U y ligeros patrones negativos de P y Ti.

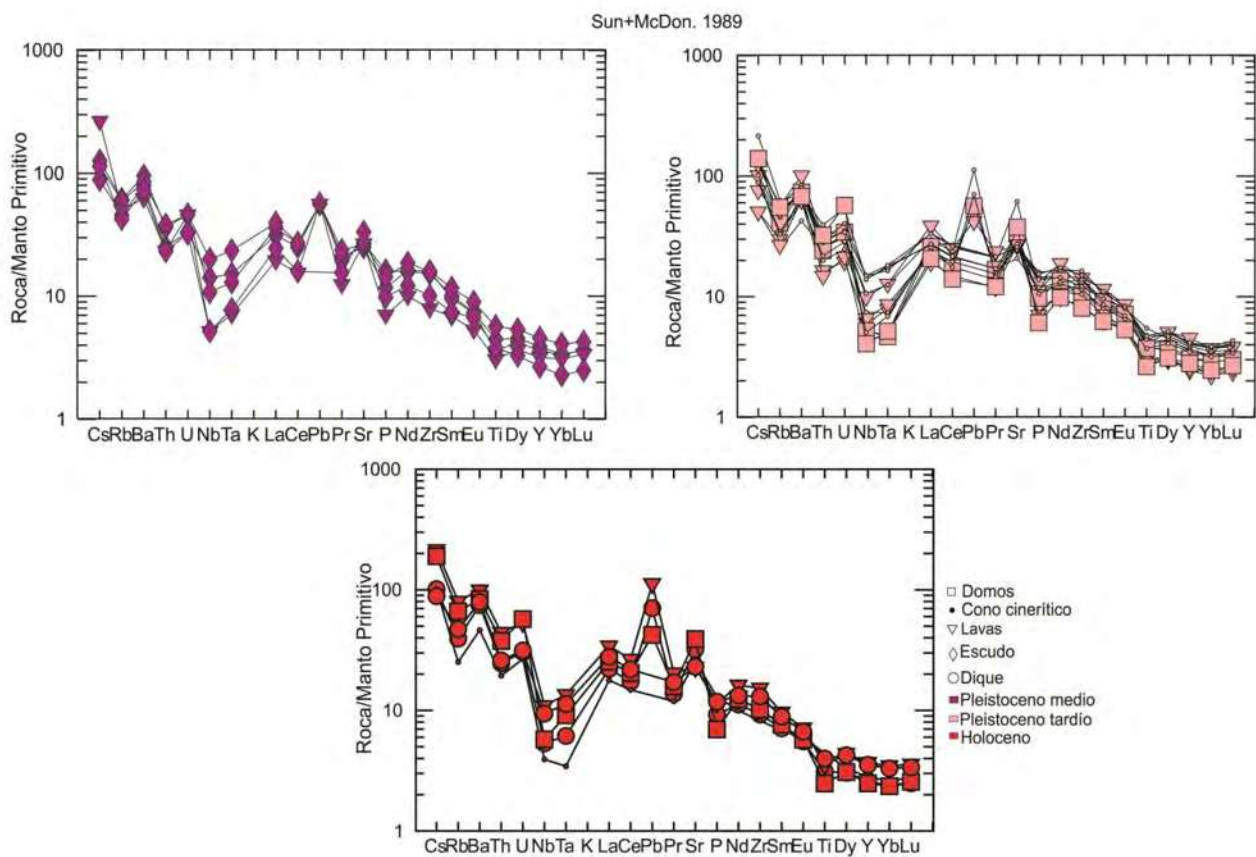


Figura 51. Diagrama normalizado con manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Se observan las mismas tendencias en las tres gráficas, lo más relevante son las anomalías en Nb, Ta, Pb y Sr.

7. DISCUSIÓN

7.1. Evolución espacio temporal del vulcanismo alrededor del lago de Pátzcuaro

No se tiene un registro amplio de edades en de volcanes alrededor del Lago de Pátzcuaro, sin embargo con las correlaciones estratigráficas, las edades disponibles y el análisis morfológico de las estructuras se puede decir que el emplazamiento del vulcanismo comenzó a partir de la formación del sistema de fallas Morelia-Acambay en el Mioceno tardío y ha continuado hasta el Holoceno.

Aunque no se cuenta con el fechamiento de todas las estructuras volcánicas, en este trabajo se realizaron 13 dataciones radiométricas ^{14}C que complementaron las 18 edades tomadas de la literatura que incluyen edades de conos y sedimentos lacustres. Las demás estructuras se ubicaron con respecto a relaciones estratigráficas.

Los conos cineríticos de los cuales no se obtuvo edad absoluta se ubicaron estratigráficamente de acuerdo a la relación del diámetro del cono y su altura, pues el estudio morfométrico de los conos cineríticos junto con métodos de datación absoluta, han probado ser eficientes herramientas para caracterizar la evolución morfológica de estos (Gilichinsky et al., 2010). En 1980 Wood agrupó conos de diferentes edades y mostró que la erosión de estos está asociada al tiempo que el cono ha sido expuesto al proceso de degradación. En la tabla 8 se presenta la relación Hco/Wco y volumen de cada uno de los conos cineríticos del área de estudio y se compara con los resultados de algunos volcanes estudiados anteriormente por Hasenaka et al., 1985b.

<i>Cono cinerítico</i>	<i>Wco (m)</i>	<i>Hco (m)</i>	<i>Wcr (m)</i>	<i>Hco/Wcr</i>	<i>Vol. (km³) Argis</i>	<i>Vol. (km³) Global Mapper</i>	<i>Hasenaka 1985. Wco</i>	<i>Hasenaka 1985 Hco</i>	<i>Hasenaka 1985 Hco/Wco</i>	<i>Vol. Hasenka et al., 1985</i>	<i>Edad C¹⁴</i>
<i>Taza</i>	748	200	150	0.27	0,017	0.037	0.7	0.17	0.24	0.029	8.430+/-330
<i>Cerro Amarillo</i>	570	140	120	0.25	0,003	0.012					6,970 +/- 40
<i>Lobos</i>	1250	290	229	0.23	0,02	0.096	1.25	0.18	0.14	0.105	6015+/-45
<i>Rancho Seco</i>	819	190	120	0.23	0,03	0.049	0.83	0.135		0.033	
<i>Olvido</i>	837	160	60	0.19	0,02	0.042					
<i>Janitzio</i>	609	115	87	0.19	0,008	0.001					
<i>Nopizaro</i>	570	104	120	0.18	0,002	0.013					

Cerro Blanco	1110	201	448	0.18	0,05	0.077	0.123	0.095	0.08	0.059	
Catio	631	103	201	0.16	0,05	0.016	0.68	0.09	0.13	0.015	26.000 +/- 190
Nocutzepe 1	700	112		0.16	0,01	0.021					
Nocutzepe 2	495	79		0.16	0,006	0.002					
Zira	839	132	317	0.16	0,03	0.028					20.640 +/- 90
Estribo	1161	177	348	0.15	0,05	0.11	1.2	0.105	0.09	0.063	28.370 +/- 170
Borrego	878	130	240	0.15	0,117	0.015					
Santa Cruz	603	71	0	0.12	0,02	0.032	0.63	0.06	0.1	0.01	
TZ	424	49		0.12	0.002	0.002					
Laura	510	60	212	0.12	0,005	0.008	0.6	0.06	0.1	0.008	
Tren	596	67	226	0.11	0,003	0.007	0.7	0.055	0.08	0.009	
Loma	353	33		0.09	0,002	0.001					
La Sección	439	39	180	0.09	0,003	0.005					
Ajuno	478	33		0.07	0,0009	0.002					
La Caja	1126	54		0.05	0,04	0.025					
Las Varas					0,18	0.312					
Carichuato Cinerítico						0.006					

Tabla 8. Comparación morfometría de los conos cineríticos con los resultados de Hasenaka et al., 1985.

Los datos obtenidos Global Mapper son comparables con los datos obtenidos por Hasenaka y Charmichael 1985 igualmente calculados con un modelo a escala 1:50,0000, mientras que los extraídos de Argis difieren de ambos resultados. Por esto para este estudio se tomó en cuenta los datos obtenidos en Global Mapper.

Con la estratigrafía realizada en campo, las edades absolutas obtenidas, las edades reportadas en trabajos anteriores y la relación Hco/Wco de los conos cineríticos se lograron definir siete unidades estratigráficas alrededor del Lago de Pátzcuaro. La primera unidad corresponde al basamento más antiguo compuesto por rocas graníticas del Paleógeno tardío, sobre estos plutones se encuentran rocas andesíticas y riolíticas del Mioceno de las cuales no se observan estructuras volcánicas. Tal vez esto se deba a que las estructuras antiguas están cubiertas por el vulcanismo reciente o que el abastecimiento de magma no haya sido continuo o suficiente para

que formara volcanes, o que debido al sistema de fallas (Morelia-Acambay) el magma haya sido extravasado. Después de estas unidades existe un hiato estratigráfico hasta el Pleistoceno medio debido a la ausencia de datos.

En el Pleistoceno medio donde se describe la *Unidad Andesítica Tariaqueri* de la cual se cuenta solo con la edad absoluta del volcán Yahuarato (540,000 +/-70,000 A.P.), pero se infiere que pertenecen a este tiempo también tres volcanes tipo escudo de composición andesítica (Bosque, Tariaqueri, Estribo), flujos de lava y el cono cinerítico La Caja. Igualmente existe el registro de diversos eventos volcánicos en zonas cercanas como la ignimbrita de Atécuaro fechada en 15.9-19.5 Ma, el volcán Quinceo 1,42 +/-0.12 Ma, los domos Tetillas de Quinceo (330,000 +/-40,000 A.P.) y el volcán El Aguila 620,000 +/-20,000 Gómez (2012). Mientras que al suroeste de la zona ocurrió el emplazamiento del Volcán Tancitaro entre 793,000 +/-22,000 y 237,000 +/-34,000 A.P. y en la región de Tacámbaro-Puruarán se reporta la formación de 15 volcanes de edad Pleistoceno Medio (Guillbaud et al., 2012). Posterior al vulcanismo del Pleistoceno medio los registros más recientes pertenecen al Pleistoceno superior y Holoceno donde el magmatismo se tornó más explosivo y abundante (Figura 52)

En el Pleistoceno superior ocurrieron las extrusiones de seis domos andesíticos, un domo de composición dacítica y un cono cinerítico, descritos en la *Unidad andesítica- dacítica Vado*. Se ubica en este tiempo sobre la unidad estratigráfica anterior la *Unidad Loma San José* donde se encuentran tres estructuras con alto grado de intemperismo, pues no se encontró roca fresca en ninguno de los tres cuerpos. Por último se produjeron 20 erupciones tipo estromboliano que formaron conos cineríticos andesíticos, la intrusión del domo Tecuena, las lavas fisurales Mesa Gachupín, Lavas Pacanda, Lavas Yunuén y una erupción hidromagmática que comprende la etapa final del volcán El Estribo.

El vulcanismo más joven *Unidad andesítica La Taza* pertenece al Holoceno, está representado por alternancias de episodios efusivos y explosivos de los conos cineríticos Rancho Seco, La Taza (8,430 +/-330 A.P), Cerro Amarillo (6,970 +/- 40 A.P) y Los Lobos (6,017 +/-45 A.P). La extrusión de tres domos del volcán La Muela y el volcán tipo escudo el Frijol 3,230 +/-30 que se encuentra al sur fuera de la zona de estudio pero se reporta su edad en este trabajo.

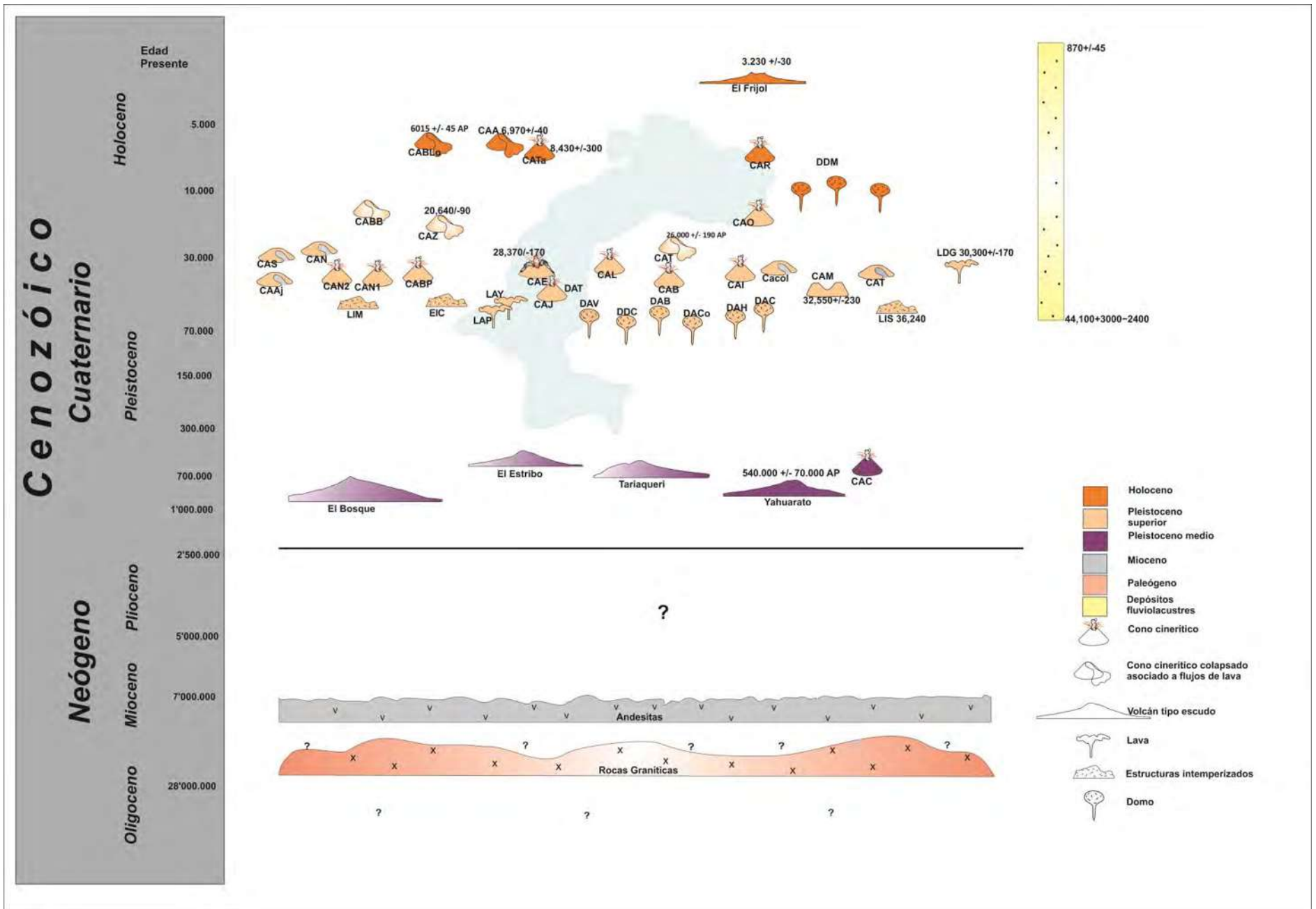


Figura 52. Modelo evolutivo de la región.

En orden cronológico en el Pleistoceno medio se formaron cuatro volcanes tipo escudo, un cono cinerítico y varios flujos de lava con una tasa de emisión de $0,036 \text{ km}^3/1000$ años, posterior a este tiempo en el Pleistoceno superior ocurrió la erupción de 25 conos cineríticos, la extrusión de seis domos y flujos de lava ($0,489 \text{ km}^3/1000$ años) y por último en el Holoceno se formaron tres conos cineríticos y tres domos ($0,02 \text{ km}^3/1000$). En conjunto el total aproximado de magma arrojado desde el Pleistoceno medio al Holoceno en los volcanes alrededor del Lago de Pátzcuaro suma un total de 39 km^3 durante el último millón de años (este resultado sin cálculo de la tasa de erosión).

Con las edades recopiladas en la estratigrafía se realizó un histograma donde se logró hacer una estimación de los eventos volcánicos durante los últimos 40,000 años. El resultado sugiere que entre 20,000 y más de 40,000 años el registro estratigráfico es poco, pues solo se reportan dos erupciones, mientras que desde hace 20,000 años por lo menos tres erupciones ocurren cada 5,000 años y en los últimos 10,000 años se ha incrementado el vulcanismo a cinco erupciones cada 5,000 años (Figura 53).

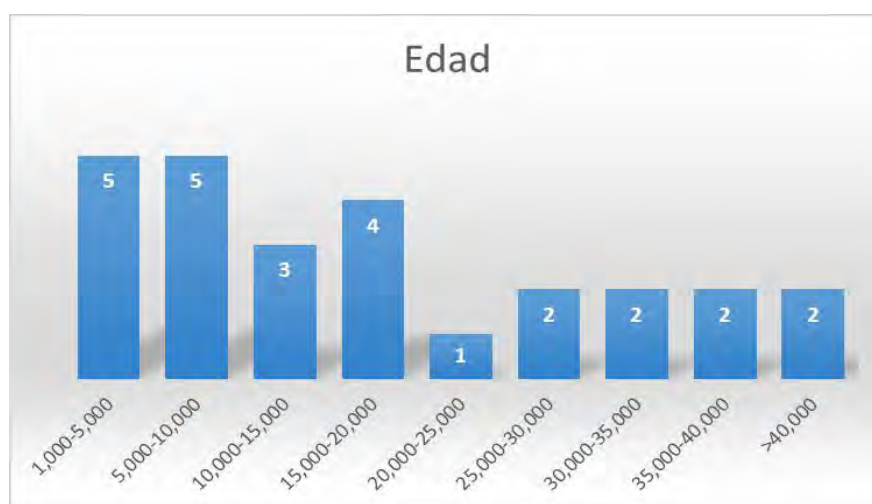


Figura 53. Número de erupciones que han ocurrido durante los últimos 40,000 años, de acuerdo a las edades de este trabajo y edades recopiladas de la literatura.

Estos datos permiten tener una buena aproximación de la distribución en el tiempo de las erupciones volcánicas alrededor del Lago de Pátzcuaro, sin embargo, aun existen falta de datos disponibles. Por lo anterior se sugiere realizar fechamientos adicionales de las estructuras faltantes que ayuden a estrechar más los espacios en el tiempo para definir con mayor exactitud los periodos de recurrencia de la actividad volcánica, dado que en el CVMG es una zona

volcánicamente activa con donde han ocurrido erupciones históricas (e.g. Parícutin) y en donde es posible que surja un nuevo volcán.

7.1.1. Estratigrafía de los complejos volcánicos

En la zona de estudio se encontraron dos volcanes que han tenido una evolución mas compleja y es importante incluirlos dentro de la discusión de la evolución volcánica pues se alejan de la definición de volcán monogenético. Estos volcanes son El Estribo y La Muela que se han formado por mas de una erupción en el tiempo. Ambos volcanes presentan colapsos que produjeron avalanchas de escombros con la subsecuente intrusión de domos. Estos colapsos generalmente están asociados a intrusiones magmáticas, y el emplazamiento de volcanes en una zona tectonicamente activa (Salinas et al., 2010; Capra et al., 2002). A continuación se presenta la evolución de cada uno de ellos.

El Estribo consta de un volcán en escudo en la base y un cono cinerítico en su cima. Su evolución fue diferente a las demás estructuras volcánicas en el área, pues la primera etapa de formación de esta estructura fue una erupción tipo Hawaiana que dio lugar a un volcán tipo escudo. Posterior a esto hubo un tiempo de inactividad volcánica en el que se desarrollaron suelos y ocurrieron colapsos volcánicos debido a la actividad del sistema de fallas Morelia-Acambay (Pola et al., 2014). En el Pleistoceno Superior hubo una reactivación y ocurrió erupción tipo estromboliana e hidromagmática sobre el volcán tipo escudo.

Para conocer la génesis de los dos volcanes, se realizaron análisis petrográficos, químicos y de microsonda electrónica de las lavas del volcán escudo y los fragmentos juveniles de escoria de los depósitos de caída del cono cinerítico. Petrográficamente, ambas rocas presentan la misma asociación mineralógica con olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa (Figuras 54). La química de roca total ubica a las dos muestras en el campo de las andesitas con afinidad calcoalcalina (Figura 54). Aunque en la petrografía y química los resultados son muy similares, los análisis de microsonda electrónica mostraron diferencias notables en las composiciones minerales.

En el caso del volcán en escudo los análisis de microsonda muestran poca variación en las tres fases minerales forsterita (Fo_{66-79}), anortita (An_{68-80}) y enstatita (En_{67-75}). En cambio, en el cono cinerítico las tres fases minerales presentan gran dispersión (Fo_{63-81}), (An_{60-81}) y (En_{51-78}). Estos resultados son muy interesantes porque indican que se trata de dos magmas distintos y que cada líquido evolucionó a través de procesos magmáticos diferentes. Esto podría sugerir que cada

magma se posesionó a diferentes profundidades antes de ser emitido a la superficie pero un punto muy importante es que ambos magmas aprovecharon el mismo sistema de fallas existente Morelia-Acambay para salir a la superficie.

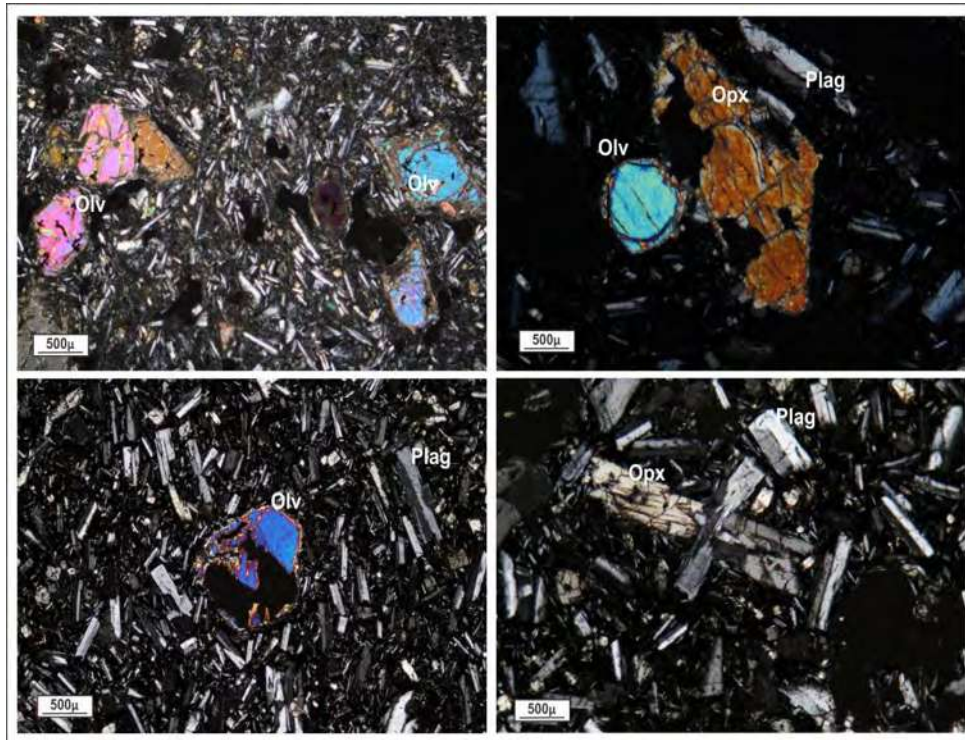


Figura 54 A y B. Imágenes petrográficas del cono cinerítico, con textura pilotaxítica por olv, cpx y plag dentro de una matriz de plagioclasas y vidrio. **C y D** Petrografía del cono escudo, igual composición mineralógica que el cono cinerítico, aunque las texturas son diferentes, estas laminas presentan texturas de flujo traquítica.

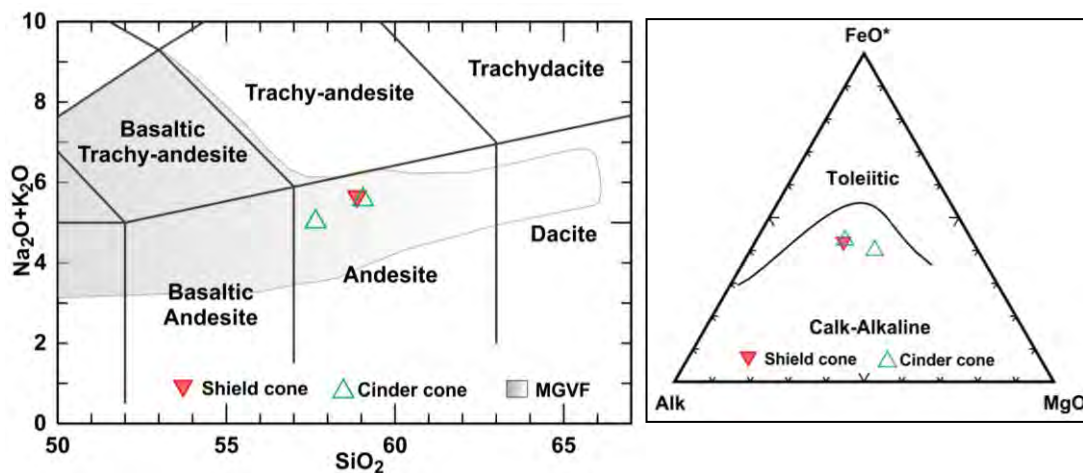


Figura 55. Resultados de los análisis químicos en roca total para dos muestras del cono cinerítico (triángulo verde) y una del volcán tipo escudo (triángulo rojo).

Para corroborar estas diferencias se usaron los valores de Fo y el # de magnesio calculado a partir de los análisis de microsonda y se realizaron gráficas de Fo vs #Mg (Figura 56). En el volcán tipo escudo se observó una tendencia lineal que aparentemente indicar un proceso de cristalización fraccionada, mientras que en el cono cinerítico, existe una gran dispersión en los datos lo que evidencia una evolución más compleja que la cristalización fraccionada.

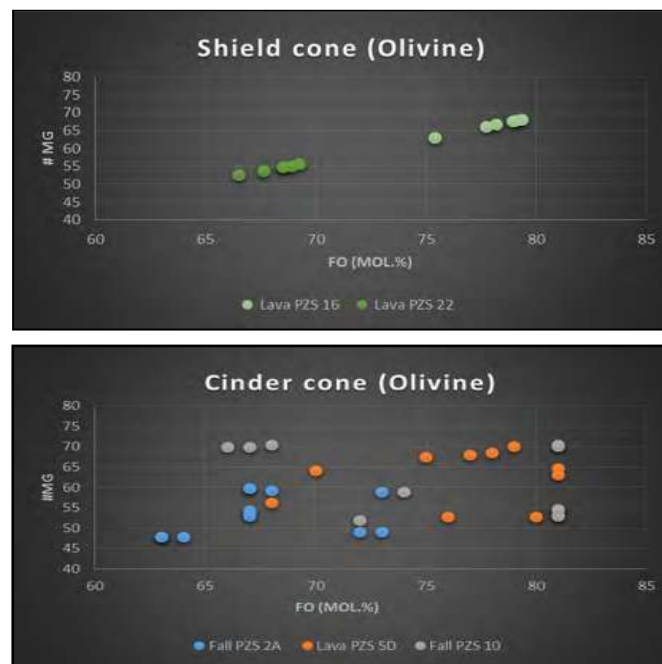


Figura 56. Mg vs Forsterita. **A** Se observa dispersión en los datos del cono cinerítico. **B** Tendencias lineales en las muestras del volcán tipo escudo.

Se eligieron algunos de los análisis de cada uno de los volcanes y con los valores de anortita se graficaron muestras de el volcán tipo escudo y el cono cinerítico en la figura 56. Se encontró que ambos presentan dos poblaciones de plagioclasas intermedias a básicas que van desde labradorita a bitownita

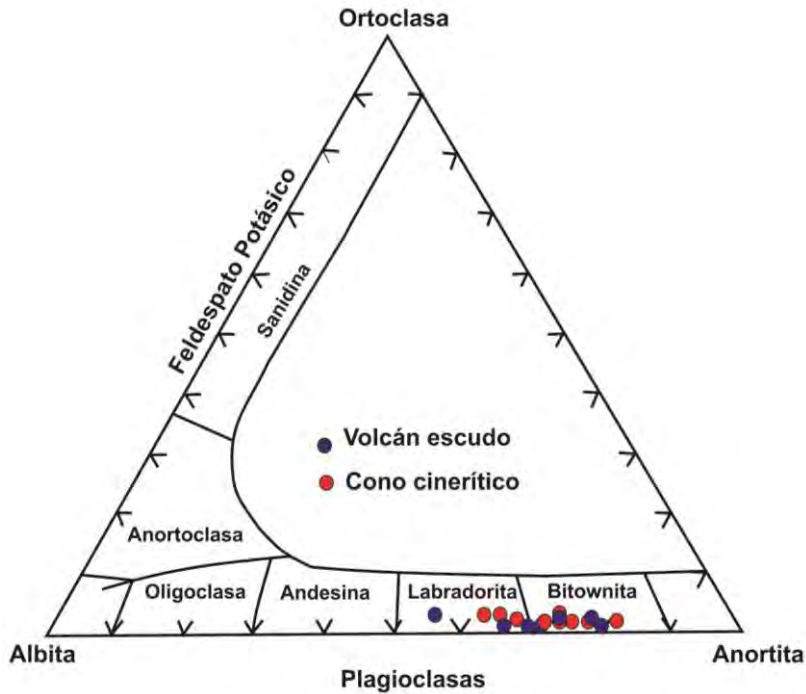


Figura 57. Tipo de plagioclasas que componen la mineralogía de los dos volcanes que conforman El Estribo. Ambos presentan dos poblaciones de plagioclase Labradorita y bitownita.

El volcán **La Muela** también ha presentado varios eventos eruptivos en el tiempo, su primera etapa consistió de erupciones estrombolianas y freatomagmáticas durante el Pleistoceno superior (32,590 A.P.) que formaron un cono de toba de composición andesítica que en la actualidad no es claramente reconocible por la actividad reciente y erosión. Posteriormente la actividad continuó con erupciones explosivas que formaron depósitos de caída de composición dacítica con edades de 12,710 +/-50 A.P., 16,010 A.P., 17,960 +/-70 A.P. El evento final de este complejo fue la construcción de tres domos durante el Holoceno, los cuales causaron el aumento en la presión del edificio volcánico generaron su inestabilidad y colapso de la parte noreste del volcán; el colapso produjo una avalancha de escombros emplazada en dirección NE. Los domos son de composición dacítica y mineralógicamente están conformados por plagioclasas, micas biotitas y hornblendas (Figura 58).

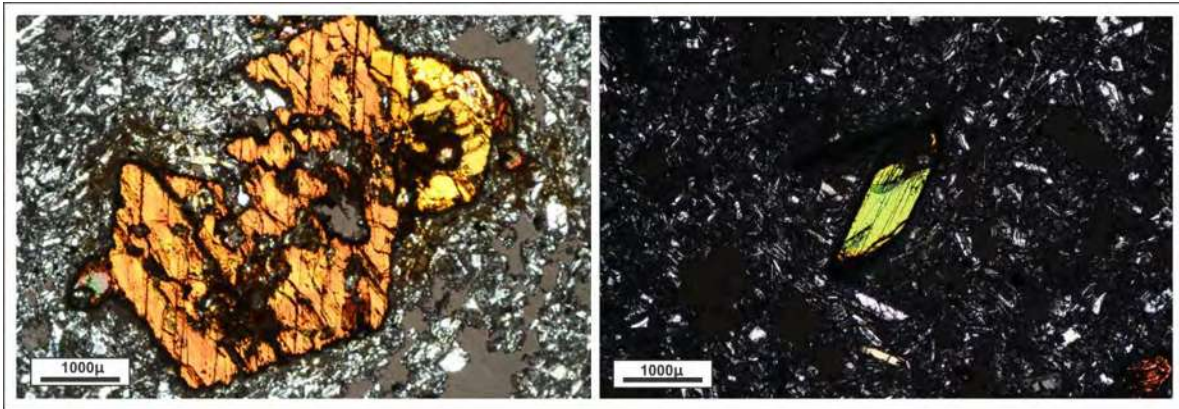


Figura 58. Mineralogía de las rocas dacíticas de los domos del volcán La Muela.

Los diferentes estilos eruptivos registrados en los depósitos del complejo volcánico La Muela, se deben sin duda a los cambios en composición química de los magmas involucrados que varían desde basaltos hasta dacitas (Figura 58).

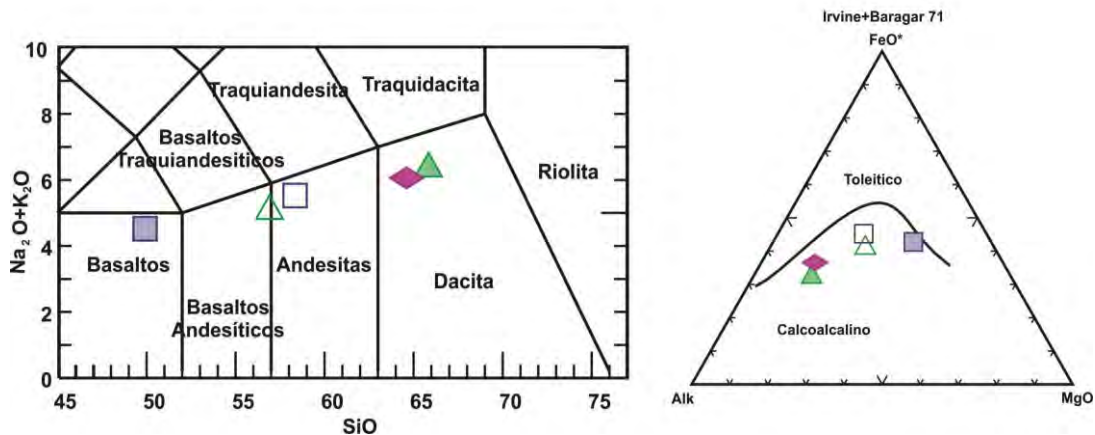


Figura 59. Diagrama TAS de Le Bas *et al.*, 1986 (Alcalis vs SiO_2), para la clasificación de rocas volcánicas del complejo La Muela.

7.1.1.1. Evolución de los complejos volcánicos

Un volcán monogénético es aquél que se forma a través de una sola erupción y que puede presentar eventos eruptivos que varían desde algunos días hasta un máximo de 20 años (Connor, 1987). En el caso del Estribo, inició su formación como un volcán tipo escudo (no se cuenta con una edad absoluta todavía). Miles de años después de su formación, la actividad volcánica retomó el mismo sistema de fracturas y provocó su reactivación explosiva que formó un cono cinerítico sobre el volcán anterior (Figura 60). De la misma forma, La Muela presentó un estado inicial de

actividad freatomagmática de composición andesítica que formó un anillo de tobas, posterior a esto tuvo erupciones explosivas que depositaron caídas cerca a la fuente y su evento final fue la intrusión de tres domos de composición dacítica (Figura 61).

Con lo anterior se puede concluir que dentro del CVMG no solo existen volcanes tipo monogenético o estratovolcanes, si no también volcanes de pequeñas dimensiones como el volcán El Estribo y La Muela que se formaron como consecuencia de más de un evento volcánico en el tiempo aprovechando los mismos sistemas de fracturamiento o muy cercanos. Se recomienda sustentar este tipo de erupciones con estratigrafía apoyada de fechamientos radiométricos y análisis químicos. También sería necesario reclasificarlos dentro de los campos volcánicos ya que no son eventos monogenéticos si no poligenéticos.

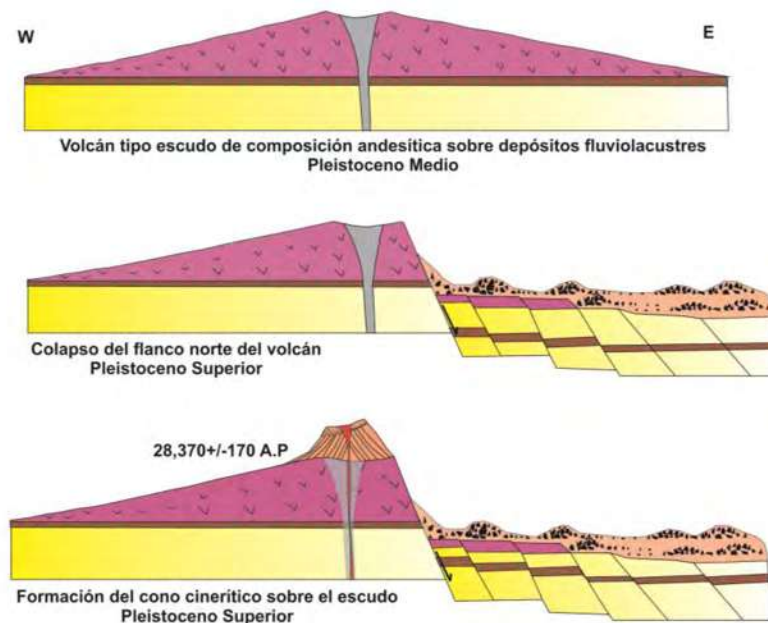


Figura 60. Modelo evolutivo del volcán El Estribo. Se observan las diferentes etapas de su formación.

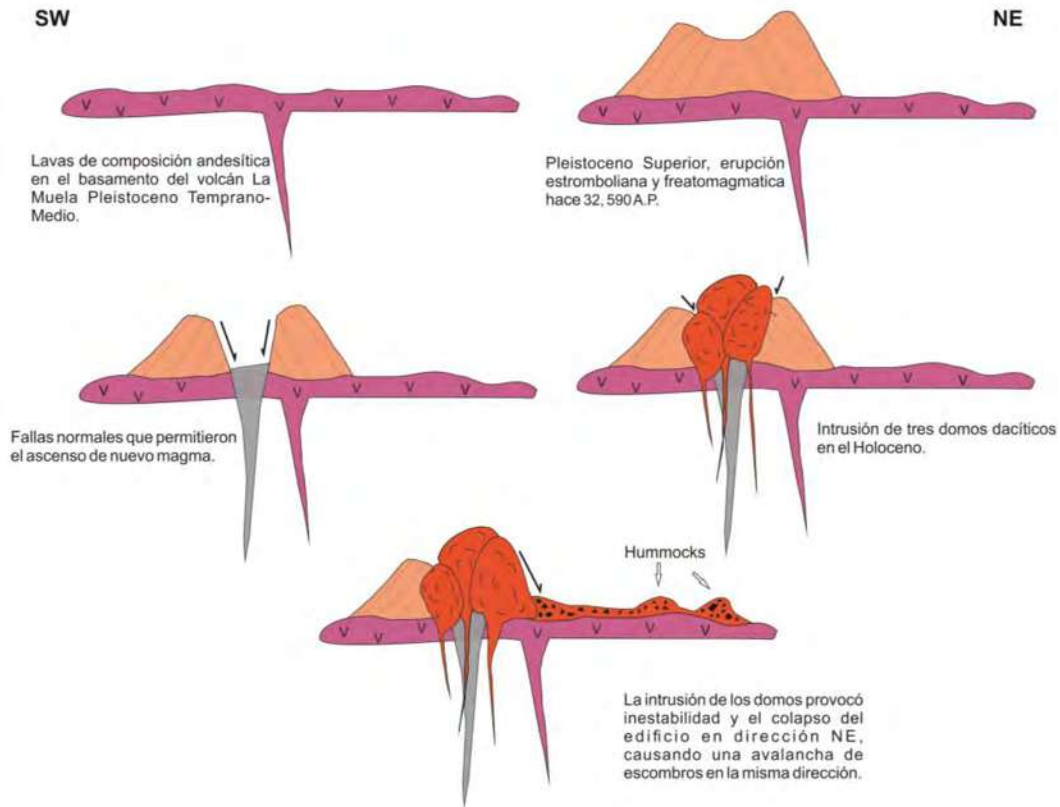


Figura 61. Evolución desde el Pleistoceno superior al Holoceno del volcán La Muela.

7.2. Origen de los magmas

Aunque no se tienen modelamientos petrológicos, con los datos disponibles es importante hacer una aproximación del origen de los magmas y proponer una posible evolución magmática alrededor del lago de Pátzcuaro.

La composición de roca total en los magmas emitidos varía desde andesitas basálticas hasta dacitas, siendo la composición andesítica la más común. El diagrama AFM (Figura 47 A) sugiere que las rocas tienen una afinidad calcoalcalina lo cual es típico de rocas de arco. La variedad composicional del área de estudio (525 km²) propone que las rocas se formaron a partir de diferentes fuentes magmáticas o que los magmas de un mismo origen fueron modificados por diferentes procesos magmáticos.

A continuación se plantean tres posibles hipótesis del origen de los magmas de los volcanes alrededor del Lago de Pátzcuaro.

7.2.1. Cristalización Fraccionada

Es posible que las rocas de los volcanes se hayan formado a partir de cristalización fraccionada. Para determinar esto es útil el uso de los diagramas Harker, ya que una relación lineal en las gráficas sugiere que las rocas podrían estar relacionadas genéticamente (e.g. Jaimes 2006). En la figura 48 los elementos mayores FeO, MgO, MnO y CaO con respecto al sílice muestran una tendencia lineal, este patrón podría estar relacionado a procesos de cristalización fraccionada de un solo magma que esté generando las rocas, sin embargo, para los elementos Na₂O, K₂O, Al₂O₃, P₂O₅ versus el sílice se observan tendencias más planas y dispersas. Lo que demuestra que variación de los elementos traza con respecto al sílice (Figura 49) no muestra una tendencia clara. En los únicos elementos que se observa un patrón negativo definido es en el Sc y V, estos elementos juegan un papel importante reemplazando al Mg, Ca y Fe en el fraccionamiento de los clinopiroxenos y al Ti en la ilmenita o el Fe en la magnetita (Best et al., 2001). Tal vez esto represente un fraccionamiento de estos minerales en una etapa temprana del magmatismo que no se mantuvo constante como único proceso de evolución de los magmas, pues los patrones lineales no son repetitivos en las gráficas.

En general los diagramas Harker para los elementos mayores y traza no muestran un patrón lineal constante, los pocos elementos que muestran esta tendencia sugieren que si hubo fraccionamiento de algunos minerales en etapas tempranas de la formación de los magmas, pero no, que la cristalización fraccionada fue el proceso dominante para la formación de los magmas en este lugar.

Como no existen datos aun para realizar un modelamiento para comprobar que las rocas de los volcanes alrededor del lago de Pátzcuaro no evolucionaron simplemente por una cristalización fraccionada se usó el programa MELTS, para realizar experimentos teóricos. MELTS es un software diseñado para hacer modelamientos termodinámicos de fases en equilibrio en sistemas magmáticos con temperaturas entre 500-2000 °C y presiones con rangos de 0-2 GPa.

Para correr estos experimentos se partió de la suposición de que las cámaras magmáticas que alimentaron los volcanes de la zona son pequeñas, posteriormente se ingresaron los datos de los resultados de la química de elementos mayores de la roca más máfica, una intermedia y la más evolucionada de la zona. Lo anterior para saber si alguna de las rocas con las que se hizo el experimento pudo evolucionar a alguna composición igual o similar a las demás rocas.

En cada una de las muestras se realizaron experimentos de cristalización a diferentes temperaturas y presión constante (1000 bares). Los resultados muestran que la roca más básica (PZS 42B) con el experimento a 1200 °C solo cristalizó olivino, quedando un líquido residual del 97%. Con estos resultados se redujo la temperatura a 1100 y 1000 °C, a estas temperaturas, cristalizó feldespato, clinopiroxeno y óxidos, quedando un líquido residual de 24% y 4%. Con el poco porcentaje de líquido residual, se detuvo el experimento debido a que la cantidad de fundido era muy poco para seguir cristalizando minerales o producir una erupción con el volumen de las estructuras volcánicas existentes.

El mismo experimento se realizó para las muestras PZS 50 (1000 °C) y PZS 02A (1000 y 950 °C), en donde cristalizaron feldespatos y ortopiroxenos a diferentes temperaturas (MELTS no realiza experimentos en magmas saturados en agua, por lo que no se muestra cristalización de hornblenda y biotita). El líquido residual para PZS 50 fue de 45% y para PZS 02A 14% muy poco para seguir cristalizando minerales, además, las composiciones de estos líquidos residuales eran de 72 y 71 % en peso de sílice y ninguna roca analizada tenía valores semejantes (Tablas 6 y 9).

Aunque hacen falta pruebas analíticas, los resultados de estos modelamientos preliminares indican que no es la cristalización fraccionada el principal proceso formador de las rocas, pues tanto la roca más básica y las intermedias no pudieron evolucionar hasta la roca más ácida encontrada.

7.2.2. Asimilación magmática

Este proceso se puede explicar con ayuda de los diagramas multielementos. Los resultados de elementos más móviles (Cs, Rb Ba y Th) comparados con el manto primitivo (Figura 50) varían en rangos de aproximadamente 20 a 300. Estos elementos son incompatibles en condiciones del manto debido a la ausencia de minerales que les permitan entrar en su estructura cristalina y por lo tanto se enriquecen en la corteza continental y en zonas de subducción.

En la mayoría de las muestras se observa una anomalía positiva de Pb, anomalía común en márgenes convergentes debida a la deshidratación de los sedimentos de la placa subducida. Las anomalías negativas de Nb y Ta también se presentan en magmas generados en zonas de subducción ya que los fluidos de la placa que converge y los líquidos enriquecidos en sílice hacen que los elementos que pertenecen a los HFSE sean menos solubles y por esta razón no se incorporan en el proceso de fusión parcial (McCulloch et al., 1991).

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Temperatura	Minerales	Composición líquido residual	Cantidad líquido residual	Observaciones
PZS42B LAVA	54.7	0.9	16.0	7.9	0.1	7.0	8.8	3.2	1.2	0.2	1200	Olv	55% SiO ₂	97%	Reequilibrado el líquido a esta temperatura no cristalizan más minerales.
											1100	Feld, Cpx y Olv	56% SiO ₂	24.10%	No se continuó el reequilibrio, debido a que se asumió que la cámara magmática es pequeña, y con un líquido residual de 24.1 % no sería posible cristalizar más minerales.
											1000	Feld, Cpx, Olv, oxidos	64 % SiO ₂	4,1%	Muy poco líquido residual para seguir cristalizando.
PZS50 DOMO	64.8	0.6	17.3	4.5	0.1	1.4	5.4	4.2	1.8	0.1	1000	Feld, Opx	72% SiO ₂	45%	No hay muestras con esta composición, por esta razón no se continuo el experimento.
PZS02A FALL	57.6	0.8	17.1	7.1	0.1	5.3	6.8	3.7	1.3	0.2	1000	Feld, Opx	71% SiO ₂	17%	No hay muestras con esta composición
											950	Feld, Opx	74% SiO ₂	14%	No hay muestras con esta composición

Tabla 9. Resultados de los experimentos realizados con el software Melts (Ghiorso y Sack, 1995, Asimow y Ghiorso, 1998) a presión constante (100Mpa). Se encuentran los datos de los minerales que cristalizaron a partir de la composición original de las muestras, el porcentaje del líquido residual y su composición en sílice.

En el diagrama multielementos normalizado a condrita (Figura 49) las muestras presentan un patrón similar, sin embargo, hay una variación de 6 a 140 unidades logarítmicas. Los elementos LILE están enriquecidos con respecto a los HFSE y estos últimos muestran una tendencia plana, lo que indica que la fuente que generó los magmas no era rica en granate (Schaaf et al., 2010). Posiblemente éstos magmas se generaron en un manto rico en espinela aproximadamente a 40 km de profundidad, dado que si el origen de su fuente estuviera a mayor profundidad como por ejemplo con granate los resultados deberían estar empobrecidos en HFSE (e.g. Booden et al., 2011). Las muestras carecen de una anomalía de Eu, la causa probable para tal es que el europio se encontraba en un estado oxidado Eu^{+3} en el cual no pudo reemplazar al Ca en las plagioclasas que fraccionaron al magma, o que la cristalización de las plagioclasas ocurrió en las últimas etapas magmáticas y no se fraccionaron durante el ascenso del magma (Siebe et al., 2004).

Con estos resultados y los xenolitos félsicos encontrados en la zona de estudio durante el trabajo de campo y los reportados en la literatura (Corona et al., 2006), se puede inferir que el origen del magmatismo probablemente está influenciado por la asimilación de rocas de la corteza sin embargo no existe una modelación para asegurarlo.

7.2.3. Mezcla de magmas

Petrográficamente las rocas de los domos Chapultepec, Muela y Buena Vista presentan plagioclasas zonadas y con textura tamiz y cuarzos con bordes de reacción que indican desequilibrio (Figura 62).

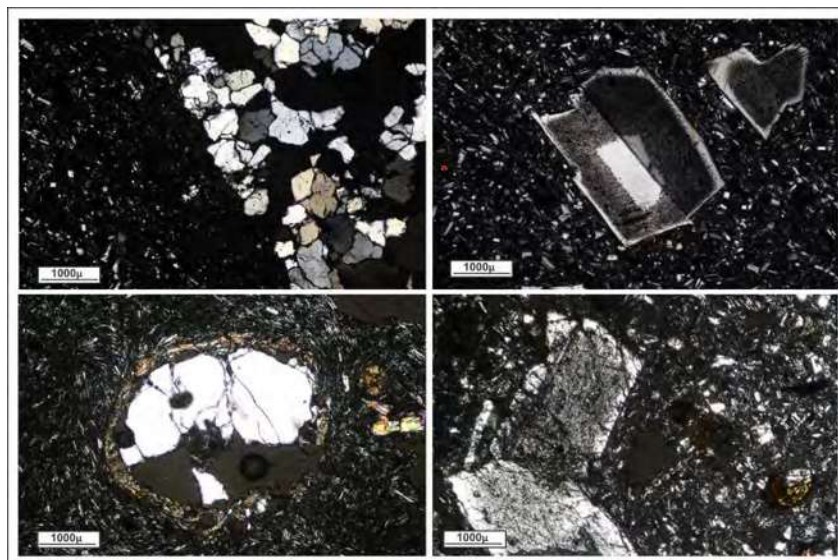


Figura 62. Láminas delgadas del domo Chapultepec, Muela y Buena Vista. **A** fractura rellena de cuarzo. **B y D** plagioclasas con textura tamiz y zonadas. **C** xenocristales de cuarzo con borde de reacción.

Las texturas de tamiz y zonificaciones de las plagioclasas ocurren por el desequilibrio causado al entrar en contacto dos magmas con diferentes temperaturas (Rutherford et al., 2003). Los xenolitos de cuarzo pudieron haberse incorporado de un magma dacítico o del basamento granítico.

Sin embargo no se extiende la discusión con respecto a las características petrográficas, porque no es suficiente para confirmar que la mezcla de magma existe por lo que se requieren estudios detallados adicionales.

7.2.4. Síntesis

La evolución de los magmas que han sido emitidos alrededor del lago de Pátzcuaro posiblemente no estuvo influenciada por un solo proceso, la variedad composicional parece indicar que ha habido heterogeneidad en el vulcanismo de esta zona. Un buen argumento para sustentar esto es el estudio que realizó Rowe et al., (2011) en Parícutin. Con el análisis de inclusiones de vidrio encontró que los magmas de los eventos eruptivos de un mismo volcán fueron diferentes con lo que concluyó que: “La composición del volcán Parícutin es el resultado de la evolución de pulsos de magmas independientes y no de la cristalización fraccionada de un pulso individual de una andesita basáltica”.

Composicionalmente los volcanes alrededor del lago de Pátzcuaro varían desde andesitas basálticas a dacitas y están distribuidos en un área de 525 km² con edades que van del Mioceno hasta el Holoceno. Si se hace la comparación de la zona de estudio con Parícutin, este último ocupa un área aproximada de 16 km², su erupción duró 10 años y su evolución magmática es el producto de diferentes procesos y no solo de cristalización fraccionada. Por lo tanto, es muy posible que en un área de mayor tamaño como lo es la zona de estudio, la evolución de los magmas se deba a más de un proceso magmático asociado a fuentes y procesos subcorticales diferentes. Por estas razones se concluye que los magmas fueron originados en fuentes y profundidades diferentes y que ascendieron por sistemas de fracturas distintas en donde pudieron mezclarse con otros magmas, fraccionarse o asimilar corteza continental.

7.3. Formación de andesitas en arcos magmáticos

La mayoría de las rocas de los volcanes estudiados son de composición andesítica, la formación de este tipo de rocas en los arcos volcánicos es de discusión ya que se proponen varios procesos.

- Las inclusiones de vidrio en rocas intermedias generalmente son de composición máfica y riolítica, existe un *gap* entre el 59 y 66w% SiO₂ que corresponde a las inclusiones intermedias. Esta falta de registro posiblemente ocurra en etapas tempranas de la evolución magmática, debido a la formación o extracción de líquidos silíceos durante la cristalización de basaltos o la fusión de rocas máficas de la fuente en la corteza media y profunda, implicando que la composición del magma es adquirida a profundidad (Reubi et al., 2009). Esto indicaría que los magmas intermedios no son productos primarios de zonas de subducción, si no que se han formado debido a *mingling* y mezcla sumado a la asimilación de rocas de la corteza.
- Otro posible proceso de formación de las andesitas en arcos continentales es el que se presenta en el volcán Colima en México. Los resultados de las inclusiones de vidrio de los minerales son de composición dacítica, sin embargo la composición de roca total de es andesítica. Lo que ocurre es que el magma dacítico se mezcla con fragmentos gabríticos que pertenecen a rocas del basamento del volcán y es lo que genera la composición andesítica en roca total (Reubi et al., 2008).

Cualquiera de estos procesos mencionados anteriormente pudo haber hecho parte de la evolución de las rocas andesíticas. Aunque es necesario realizar análisis de inclusiones de vidrio para conocer con exactitud la composición de los magmas que dieron origen a la mayoría de las rocas en la zona de estudio.

7.4. Comparacion de la zona de estudio con otros los campos monogenéticos de México

Debido a que la zona de estudio se encuentra dentro del CVMG, el campo volcánico más grande del país, se realizó la comparación con otros campos y zonas estudiadas a detalle con el fin de encontrar alguna relación espacio temporal entre estos.

La zona de estudio comprende un área de 525 km² dentro de los 40,000 km² totales que conforman el CVMG (Hasenaka et al., 1985). Al comparar este campo con respecto a los otros campos volcánicos monogenéticos en México, el CVMG es el más grande y el que contiene más

volcanes de este tipo en el país (más de 1000). En tamaño lo sigue el Campo Volcánico Apan (CVA), Valle de Bravo (CVB), Chichinautzin (CVC), Xalapa (CVX), Los Tuxtlas (CVLT), Mascota (CVM), Chiquianco Palma-Sola (CHPA) y Colima (CVCA) (Figura 63). La compilación de las características más relevantes de estos campos se encuentran resumidos en la Tabla 9 junto con las áreas que se han estudiado a detalle dentro del CVMG.

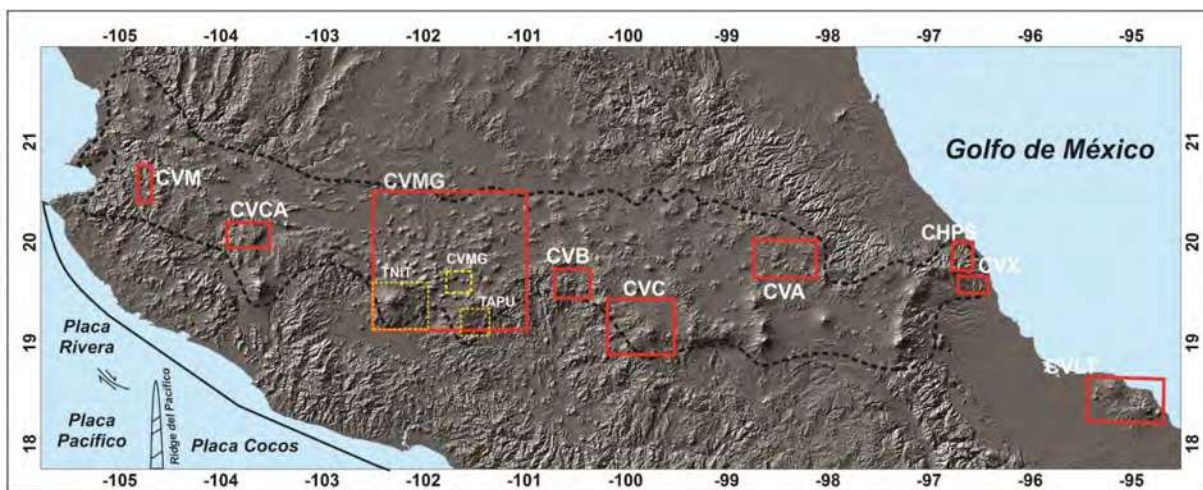


Figura 63. Distribución de los campos volcánicos monogenéticos más importantes de México. CVM=Campo Volcánico Mascota, CVCA=Colima-Cántaro, CVMG=Campo Volcánico Michoacán Guanajuato, CVB=Campo Volcánico Valle de Bravo, CVC=Campo Volcánico Chichinautzin, CVA=Campo volcánico Apan, CHPS=Campo Volcánico Chiconquiaco Palma Sola, CVX=Campo Volcánico Xalapa y CVLT=Campo Volcánico los Tuxtlas. Se incluye en línea amarilla punteada el área de Tacambaro-Puruarán, la región de Tancitaro y Nueva Italia y el vulcanismo alrededor del Lago de Pátzcuaro, estos últimos pertenecen a una porción del CVMG. Tomada y modificada de Rodríguez *et al.*, (2010).

El CVA comenzó su actividad en el Mioceno y tiene registro de vulcanismo hasta el Pleistoceno y el CVCA, CVX y CVB comenzaron el vulcanismo en el Plioceno-Pleistoceno y se ha mantenido activo hasta el Holoceno. La comparación de los campos volcánicos indica que el vulcanismo ha sido casi contemporáneo en las diferentes regiones.

<i>Campo Volcánico</i>	<i>Localización</i>	<i>Área aproximada</i>	<i>Número de volcanes</i>	<i>Densidad de conos por km²</i>	<i>Tasa de emisión km³/1000 años</i>	<i>Registro Volcánico</i>	<i>Composición</i>
<i>Michoacán Guanajuato (CVMG)</i>	Estado de Michoacán y parte sur del estado de Guanajuato	40,000 Km ²	Más de 1000	2,5 /100	0,8 2,1	Mioceno-Medio a Holoceno (Parícutin 1943)	C.A: Basaltos, andesitas basálticas, andesitas y dacitas.
<i>Chichinautzin (CVC)</i>	Sur México DF	2,500km ²	220		0.47	Pleistoceno-Holoceno	C.A: Basaltos, andesitas basálticas, andesitas y dacitas. Rocas alcalinas.
<i>Los Tuxtlas (CVLT)</i>	Costa del Golfo de México al sur del estado de Veracruz	2,200 km ²	Más de 200		0.1	Mioceno Tardío-Holoceno.	A: Basaltos alcalinos, hawaiitas, mugearitas and benmoreitas, andesitas basálticas y andesitas.
<i>Xalapa (CVX)</i>	Xalapa en el estado de Veracruz	2,400 km ²	Más de 50		0.007	Plioceno-Holoceno	C.A: Basaltos y andesitas basálticas.
<i>Apan (CVA)</i>	Apan, Hidalgo	5,000 km ²				Mioceno-Medio a Pleistoceno	C.A: Basaltos a riolitas.
<i>Chiconquiaco Palma- Sola (CHPA)</i>	Chiconquiaco en el estado de Veracruz	1,700 km ²				Mioceno Tardío- Holoceno	A: Basaltos alcalinos y Shoshonitas.
<i>Valle de Bravo</i>	Al sur del Nevado de Toluca	3,700 km ²	120			Pleistoceno-Holoceno	
<i>Colima (CVCA)</i>	Colima		11			Pleistoceno Tardío-Holoceno	A: Basanita, leucita-basanita, minettes y andesitas basálticas.
<i>Mascota (CVM)</i>	Jalisco	2,000 km ²	87		~0.003	Pleistoceno Inferior- Pleistoceno Superior	A: Minette, absarokita, andesita basáltica y andesita.
<i>Área Tacámbaro- Puruarán</i>	Sur del CVMG (Tacámbaro)	690 km ²	114	16/100	0.58	Eoceno- Holoceno	CA: Basaltos, andesitas basálticas, dacitas y algunos productos alcalinos.
<i>Región Tancitaro Nueva-Italia</i>	Tancitaro Nueva-Italia (Michoacán)	4,400 km ²	17 Escudos 140 Cineríticos >40 Lavas.		3,4	Mioceno Superior-Holoceno	CA: Basaltos, andesitas basálticas, andesitas y dacitas.
<i>Zona de estudio</i>	Pátzcuaro	525 km ²	43			Mioceno Medio-Holoceno	CA: andesitas basálticas andesitas y dacitas.

Tabla 10. Resumen de las características relevantes de los campos volcánicos en México comparados con la porción que representa la zona de estudio dentro del CVMG. CA=Calcoalcalinos, A=Alcalinos.

La mayor diferencia entre estos son las composiciones químicas, pues los campos volcánicos centrales han emitido productos con una composición calcoalcalina exceptuando el campo volcánico Chichinautzin y el área de Tacámbaro- Puruarán que aunque la mayoría de sus rocas pertenecen a ambientes de subducción, poseen algunas con afinidad alcalina. Mientras que en los campos volcánicos del oriente y occidente las rocas son predominantemente alcalinas. También es notable la densidad de conos y el espacio que ocupan los campos volcánicos en cada lugar. Las características de los diferentes campos sugieren que la tectónica juega un papel importante en la evolución magmática y no se comporta de la misma manera a lo largo del CVTM.

8. CONCLUSIONES

1. La cartografía a escala 1:25,000 del vulcanismo alrededor del Lago de Pátzcuaro complementada con la estratigrafía y fechamientos radiométricos ^{14}C , determinó que la actividad en esta área comenzó en el Mioceno Superior y ha continuado hasta el Holoceno. Los primeros eventos volcánicos estuvieron dominados por erupciones efusivas tipo Hawaiano que dieron lugar a flujos de lava y volcanes tipo escudo. Posterior a esto el magmatismo se incrementó y cambio a un vulcanismo explosivo tipo estromboliano e hidromagmático que formó varios conos cineríticos y un maar (El Estribo), esta actividad también estuvo acompañada de intrusiones dómicas y efusiones de lava. Los eventos más jóvenes pertenecen a actividad volcánica estromboliana en el Holoceno.
2. Se definieron siete unidades estratigráficas, las dos primeras corresponden al basamento y son la Unidad Paleógeno tardío la cual corresponde al basamento más antiguo conformado por rocas graníticas y la Unidad Mioceno Plioceno que también hace parte del basamento y está constituida por ignimbritas dacíticas y lavas andesíticas. El vulcanismo más cuaternario está representado por la unidad andesítica Tariaqueri, Unidad Loma San José, Unidad andesítica-dacítica Vado, Unidad andesítica Estribo y la Unidad andesítica-dacítica La Taza.
3. El vulcanismo alrededor de Lago de Pátzcuaro está conformado por 42 estructuras volcánicas representadas por cuatro volcanes tipo escudo, 28 conos cineríticos, diez domos y numerosos flujos de lava fisurales o asociados a los conos cineríticos. Las tasas de emisión fueron durante el Pleistoceno medio de $0,036 \text{ km}^3/1000$ años, en el Pleistoceno superior de $0,489 \text{ km}^3/1000$ años y en el Holoceno de $0,02 \text{ km}^3/1000$ años. El volumen aproximado arrojado por todos los volcanes es de 39 km^3 .
4. Las rocas que componen los diferentes centros volcánicos están conformadas por andesitas basálticas y andesitas con minerales de plagioclasa (andesina, labradorita y bytownita), ortopiroxeno (hiperstena), clinopiroxeno (augita) y olivino (fayalita). Las rocas dacíticas presentan fenocristales de plagioclasa (andesina y labradorita), hornblenda y mica biotita.

5. Los contenidos en sílice van de 54.68 a 64.75 porcentaje en peso, con estos valores las rocas fueron clasificadas en el diagrama TAS como andesitas-basálticas, andesitas (las más abundantes) y dacitas. La mayoría de los diagramas Harker presentaron patrones dispersos, lo que posiblemente indique una heterogeneidad en la fuente de origen de los magmas.

En el diagrama normalizado a condrita las muestras presentan un patrón similar, sin embargo, hay una variación de unidades logarítmicas en el eje de la Y, además es notable la ausencia de la anomalía en europio. En la normalización con las tierras raras es notable el enriquecimiento en LILES y las anomalías negativas en Nb, Ta y Ti que denotan una afinidad calcoalcalina que indica que los magmas se formaron en un ambiente tectónico de subducción.

6. El sistema de fallas más antiguo está representado por el sistema de fallas tipo Basin and Range, con fallas orientadas en dirección NE-SO y N-S, que se expresa en los lineamientos de conos en la zona de estudio. Las fallas más recientes pertenecen al sistema de fallas Morelia-Acambay en dirección E-O las cuales ocurren en respuesta al campo de esfuerzo regional σ_3 , que determina la distribución del vulcanismo actual e igualmente está asociado a los colapsos volcánicos.

9. BIBLIOGRAFÍA

Aguirre-Díaz, G. J., del Carmen Jaimes-Viera, M., Nieto-Obregón, J. 2006. The Valle de Bravo Volcanic Field: Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt. Geological Society of America Special Papers, 402: 139-154.

Asimow, P. D., & Ghiorso, M. S., 1998. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. American Mineralogist, 83: 1127-1132.

Arce, J.L., Layer, P.W., Lasitter, J., Benowitz, J.A., Macías, J.L., Ramírez- Espinosa, J., 2013. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry and isotopic analyses of the Quaternary Chichinautzin Volcanic Field, south of Mexico City: Implications for timing, effusion rate, and distribution of the volcanism. Bulletin of Volcanology (en revisión).

Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, T., 1992. K–Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. Geofisica Internacional, 31: 467-473.

Bebbington, M.S., Cronin, S.J., 2011. Spatio-Temporal hazard estimation in the Auckland Volcanic Field, New Zealand, with a new event- order model. Bulletin of Volcanology, 73: 55-72.

Best, M.G., Christiansen, E.H., 2001. Igneous Petrology. Blackwell Science, 2: 303-304.

Bloomfield, K., 1975. A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. Geologische Rundschau, 64: 476-497.

Booden, M.A., Smith, I.E.M., Black, P.M., Mauk, J.L., 2011. Geochemistry of the Early Miocene volcanic succession of Northland, New Zealand, and implications for the evolution of subduction in the Southwest Pacific. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1995: 25-37.

Bradbury, J.P., 2000. Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163: 69-95.

Bradbury, J.P., 1982. Paleocological Studies at Lake Patzcuaro on the West-Central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quaternary Research*, 17: 56-70.

Campa, M. F., & Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 1040-1051.

Capra, L., Macías, J.L., Scott, K.M., Abrams, M., Garduño-Monroy, V.H., 2002. Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico – behavior, and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113: 81-110.

Carrasco Nuñez, G., Righter, K., Chesley, J., Siebert, I., Aranda-Gómez, J.J., 2005. Contemporaneous eruption of calc-alkaline and alkaline lavas in continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): Chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150: 423-440.

Chacón-Torres, A., Múzquiz-Irbe, E., 1997. Climatic trend, water balance and lake Pátzcuaro, a tropical high altitude lake. *Quaternary International*, 43/44: 43-51.

Clark, K.F., Foster, C.T., Damon, P.E., 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 533-544.

Connor, C.B., 1987. Structure of the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33: 191-200.

Corona-Chávez, P., Reyes-Salas, M., Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcántara, I., Lozano-Santa Cruz, R., Morton-Bermea, O., y Hernández-Álvarez, E., 2006. Asimilación de xenolitos

graníticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato: el caso de Arócutin Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23: 233-245.

Demant, A., 1982. Interpretación geodinámica del Volcanismo del eje neovolcánico Transmexicano. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 5: 217-222.

Demant, A., 1978. Características del eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 2: 172-187.

Ego, F., Ansan, V., 2002. Why is the central Trans-Mexican volcanic belt (102–99 W) in transtensive deformation?. *Tectonophysics*, 359: 189-208.

Ferrari Luca, T., Tagami, Takahiro., Eguchi, Mugihiko., Orozco-Esquivel M. Teresa., Petrone, Chiara M., Albarrán, Jorge Jacobo., López Martínez, Margarita., 2005. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146: 284-306.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522: 122-149.

Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53: 84-92.

García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson¹, 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*, 41:133-150.

Garduño-Monroy, V. H., Soria-Caballero, D. C., Israde-Alcántara, I., Hernández Madrigal, V. M., Rodríguez-Ramírez, A., Ostroumov, M., Mora-Chaparro, J. C., 2011. Evidence of tsunami events in the Paleolimnological record of Lake Pátzcuaro, Michoacán, México. *Geofísica internacional*, 50: 147-161.

Garduño-Monroy, V.H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal V.M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., Lopez-Granados, E., Mora Chaparro, J.C., 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central México. *Geofísica Internacional*, 48: 319-335.

Garduño-Monroy, V.H., Saucedo-Girón, R., Jimenez, Z., Gavilanes-Ruiz, J.C., Cortés-Cortés, A., Uribe-Cifuentes, R.M., 1998. La falla Tamazula, Límite suroriental del Bloque Jalisco, y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima, México. *Revista de Ciencias Geológicas*, 15: 132-144.

Gilichinsky, M., Melnikov, D., Melekestsev, I., Zaretskaya, N., & Inbar, M., 2010. Morphometric measurements of cinder cones from digital elevation models of Tolbachik volcanic field, central Kamchatka. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 36: 287-300.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57:227-283.

Gomez-Vasconcelos, G., 2012. Geología y Estratigrafía Volcánica de la Sierra de Mil Cumbres. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Tesis de Maestría, pag 141.

Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, Paul., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacambaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 74: 1187-1211.

Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V. H., Le Corvec, N., 2011. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201: 97-112.}

Ghiorso, M. S., & Sack, R. O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of

liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 197-212.

Hasenaka, T., 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63: 13-31.

Hasenaka, T., Carmichael, I., 1987. The Cinder Cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and Chemistry. *Journal of Petrology*, 28: 241-269.

Hasenaka, T., Carmichael, I., 1985a. The cinder cones of Michoacán Guanajuato central México. Their age, volume, and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25: 105-124.

Hasenaka, T., Carmichael, I., 1985b. A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central México. *Geofísica Internacional*, 24: 577-607.

Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy V.H., Fisher, C.T., Pollar, H.P., Rodríguez-Pascua, M.A., 2005. Lake level change, climate, and the impact of natural events: the role of seismic and volcanic events in the formation of the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, Mexico. *Quaternary International*, 135: 35-46.

Jaimés, M.C., 2006. *Geología y Geoquímica de la parte central del arco volcánico Chiapaneco, México*. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría.

Keating, N.K., Valentine, G.A., Krier, D.J., Perry, F.V., 2008. Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 70: 563-582.

Luhr, J. F., & Cuasay, M., 1993. Parícutin: the volcano born in a Mexican cornfield.

Luhr, J.F., Carmichael, I., 1981. The Colima Volcanic Complex, Mexico: Part II. Late-Quaternary Cinder Cones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 127-147.

Martin Del Pozo, A.L., 1982. Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, México. *Bulletin of Volcanology*, 45: 9-24.

McCulloch, M. T., Gamble, J. A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102: 358-374.

Metcalf, S.E., Davies, S.J., Braisby, J.D., Leng, M.J., Newton, A.J., Terrett, N.L., O'Hara, S.L., 2007. Long and short-term change in the Pátzcuaro Basin, central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 247: 272–295.

Nelson, S. A., González-Caver, E. 1992. Geology and K-Ar dating of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, México. *Bulletin of volcanology*, 55: 85-96.

Ownby, S. E., Lange, R. A., Hall, C. M., 2008. The eruptive history of the Mascota volcanic field, western Mexico: age and volume constraints on the origin of andesite among a diverse suite of lamprophyric and calc-alkaline lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177: 1077-1091.

Ownby, S.E., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., 2011. Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancítaro–Nueva Italia region of the central Mexican arc. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 274-294.

Oliver, R., Blundy, J., 2009. A deart of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature*, 461: 1269-1273.

Pasquarè, G., Ferrari, L., Covelli, P., De Agostini, G., 1991. Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico. *Geological Society of America*.

Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates en southern México: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100:357-12,373.

Reubi, O., & Blundy, J., 2009. A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature*, 461:1269-1273.

Reubi, O., Blundy, J., 2008. Assimilation of Plutonic Roots, Formation of High-K 'Exotic' Melt Inclusions and Genesis of Andesitic Magmas ant Volcán De Colima, México. *Journal of Petrology*, 49: 2221-2243.

Robles-Camacho, J., Corona-Chávez, P., Morales-Gámez, M., Guzmán, A.F., Polaco, O.J., Domínguez-Vázquez, G., Israde-Alcántara, I., Oliveros-Morales, A., 2010. Estratigrafía y paleoambiente asociados a un Gomphoteriidae (Cuvieronius hyodon) en Tzintzuntzan, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27: 530-544.

Rodríguez, S.R., Morales-Barrera, W., Layer, P., González-Mercado, E., 2010. A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197: 149-166.

Rowe, M.C., Peate, D.W., Peate, I.U., 2011. An Investigation into the Nature of the Magmatic Plumbing System at Parícutin Volcano, Mexico. *Journal of Petrology*, 52: 2187-2220.

Rutherford, M.J., Devine, J.D., 2003. Magmatic Conditions and Magma Ascent as Indicated by Horblende Phase Equilibria and Reactions in the 1995-2002 Soufriere Hills Magma. *Journal of Petrology*, 44: 1433-1454.

Salinas, S. López-Blanco, J., 2010. Geomorphic assessment of the debris avalanche deposit from the Jocotitlán volcano, Central México. *Geomorphology*, 123: 142-153.

Schaaf, P., Carrasco- Nuñez, G., 2010. Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlatépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197: 108-122.

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., y Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern México: Geochronological evidence. *Tectonics*, 14:339-1,350.

Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005. Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141: 225-243.

Siebe, C., Rodríguez- Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guasapala and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130: 197-226.

Stephen, A.N., Gonzales-Caver, E., 1992. Geology and K-Ar dating of the Tuxtlas Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 55: 85-96.

Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martinez, M., Aguirre-Díaz, G., & Farrar, E. (1995). The Acambay graben: Active intra-arc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico. *Tectonics*, 14(6), 1245-1262.

Wood, C.A., 1980. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 137-160.

10. APÉNDICES

APÉNDICE I

Muestra	Tipo de roca	Minerales	Texturas	Observaciones
PZS 02	Hipocristalina inequigranular	Plag, opx, cpx	Pilotaxítica, glomeroporfirítica, variolítica, ofítica	Fenocristales 80% de plag, opx y cpx 20%, matriz compuesta por microlitos de plagioclasa y vidrio.
PZS 02A	Hipocristalina inequigranular	Olv, opx, plag	Pilotaxítica	No se observaron fenocristales de plagioclasa, solo se presentan en la matriz. Los fenocristales están constituidos en su mayoría por olivinos seguidos de ortopiroxenos. Fenocristales 10%, matriz 90%
PZS 2B	Hipocristalina inequigranular	Olv, plag	Traquítica	Fenocristales compuestos por fenocristales de olivino y matriz compuesta por microcristales de olivino, plagioclasa y vidrio.
PZS 05D	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, opx, cpx	Vesicular, pilotaxítica, glomeroporfirítica	Fenocristales (50%), matriz conformada por microcristales de plagioclasas y vidrio (50%)
PZS 07A	Hipocristalina inequigranular	Plag, opx, olv	Pilotaxítica	Roca conformada por pequeños cristales de plag y opx (70%), la matriz está conformada por vidrio

				(30%).
PZS 10	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv	Pilotaxítica	3% de fenocristales de olv, 90% plagioclasas y 8% matriz de vidrio y microcristales de plag.
PZS 13	Hipocristalina inequigranular	Plag, opx	Pilotaxítica, variolítica	85% plagioclasas, 5% opx y 10% matriz de vidrio. Se observaron escasos cristales de olv.
PZS 16	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, opx, cpx	Glomeroporfírica, variolítica, traquítica y pilotaxítica en algunos segmentos.	La textura general es hipocristalina fanerítica inequigranular. Los fenocristales de olv tienen formas anhedrales a euhedrales, mientras que las plagioclasas presentan formas euhedrales. Algunos de los olivinos presentan bordes de reacción y no están completos. La matriz está compuesta por microcristales de plagioclasa y vidrio.
PZS 17	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, opx, qz	Emplumada, traquítica	Los minerales que conforman la roca son olv, opx y plag, el cuarzo se presenta como xenocristal con bordes de reacción. La matriz está conformada por plagioclasa y vidrio.
PZS 19	Hipocristalina inequigranular	Plag, opx	Vesicular, ofítica, pilotaxítica	Fenocristales de opx y plag (5%), matriz de plagioclasa y vidrio (95%).

PZS 20A	Hipocristalina inequigranular	Plag, cpx, opx	Ofítica, pilotaxítica, glomeroporfirítica	Matriz compuesta por microcristales de plagioclasa y vidrio (90%), los fenocristales cubren el 10% restante.
PZS 20B	Hipocristalina inequigranular	Plag, opx, cpx,	Ofítica, vesicular, pilotaxítica, variolítica, glomeroporfirítica.	La mayoría de la roca está compuesta por fenocristales de plagioclasa (85%), piroxenos (5%), matriz compuesta por microlitos de plag (10%).
PZS 22	Holocristalina inequigranular	Plag, olv, opx	Pilotaxítica, glomeroporfirítica	El 95 % de la roca está constituida por plagioclasas tanto en los fenocristales como en la matriz. Los olivinos presentan bordes de reacción.
PZS 33		Plag y opx	Pilotaxítica	
PZS 39	Holocristalina inequigranular	Plag, opx	Pilotaxítica, glomeroporfirítica, variolítica	Roca conformada por 60% de fenocristales y 40% de matriz de plagioclasa y vidrio
PZS 41A	Holocristalina inequigranular	Plag, olv, cpx	Glomeroporfirítica, pilotaxítica	Los fenocristales están constituidos por olivino seguido de cpx, la plagioclasa solo se observa en la matriz junto con el vidrio.
PZS 42B	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, opx, cpx	Glomeroporfirítica, ofítica, pilotaxítica,	30% Fenocristales 70% matriz. Se observa plagioclasa y óxidos en la matriz.

			vesicular	
PZS 50	Hipocristalina inequigranular	Plag, biot, anf, cpx	Tamiz, pilotaxítica	El mayor porcentaje está constituido por plagioclasas zonadas, con textura tamiz y maclas, seguido por anf y biot en desequilibrio con bordes de reacción. En poco porcentaje se observaron cpx. Los minerales se encuentran dentro de una matriz microlítica de plag, vidrio y óxidos. En partes de la lámina delgada se observan microfracturas rellenas de cuarzo.
PZS 54	Hipocristalina inequigranular	Plag, anf, biot, cpx	Texturas de desequilibrio en plagioclasas tamiz, zonación, glomeroporfirítica, pilotaxítica	La matriz está compuesta por cristales de plagioclasa y vidrio. Las plagioclasas con textura tamiz y zonadas pertenecen los fenocristales, los anf y biot están en desequilibrio y presentan bordes de reacción de color café. 10% de fenocristales y 90 de matriz.
PZS 56 C	Hipocristalina inequigranular	Plag	Pilotaxítica	Toda la roca está compuesta en un 80% por plagioclasa y 20 % matriz de vidrio y microlitos de plag.
PZS 57	Hipocristalina	Plag, opx	Pilotaxítica,	El 85 % de la roca está conformada por plagioclasa,

	inequigranular		emplumada	5% opx y 2% de óxidos en una matriz de vidrio que ocupa aproximadamente el 8%. No se observan fenocristales.
PZS 59	Hipocristalina inequigranular	Plag, anf, biot y cpx		Las micas biotitas y los anfíboles se encuentran en desequilibrio y oxidados, los minerales más frescos son los clinopiroxenos, sin embargo la mayoría se encuentra con bordes corroídos y en desequilibrio. La matriz está compuesta por plagioclasas y vidrio.
PZS 66	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv	Traquítica	La roca está conformada por fenocristales de olv dentro de una matriz de plagioclasas óxidos y vidrio.
PZS 67A	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, opx	Vesicular, glomeroporfirítica, pilotaxítica	Compuesta por fenocristales de olv y opx (10%) dentro de una matriz (80%) de microlitos de plag, olv y vidrio.
PZS 73	Hipocristalina inequigranular	Olv, plag	Traquítica	Los fenocristales están representados por olivino (3%) y la matriz por microcristales de plagioclasas y vidrio.
PZS 74	Hipocristalina inequigranular	Olv, plag	Traquítica	Fenocristales de olv en una matriz de plag y vidrio. Fenocristales 3%, matriz 97%.

PSZ 78	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, opx	Ofítica, variolítica, pilotaxítica, glomeroporfirítica	Los fenocristales ocupan el 80% de la roca y 20% de matriz conformada por microcristales de plagioclasa y vidrio. Algunas plagioclasas están zonadas y otras presentan maclas polisintéticas.
PZS 79	Hipocristalina inequigranular	Olv y plag	Pilotaxítica	Los fenocristales están compuestos en su mayoría por olivinos y en menor proporción por plagioclasas. La matriz está conformada por microlitos de plag, minerales máficos que no se alcanzan a reconocer y óxidos, conforma el 80% de la roca y los fenocristales el 20 %.
PZS 80	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, opx	Pilotaxítica, glomeroporfirítica	Los fenocristales conforman un 2% y la matriz conformada por plagioclasas y vidrio 98%.
PZS 81	Hipocristalina inequigranular	Olv, cpx, plag	Pilotaxítica	El 35 % está ocupado por fenocristales, la matriz se conforma de plag y microlitos de olv y cpx. Esta roca pose un xenolito conformado por cristales de olivino y cpx y fragmentos de otras rocas ambos cementados en una matriz oxidada.
PZS 83	Hipocristalina inequigranular	Plag, cpx	Traquítica	Roca conformada en su mayoría por cristales de plagioclasas, vidrio (99%) y pocos fenocristales de

				cpx (1%)
PZS 84A	Hipocristalina inequigranular	Plag, opx, cpx	Vesicular, pilotaxítica	La matriz está conformada por microcristales de plagioclasa y vidrio, se observa el vidrio más oscuro en algunos lugares de la roca. Los fenocristales están conformados por plag, opx y cpx. Fenocristales 10%, matriz 90%.
PZS 85	Hipocristalina inequigranular	Plag, opx, cpx, qz	Vesicular, pilotaxítica	Los cuarzos pertenecen a xenocristales con anillos de reacción. Las plagioclasas forman una textura pilotaxítica, presentan maclas polisintéticas y zonaciones. Plag (90%), piroxenos (3%) y matriz compuesta por vidrio y microcristales de plag.
PZS 86	Hipocristalina inequigranular	Plag, opx, cpx	Vesicular, pilotaxítica	La mayoría de la roca está conformada por plagioclasas primarias 90%, 2% piroxenos y 5% xenocristales de plagioclasas con textura tamiz.
PZS 87	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, cpx	Variolítica, glomeroporfirítica	Maclado polisintético y zonaciones en las plagioclasas. 60% plagioclasas, 10% olv y cpx y 30% de matriz de microlitos de plagioclasas y vidrio.
PZS 89	Hipocristalina	Olv, opx, plag	Traquítica,	Roca conformada por fenocristales de olv en su mayoría y plagioclasa, la matriz está conformada por

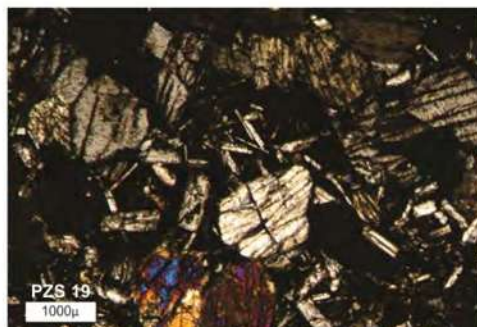
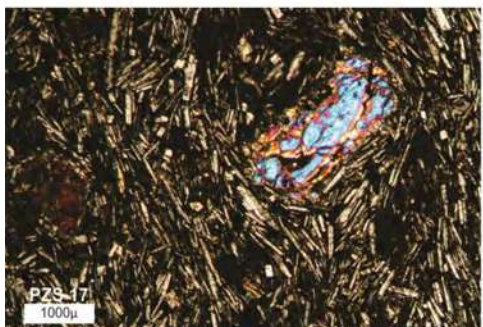
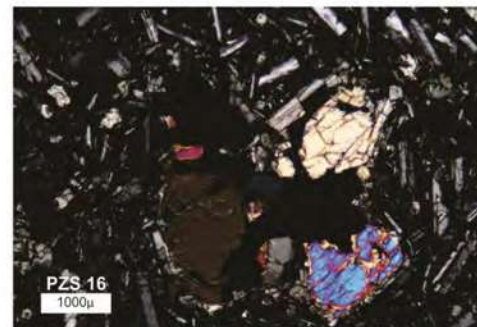
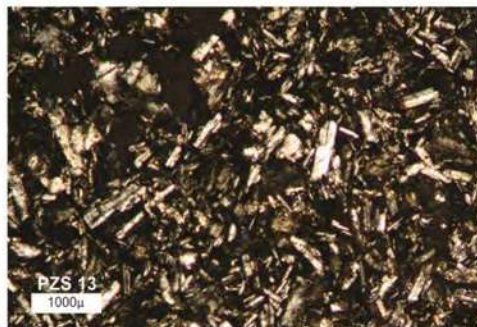
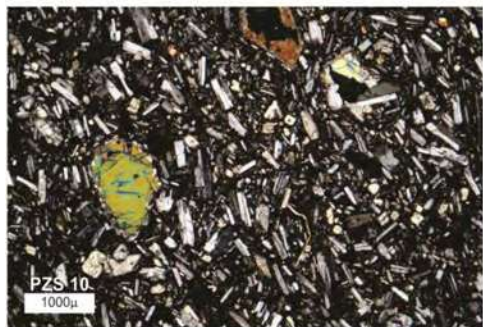
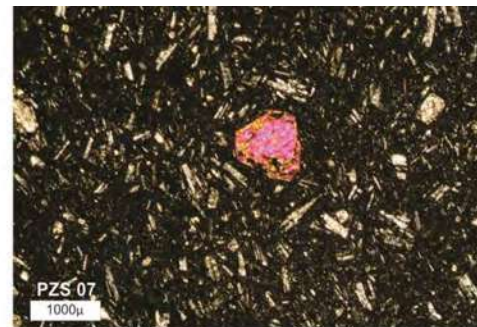
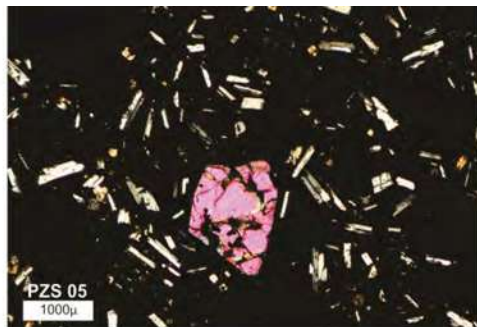
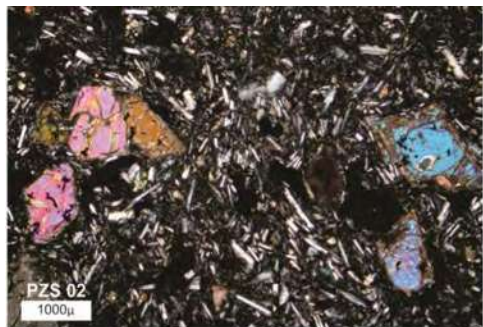
	inequigranular		glomeroporfirítica	plagioclasas y vidrio. 20% fenocristales y 80% matriz.
PZS 92	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, opx	Glomeroporfirítica, pilotaxítica	La plagioclasa no aparece como fenocristal solo conforma la matriz junto con microcristales de opx. 70% matriz 30% fenocristales.
PZS 93	Hipocristalina inequigranular	Plag, cpx, olv	Pilotaxítica, variolítica, vesicular	Los fenocristales conforman el 30% de la roca y 70% la matriz de plag y vidrio.
PZS 94	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, opx, cpx	Glomeroporfirítica, variolítica, ofítica y poiquilítica	Los fenocristales ocupan el 70 % de la roca y la matriz conformada por microlitos de plagioclasa el 30%
PZS 95	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, opx, cpx	Glomeroporfirítica, pilotaxítica, ofítica	30% de cristales, 70% de matriz de microlitos de plagioclasa y vidrio. Los olivinos presentan bordes de iddingsita.
PZS 98				
PZS 99	Hipocristalina inequigranular	Olv, plag	Traquítica	Fenocristales de olivino (2%), matriz de plagioclasa, microcristales de olv y vidrio.
PZS 100	Hipocristalina inequigranular	Plag	traquítica	Roca 100% conformada por plag y vidrio.

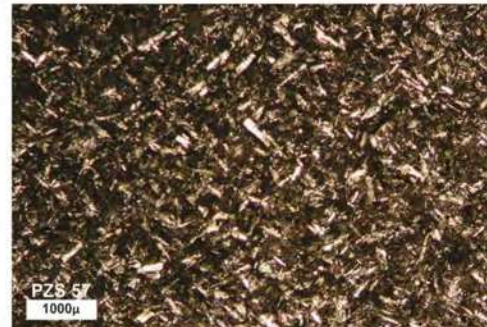
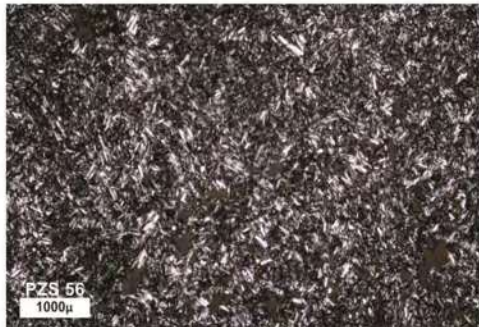
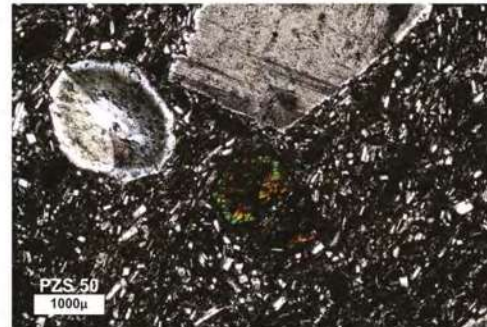
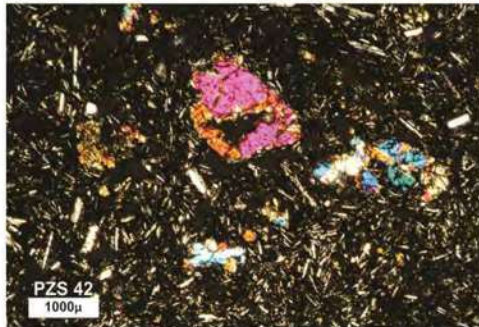
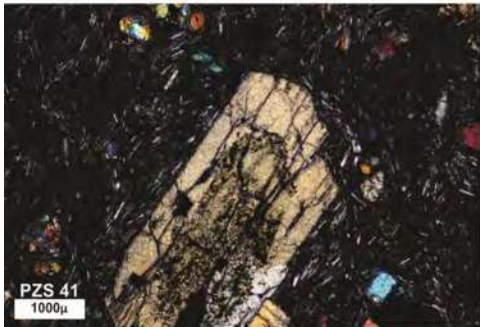
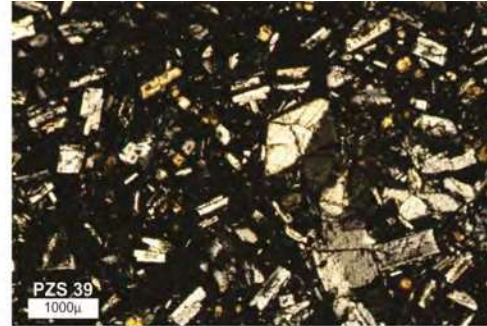
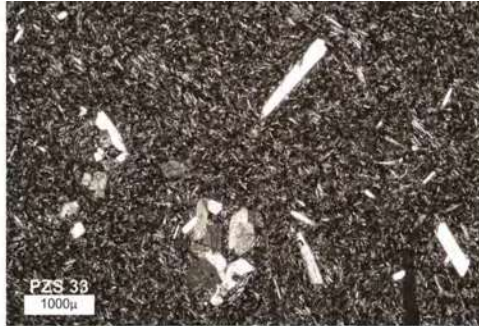
PZS 101	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv	traquítica	La mayor parte de la roca está conformada por microcristales de plagioclasa (99%) y se observan pocos olivinos (1%).
PZS 108	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, opx,	Pilotaxítica, glomeroporfirítica	Fenocristales 80% de plagioclasas, olv y opx (5%) y matriz de microlitos de plagioclasas y óxidos 15%. Olivinos alterados a iddingsita.
PZS 120	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, opx	Pilotaxítica, glomeroporfirítica, ofítica	Matriz conformada por microlitos de plagioclasa y vidrio 50%, fenocristales 50%.
PZS 121	Hipocristalina inequigranular	Plag, opx, cpx	Traquítica, glomeroporfirítica	Matriz compuesta por plag y vidrio 95%, fenocristales por opx y cpx.
PZS 122	Hipocristalina inequigranular	Plag, cpx, opx	Emplumada, traquítica	90% matriz 10 % de fenocristales.
PZS 128	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv	Texturas de desequilibrio, tamiz y zonación, pilotaxítica	Las plagioclasas que conforman los fenocristales pertenecen a xenocristales que se encuentran en desequilibrio. La roca está conformada por olv con bordes de reacción y matriz de microlitos de plag y óxidos. Matriz 96%, fenocristales 4%.

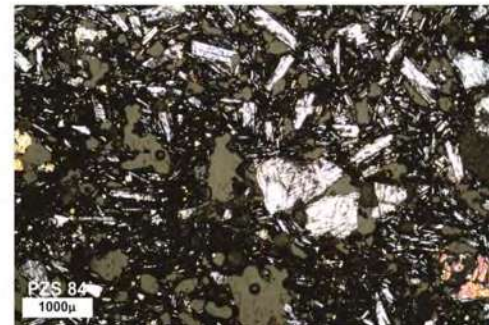
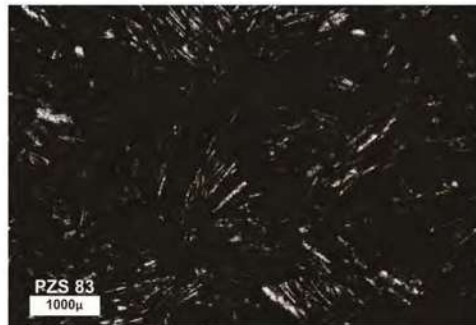
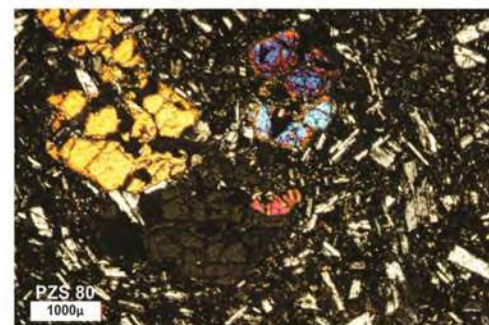
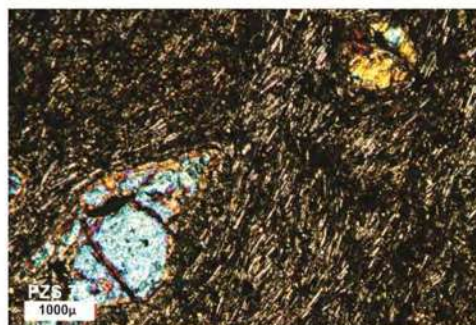
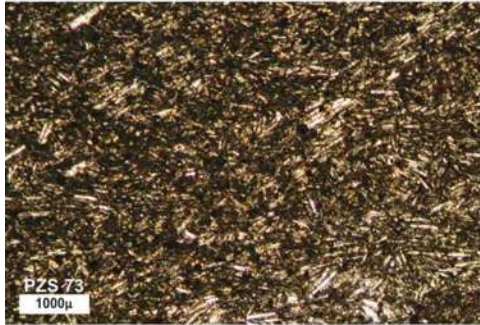
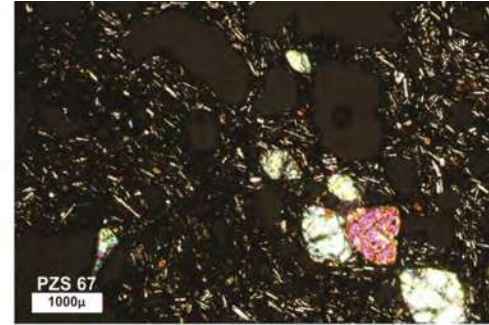
PZS 130	Hipocristalina inequigranular	Plag, opx, cpx	Tamiz, zonadas, pilotaxítica	Las plagioclasas se encuentran en desequilibrio con los demás minerales que conforman la roca, presentan textura tamiz y zonaciones. Las plagioclasas no alteradas conforman junto con el opx, cpx los fenocristales de la roca y la matriz está compuesta por microcristales de plagioclasas y vidrio
Muela	Hipocristalina inequigranular	Plag, anf, biot y plag	Texturas de desequilibrio, tamiz en xenocristales de plag, pilotaxítica y zonación	Se observaron fenocristales de plagioclasas con textura tamiz, los anf y las biotitas presentan bordes de reacción.
Flujo piroclástico	Hipocristalina inequigranular	Plag, anf y biot	Tamiz en xenocristales de plag, pilotaxítica	La matriz de la muestra ocupa el 80% está conformada en su totalidad por plag. Los fenocristales son plag, biot y anf. Las plagioclasas que presentan textura tamiz son de mayor tamaño que las plagioclasas que se observan conformando la roca en general (parecen ser xenocristales).
Buena Vista	Hipocristalina inequigranular	Opx, cpx, plag, qz	Pilotaxítica, glomeroporfirítica y traquítica	Los fenocristales están conformados por opx, cpx y plag Se observan xenocristales de cuarzo y plagioclasas, algunos minerales máficos están en desequilibrio con bordes oxidados. En algunas partes

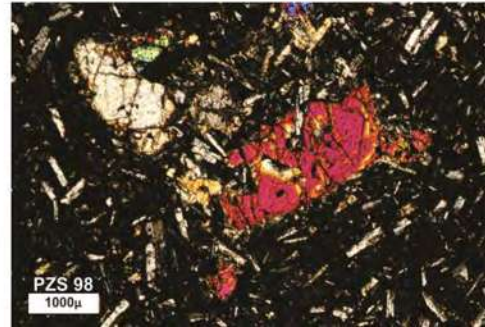
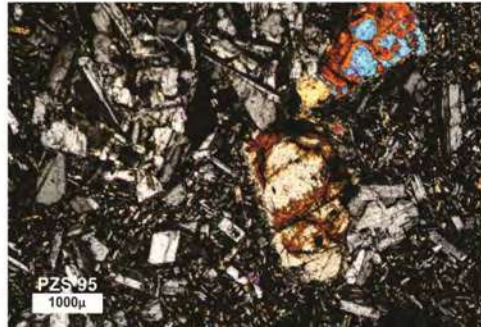
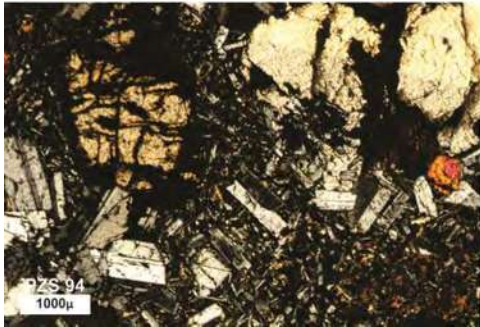
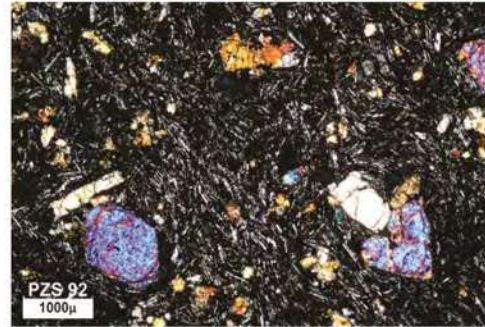
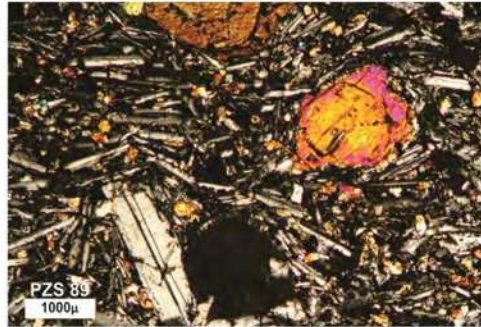
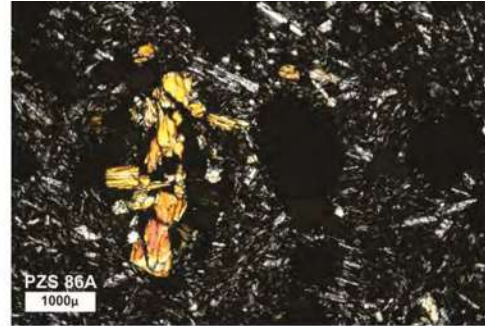
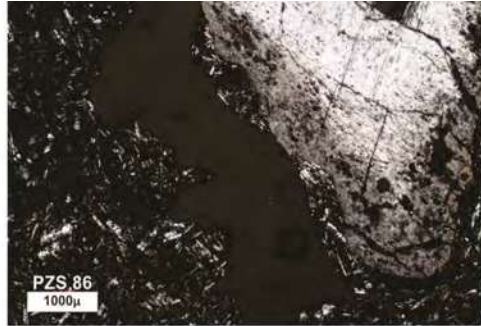
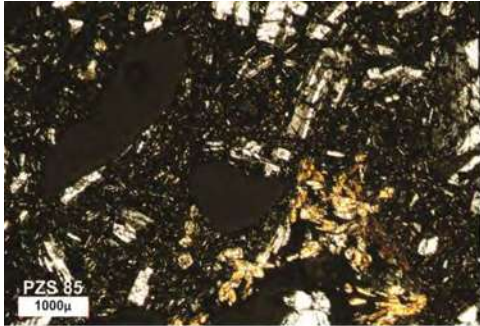
				la matriz se observa con textura pilotaxítica y en otros lados traquítica.
Vado	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv, cpx	Glomeroporfirítica, ofítica	Los fenocristales están conformados en su mayoría por plag, seguida de olv y cpx. Se observan alteraciones a iddingsita y óxidos. La matriz está conformada por vidrio.
Carichuato	Hipocristalina inequigranular	Plag, olv	Ofítica, glomeroporfirítica, pilotaxítica	Alteraciones a iddingsita en los olivinos, las plagioclasas presentan formas euhedrales, zonaciones y maclado. Matriz conformada por microlitos de plagioclasa y vidrio (30%).
Roca con xenolito	Hipocristalina inequigranular Holocristalina inequigranular	Plag, olv, opx Minerales félsicos	Pilotaxítica	Esta roca pertenece a un producto piroclástico del volcán Laura, donde fue encontrado un xenolito. La roca que contiene el xenolito está formada por olv, opx y plagioclasas dentro de una matriz oxidada, también contiene xenocristales plagioclasa zonados y con textura tamiz. Al xenolito no se le alcanza a reconocer su textura, solo se observan minerales claros y algunas plagioclasas son distinguibles
Tren	¿?	Olv, plag		Plag olivinos matriz de óxidos, parecen ser de una

				roca plutónica.
--	--	--	--	-----------------









APÉNDICE II

Presente	870+/-45	M	Metcalf et al., 2007
	960+/-45	M	Metcalf et al., 2007
	2,890+/-80	QL	Bradbury, 2000
	3,230 +/-30	EAF	Escudo El Frijol
	3,579+/-68 - 3,640+/-80	M - QL	Metcalf et al., 2007; Bradbury, 2000
	6,015+/-45	CABLo	Cono andesítico- basáltico Los Lobos
	6,970 +/- 40	CAA	Cono andesítico Cerro amarillo
	8,430+/-330	CATa	Cono andesítico Taza
	9,200 +/- 40 - 9,210+/-150	Ees QL	Erupción estromboliana - Bradbury 2000
		CAR	Cono andesítico Rancho Seco
0.01		DDM	Domos dacíticos Muela
	11,490 +/-40	CaDM	Caidas dacíticas Muela
	12,710 +/- 50	CaDM	Caidas dacíticas Muela
		CAO	Cono andesítico Olvido
		CAJ	Cono andesítico Janitzio
		DAT	Domo andesítico Tecuena
		LAY	Lavas andesíticas Yunuén
		LAP	Lavas andesíticas Pacanda
	14,170 +/- 60	Ees	Erupción estromboliana
	16,010 +/-70	CAM	Cono andesítico Muela
	17,960 +/- 70	CAMQL	Cono andesítico Muela - Bradbury, 2000
	18,950+/-145	M	Metcalf et al., 2007
	20,640 +/- 90	CAZ	Cono andesítico Zira
	26,000 +/- 190 - 25600+/-750	CACQL	Cono andesítico Catio (Robles et al., 2010; Bardbury, 2000)
		CLAV	Cono de lavas andesítico Las Varas
		CAN2	Cono andesítico Nopizaro 2
	20,080	I	Israde et al., 2005
	28,370 +/-170	CAE	Cono andesítico El Estribo
		CABB	Cono andesítico-basáltico Borrego
		CABI	Cono andesítico Cerro Blanco
		CATZ	Cono andesítico TZ
		CASa	Cono andesítico Santa Cruz
		CAN1	Cono andesítico Nopizaro 1
		CACcol	Cono andesítico Cerro Colorado
		CAT	Cono andesítico Tren
	30,300+/-170	LDG	Lavas dacíticas Gachupin
	31,819+/-1610 - 30,500	I-QL	Israde et al., 2005 - Bradbury, 2000
		CAN	Cono andesítico Nopizaro
	32,550 +/-230	CAM	Cono andesítico Muela
		CALo	Cono andesítico Loma
		CAS	Cono andesítico La Sección
		CABP	Cono andesítico-basáltico Puácuaro
		CAAJ	Cono cinerítico andesítico Ajuno
	36,240 +/- 360	LIS	Lava intemperizada San José
		LIM	Lava intemperizada Mesa el Potrero
		EIC	Escudo intemperizado Cherahuen
		DAH	Domo andesítico Huracán
		DAC	Domo andesítico Carichuato
		DACo	Domo andesítico Colorado
		DAV	Domo andesítico Vado
		CAC	Cono andesítico Carichuato
		DAB	Domo dacítico Buena Vista
		DDC	Domo andesítico Chapultepec
	44,100	B	Bradbury, 2000
0.1		EAE	Escudo andesítico El Estribo
		LAC	Lavas andesíticas Cerro Chato
	540,000 +/-70,000	EAY	Escudo andesítico Yahuarato
		EAT	Volcán tipo escudo andesítico Tariaqueri
		EAB	Escudo andesítico El Bosque
	620,000+/-20,000	CVA	Complejo volcánico El Águila
		CAC	Cono andesítico La Caja
0.7			
2.5			
5.3	15.9-19.5 Ma	IAT	Ignimbrita de Atécuaro (Gomez et al., 2012)
23			
33	42 +7-4 Ma	GBH	Batolito de la Huacana (Shaft et al., 1982)
47			
66			