



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA Y MINERALOGÍA



GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA DE LA SIERRA DE MIL CUMBRES.

TESIS

Para obtener el grado de

MAESTRA EN CIENCIAS

Con especialidad en

GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

Presenta

Biol. MARTHA GABRIELA GÓMEZ VASCONCELOS

Asesor interno: VÍCTOR HUGO GARDUÑO MONROY

Asesor Externo: JOSÉ LUIS MACÍAS VÁZQUEZ

Morelia, Michoacán.

Junio 2012.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco infinitamente al Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy y al Dr. José Luis Macías Vázquez por sus valiosas enseñanzas, por el gran apoyo y confianza que me han brindado siempre, pero sobre todo por su amistad.

Muchas gracias a los miembros de mi comité tutorial: a la Dra. Isabel Israde Alcántara, al Dr. Giovanni Sosa Ceballos y al Dr. Pedro Corona Chávez, por sus valiosos comentarios y sugerencias que sin duda enriquecieron este trabajo.

Quiero expresar mi agradecimiento a todo el personal académico y administrativo del IIM de la UMSNH, por su disponibilidad y por la ayuda brindada durante mis estudios de posgrado; en especial al Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal, a la Dra. Isabel Israde Alcántara y a Neftalí por su apoyo en todo momento.

Agradezco al Dr. Giovanni Sosa Ceballos por su inmensa ayuda en la parte de Geoquímica y Petrografía Ígnea. Así como al Dr. Gabriel Valdéz por su apoyo en la descripción de las secciones delgadas.

De igual forma agradezco a la Química Patricia Girón García del Laboratorio de Fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología (LUGIS) por los análisis de elementos mayores; y a la M. en C. Ofelia Pérez-Arvizu del Laboratorio Ultralimpio e ICP-MS (CGEO) por su colaboración durante el análisis de elementos traza. Así mismo al laboratorio ACTLABS de Ancaster, Canadá, por los análisis de elementos mayores, traza y Tierras Raras.

Quiero agradecer a CONACyT por mi beca de maestría y por los fondos otorgados respectivamente al Dr. José Luis Macías (proyecto N° 104097) que permitieron financiar este trabajo.

Mil gracias también a los estudiantes de La Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio, por la sincera amistad y el gran afecto que nos une, por todo lo que hemos compartido y nos hemos enseñado en estos años.

A mis grandes amigos de siempre: Xime, Marthita, Susy, Magda, Diana, Jenny, Fernando, Lucy, Teresita, Jaime, Mimí, Uli, Noemí, Adrián, Idana, Vivi, Rocy, Judith, Teté, Tatty, Patty, Genita, Pepe y Judith... por todas las aventuras que hemos compartido, porque ustedes hacen que mi vida tenga más sentido, porque siempre han creído en mí... por ser ustedes.

Finalmente, debo extender este agradecimiento a toda mi familia, por creer en mí, por su apoyo incondicional y el gran ejemplo a seguir de mis padres Ramón y Martha, así como la especial compañía y amistad de mis hermanas Mariana y Adriana, los quiero muchísimo...

A Dios, por darme la oportunidad de crecer como persona y vivir esta gran experiencia al lado de personas tan especiales... en fin, gracias a la vida, que me ha dado TANTO...

ÍNDICE

	Página
1.- INTRODUCCIÓN	6
1.1 Localización y vías de acceso	7
1.2 Antecedentes	9
1.3 Objetivos	13
2.- MARCO CONCEPTUAL	14
3.- MATERIALES Y MÉTODOS	29
3.1 Trabajo de Gabinete	29
3.2 Trabajo de campo	30
3.3 Trabajo de laboratorio	30
3.4 Análisis e interpretación	32
4.- GEOGRAFÍA FÍSICA	33
4.1 Clima	33
4.2 Hidrología	34
4.3 Edafología	36
4.4 Fisiografía	38
4.5 Vegetación y Uso de suelo	40
5.- RESULTADOS	43
5.1 Análisis Morfo-estructural regional	43
5.2 Geología y Relaciones Estratigráficas	45
5.2.1 Caldera de Atécuaro	53
5.2.2 Caldera La Escalera	66

5.2.3 Complejo Volcánico Indaparapeo	82
5.2.4 Complejo Volcánico Garnica	95
5.3.- GEOQUÍMICA DE ROCAS	104
5.3.1 Elementos Mayores	107
5.3.2 Elementos traza	110
6.- DISCUSIÓN	116
6.1 Geología Estructural y Tectónica Regional	116
6.2 Distribución espacio-temporal de la Sierra de Mil Cumbres	118
6.3 Evolución magmática de la Sierra de Mil Cumbres	122
6.3.1 Interpretación Petrográfica	122
6.3.2 Interpretación Geoquímica	123
6.3.3 Evolución Magmática	125
7.- CONCLUSIONES	128
8.- LITERATURA CITADA	129
9.- ANEXO A	140
Relación de muestras	140
Fechaientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	141
Petrografía (descripción de láminas delgadas)	142
ANEXO B	
Metodología de los fechaientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	143
ANEXO C	
Lista de Figuras	144
Lista de Tablas	150

RESUMEN

La Sierra de Mil Cumbres (SMC) se localiza al sur de la porción centro-sur del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), en la parte nororiental del estado de Michoacán. Está delimitada por la ciudad de Morelia al NO, por el Complejo Volcánico de Punhuato y el lago de Cuitzeo al N, por la caldera de Los Azufres al oriente, por el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) al occidente y, por la depresión del Balsas al S. Esta Sierra es una secuencia volcánica compleja que se originó en el Mioceno temprano, mide ~60 km de largo por ~18 km de ancho y cubre un área de ~870 km². La Sierra de Mil Cumbres tiene elevaciones entre 2000 y 3000 msnm, constituyendo un límite morfológico entre la cuenca del Río Lerma al N y la cuenca del Río Balsas-Cutzamala al S. Está conformada principalmente por lavas andesíticas y dacíticas de tipo calcoalcalino y abundantes flujos piroclásticos riolíticos y rio-dacíticos, que fueron influenciados por los sistemas de fallas más importantes de la región (NO-SE, NE-SO y E-O). La mayoría de los estudios realizados en la SMC son de carácter regional y su descripción estratigráfica y volcánica no está del todo definida.

Mediante el estudio de la geología y estratigrafía volcánica de Mil Cumbres se lograron definir cuatro estructuras volcánicas independientes que conforman el área de estudio: la Caldera de Atécuaro (CA), la Caldera La Escalera (CLE), el Complejo Volcánico Indaparapeo (CVI) y el Complejo Volcánico Garnica (CVG). Durante el trabajo de campo se recolectaron 20 muestras de los depósitos volcánicos de la CA, 18 muestras de la CLE, 21 muestras del CVI y cinco del CVG de las cuales se tomaron las más representativas y se analizaron químicamente para conocer las concentraciones de elementos mayores, elementos traza (FRX) y tierras raras (ICP-MS), y con ello ayudarnos a conocer el origen y evolución de los magmas de la SMC. Así mismo, se hizo la descripción petrográfica de las muestras más representativas de los depósitos volcánicos y se utilizó la técnica de fechamiento isotópico ⁴⁰Ar/³⁹Ar para ayudarnos a definir su evolución vulcanológica.

La SMC es un elemento clave para definir la transición entre la Sierra Madre Occidental y el CVTM, ya que se formó hace 23-14 Ma en una zona tectónicamente compleja debido a la subducción sub-horizontal de la placa Farallón por debajo de la Norteamericana. Sus estructuras presentan una orientación NE-SO y sus magmas tienen una amplia variabilidad geoquímica debido a que sufrieron diferentes procesos magmáticos a lo largo de su evolución.

Palabras clave: Vulcanismo de Michoacán, estratigrafía volcánica, caldera, Atécuaro, La Escalera, Indaparapeo, Garnica.

ABSTRACT

The Sierra de Mil Cumbres (SMC) is a Miocene volcanic complex located at the northeastern part of the State of Michoacan, near the city of Morelia. It is a NE-SW oriented structural high that is ~18 km wide, 60 km long and covers an area of ca. 870 km²; which includes a great variety of volcanic structures, such as calderas, lava domes, lava flows, and cinder cones. The SMC is a key-piece of the formation of central Mexico, because it occurs at the interception of two important volcanic provinces: the Miocene-Recent Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) and the Paleocene-Miocene Sierra Madre Occidental (SMO). Although, the rocks of the SMC have a closer affinity to the SMO, it is a younger structure (Miocene) located at the south-central part of the TMVB. Its particular spatial distribution allowed the interbedding of SMO and TMVB products, although the SMC did not emplaced new structures on top of it, representing a regional volcanic hiatus.

The SMC consists of four large and complex volcanic structures (from SW to NE): two calderas (Atécuaro and La Escalera), and two volcanic complexes (Indaparapeo and Garnica); each of them has its own geologic evolution, mainly consisting of andesitic to dacitic calc-alkaline lavas and large volume rhyolitic ignimbrites.

In this study we compiled new and previous data of the area. We contribute with a new geological map of SMC, the volcanic stratigraphy, geochemistry, petrology and geochronological (⁴⁰Ar/³⁹Ar) data.

SMC was formed between 23 and 14 My ago by the subduction of Farallon Plate beneath Northamerican Plate. It presents a NE-SW orientation and its evolution was from NE to SW. Geochemistry shows a great variety between samples of different volcanic structures, mainly because the magma was originated in an heterogeneous mantle, and suffered fractional crystallization, partial melting and crustal assimilation.

Keywords: Michoacan Volcanoes, volcanic stratigraphy, calderas, Atécuaro, La Escalera, Indaparapeo, Garnica.

1. INTRODUCCIÓN

El vulcanismo en el estado de Michoacán conforma una de las riquezas naturales más impresionantes del centro del país. Sus peculiaridades geológicas y geográficas le han permitido ser testigo de eventos volcánicos importantes para su evolución, albergando estructuras tan especiales como la Sierra de Mil Cumbres en el Mioceno, el campo geotérmico de Los Azufres en el Plioceno y el volcán Parícutín que nació hace tan solo 69 años.

La Sierra de Mil Cumbres (SMC) se ubica, espacial y temporalmente, entre las dos provincias fisiográficas más importantes del país: la Sierra Madre Occidental (SMO) del Paleoceno-Mioceno temprano y el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) del Mioceno-Reciente (Ferrari *et al.*, 2009). Se localiza al NE del estado de Michoacán, en la porción centro-sur del CVTM. Localmente está situada al S y SE de la ciudad de Morelia, en la zona comprendida entre el campo geotérmico de los Azufres y la población de Villa Madero.

La Sierra de Mil Cumbres (SMC) es una secuencia volcánica compleja que cubre un área de ~870 km² y está constituida principalmente de lavas andesíticas fracturadas y flujos piroclásticos riolíticos del Mioceno, labrada en un alto estructural con dirección NE-SO.

La gran complejidad estructural, geológica y vulcanológica de la SMC la hacen interesante para el conocimiento de esta porción del CVTM y su relación con el basamento. En su momento, su formación jugó un papel muy importante en el arreglo morfo-estructural del límite sur del CVTM y actualmente controla las condiciones climáticas e hidrológicas de la región, ya que constituye un parteaguas entre las cuencas de los Ríos Lerma y Balsas (Correa y Antaramián, 2003).

La mayoría de los estudios realizados en la SMC son de carácter regional y su descripción estratigráfica y volcánica no está del todo definida (Pasquare *et al.*, 1991). Además, la relación que existe entre los mecanismos de emplazamiento magmático y el sistema de deformación estructural a lo largo del CVTM ha sido motivo de intensa discusión entre investigadores, por lo que aún no se cuenta con un esquema regional satisfactorio que permita explicar la evolución espacio-temporal de la SMC (Ferrari, 2000; Ferrari *et al.*, 2009).

En este trabajo se estudió la distribución geográfica, cartográfica, estratigráfica, geomorfológica y geocronológica para definir su evolución espacio-temporal. Se realizó trabajo de gabinete para recopilar la información previa y se utilizaron varias herramientas cartográficas (SIG); se hizo la descripción petrográfica y geoquímica (FRX) de las muestras más representativas de los depósitos volcánicos y se utilizó la técnica de fechamiento isotópico (⁴⁰Ar/³⁹Ar) para ayudarnos a definir su evolución vulcanológica; para con ello establecer si la formación de la SMC pertenece a una actividad tardía de la Sierra Madre Occidental o forma parte de la actividad temprana del CVTM.

1.1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La SMC tiene una superficie aproximada de 870 km² que incluye tres cartas topográficas del INEGI escala 1:50,000, correspondientes a los municipios de Morelia, Tzitzio y Zinapécuaro (E14A23, E14A24 y E14A14, respectivamente). Se ubica entre los meridianos 100°45'00" y 101°17'00" de longitud Oeste y los paralelos 19°47'00" y 19°33'00" de latitud Norte (coordenadas UTM 14Q 261000 y 317500 E; 14Q 2161000 y 2189000 N). Se encuentra comprendida entre la caldera de Los Azufres al E, el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) al O, la cuenca del lago de Cuitzeo al N y la depresión del Balsas al S (Fig.1).

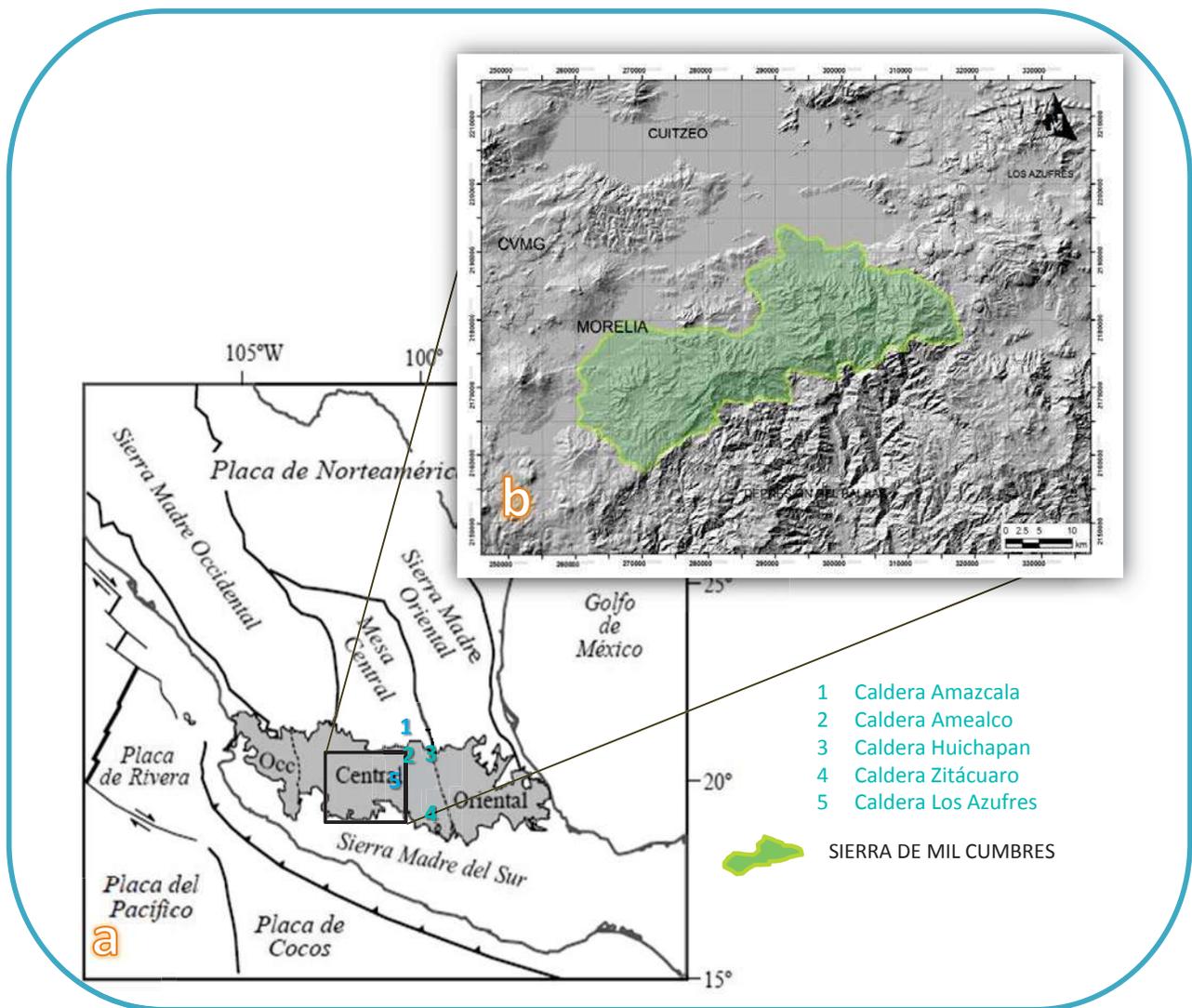


Figura 1. a) Ubicación del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) en la parte central de México (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). b) Localización de La Sierra de Mil Cumbres (SMC) en la parte centro-sur del CVTM, entre El Complejo Volcánico Los Azufres (E), el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) (O), la cuenca del Lago de Cuitzeo (N) y la Depresión del Balsas (S).

La principal vía de acceso al área de estudio es la carretera federal no. 15 que va de Morelia a Ciudad Hidalgo, mejor conocida como Mil Cumbres (Fig.2). Otra vía de acceso importante es la carretera Morelia-Charo, que conecta con las comunidades de Idaparapeo y Queréndaro (carretera libre Morelia-México, D. F.). Los caminos secundarios son las carreteras Morelia-Atécuaro, Mil Cumbres-La Escalera, Mil Cumbres-Tzitzio, Las Peras-Indaparapeo, San José de la Cumbre-Queréndaro, Huajúmbaro-Queréndaro y Morelia-Tumbisca.



Figura 2. Mapa regional donde se muestran las principales vías de acceso (color amarillo) y los caminos secundarios (color negro) en el área de estudio (contorno verde).

1.2 ANTECEDENTES

La Sierra Madre Occidental (SMO) es una provincia fisiográfica ubicada al occidente de México, originada en el Paleoceno debido a la subducción de la placa de Farallón por debajo de la placa Norteamericana. Se extiende desde la frontera norte de México con EUA hasta el centro del país con una orientación sub-paralela a la costa del Pacífico (NO-SE) (Ferrari *et al.*, 2009) y se caracteriza por sus dos periodos de actividad silícica, uno en el Oligoceno tardío (32-28 Ma) y otro en el Mioceno temprano (24-20 Ma) (Ferrari *et al.*, 2005), convirtiéndose en la provincia silícica (SLIP: Silicic Large Igneous Province) más grande del mundo, con más de 390 000 km³ de ignimbrita riolítica (Bryan *et al.*, 2008).

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) es un arco volcánico continental que aloja la mayor parte del vulcanismo más reciente de la República Mexicana; se ubica en la porción central del país, entre los paralelos 19° y 20° de latitud N y se originó hace ~12 Ma debido a la subducción de la placa de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la Trinchera de Acapulco (TA), dando lugar a una región tectónicamente activa de alrededor de 1000 km de longitud. Para facilitar el estudio del CVTM se ha dividido en 3 sectores: oriental, central y occidental (Demant, 1978; Ferrari *et al.*, 1999; Garduño-Monroy, 2004).

La actividad del CVTM ha ocurrido irregularmente, con periodos de mayor actividad y hiatus o ausencia de actividad volcánica (Pasquarè *et al.*, 1991; Garduño-Monroy y Gutiérrez-Negrín, 1980; Ferrari, 2000). El primer pulso de actividad ocurrió entre 12 y 9 Ma con el emplazamiento de estratovolcanes andesíticos y basálticos principalmente en el sector central y occidental. El segundo pulso ocurrió entre 5 y 3 Ma con la formación de domos riolíticos en el sector central y occidental, además de la formación de varias calderas en el sector central y el emplazamiento de volcanes monogenéticos de composición basáltica alcalina al occidente. Existe un pequeño hiatus de actividad volcánica hace ~3 Ma. Un tercer pulso, del Plioceno tardío al Cuaternario, se caracteriza por el vulcanismo monogenético de composición máfica a intermedia (Ferrari, 2000).

El sector central del CVTM está acotado por el sistema de fallas Taxco-Querétaro al oriente y el Graben de Colima al occidente (Demant, 1982; Ferrari, 2000). Se define como una franja de ~300 km de longitud con fallas en dirección OSO-ENE y ONO-ESE, que generó la depresión tectónica de Morelia y sus alrededores. Dominan las lavas de composición máfica a intermedia, interestratificadas con ignimbritas; fechadas del Mioceno tardío (~10 Ma) al Plioceno temprano (~5-3 Ma) (García-Palomo *et al.*, 2002, Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La SMC está compuesta por una secuencia volcánica compleja y antigua que se originó aproximadamente hace 23 Ma (Macías *et al.*, 2009). Esta secuencia sobreyace a rocas vulcano-sedimentarias del Jurásico con metamorfismo de esquistos verdes, a rocas vulcano-sedimentarias del Cretácico superior (Capas Rojas) del Terreno Guerrero (Keppie *et al.*, 2004) y lutitas plegadas, areniscas y conglomerados del Grupo Balsas del Eoceno-Oligoceno (Mauvois *et al.*, 1976; Demant, 1982).



Figura 3. Fotografía tomada desde La Ceja del Chilar, al SO del área de estudio, donde se aprecia el valle al sur de la SMC.

De manera general, la SMC comprende una secuencia de depósitos andesíticos, dacíticos, ignimbríticos y basálticos del Oligoceno-Mioceno. Los datos radiométricos existentes fueron resumidos en un proyecto de la Comisión Federal de Electricidad (Macías *et al.*, 2009) con edades que varían de 18 a 23 Ma. Sobre estas rocas descansan depósitos de lavas andesíticas fracturadas y flujos piroclásticos riolíticos del Mioceno (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004).

Existen dos hipótesis acerca del origen de la SMC: una considera que esta se originó durante la etapa final de formación de la Sierra Madre Occidental (SMO) que resultó con el magmatismo que produjo la placa Farallón al subducirse por debajo de la placa de Norteamérica (Somoza y Ghidella, 2005); la segunda hipótesis propone que la SMC forma parte de la actividad temprana del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) debido a un cambio en la geometría de la placa subducida (Morán-Zenteno *et al.*, 2005).

Debido a su gran importancia, tanto geológica como biológica, la SMC y la región noreste de Michoacán han estado sujetas a diversos estudios desde hace más de 200 años.

Los primeros estudios científicos hechos en la región noreste de Michoacán estuvieron a cargo del alemán Alejandro de Humboldt en 1804, quien recalcó la importancia histórica, económica y geológica del lugar. Unos años después, Melchor Ocampo realizó estudios geológicos en Araró (1845) y, en 1872, el ingeniero Manuel Urquiza Balbuena efectuó los primeros estudios geológicos en la SMC para establecer las causas de los movimientos telúricos y su vulcanismo (Flores, 1946).

Desde 1906, se estudiaron las estructuras geológicas, las vetas metalíferas y la composición mineralógica de Angangueo y de los hervideros de los Azufres. En 1935, Pascual Ortiz Rubio (entonces presidente de la República) y Lázaro Cárdenas del Río (entonces gobernador de Michoacán), ordenaron la realización de un estudio geológico-minero del norte de Michoacán a la UNAM, el cual permaneció inédito por 11 años debido a la falta de interés en las actividades productivas y científicas. En esa época, se hicieron muy pocos estudios en la zona, principalmente por conflictos sociales y políticos, así como el agotamiento de los yacimientos metalíferos (Flores, 1946).

En 1964, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) se interesó por desarrollar el campo geotérmico de Los Azufres como fuente de energía sustentable (Razo-Montiel, 1975). La primera descripción de las rocas de la SMC fue hecha en 1976 por Silva-Mora (Fig. 3). En 1976, Palacios-Nieto y Camacho hicieron estudios estructurales, geológicos y geotérmicos (Informe Geológico de la zona geotérmica los Azufres, CFE). En 1980, Guitierrez-Negrín y Fabrizio-Aumento realizaron estudios de Geocronología con Paleomagnetismo y fechamientos de K-Ar. En 1980, la caldera de Los Azufres fue reconocida por Durán y Olguín; en 1985 fue definida por Pradal y Robin, y en 1991 por Pasquaré *et al.* y Ferrari *et al.* Macías *et al.* (2009) proponen que el campo geotérmico Los Azufre se formó entre 1.4 y 0.3 Ma.

El primer mapa geológico regional se realizó en 1980 por Silva-Mora *et al.*, en el cual se cartografió a las SMC como parte de una secuencia de lavas basálticas, andesíticas y dacíticas interestratificadas con ignimbritas del Mioceno medio (Fig.4). Posteriormente, en 1991, Pasquaré *et al.* realizaron el mapa geológico de la porción central del CVTM de los estados de Michoacán y Guanajuato, en donde se hace una descripción un poco más detallada de la SMC en la cual destacan las estructuras andesíticas compuestas del Mioceno tardío, flujos de lava andesíticos y basálticos del Mioceno medio, brechas volcánicas e ignimbritas del Mioceno temprano (Fig.5).

Después de esta cartografía, en 1998 el Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales) publicó la carta Geológico-Minera de Morelia, E14-1, Michoacán, Edo. de México, Guanajuato, escala 1:250 000. En este trabajo se describe la geología regional referente al CVTM. Según esta cartografía, primeramente se depositaron lavas basálticas, andesíticas y dacíticas con edades K/Ar de 13 a 4.3 Ma, en el

Plioceno el volcanismo se manifiesta como domos, conos, flujos piroclásticos y maars de composición andesítica, basáltica y riolítica con edades de 2.8 a 1.6 Ma. El Pleistoceno está representado por basaltos en estructuras de conos y volcanes en escudo. En el Holoceno se desarrollaron volcanes monogenéticos, conos de ceniza y maars que sobreyacen a las unidades anteriores (Garduño-Monroy *et al.*, 1999).

Recientemente se han realizado varios estudios del norte de Michoacán, principalmente por parte del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (Garduño-Monroy *et al.*, 2004), así como por investigadores del instituto de Geofísica de la UNAM (Macías *et al.*, 2009), en los cuales se describe su geología regional, sus características estructurales, las secuencias lacustres y depósitos volcánicos cercanos a la ciudad de Morelia y al Complejo Volcánico Los Azufres.

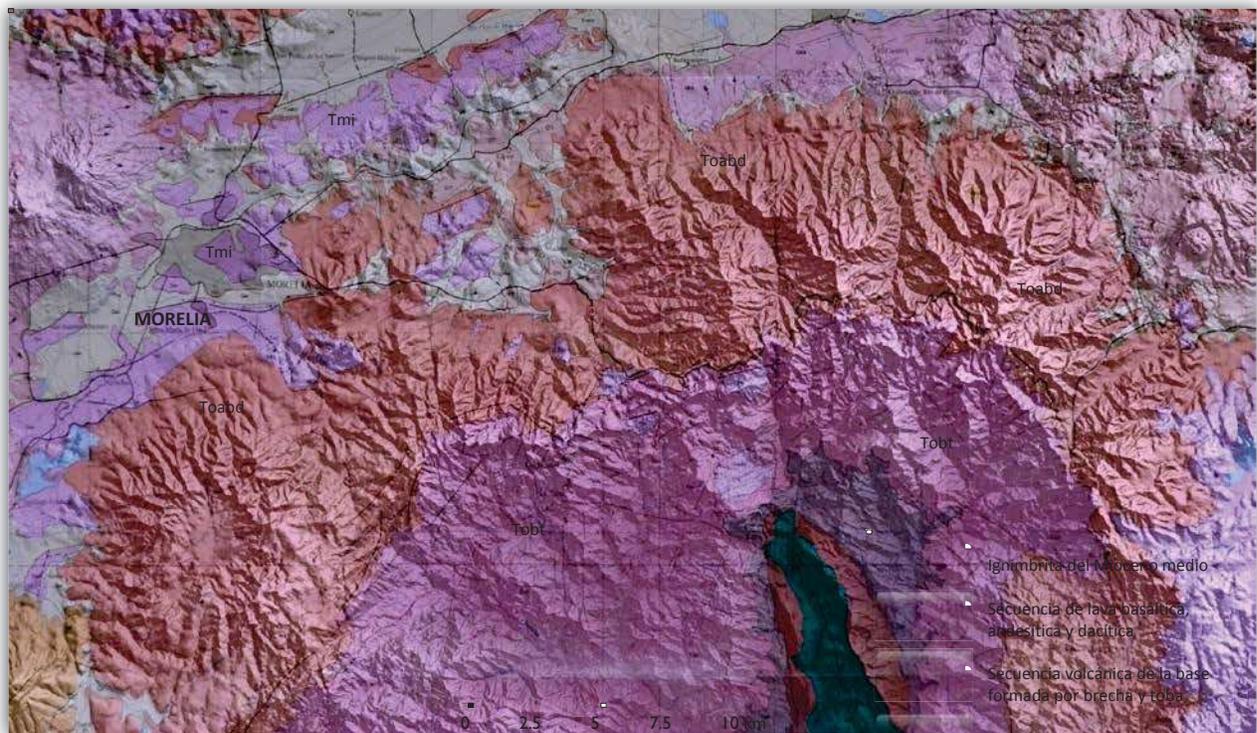


Figura 4. Primera carta geológica de la Sierra de Mil Cumbres escala 1:100 000, realizada por Silva-Mora *et al.*, 1980.

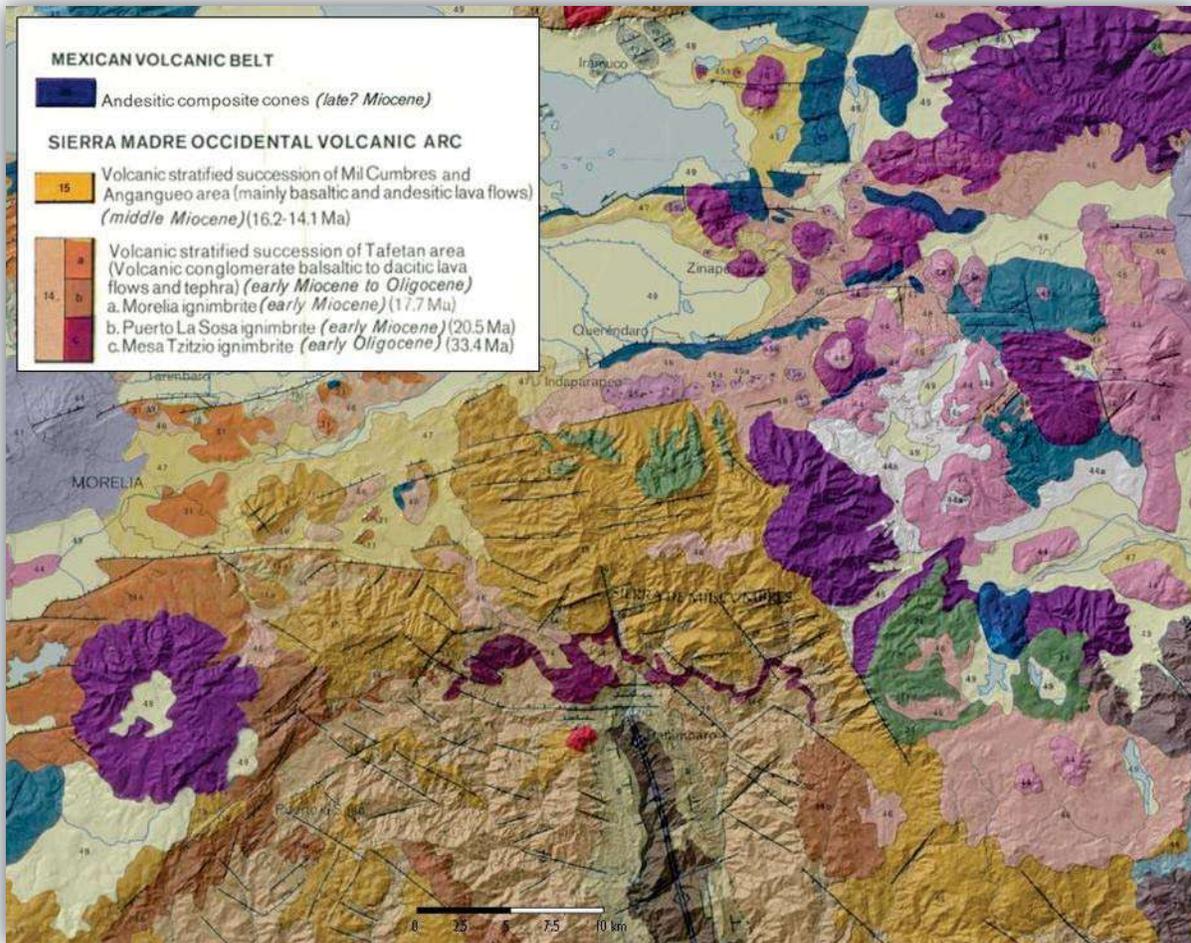


Figura 5. Mapa geológico regional escala 1:300 000, realizado por Pasquarè *et al.* en 1991.

1.3 OBJETIVOS

El objetivo principal de este trabajo es definir la evolución espacio-temporal de la SMC, para lo cual se plantearon los siguientes objetivos particulares:

- ▶ Realizar una cartografía geológica de la SMC a escala 1:50 000 como base para futuros estudios a detalle.
- ▶ Definir la estratigrafía general de la SMC con la ayuda de métodos geocronológicos.
- ▶ Realizar un análisis morfo-estructural de la SMC.
- ▶ Definir la evolución del vulcanismo de la SMC, establecer su origen y su relación con la Sierra Madre Occidental y/o con el CVTM.

2. MARCO CONCEPTUAL

En este capítulo se abordarán varios conceptos relevantes referentes a los depósitos volcánicos y los diferentes tipos de estructuras volcánicas presentes en el área de estudio, con el fin de proporcionar al lector una idea más clara del tema.

El vulcanismo se define como la manifestación, en la superficie de un planeta, de los procesos internos mediante la emisión de magma o lava. Las zonas más débiles de la corteza externa de la Tierra (litosfera), sobre todo a lo largo de los límites entre placas tectónicas, son utilizadas como chimeneas o fisuras por medio de las cuáles salen los magmas (Bardintzeff, 1992).

Los depósitos volcánicos son aquellos materiales magmáticos que adquieren un acomodo especial sobre la superficie terrestre. Éstos varían dependiendo de la fuerza de la explosión del volcán, de su grado de enfriamiento y de la viscosidad del magma que los compone. La composición de los depósitos depende de la roca que forma la chimenea o fisura, así como del tipo de magma que fue expulsado en la erupción.

Los depósitos volcánicos se pueden clasificar por sus dimensiones o granulometría en tres grupos:

- a) bloques o bombas, cuando son mayores a 64 mm.
- b) lapilli, cuando su tamaño es mayor a 2 mm y menor a 64 mm.
- c) ceniza volcánica, cuando su tamaño es menor a 2 mm.

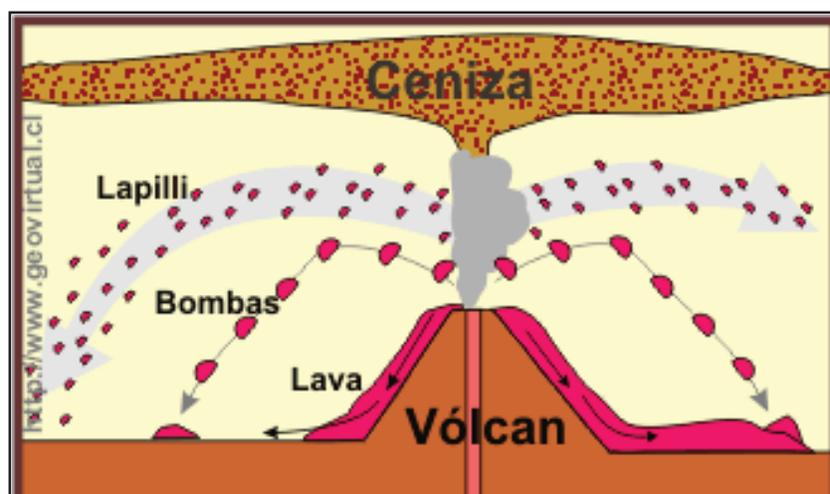


Figura 6. Esquema que muestra la clasificación de los depósitos volcánicos y distribución durante la erupción de acuerdo a su tamaño y su distancia de la fuente (Redogón s. f.).

Lapilli acrecional (*accretionary lapilli*): Puede formarse a partir de la agregación de ceniza alrededor de gotas de agua, normalmente se encuentra en los depósitos de una erupción explosiva de un cono de tobas o anillo de tobas, asociado a la formación de lagos cratericos (maar). Su tamaño puede variar desde 2 mm hasta 5 cm (Fig.7).

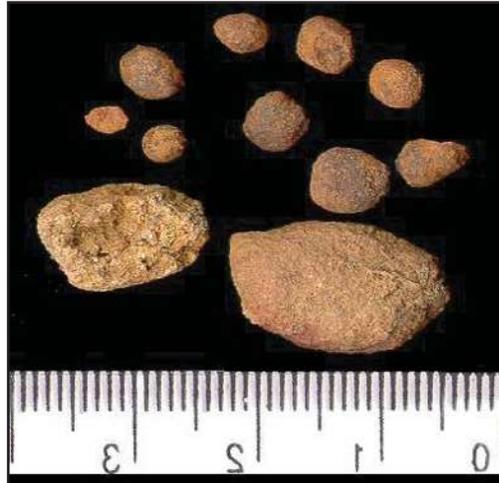


Figura 7. Fotografía que muestra el Lapilli acrecional del cráter de la Perdiguera, España (González, s. f.).

- + Material Juvenil (líticos, escoria o pómez); proviene de la cámara magmática y corresponde al tipo de magma que fue expulsado en la erupción actual.
- + Líticos Accidentales; provienen de la roca que forma la chimenea o fisura.

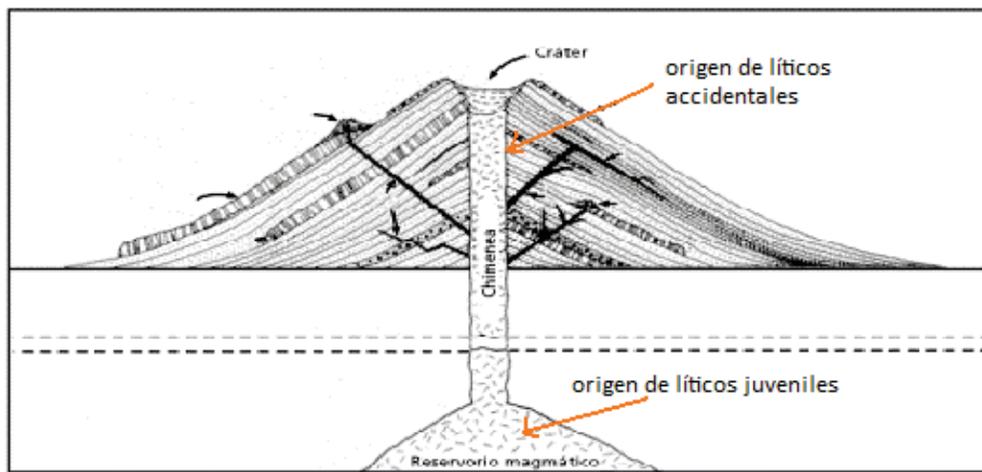


Figura 8. Representación del origen de los líticos juveniles y accidentales (INSUGEO, s. f.).

TIPOS DE DEPÓSITOS VOLCÁNICOS

1.- EXPLOSIVOS

*Depósitos de caída (*Fall deposits*):

Se forman después de que el material ha sido expulsado violentamente a través de un conducto, produciendo una columna eruptiva que se compone de magma fragmentado y gas. Este material asciende hacia la atmósfera, en donde es dispersado por los vientos dominantes y cae en forma de caída libre manteniendo la superficie (Martí, 1989; Fig.9).

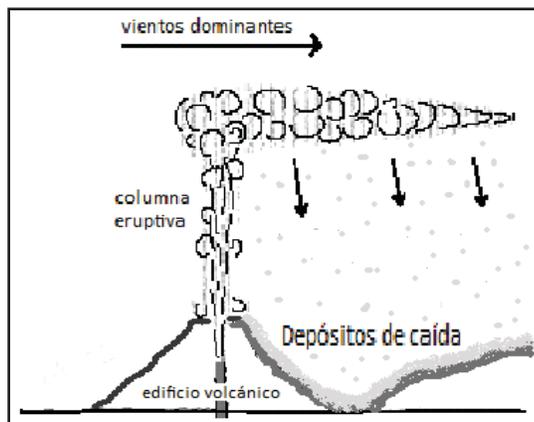


Figura 9. Esquema que representa la formación de los depósitos de caída (INSUGEO, s. f.).

Existen tres tipos de depósitos de caída:

- ❖ Caída de escoria (*Tephra fall*): compuestos principalmente de magmas básicos, entre 60 y 80% de vesículas esféricas. Estos depósitos son típicos de actividad hawaiana y estromboliana, asociados con la formación de conos tipo escoria o conos de ceniza (Fig.10).

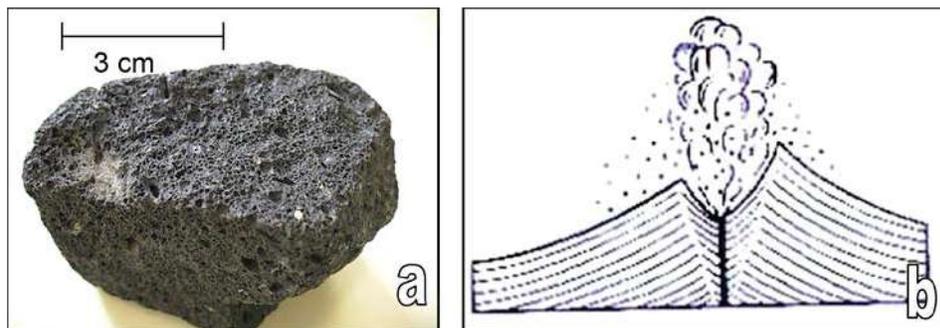


Figura 10. a) Fotografía de una escoria, b) representación de una erupción hawaiana (Deyave, s. f.).

- ❖ Caída de pómez (*pumice fall*): Se componen de magmas ácidos o intermedios viscosos y muy vesiculados (andesitas, dacitas, riolitas). Tienden a formar capas ampliamente dispersas, sin matriz y se forman por actividad volcánica sub-pliniana, pliniana y ultrapliniana (Martí, 1989; Fig.11).

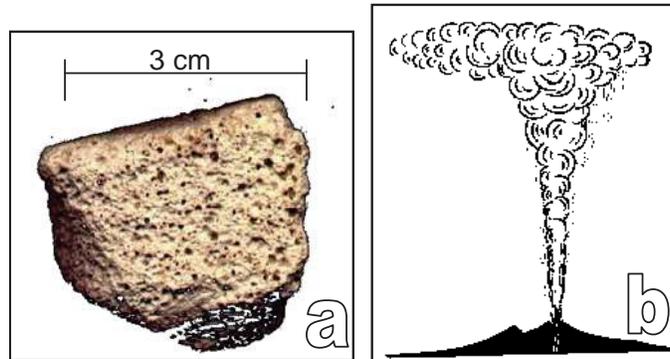


Figura 11. a) Foto de una pómez, b) representación de una erupción pliniana (Deyave, s. f.).

- ❖ Caída de ceniza (*ash fall*): Este tipo de depósitos presentan una distribución amplia y elipsoidal, su espesor puede variar desde 1 mm cerca del conducto hasta 1 m en distancias de más de 100 km del conducto (Martí, 1989; Fig.12).

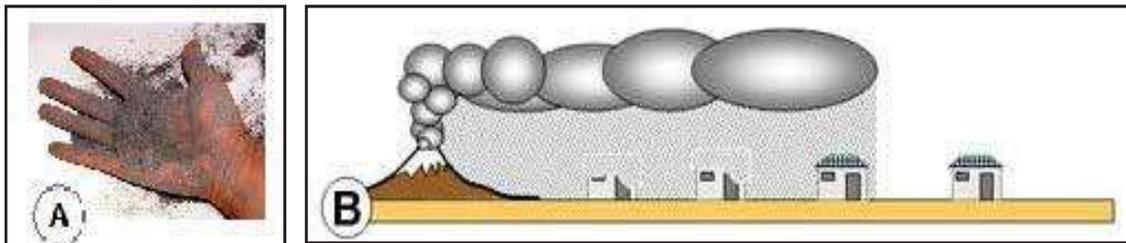


Figura 12. a) Representación del tamaño de la ceniza, b) Esquema que ilustra la caída de ceniza sobre una población (VC, 2006).

*Oleada piroclástica (*surge*).

Nube diluida, turbulenta y expansiva compuesta por partículas sólidas, piroclastos, gas y vapor de agua. Se desplaza de manera radial desde el volcán, capaz de sobrepasar barreras topográficas. Asociados a actividad explosiva con una componente hidromagmática (interacción agua-magma), altas temperaturas y velocidades mayores a 100 m/s (Fig.13) (Macías y Capra, 2005).

Los depósitos pueden mantener la topografía, pero también son controlados por la misma; tienden a acumularse o son delgados en depresiones. Muestran formas sedimentarias como estratificación cruzada de bajo ángulo, dunas o antidunas. Estos depósitos están asociados a conos de tobas o anillos de tobas (conos y anillos piroclásticos; Martí, 1989).

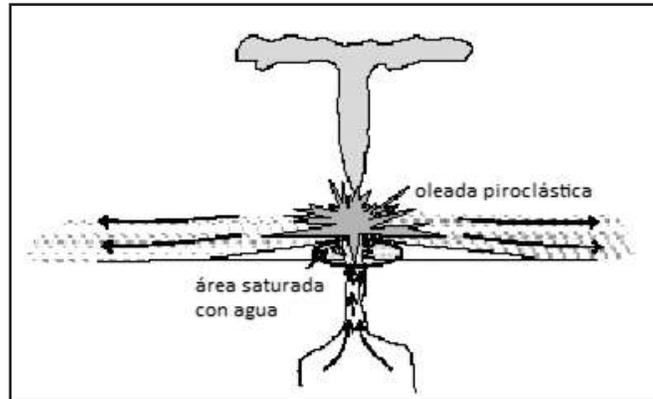


Figura 13. Esquema que representa la formación de una oleada piroclástica. (INSUGEO, s. f.).

Tipos de Depósitos de Oleada piroclástica por su origen:

- Depósitos de oleadas basales (*Base-surge*): Las oleadas basales son húmedas y producen depósitos laminados, estratificados o masivos, con fragmentos juveniles, líticos vesiculados, ceniza, cristales, líticos accidentales y lapilli acrecional. Están asociados a la explosión de un cono de tobas o anillo de tobas al contacto con un cuerpo de agua (Fig.14).



Figura 14. a) Imagen que esquematiza la formación de una oleada basal (Martí, 1989); b) oleada basal del volcán Soufrière Hills durante su erupción vulcaniana en 1996 (Druitt *et al.*, 2002).

- Depósitos de *Ground-surge*: Este tipo de oleadas son secas y producen depósitos estratificados menores a un metro de espesor y son típicamente reconocidos en la base de los flujos piroclásticos. Los depósitos se componen de ceniza, fragmentos juveniles vesiculados, cristales y líticos en diferentes proporciones, dependiendo de los constituyentes presentes durante la erupción. Están típicamente enriquecidos en componentes densos (Fig.15a).
- Depósitos de *Ash-cloud surge*: Estos depósitos son secos, están interestratificados y tienen menos de un metro de espesor. Generalmente se encuentran en la cima y a los lados de los flujos piroclásticos. También pueden presentar fumarolas de desgasificación (Fig.15b).

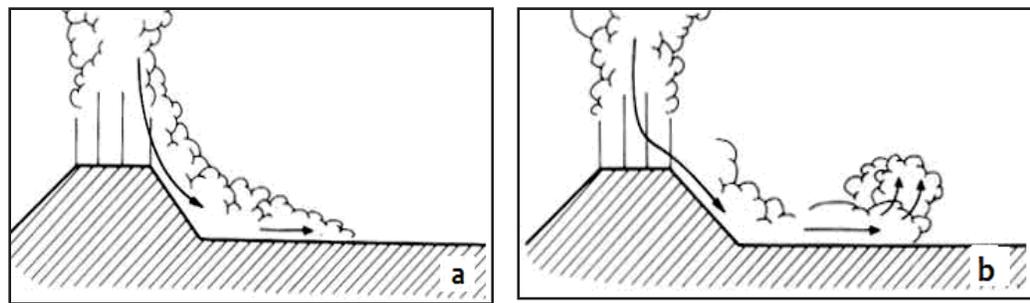


Figura 15. a) Representación de la formación de los depósitos Ground-surge y, b) Ash-cloud surge (oleadas piroclásticas asociadas a un flujo piroclástico; Martí, 1989).

*Flujos piroclásticos.

Los flujos piroclásticos son los fenómenos volcánicos más destructivos debido a las grandes distancias que pueden recorrer y a las altas temperaturas que tienen. Son una suspensión densa compuesta por una mezcla de fragmentos piroclásticos sólidos y gases en expansión formados directamente de la fragmentación del magma y la roca debido a una actividad volcánica explosiva. Se pueden originar por el colapso de un domo o de una columna eruptiva (Fig.16) (Macías y Capra, 2005).

Clasificación de acuerdo a sus componentes y a su estructura:

- Flujos de pómez (ignimbritas)
- Flujos de escoria
- Flujos de ceniza (muy pocos líticos)
- Flujos de bloques y cenizas



Figura 16. Representación de los flujos piroclásticos. (NCGS, s. f.)

+ Flujos piroclásticos de Pómez (Ignimbritas)

Los flujos piroclásticos soldados y con un porcentaje importante de pómez se denominan ignimbritas. Son depósitos típicamente mal clasificados, masivos, con ceniza, pómez sub-redondeada y bloques ocasionalmente mayores a 1 m de diámetro que se forman por el colapso de la columna eruptiva. Dentro de las unidades de flujo, se pueden observar fragmentos grandes de pómez que presentan gradación inversa, mientras que los clastos líticos muestran gradación normal. En la base de las unidades de flujo es posible encontrar capas basales de grano fino. En estos depósitos también es factible encontrar fumarolas de desgasificación.



Figura 17. Fotografía de un flujo piroclástico de pómez (ignimbrita rosa de Atécuaro, Michoacán).

+ Flujos piroclásticos de Escoria

Depósito originado por el colapso de la columna eruptiva; controlado por la topografía, no clasificado, con cantidades variables de ceniza basáltica a andesítica y clastos de escoria con superficie rugosa de más de 1 m de diámetro. La gradación inversa de clastos dentro de las unidades de flujo es común, y las capas basales de grano fino se encuentran a veces en la base de estas unidades (Fig.18).



Figura 18. Fotografía que muestra un flujo de escoria: clastos de escoria con matriz de ceniza, volcán La Chirca en Nicaragua (Oband, s. f.).

+ Flujos piroclásticos de Bloques y Ceniza

Originados por el colapso parcial o total de un domo preexistente, o bien, por el colapso de la columna eruptiva. Son controlados por la topografía, no clasificados y con matriz de ceniza. Contienen grandes bloques generalmente no vesiculados de hasta 5 m de diámetro de composición homogénea. Algunos de ellos presentan juntas de enfriamiento radiales. Por lo general los clastos son monolitológicos y pueden presentar fumarolas de desgasificación.



Figura 19. Fotografía que muestra un flujo de bloques y ceniza.

2.- EFUSIVOS:

*Flujos de lava (lava flow).

+ Lava basáltica

- más fluidas, menos viscosas ($<SiO_2$).
- muy voluminosas.
- emisión en continentes y submarina.

+ Lava andesítica- dacítica-riolítica.

- muy viscosas ($>SiO_2$).
- menor temperatura.
- poco volumen.

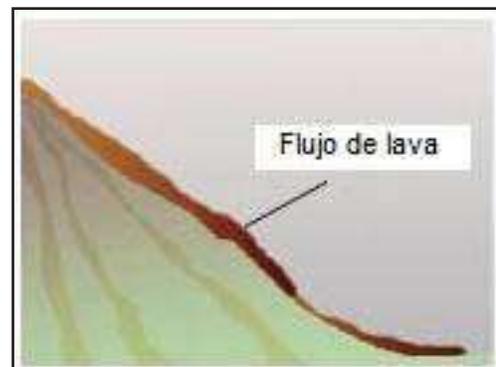


Figura 20. Representación de un flujo de lava (NCGS, s. f.).

La lava se solidifica desde afuera hacia dentro hasta endurecerse por completo. La forma y la textura superficial de un flujo de lava dependen en gran medida de la viscosidad del magma. Se distinguen dos tipos básicos llamados Pahoehoe y 'A'a.

El tipo **Pahoehoe** deriva de un magma muy caliente (hasta 1200°C). Cuando llega al suelo, forma rápidamente una película superficial delgada y plástica que es arrastrada por la lava fundida que continúa fluyendo bajo ella y que la arrolla en formas similares a cordones o conchas (Fig.21).



Figura 21. Flujo de lava tipo Pahoehoe de cuerdas y Pahoehoe de concha; Mauna Ulu, Hawaii.

Las lavas de tipo **'A'a** proceden de lavas menos calientes y de rápido movimiento, que se recubren de una capa espesa y dura al enfriar. Esta capa se fragmenta bajo el empuje de la lava fundida y deja una superficie caótica y muy áspera (Fig.22).



Figura 22. Fotografías que muestran un flujo de lava tipo 'A'a; Mauna Loa, Hawaii (Stevekluge, s. f.).

*Domos:

Son cuerpos de lavas muy viscosos que salen a superficie pero no pueden fluir, acumulándose en el centro eruptivo. Son constituidos generalmente a partir de lavas de composición andesítica, dacítica y riolítica, con una temperatura de 750 a 950 °C (Fig.23).

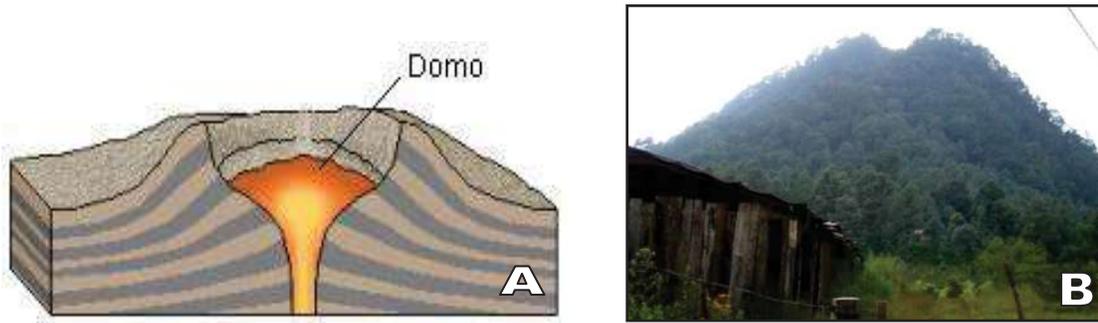


Figura 23. a) Esquema de un domo volcánico (Benítez, s. f.); b) fotografía de un domo dacítico al SO de la Caldera de Atécuaro.

CALDERAS

Se le llama caldera al conjunto de estructuras volcánicas con una gran depresión, originada por un colapso. Generalmente, las calderas se forman con erupciones de tipo Pliniana o Sub-pliniana, durante la expulsión violenta de grandes volúmenes de magma en forma de flujos piroclásticos de la cámara magmática subyacente poco profunda, la cuál era el soporte de la estructura inicial, provocando el colapso caldérico con paredes verticales y un piso relativamente plano; el diámetro de éste puede medir desde dos kilómetros hasta 50 km o más. Cientos a miles de años después, la cámara magmática se podría rellenar con magma fresco y nuevamente hacer erupción, forzando al suelo de la caldera a crecer como un domo resurgente y llevando a un nuevo colapso (Lockwood and Hazlett, 2010).

Hay cinco etapas evolutivas en la formación de una caldera. La primera es la manifestación del aumento de la presión en la cámara magmática mediante la entumescencia o deformación de la topografía inicial, en ocasiones acompañada por actividad hidrotermal. La actividad pre o ante-caldera consiste en el emplazamiento de domos por medio de fallas o fracturas, zonas de mayor debilidad estructural. Posteriormente se vacía la cámara magmática con la salida de magma fragmentado, gases y agua (flujos piroclásticos), provocando el colapso caldérico. Por último, la actividad post-caldera se caracteriza por el emplazamiento de nuevos domos al borde del colapso, o bien, por el crecimiento de un domo al centro del

nuevo cráter, indicando que la cámara magmática se está llenando nuevamente de magma (Lockwood and Hazlett, 2010).

La estimación del volumen del depósito es muy importante para poder tener una idea de la magnitud del colapso, ya que “el volumen colapsado es igual al volumen de piroclastos evacuado, aunque estos últimos, por ser mucho más porosos que el fundido, ocupan un volumen de 3 o 4 veces superior a aquél” (Navarro s. f.).

Según Williams (1941), las calderas pueden ser de varios tipos, dependiendo de su modo de hacer erupción (Fig.24):

- a) **Tipo Krakatoano:** Formada por el desplome de las cimas de grandes volcanes compuestos, después de erupciones explosivas de pómez silícica a través de uno o más respiraderos o, en ciertas ocasiones, a través de fisuras arqueadas en los flancos. El volumen extruido es normalmente menor de 100 km^3 .
- b) **Tipo Katmaí:** El colapso sobreviene por el drenaje de una fuente magmática central para alimentar nuevos volcanes o erupciones de fisura más allá de la base del cono.
- c) **Tipo Valles:** El desplome ocurre a lo largo de fracturas arqueadas independientes de los volcanes pre-existentes como consecuencia de una descarga de volúmenes de pómez silícica, generalmente mayor a 100 km^3 .
- d) **Tipo Hawaiano:** Formada por el colapso de las cimas de volcanes en escudo durante las etapas postreras de crecimiento. La hinchazón precedente es seguida por el drenaje subterráneo del magma básico desde abajo de la región superior dentro de las zonas de rift y, en muchos casos, por erupciones laterales de lava.
- e) **Tipo Galápagos:** También es formada por el colapso durante las últimas etapas de crecimiento de escudos basálticos, pero el colapso resulta de la inyección de magma y erupciones de lava a través de fisuras circulares cerca de la cima, y menos frecuentemente a través de fisuras radiales sobre los flancos de los escudos.
- f) **Tipo Masaya:** Es formada por la subsidencia parcial de la caldera, una amplia depresión somera que ocupa la mayor parte de la porción central de una estructura volcánica previa; las erupciones a través de las fisuras arqueadas y radiales fuera de la caldera no intervienen, y casi todas las lavas quedan contenidas dentro del límite de los escarpes.
- g) **Tipo Atitlán:** Formada por una subsidencia de la caldera; no se relaciona con ningún cono previo pero se asocia con erupciones de volcanes cerca del borde o de fisuras cercanas.

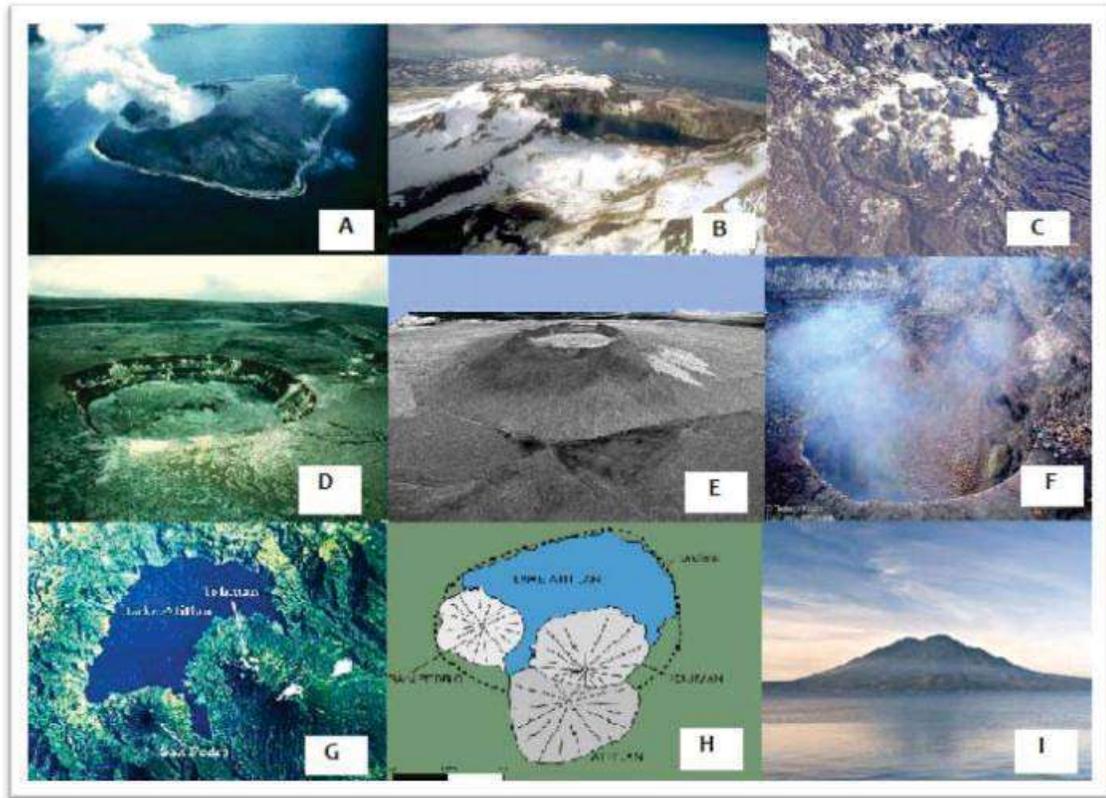


Figura 24. Representación de los diferentes tipos de calderas. A) Caldera de Krakatoa, isla volcánica al suroeste de Indonesia; b) caldera del parque Nacional Katmai, en Alaska; c) caldera de Valles, Parque Nacional en Nuevo México, EUA; d) caldera de Kilauea, cráter Halema'uma'u, Hawai'i; e) caldera Galápagos, en la isla de Isabela, Ecuador; f) caldera de Masaya, en Nicaragua; g, h, i) caldera de Atitlán, en Guatemala.

En 1997, Lipman propuso otra clasificación de las calderas volcánicas:

Caldera de Cima (*summit caldera*); son las que se forman en la cima de los grandes volcanes, se relaciona con una cantidad relativamente pequeña de depósitos piroclásticos, incluyendo erupciones plinianas y la expulsión de ignimbritas. Algunos ejemplos de este tipo de calderas son el Ceboruco en Nayarit; Las Cañadas en Tenerife, España; Crater Lake en Oregon, EUA; y el Vesubio en Italia (Fig.25).

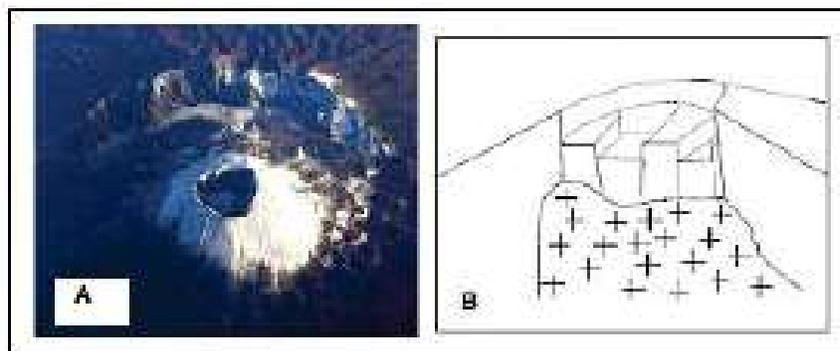


Figura 25. a) Fotografía del volcán Vesubio, en Italia; b) representación una caldera de cima.

Caldera clásica (*classic caldera*); normalmente son de forma semicircular o de herradura, aunque pueden ser de forma irregular. El diámetro puede medir varios kilómetros y está relacionado con volúmenes relativamente grandes de depósitos piroclásticos. Los primeros materiales expulsados son depósitos de caída de pómez, para luego expulsar grandes volúmenes de flujos piroclásticos, los cuáles formarán las ignimbritas. Algunos ejemplos de este tipo de calderas son Los Humeros en Puebla y Veracruz; Long-Valley en California, EUA; Yellowstone en Wyoming, EUA; Campi Flegrei en Nápoles, Italia; y Valles en Nuevo México, EUA (Fig.26).

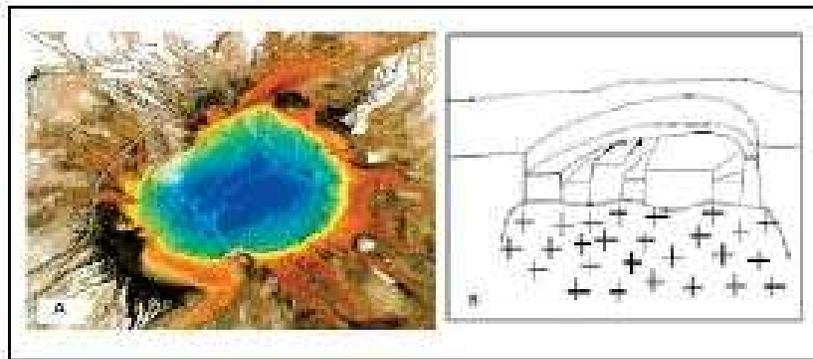


Figura 26. a) Caldera de Yellowstone, EUA; b) representación de una caldera clásica en forma de herradura.

Caldera de Graben (*graben caldera*); son explosivas con estructuras de colapso de origen tectónico-volcánico. La erupción ocurre por medio de fisuras y fracturas, causando el colapso de todo o parte del graben. Los principales productos de las calderas graben son oleadas piroclásticas y grandes volúmenes de flujos piroclásticos. Los depósitos de caída de pómez son pocos o nulos. Probablemente, este tipo de caldera es la más grande y es la fuente de ignimbritas más voluminosa que existe. Ejemplos de ésta son Las calderas de la Sierra Madre Occidental en nuestro país, La Pacana en los Andes, las calderas de los Pirineos Catalanes, Taupo en Nueva Zelanda y La Garita en Colorado (Fig.27).



Figura 27. La gran Caldera de Garita está en el campo volcánico de San Juan, Colorado, EUA. Hace 26.3 Ma produjo la más grande erupción explosiva hasta ahora conocida, el volumen de sus depósitos alcanzó los 5,000 km³, con una formación medía 75 km de largo por 35 km de ancho (Lipman *et al*, 2006); a) fotografía del colapso de la caldera de Garita, b) imagen satelital de la caldera de Garita, c) representación de una caldera de graben.

De acuerdo a la morfología del colapso caldérico, Lipman propuso otra clasificación morfológica de las calderas (1997).

- 1) **Tipo pistón:** colapsa un solo bloque coherente a lo largo de una o varias fallas circulares bien definidas.
- 2) **Tipo “trap-door” o trampilla:** colapsa un bloque, bordeada por fallas circulares parciales y con un segmento colgante.
- 3) **Tipo caóticas o “piecemeal”:** el pistón se fractura en bloques más pequeños durante el colapso.

Dependiendo del tipo de caldera y su forma de colapso se pueden obtener diferentes combinaciones para clasificar las calderas; por ejemplo, una caldera de cima-tipo pistón, caldera clásica-tipo trampilla, caldera de graben-tipo caótica, etc. (Aguirre- Díaz, 2008).

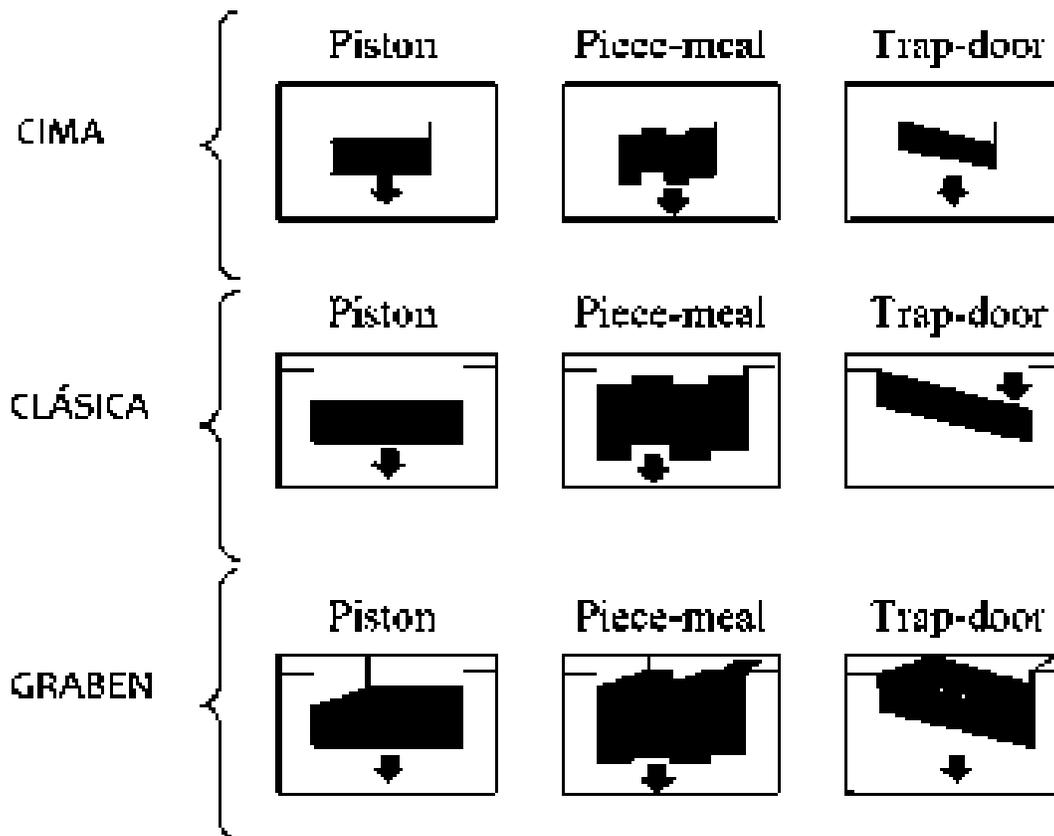


Figura 28. Esquema que muestra la clasificación de las calderas de acuerdo a sus diferentes formas de colapso (Lipman, 1997).



Figura 29. Representación de los diferentes tipos de actividad volcánica postcaldera: c) Tipo C en posición central, l) centros eruptivos alineados, m) centro eruptivo en el margen de la caldera, r) varios centros eruptivos en el margen, s) varios centros eruptivos en el interior de la caldera.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

El estudio se dividió en 4 fases: trabajo de gabinete, trabajo de campo, trabajo de laboratorio e interpretación de resultados.

3.1 TRABAJO DE GABINETE

Dentro del trabajo de gabinete se realizó la recopilación de información mediante la lectura de artículos y bibliografía previa relacionada con el tema de estudio. Con el fin de facilitar el reconocimiento del área de estudio se utilizaron imágenes satelitales de Google Earth 2010, mapas geológicos del estado, cartas topográficas a escala 1:50,000 del INEGI, etc. Se trabajó con Sistemas de Información Geográfica para capturar y procesar la información, utilizando el modelo digital de elevación descargado del Continuo de Elevaciones Digitales del Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática (INEGI), con tamaño de pixel de 30 m. Éste se exportó de Global Mapper 9 a ArcMap 9.3 para crear el modelo de sombreado (0, 90°), curvas de nivel cada 10 y 20 m. Se identificaron las diferentes unidades geológicas y morfológicas según las curvas de nivel (topografía), morfología y unidades geológicas ya conocidas, para con ello elaborar un mapa geológico regional con ArcGIS 9.3 a escala 1:50 000.

También se hizo la descripción morfológica y morfométrica de la región, así como una carta de estructuras, tanto de fallas como de fracturas y alineamientos de conos monogenéticos, y con ayuda de la bibliografía, se formaron posibles polígonos litológicos. Luego se definieron las salidas de campo (Atécuaro, Tumbisca, Río Chiquito, Escalera, Indaparapeo, Tzitzio y Queréndaro-Huajúmbaro) y los posibles puntos de muestreo a partir de las unidades geológicas ya reconocidas.

La caracterización geomorfológica semi-detallada (escala 1:50 000) se llevó a cabo tras el análisis de las formas de relieve, las pendientes, la hipsometría, geología y vulcanología de la región. Las formas de relieve que se tomaron en cuenta son las planicies (<5° de pendiente), valles, piedemontes (de 1900 a 2500 msnm, <10°), colinas (de 1900 a 2300 msnm, 3-20°), lomerío bajo (de 1900 a 2500 msnm, 6-20°), lomerío alto (de 2100 a 2700 msnm, 6-20°) y sierra (>2100, 6->30 °) (Bocco *et al.*, 2001). Las pendientes se clasificaron en muy baja (0-4.5°), baja (4.5-11°), media (11-19°), alta (19-28°) y muy alta (28->78°).

3.2 TRABAJO DE CAMPO

Para realizar el trabajo de campo se utilizó un GPS y tres cartas topográficas del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) a escala 1:50,000: la de Morelia (E14A23), Tzitzio (E14A24) y Zinapécuaro (E14A14). En campo, se verificó la cartografía de unidades y se hizo la descripción estratigráfica detallada de cada afloramiento encontrado, considerando color, espesor, estructura y textura del depósito, gradación, variaciones laterales, dimensiones de los constituyentes, grado de alteración, dirección del flujo, etc. Se realizó el muestreo de los depósitos volcánicos más representativos y sanos de cada unidad de estudio para realizar diversos análisis de laboratorio (petrografía ígnea, geoquímica de roca total (FRX e ICP-MS) y fechamientos isotópicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), teniendo el debido cuidado para evitar la contaminación de las muestras.

Durante el trabajo de campo se colectaron un total de 64 muestras; 20 de la Caldera de Atécuaro, 18 de la Caldera de La Escalera, 21 del Complejo Volcánico Indaparapeo y 5 del Complejo Volcánico Garnica. Una lista de las muestras colectadas con sus coordenadas se presenta en la tabla A1 (anexo A).

3.3 TRABAJO DE LABORATORIO

En cuanto al trabajo de laboratorio, se seleccionaron las muestras más representativas y con menor grado de alteración para realizar secciones delgadas, fechamientos y análisis geoquímicos, que se enlistan en la tabla A1.

Se elaboraron las secciones pulidas de las muestras más representativas en el laboratorio de Petroanálisis, en el Distrito Federal. Primero se cortó la roca del tamaño de un portaobjetos (Fig.30a), se montó al portaobjetos con una resina adhesiva y se expuso ~5 min a la luz UV. Posteriormente se hizo un corte de ~300 μm en el equipo "Laminadora Hillquist" y se rebajó con abrasivos de carburo de silicio de 320, 400 y 600 (40, 25 y 15 μm , respectivamente) (Fig.30b y c) hasta tener una lámina de aproximadamente 30 μm de grosor para poder observar sus componentes en el microscopio petrográfico. Se realizaron observaciones petrográficas de las secciones delgadas en el instituto de Geofísica de la UNAM campus Morelia; distinguiéndose entre fenocristales (>1 mm de longitud), micro-fenocristales (0.9-0.3 mm) y microlitos dentro de la matriz (<0.3 mm) (Wilcox, 1954).



Figura 30. Proceso de preparación de las secciones delgadas para el análisis petrográfico.

Para los análisis químicos, la muestra limpia se procesó en el laboratorio de preparación de muestras de la UNAM, campus Morelia; se cortó en pequeños fragmentos de aproximadamente 1 cm de diámetro para poder pulverizarlos con un mortero y discos de acero. La pulverización se llevó a cabo en dos pasos; la primera molienda fue utilizada para la pre-contaminación del pulverizador y fue desechada, la segunda molienda fue almacenada para analizar elementos mayores y traza.

Se utilizaron las técnicas de Fluorescencia de Rayos X (FRX) y el Plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) para la obtención de elementos mayores y algunos elementos traza. La FRX consiste en excitar una muestra con rayos X e identificar las longitudes de onda que son características de los elementos presentes en la muestra (Rollinson, 1993). La técnica de ICP consiste en diluir la muestra con ácido y someterla a un plasma de argón a una temperatura entre 6000 y 10000 K, donde es volatilizada y los átomos son ionizados y excitados para poder determinar la concentración de elementos.

Se tomaron las más representativas para hacerles análisis químicos de roca total, con el objeto de conocer el origen de las rocas, clasificarlas e identificar posibles eventos magmáticos. En las tablas 1, 2 y 3 se presentan los resultados de los datos químicos obtenidos con valores en porcentaje en peso (wt%) para los elementos mayores y en partes por millón (ppm) para los elementos traza; todos ellos fueron normalizados al 100% en base anhidra.

Un total de ocho muestras fueron analizadas por FRX y ICP-MS óptico en el laboratorio comercial de Actlabs en Ancaster, Canadá, en donde se determinaron los elementos mayores, elementos menores y tierras raras. Veintiuna muestras se analizaron por FRX para obtener las concentraciones de elementos mayores y traza en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM por el Ing. Rufino Lozano y la Química Patricia Girón; estas mismas muestras fueron analizadas por ICP-MS para obtener elementos traza y tierras raras, en el Centro de Geociencias de la UNAM campus

Juriquilla por la M. en C. Ofelia Pérez-Arvizu. El FeO fue analizado mediante la técnica de titulación con dicromato de potasio. El análisis se realizó con la muestra en base seca, y la pérdida por calcinación (PxC) se determinó calcinando 1 g de muestra a 950 °C durante 1 hora. El análisis fue realizado con un espectrómetro secuencial de FRX Siemens SRS 3000, calibrado con muestras de Referencia Geoquímica.

Los fechamientos radiométricos se obtuvieron mediante el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la Universidad de Fairbanks, Alaska, EUA, en el laboratorio de Geocronología del Dr. Paul W. Layer. Las muestras se limpiaron para quitar la parte exterior intemperizada y quedarnos sólo con la parte sana/no alterada. Una breve descripción de la metodología se presenta en el anexo B.

3.4 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

Se analizaron los resultados de la cartografía, de las descripciones petrográficas, los diagramas de variación de los elementos mayores y traza, y las edades obtenidas a partir de los fechamientos isotópicos, para con ello discutir acerca de la distribución espacio-temporal de la SMC y compararla con la SMO y el CVTM. Finalmente se llevó a cabo la redacción de la tesis.

4. GEOGRAFÍA FÍSICA

4.1 CLIMA

Para poder hacer un análisis del clima de la SMC debemos conocer la precipitación de la región; la cual, junto con la temperatura, es el elemento más importante para determinar el clima de una región.

Mediante el uso del software Global Mapper 9, se hizo la georeferenciación y sobreposición de la imagen satelital del área de estudio sobre el mapa de isoyetas anuales y del clima del estado de Michoacán.

En el mapa de isoyetas anuales (Fig.31) podemos observar que la cantidad de lluvia es mayor en la parte sur del área de estudio y va disminuyendo conforme nos desplazamos al norte de ésta; es decir, al sur de la SMC la precipitación media anual es de 1200 a 1500 mm, en la parte media la precipitación media anual es de 1000 a 1200 mm, mientras que en la parte norte de la SMC la precipitación media es de 600 a 800 mm anuales (Cram *et al.*, 2010).

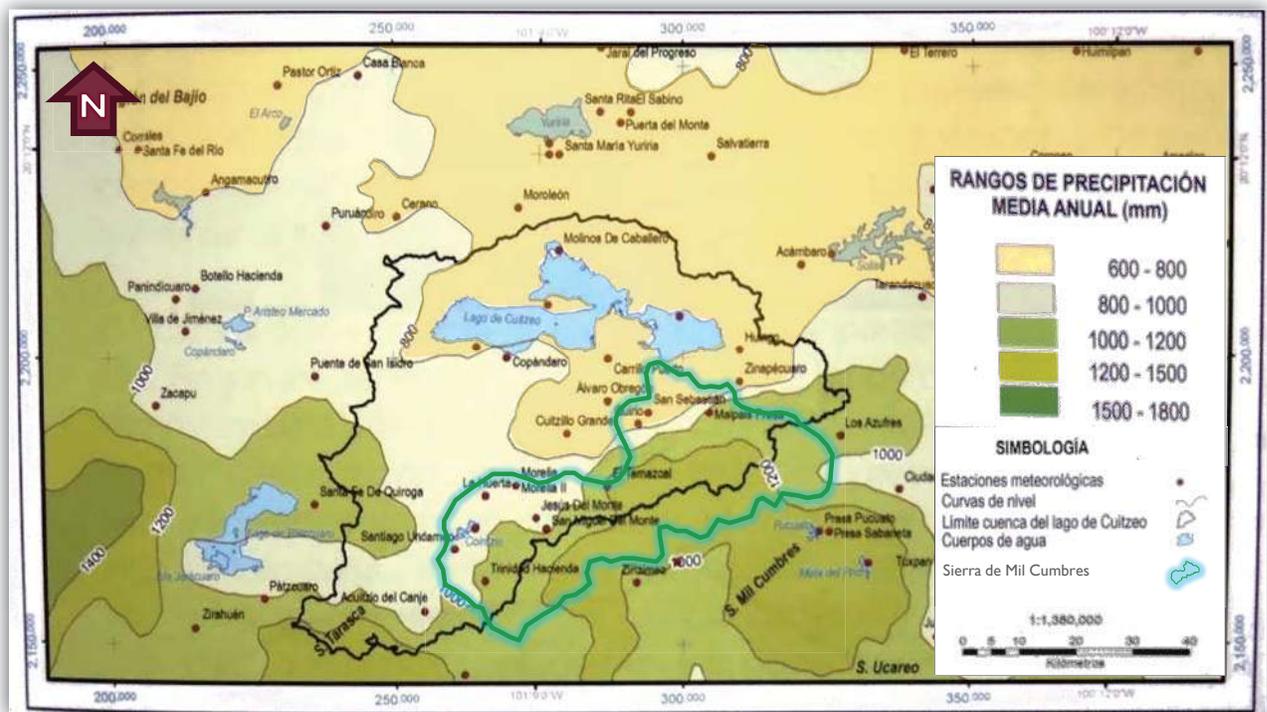


Figura 31. Mapa de isoyetas anuales para la cuenca del Lago de Cuitzeo, tomado del Atlas de la Cuenca del Lago de Cuitzeo (Cram *et al.*, 2010), en el cual se muestra la ubicación de la SMC (contorno azul).

Para el análisis del clima se utilizó el Atlas Geográfico del estado de Michoacán (Correa, 2003) y el Atlas de la Cuenca de Cuitzeo (Cram *et al.*, 2010). En éste se observa que en la SMC predomina un clima templado subhúmedo con lluvias en verano de acuerdo con la clasificación climática de Köppen [C (w2) (w) b i' g], con una temperatura media del mes más frío entre -3 y 18° C y la del mes más caliente mayor a 6.5° C y menor a 22° C (Cram *et al.*, 2010). Al sur del área de estudio se encuentra una pequeña porción clasificada con clima templado húmedo con abundantes lluvias en verano [C (m) (w)] (Cram *et al.*, 2010). La porción norte y noroccidental del área de estudio presenta un clima templado subhúmedo con lluvias en verano y un porcentaje de precipitación invernal menor de 5% pero con menor humedad que en la parte central, clasificado como [C (w1) (w)] y [C (w0) (w)] (Cram *et al.*, 2010).

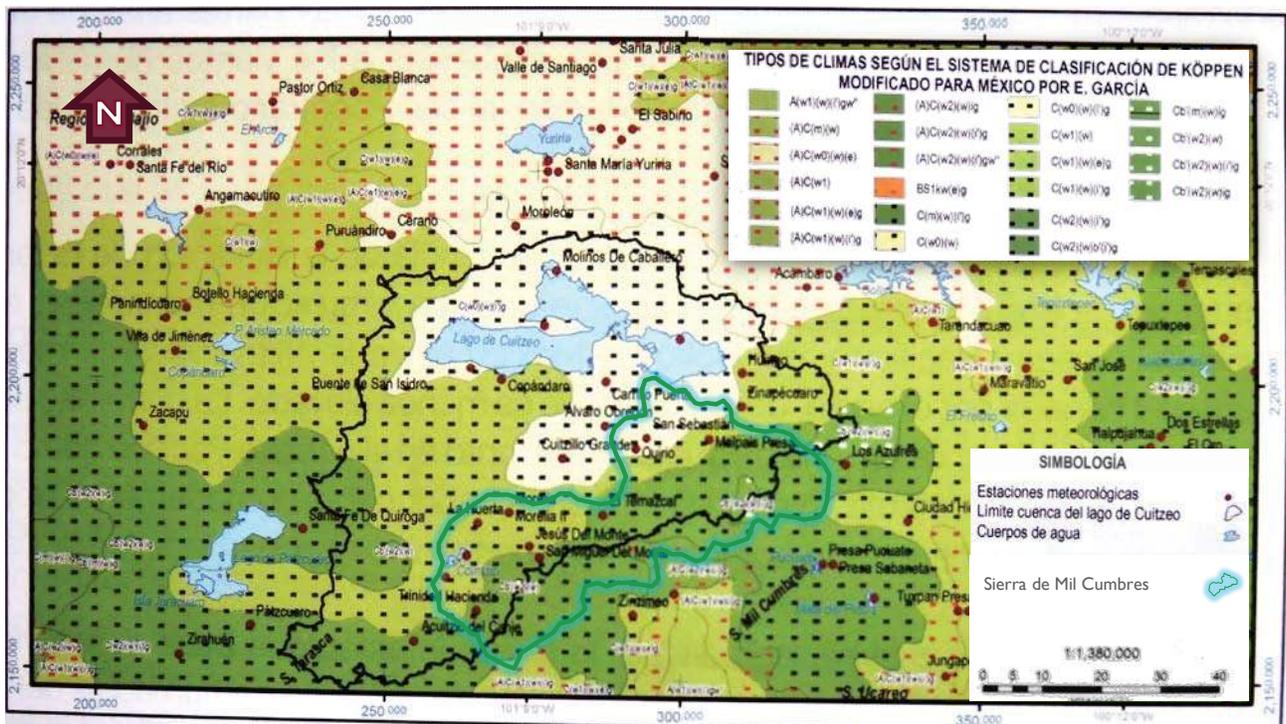


Figura 32. Distribución de los diferentes tipos de climas en Michoacán, tomado del Atlas de la Cuenca del Lago de Cuitzeo (Cram *et al.*, 2010), en el cuál se muestra la ubicación de la SMC (contorno azul).

4.2 HIDROLOGÍA

La SMC constituye el límite entre la micro-cuenca del lago de Cuitzeo al norte y la micro-cuenca del río Cutzamala al sur; así mismo, la SMC se encuentra entre las cuencas del Río Balsas y del Río Lerma.

Los principales ríos perennes que desembocan en el lago de Cuitzeo, dentro de la cuenca del Río Lerma, son el Río Chiquito, el Río Grande de Morelia, el Río Tirio, Queréndaro, San Lucas, Oztumatlán y el

Arroyo de Charo. En cuanto a la micro-cuenca del Río Cutzamala, los principales ríos que desembocan en la cuenca del Río Balsas son el Río de Huajúmbaro, Chinapa y el Arroyo Las Juntas.

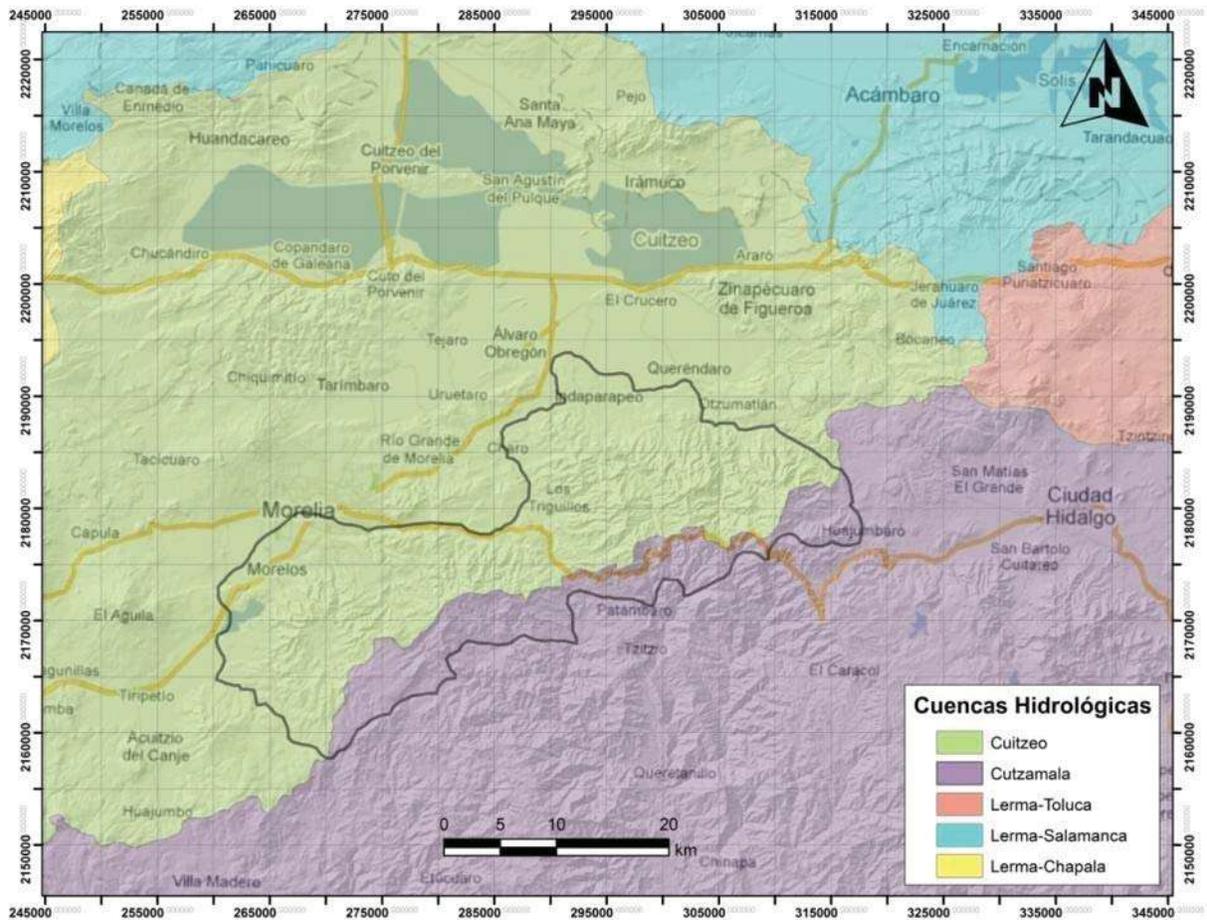


Figura 33. Mapa de Regiones y Cuencas Hidrológicas en el cuál se muestra la ubicación de la SMC (INEGI, 1999; formado por Correa, 2003).

Existe un patrón de redes de drenaje muy variado; en los volcanes del Mioceno predomina el drenaje dendrítico denso, rectangular y pinnado; las estructuras volcánicas del Mioceno tardío y Plioceno poseen un drenaje dendrítico, rectangular y angulado; los flujos piroclásticos y coladas de lava muestran un drenaje enrejado y paralelo, mientras que en los volcanes del Cuaternario se observa un drenaje menos intenso y por lo general de tipo anular (SECO, 2000).

En general, las estructuras de la SMC presentan un drenaje denso, en gran parte ocasionado por factores climáticos, geológicos y estructurales; es decir, el tipo de red de drenaje indica el tipo y edad de la roca, así como un control tectónico de un sistema de fallas regional. Por ejemplo, el tipo de red de drenaje asociado a las fallas NO-SE y NE-SO es dendrítico rectangular y angulado (ver figuras 48, 60, 78 y 93).

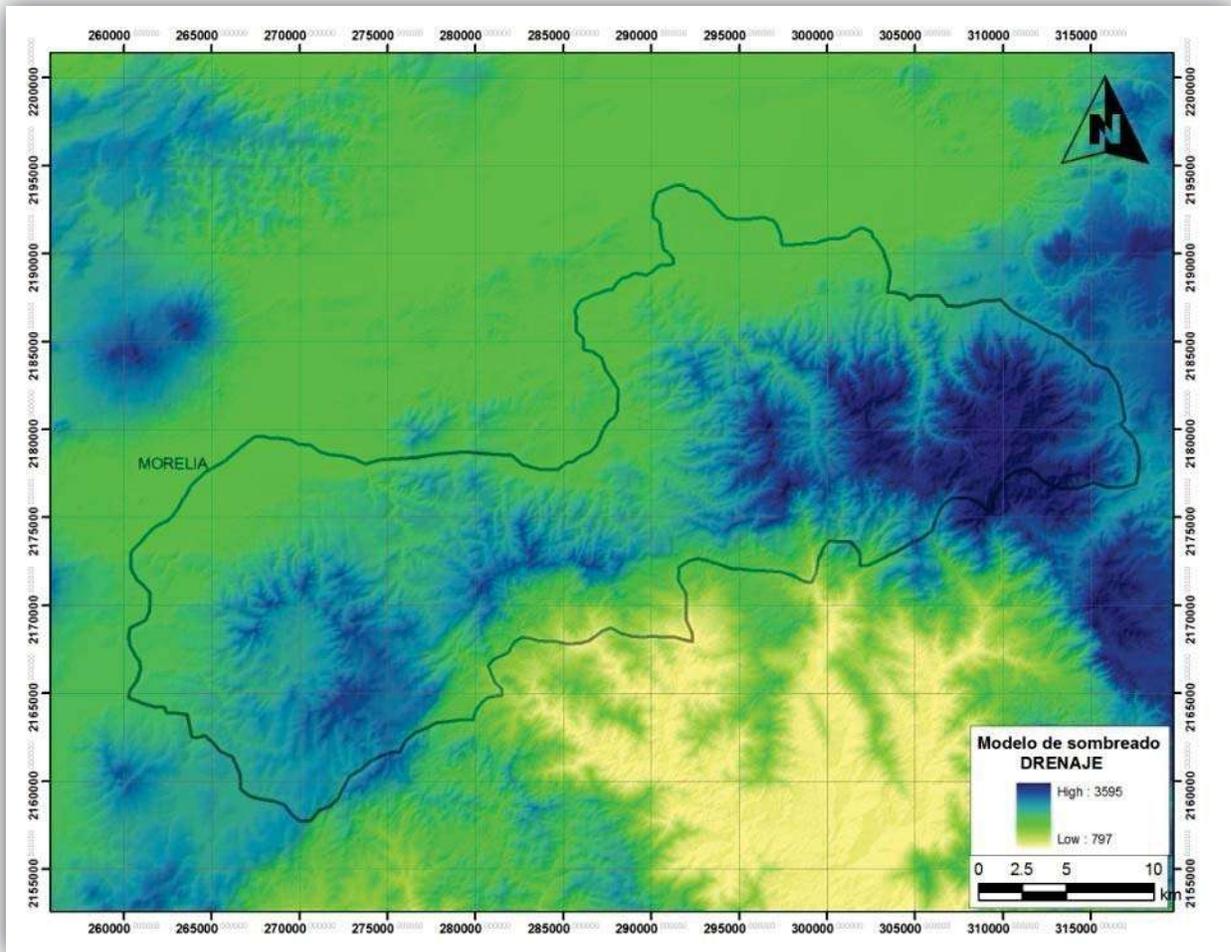


Figura 34. Modelo de sombreado regional que representa el sistema de red de drenaje a partir del modelo digital de elevación.

4.3 EDAFOLOGÍA

A partir del mapa de clasificación de suelos del estado de Michoacán, tomado del Atlas Geográfico del estado de Michoacán (2003), se llevó a cabo un análisis de los suelos en la zona de estudio.

Los tipos de suelos que predominan en la SMC son el Andosol y el Acrisol, los cuales corresponden aproximadamente al 60% del área de estudio; el Andosol predomina en la parte oriental y el Acrisol en la parte occidental. El Vertisol predomina en la parte Norte del área de estudio. También se observan pequeñas porciones de suelo tipo Luvisol, Regosol y Feozem al O, S y N respectivamente.

De acuerdo con la FAO para su taxonomía de suelos de la WRB (*World Reference Base for Soil Resources*, 2006), el Acrisol es un suelo muy ácido que se desarrolla sobre productos de alteración de rocas ácidas, con elevados niveles de arcilla; predomina en los climas templados o tropicales muy lluviosos, con

topografía ondulada; son ricos en materia orgánica y tienen una saturación de bases muy baja; los bosques y selvas son su principal forma de vegetación natural. Se caracteriza por sus colores amarillos o amarillos con manchas rojas y por su susceptibilidad a la erosión.

El suelo de tipo Andosol es un suelo negro u oscuro que se desarrolla sobre cenizas y otros materiales volcánicos ricos en elementos vítreos; tiene alto contenido de materia orgánica, además tiene una gran capacidad de retención de agua y mucha capacidad de cambio. Se encuentra en regiones húmedas y subhúmedas; presenta un alto potencial para la producción agrícola, pero en pendientes pronunciadas se mantiene mejor como bosque; es muy común en el CVTM (WRB, 2006).

El Vertisol se forma a partir de rocas básicas en clima templado y semi-cálido; se caracteriza por su alto contenido de arcillas y su color negro, gris o café rojizo; en época de lluvias es pegajoso y en sequías es muy duro, con alta susceptibilidad a la erosión. Tiene mal drenaje pero son fértiles y se utilizan principalmente para agricultura (WRB, 2006).

El Feozem es un tipo de suelo de color oscuro, debido al alto contenido de materia orgánica y nutrientes; se desarrolla sobre rocas básicas y material poco consolidado. Es de textura media, poroso y con buenas condiciones aeróbicas, por lo que tiene un buen drenaje interno, permitiendo la penetración de raíces y la infiltración del exceso de agua, pero con buena capacidad de retención de humedad aprovechable. Se asocia a regiones con clima húmedo, aunque se localiza en casi todos los tipos climáticos del CVTM; preferentemente en relieve plano o suavemente ondulado, con vegetación de bosque o pastizal. Es un suelo fértil que soporta gran variedad de cultivos y pastizales, sus principales limitaciones son las inundaciones y la erosión (WRB, 2006).

El Luvisol es un suelo con acumulación de arcilla en los horizontes inferiores, desarrollado sobre materiales no consolidados en pendientes ligeras a inclinadas, de climas semicálidos y templados subhúmedos. Cuando el drenaje interno es adecuado, presenta una gran potencialidad para un gran número de cultivos a causa de su moderado estado de alteración y su alto grado de saturación; la vegetación que sustenta está constituida por bosque y pastizal natural, es altamente susceptible a la erosión (WRB, 2006).

El suelo tipo regosol se desarrolla sobre materiales no consolidados, alterados y de textura fina; se encuentra en cualquier zona climática sin permafrost y a cualquier altitud; es un suelo poco desarrollado y su contenido de materia orgánica es bajo en la capa superior. Es muy común en zonas áridas, en los trópicos secos y en las regiones montañosas; se encuentra donde hay cenizas, escorias y áreas volcánicas dispersas (WRB, 2006).

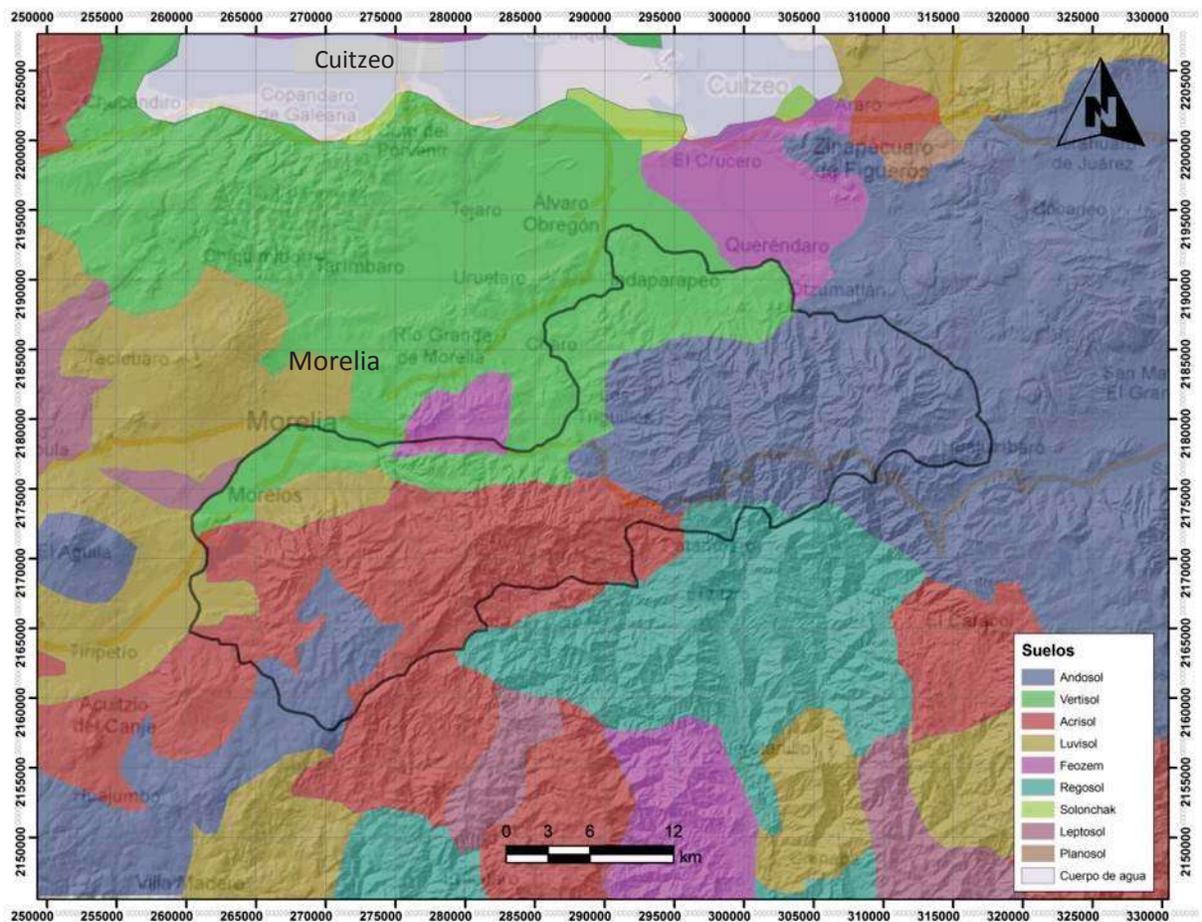


Figura 35. Mapa de la clasificación de suelos para el área de estudio (INEGI 1985, modificado por Cabrera, 2000).

4.4 FISIOGRAFÍA

Se le denomina “sub-provincia fisiográfica” a toda región natural en la que se pueden presentar relaciones de tipo climático, geológico, topográfico y/o biológico. Resulta de una subdivisión de una provincia fisiográfica, la cual se caracteriza por poseer una geología y morfología distintivas (INEGI, 2000). Las provincias fisiográficas se definen por sus características morfológicas, geológicas, edafológicas, hidrográficas y climáticas (Correa, 2003). En Michoacán hay cinco sub-provincias fisiográficas que son: Planicie Costera o Sierra Madre del Sur, Depresión del Balsas, Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) y Altiplanicie Mexicana o Cuencas Lacustres (Bocco *et al.*, 1996).

La SMC posee una fisiografía muy accidentada, con prominentes elevaciones y depresiones; tales características resultan de la confluencia de dos sub-provincias fisiográficas: el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM, también conocido como Sistema Volcánico Transversal) y la Depresión del Balsas.

El CVTM se localiza entre los paralelos de 19 y 20 grados de latitud norte; está constituido por rocas ígneas extrusivas, acumuladas a lo largo de sucesivos periodos volcánicos iniciados desde finales del Terciario. Se caracteriza por sus grandes sierras volcánicas y coladas de lava, conos monogenéticos dispersos o en grupos, calderas, amplios volcanes escudo de basalto y depósitos de arena y cenizas, además de otras formaciones que se encuentran dispersas entre extensas planicies (Bocco *et al.*, 1996).

La Depresión del Balsas es una gran depresión inter-montana de origen tectónico limitada por el CVTM y la Sierra Madre del Sur. Los cambios de altitud son notables, propiciando la formación de cañadas y cambios en el clima y en la cobertura vegetal (Bocco *et al.*, 1996).

A continuación se muestra un mapa de las sub-provincias fisiográficas del estado de Michoacán (Fig. 36), en el cual podemos observar que la SMC pertenece principalmente a la sub-provincia del CVTM; el sur del área de estudio pertenece al Complejo Volcánico Inferior, el cual forma parte de la sub-provincia fisiográfica de la Depresión del Balsas; y una pequeña parte al norte del área de estudio que pertenece a la sub-provincia del Altiplano Mexicano o Cuencas Lacustres.

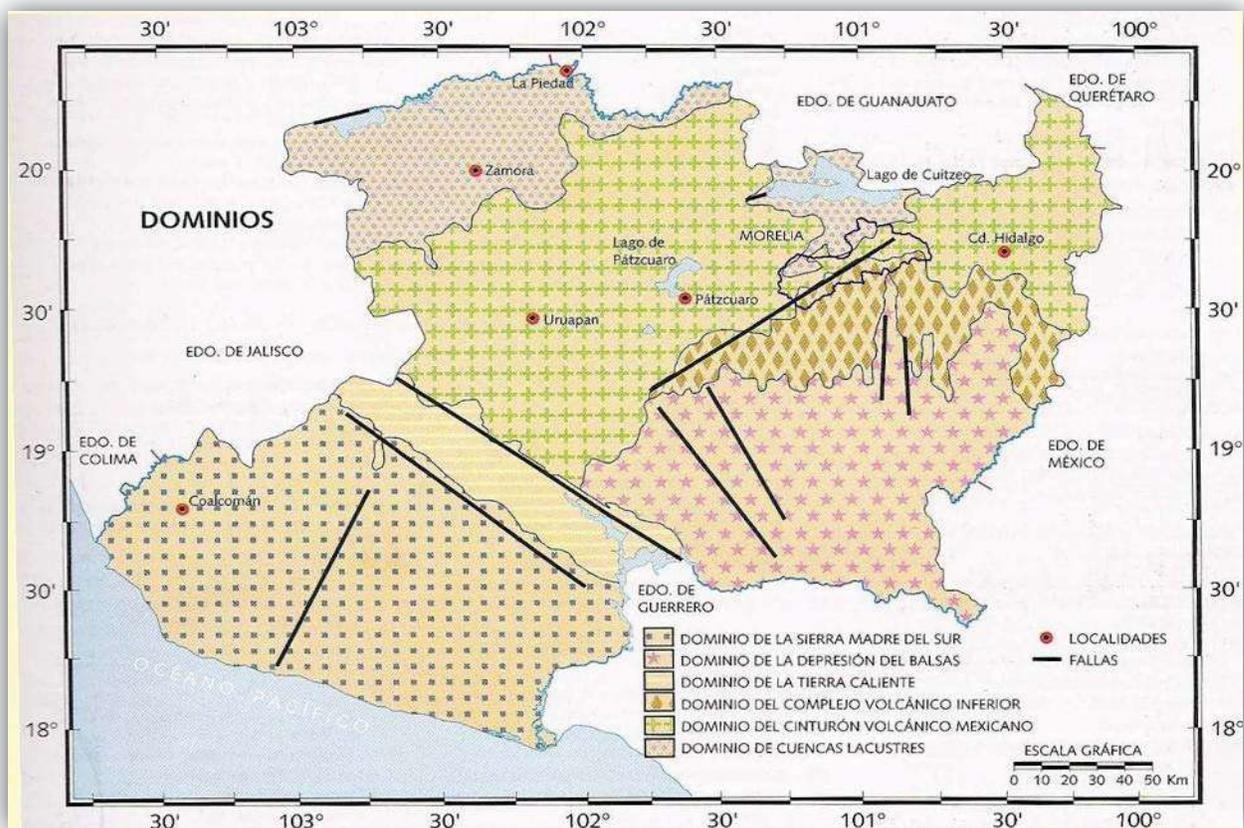


Figura 36. Mapa de dominios tomado del Atlas Geográfico del estado de Michoacán (Correa, 2003); el contorno de la SMC se sobrepuso usando Global Mapper 9.

4.5 VEGETACIÓN Y USO DE SUELO

La Comisión Forestal (CONAFOR), por medio de la subdirección de planeación forestal, departamento de inventario y cartografía forestal nos facilitó un mapa digitalizado y georeferenciado de la vegetación y uso de suelo del estado de Michoacán, realizado a partir del mapa creado por SEMARNAT (2000). Éste fue modificado y actualizado a partir de una imagen satelital (Google Earth, 2009), mediante la superposición de estos dos en ArcGIS 9.

El mapa de vegetación y uso de suelo de la SMC nos muestra varios tipos de vegetación (basados en la nomenclatura utilizada por Rzedowski, 1978), así como el actual uso de suelo derivado de la modificación antrópica para su aprovechamiento.

Los límites entre las asociaciones vegetales no siempre están bien definidos, debido a la modificación de la vegetación original causada por la intensa actividad humana.

Dentro de la SMC se encuentran varios tipos de vegetación; la vegetación natural está compuesta por bosque de coníferas, representada por los siguientes tipos de vegetación: bosque de pino-encino, bosque de encino (*Quercus*), bosque mesófilo de montaña y bosque de oyamel (Rzedowski, 1978).

La vegetación transformada o secundaria está compuesta por pastizales inducidos, agricultura de temporal, agricultura de riego y plantaciones forestales.

El tipo de vegetación predominante en la SMC es el bosque de pino-encino, el cual cubre 73% del área; en menor proporción, existen manchones de agricultura de temporal al Norte y Sur, bosque de pino-encino con vegetación secundaria, pastizal inducido al Norte, asentamientos humanos al Noroeste y Norte (~8%), bosque de encino con vegetación secundaria arbustiva y herbácea al N, bosque mesófilo de montaña en la porción central y oriental del área de estudio, bosque de oyamel al Sureste, agricultura de riego al Noreste y plantaciones forestales al Sur de Morelia y al Noroeste del área de estudio (Fig.38).

Su vegetación característica incluye a las Fagáceas (*Quercus*), Pináceas (*Abies* y *Pinus*), Rosáceas, Lamiáceas, Bromeliáceas, Orchidaceas, Betuláceas, etc.

El bosque de pino-encino es la zona de transición de los bosques de pino a los bosques de encino, se presenta una mezcla de ambos tipos que da la formación de un bosque mixto de pino-encino. Se encuentra comúnmente en las faldas de los cerros en altitudes que varían de 1000 a 2600 msnm, en regiones de clima templado con lluvias en verano, así como en la zona de transición de los climas templados a los cálidos (Bocco *et al.*, 1996).

El Bosque de Encino (*Quercus*) es común en las laderas de los cerros en altitudes que varían de los 900 a los 2500 msnm, marcan el límite inferior de los bosques de pino, forma masas forestales puras en sitios donde el clima es menos húmedo y más caliente. Los encinares forman un bosque bajo y abierto de 4

a 10 metros de alto hacia áreas más bajas y secas en la transición de “Tierra Fría” a “Tierra Caliente”, o bien bosques oscuros de 15 a 20 metros de altura hacia las partes más elevadas y húmedas (Bocco *et al.*, 1996).

El bosque mesófilo de montaña se encuentra generalmente en las zonas montañosas, en altitudes superiores de 1000 m, donde son frecuentes las neblinas y la alta humedad; se caracteriza por ser una vegetación arbórea densa situada en laderas de montaña, barrancas y otros sitios protegidos, en condiciones de humedad más favorables que las que tiene el resto de la vegetación que la rodea. Se encuentra limitada por el bosque de pino-encino.

La agricultura abarca todos los conceptos referentes a los usos que el hombre da al suelo, al destinarlo a actividades para la producción de alimentos; la clasificación se hace dependiendo de la disponibilidad del agua. En la agricultura de riego los cultivos reciben agua mediante un sistema de riego (aspersión o goteo); la agricultura de temporal es donde el desarrollo de los cultivos depende del agua de lluvia, algunos son anuales y otros permanentes.

Las distintas actividades humanas han provocado la transformación del medio natural, lo cual ha permitido el establecimiento de comunidades vegetales como el pastizal inducido, el cuál integra a la vegetación de carácter herbáceo no leñoso considerada dominante en términos de porcentaje de ocupación de la superficie de la tierra, con relación a otros estratos vegetales arbustivos o arbóreos.

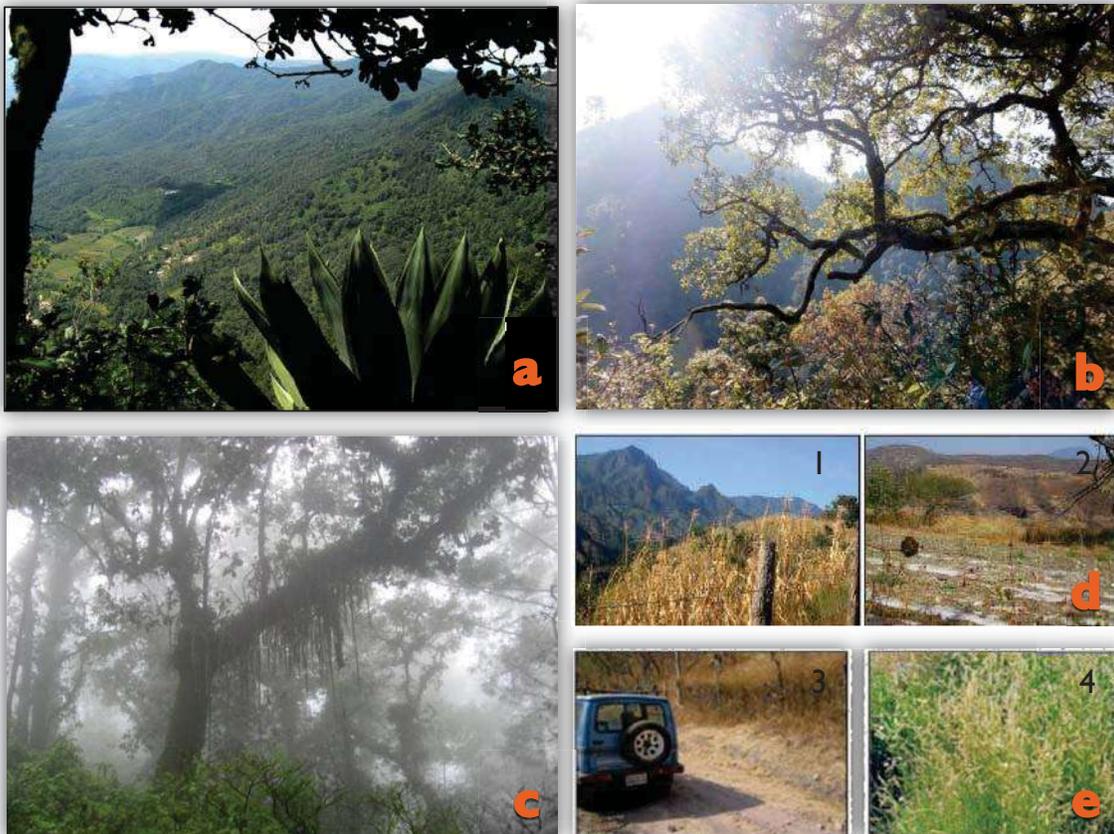


Figura 37. Tipos de vegetación presentes en la SMC. a) Fotografía de bosque de pino-encino en la SMC; b) bosque de encino; c) bosque mesófilo de montaña; d) agricultura de temporal (1) y de riego (2); y e) pastizal inducido en época de secas (3) y en época de lluvias (4).

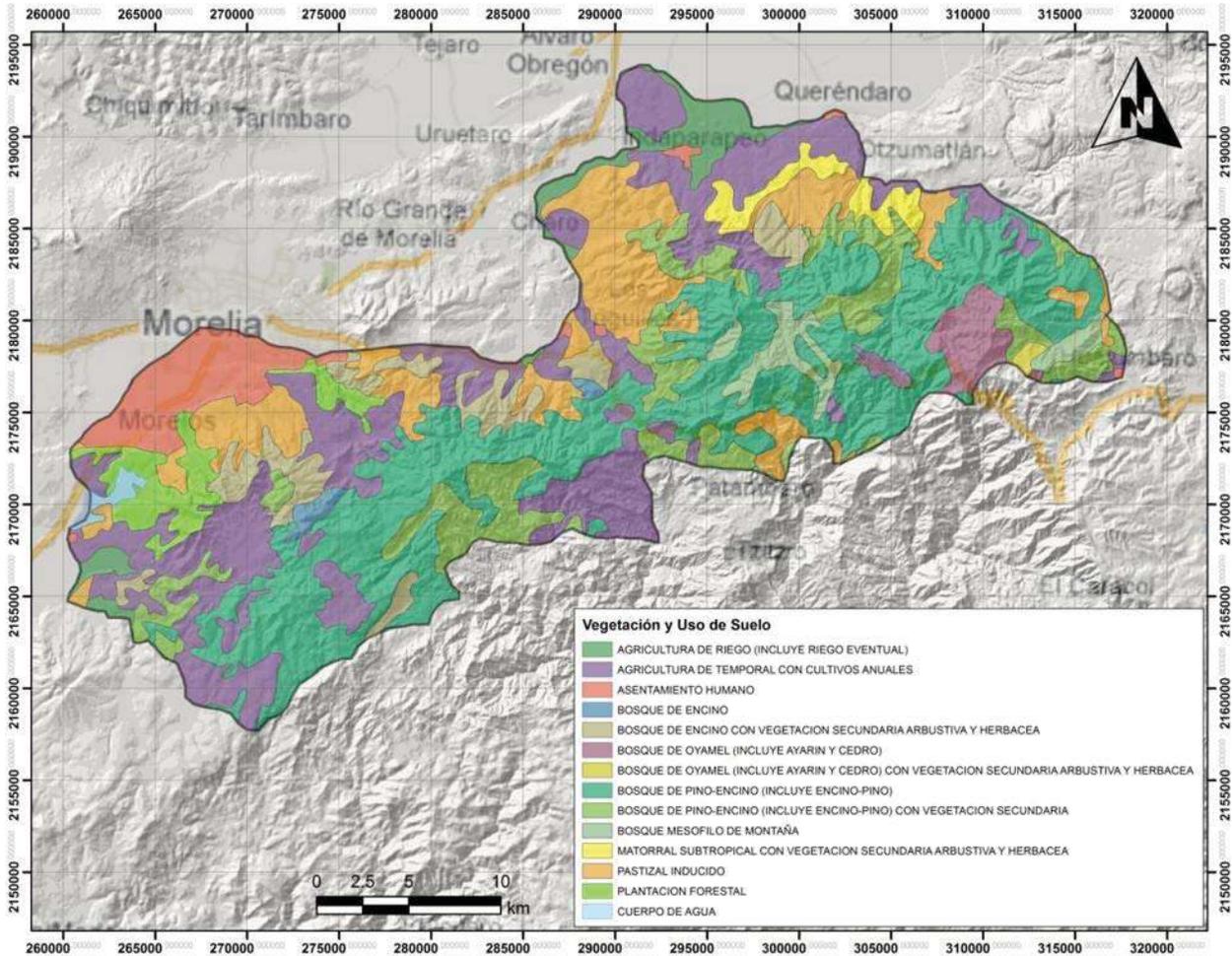


Figura 38. Mapa de vegetación y uso de suelo para el área de estudio, modificado a partir del mapa digitalizado por la Comisión Forestal, por la subdirección de planeación forestal, departamento de inventario y cartografía forestal (CONAFOR, 2000); actualizado a partir de la imagen de satélite (Google Earth, 2009).

5. RESULTADOS

5.1 ANÁLISIS MORFO-ESTRUCTURAL REGIONAL

La porción central del CVTM presenta una extensión casi perpendicular a la Trinchera de Acapulco, por lo que predominan las fallas normales E-O y NE-SO (algunas N-S). Las fallas activas que pertenecen al sistema Morelia-Acambay E-O o a sistemas reactivados N-S son: el sistema de fallas de Cuitzeo NE-SO y la depresión tectónica N-S de Penjamillo en la Piedad, Michoacán, que cortan rocas del Mioceno al Cuaternario; en Morelia, la falla de Sta. María (La Paloma), falla Morelos y falla de Cointzio, que junto con las fallas de Queréndaro y los Azufres, son la continuación de la falla Pastores (E-O). Las fallas más largas son la de Venta de Bravo (45 km) y Acambay-Tixmadejé (34 km) (Martínez y Nieto, 1990; Suter *et al.*, 2001; Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

Los sistemas de fallas presentes en la región son los de Taxco-San Miguel Allende N-S, el sistema NE-SO y el sistema de Morelia-Acambay E-O; sobresaliendo la falla Tzitzio-Valle de Santiago con dirección NNO-SSE (Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

El sistema de fallas más activo de la región es el de Morelia-Acambay, consiste en una serie de fallas normales de dirección E-O originadas hace ~ 8 Ma. Las estructuras en la región de Morelia-Cuitzeo han estado activas durante el Holoceno, las cuales están ligadas a rupturas cosísmicas, controlando los terremotos históricos y prehistóricos de la región (Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

Las fallas más antiguas son NNO-SSE con movimiento lateral izquierdo (paralelas al pliegue-falla de Tzitzio) y las más recientes son E-O, la mayoría de estas con una componente normal, correspondientes al sistema de fallas Morelia-Acambay (Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

Cerca del poblado de Tuzantla, al sur de la SMC, se muestreó un dique máfico NE-SO, el cual fue fechado con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 30.0 ± 0.6 Ma (muestra TUZ-02; anexo A, tabla 5).

En los modelos digitales de elevación y modelos de sombreado de la región se observa que las fallas afectan a las estructuras volcánicas. Por ejemplo, las mesas de ignimbrita están basculadas hacia el Norte y Sur, disposición originada por las fallas lítricas E-O y NO-SE con planos inclinados (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004). Así mismo, el intenso proceso de formación de fallas y fracturas facilita el emplazamiento de una gran cantidad de diques en la zona, generalmente con orientaciones NE-SO.

Se observaron varios alineamientos de conos monogenéticos pertenecientes al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) al norte del área de estudio, lo cuáles se emplazaron a través de fallas y

fracturas regionales preexistentes; estos alineamientos obedecen a la orientación preferencial de los sistemas de fallas regionales.

El análisis estructural se llevó a cabo con el software ArcGIS 9.3 (ArcMap), en el cual se trazaron fallas, fracturas y alineamiento de conos sobre el mapa regional, con el apoyo de las curvas de nivel cada 10 metros y los modelos de sombreado generados a partir del modelo digital de elevación (MDE) descargado del continuo de elevaciones del INEGI (Fig.39). Se obtuvieron las direcciones acimutales de 2924 fragmentos de fallas y alineamientos de conos de la región cercana al área de estudio, las cuales se representaron en un diagrama rosa con ayuda del software SpheriStat.

Se analizó el promedio de densidad de dirección de fallas y alineamientos (diagrama rosa), observando que la dirección preferencial de las fallas es NE-SO, con una línea de tendencia de 61.2° (Fig.40); lo cual coincide con la morfología de algunos ríos, barrancos, conos, diques y depresiones que tienen una orientación paralela a los sistemas de fallas más importantes de la región.

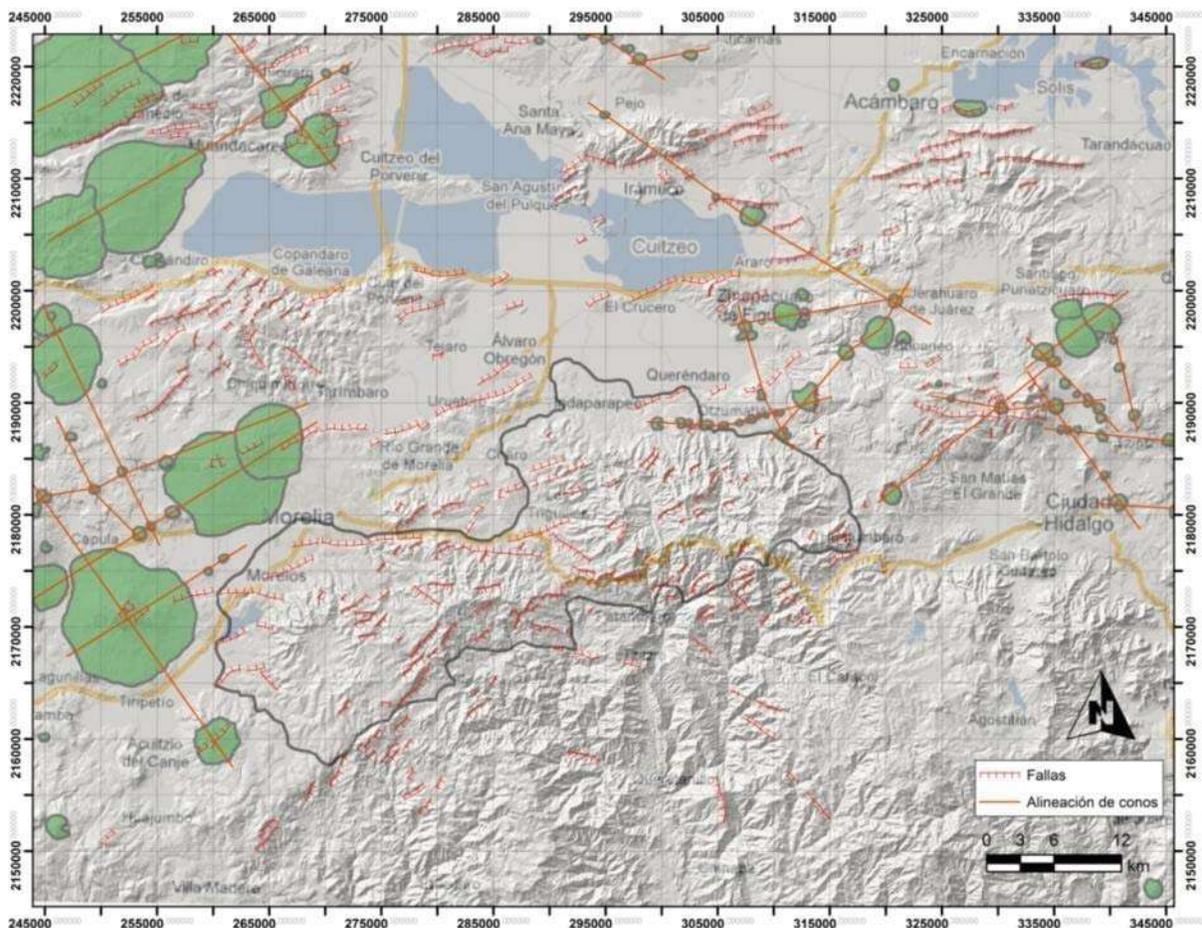


Figura 39. Mapa regional en el cual se trazaron las fallas y alineamientos de conos monogenéticos sobre el modelo digital de elevación (MDE).

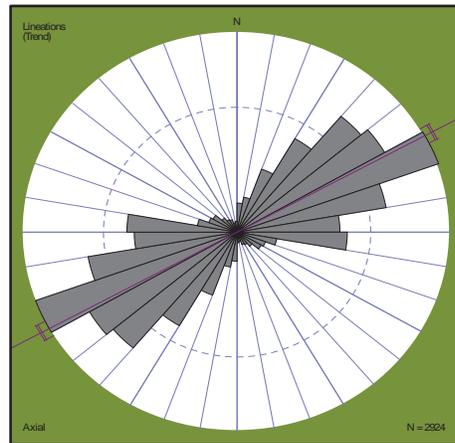


Figura 40. Diagrama rosa generado con el software SpheriStat a partir de las fallas y alineamiento de conos trazados con ArcGIS, en el cual se muestra la densidad de direcciones acimutales cada 10° y la línea de tendencia de 61.2°.

5.2 GEOLOGÍA Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

La SMC se localiza en la porción centro-sur del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), el cual es un arco volcánico continental que aloja a la mayor parte del vulcanismo más reciente de la República Mexicana (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004). El sector central del CVTM se caracteriza por sus volcanes andesíticos y dacíticos, calderas silíceas y vulcanismo monogenético de afinidad calciocalina dominante; predominan las lavas de composición máfica a intermedia, interestratificadas con ignimbritas; datadas del Mioceno tardío (~10 Ma) al Plioceno temprano (~5-3 Ma) (García-Palomo *et al.*, 2002, Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Las calderas silíceas más conocidas del sector central del CVTM son la caldera de Amazcala (7.3-6.6 Ma, Aguirre-Díaz y López-Martínez 2001), Amealco (4.7 Ma, Aguirre-Díaz y McDowell, 2000), Apaseo y Los Agustinos (Plioceno temprano, Aguirre-Díaz *et al.*, 1997), Atécuaro y La Escalera (Mioceno, Garduño-Monroy *et al.*, 1999 y 2001), Huichapan (4.7-3.4 Ma, Aguirre-Díaz *et al.*, 1997), Los Azufres (~6-3 Ma, Ferrari *et al.*, 1991, Pradal y Robin 1994) y Zitácuaro (Mioceno superior Plioceno temprano, Capra *et al.*, 1997).

La SMC se localiza a ~300 km de la Trinchera Mesoamericana, mide aproximadamente 60 km de largo por 18 km de ancho y ocupa un área de ~870 km². Se desarrolla desde los 2000 hasta los 3000 msnm, con un gradiente altitudinal de ~1000 m; con pendientes que varían entre 0° y 79°. Constituye un alto estructural (horst) delimitado por fallas con una componente normal y de orientación E-O y NE-SO, el cual aloja a varias estructuras volcánicas; se caracteriza por sus lavas de composición intermedia a básica y sus flujos piroclásticos de composición ácida (Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

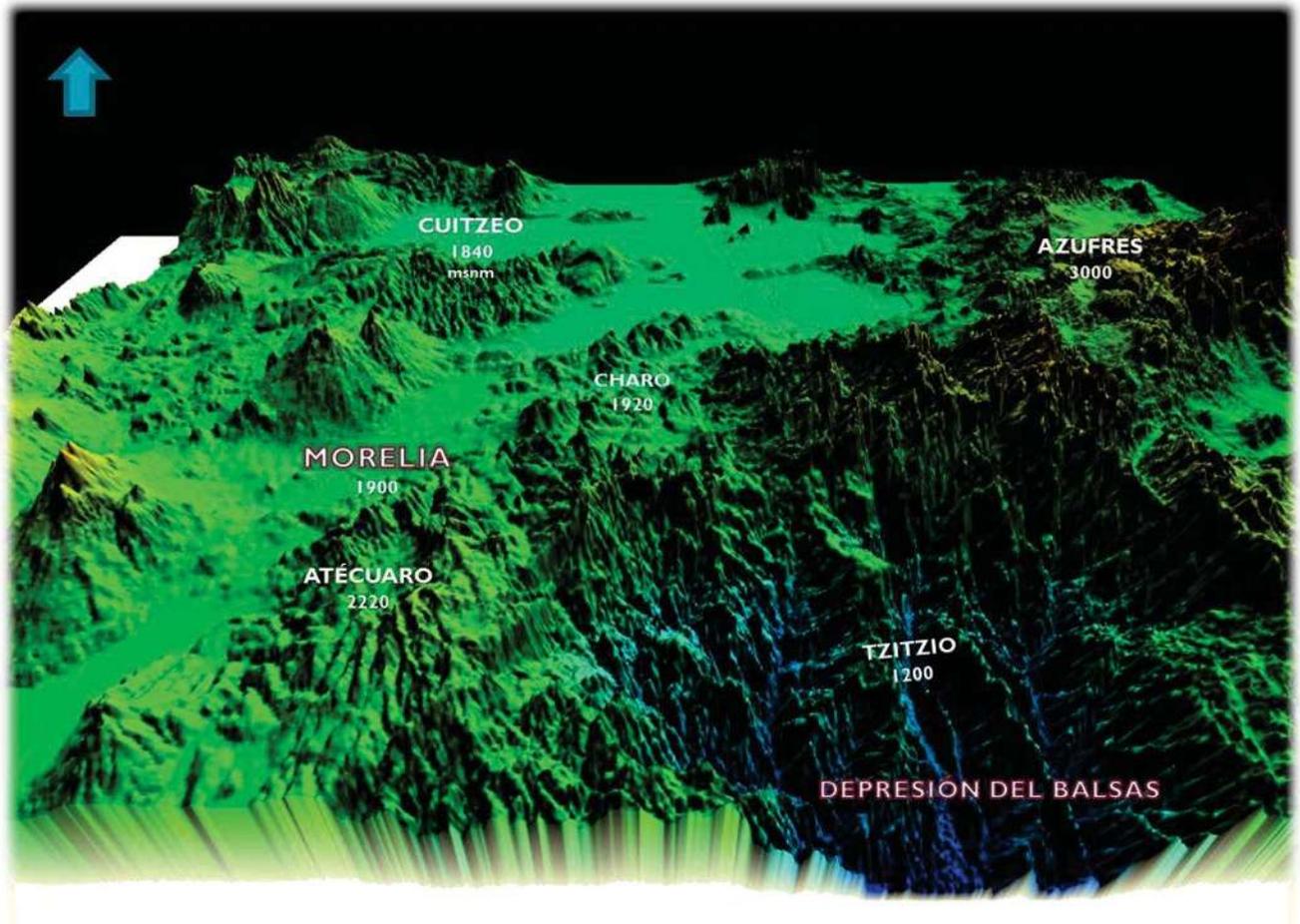


Figura 41. Modelo digital de elevación en 3D del área de estudio.

En la figura 42 se muestra el mapa geológico general de la SMC y sus alrededores. Inicialmente, la SMC era vista como una sola estructura volcánica compleja (Pasquaré *et al.*, 1991), pero ahora (con el trabajo de campo, fechamientos y estratigrafía) se distinguen 4 estructuras volcánicas independientes, las cuales tienen diferentes edades, tipos de depósitos volcánicos, características petrográficas y químicas. Las estructuras volcánicas que conforman la SMC son las siguientes: Caldera de Atécuaro, Caldera La Escalera, Complejo Volcánico Indaparapeo y Complejo Volcánico Garnica. Todas ellas alineadas NE-SO.

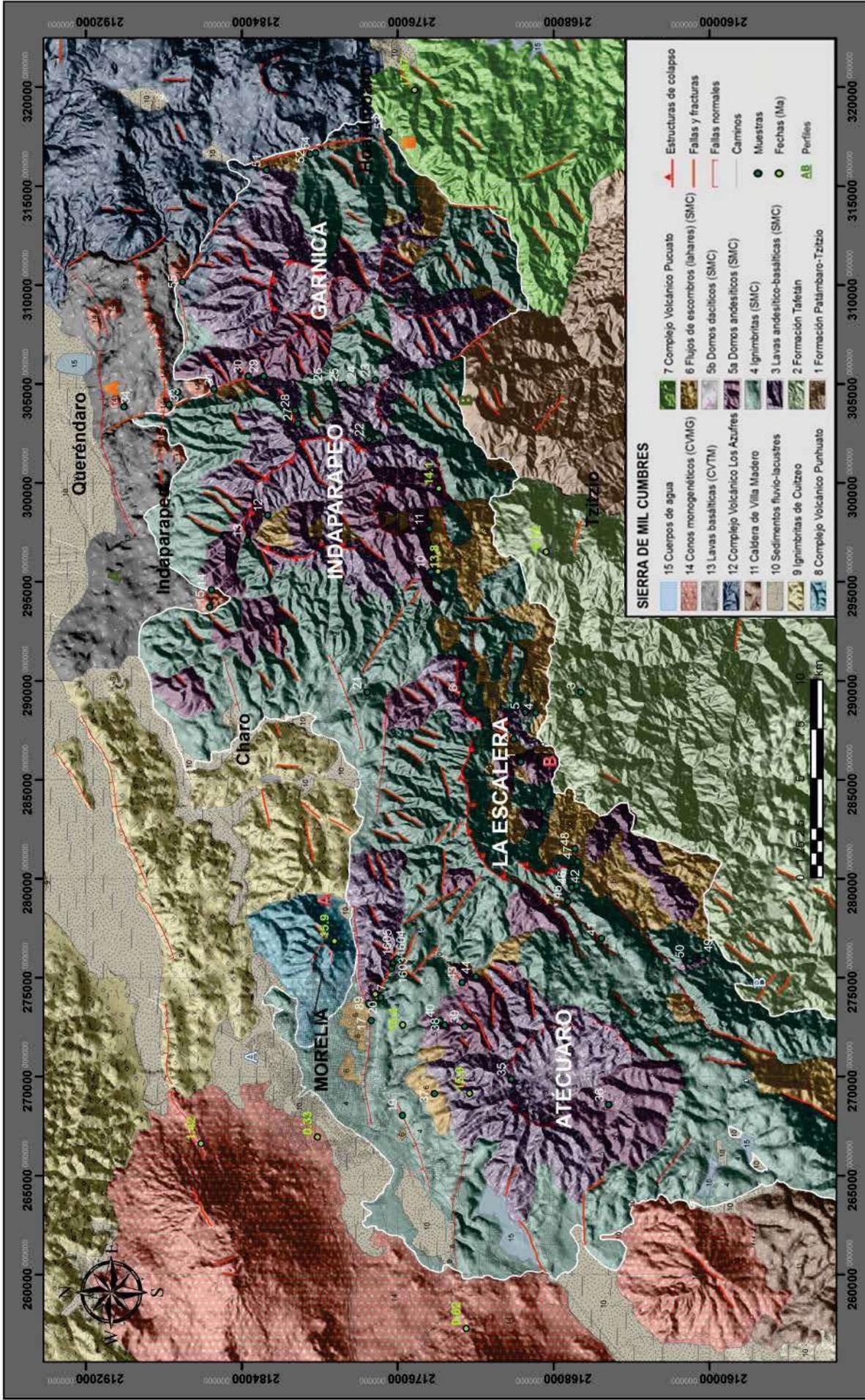


Figura 42. Mapa geológico de la SMC que comprende a las ciudades de Morelia, Charo, Indaparapeo, Queréndaro, Huajúmbaro y Tzitzio; y las cuatro estructuras volcánicas principales.

El basamento de la SMC está conformado por una secuencia sedimentaria de tipo flysch con metamorfismo de bajo grado y fracturación, es de color verde con bloques redondeados de diferentes composiciones inmersos en una matriz limosa (Garduño-Monroy, 1985). La sobreyacen las capas rojas del Cretácico superior compuestas por limos, areniscas, micro-conglomerados y conglomerados, todos deformados por pliegues y fallas. En estas capas rojas se encontraron fósiles de dinosaurio (hadrosaurio) por Benammi *et al.* (2005). Como basamento inmediato de la SMC tenemos a las formaciones de Patámbaro-Tzitzio y de Tafetán aflorando al sur del área de estudio, en la depresión del balsas, la primera al oriente y la segunda al occidente. La formación Patámbaro-Tzitzio del Eoceno consiste de conglomerados, lutitas y arenitas que sobreyacen de manera discordante a las capas rojas. La formación Tafetán del Oligoceno al Mioceno temprano está representada por conglomerados volcánicos y flujos de lava basáltica a andesítica (Pasquarè *et al.*, 1991).

Al oriente de la ciudad de Morelia, se encuentra el Complejo Volcánico Punhuato, el cual sobreyace a la secuencia de Mil Cumbres y está representado por domos y flujos de lava andesítica y dacítica, así como una avalancha de escombros que forma un abanico hacia el occidente, asociada con una estructura de colapso en forma de herradura (Garduño-Monroy *et al.*, 2001). Las lavas andesíticas son masivas, de textura afanítica, color gris oscuro y superficies de alteración color rojo. Una muestra tomada de estas lavas fue fechada con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total en 15.9 ± 0.6 Ma (muestra Mor4; Fig.43; anexo A, tabla A2).



Figura 43. Fotografía tomada en la Falla La Paloma hacia el NE, sobre las ignimbritas de Atécuaro; se observa al fondo la ciudad de Morelia y el complejo volcánico de Punhuato.

Sobreyaciendo a la secuencia de Mil Cumbres, al SE del área de estudio, se encuentra el Complejo Volcánico Pucuateo, el cual está conformado por lavas andesíticas a riolíticas, y abundantes ignimbritas. La ignimbrita de Pucuateo aflora sobre el camino que va de Huajúbaro hacia Cd. Hidalgo; sobreyaciendo a las lavas andesíticas de Mil Cumbres. Consiste de una brecha basal, una ignimbrita soldada y una capa de caída. Los afloramientos de esta secuencia en la presa de Pucuateo y Sabaneta están representados por dos ignimbritas: un depósito masivo rico en fragmentos líticos y escoria soportados por una matriz de tamaño lapilli, y una ignimbrita masiva soldada con abundantes fiammes y pocos líticos soportados por una matriz vítrea (Ferrari *et al.*, 1991). Una muestra de la ignimbrita tomada en esta sección fue fechada con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total, arrojando una edad de 14.47 ± 0.54 Ma (Macías *et al.*, 2009).

Al norte de la ciudad de Morelia, posterior a la SMC y a Pucuateo, se emplazaron las ignimbritas de Cuitzeo. Sobre estas se depositaron una serie de sedimentos fluvio-lacustres en las planicies de la cuenca de Cuitzeo, compuestos de grava, limo y arcilla de color café, así como de ceniza volcánica de color blanco con intercalaciones de diatomitas que afloran en los alrededores de los ríos Grande y Chiquito, con espesores que varían de los 10 a los 60 m. Estos depósitos sobreyacen discordantemente a la SMC y al Complejo Volcánico Punhuato. Estos valles formaron parte del paleo-lago de Cuitzeo, pero los cursos de los ríos que desembocaban ahí fueron modificados por las fallas normales lítricas NE-SO y E-O en el Plioceno tardío (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004). Se encontraron fósiles de *Rincotherium falconeri* (Carranza-Castañeda, 1976) en un estrato de sedimentos fluvio-lacustres sobre la carretera de Morelia a Charo en la población de La Goleta, lo que indica que estos pertenecen al Plioceno tardío o Pleistoceno temprano. Israde-Alcántara y Garduño-Monroy (1999) fecharon un depósito de ceniza que se encuentra por debajo de los sedimentos fluvio-lacustres en La Goleta, en 3.6 Ma, soportando el fechamiento bioestratigráfico de los sedimentos fluvio-lacustres.



Figura 44. Sedimentos fluvio-lacustres, que afloran en la excavación que se realizó para construir el distribuidor vial de la salida a Charo, al oriente de Morelia.

Al suroeste del área de estudio se encuentra la Caldera de Villa Madero (CVM), la cual está conformada por varias estructuras volcánicas de composición andesítica a dacítica, así como por flujos piroclásticos de bloques y ceniza e ignimbritas. Una muestra de pómez de las ignimbritas de la CVM fue fechada con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total en 2.1 Ma (Gómez-Vasconcelos, 2010).

El Complejo Volcánico Los Azufres se encuentra al este de la SMC, sobreyaciendo al Complejo Volcánico Garnica; éste se divide en varias unidades volcánicas, de una composición química muy variable, desde basaltos a ignimbritas, con edades que comprenden desde 1.47 Ma a 0.3 Ma (Macías *et al.*, 2009).

Sobreyaciendo a los depósitos de la SMC y a los sedimentos fluvio-lacustres se emplazaron varios conos monogénicos correspondientes al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). Es una de las regiones de vulcanismo monogénico más extensas del mundo ($\sim 40,000 \text{ km}^2$), está compuesta por volcanes tipo maar, domos, conos de escoria, volcanes escudo, conos de tobas, anillos piroclásticos y algunos estratovolcanes de composición máfica a intermedia (Hasenaka y Carmichael, 1987). En la región se realizó un conteo de las estructuras volcánicas incluyendo domos, conos de escoria, estratovolcanes y volcanes semi-escudo, de este conteo resultó un total de 1400 estructuras volcánicas.

Los depósitos que sobreyacen a las SMC tratan de volcanes tipo semi-escudo, domos y conos de escoria, flujos de lava andesítica-basáltica y andesítica, asociados a los volcanes el Quinceo, Tetillas, El Águila, El Melón, etc., que afloran al NO de la ciudad de Morelia, en la colonia Tres Puentes y Torreón Nuevo, y al N del área de estudio. Las lavas son masivas, de textura porfirítica, color gris oscuro con superficies de alteración color rojo. Consisten de fenocristales de olivino y plagioclasa; la matriz es microlítica traquítica con olivino, plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos. Muestras tomadas de varios afloramientos fueron fechadas con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total en $1.42 \pm 0.12 \text{ Ma}$ para el Quinceo (Mor6), $0.33 \pm 0.04 \text{ Ma}$ para las Tetillas del Quinceo (Mor7) y $0.62 \pm 0.02 \text{ Ma}$ para El Águila (Mor5; tabla A2).

Al N de Morelia, en el municipio de Tarímbaro, aflora un depósito de caída de ceniza y pómez de aproximadamente 3 m de espesor, el cual representa una etapa de actividad explosiva probablemente del volcán Quinceo, posterior al emplazamiento de sus flujos de lava. El depósito de caída de pómez es conocido como "Pómez Alegría", el cual tiene pómez de color beige, sub-redondeadas y sub-angulosas, menores de 0.5 cm con soporte grano-a-grano (Fig.45c) (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999).

Dos muestras de lava andesítica-basáltica del cono de escoria Zapote Alto, ubicado al NE de la SMC, fueron fechadas con el método K/Ar en $0.79 \pm 0.06 \text{ Ma}$ y $0.81 \pm 0.08 \text{ Ma}$ por Pradal y Robin (1994).



Figura 45. a) Volcanes monogenéticos Quinceo y Tetillas del Quinceo, al Noroeste de la ciudad de Morelia. b) Flujo de lava andesita-basáltica de las Tetillas del Quinceo, aflorando en la construcción del distribuidor vial de la salida a Quiroga. c) Depósito de caída de ceniza y de pómez del volcán semi-escudo Quinceo (“Pómez Alegría”; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999).

También se han estudiado varios abanicos aluviales al sur de la ciudad de Morelia, los más importantes son el de la Paloma y el del Club Campestre. Por esta misma zona se encuentran algunos deslizamientos de tipo roto-translacional (flujos de detritos), en los cuáles se han encontrado restos arqueológicos, lo que indica que estos deslizamientos ocurrieron en tiempos históricos (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004).



Figura 46. Columna estratigráfica compuesta que muestra las relaciones estratigráficas de la SMC con los depósitos geológicos de la región.

5.2.1 CALDERA DE ATÉCUARO

La Caldera de Atécuaro (CA) es una estructura volcánica que se encuentra en la parte occidental de la Sierra de Mil Cumbres, al sur de la ciudad de Morelia, Michoacán. Está compuesta por varias estructuras volcánicas que, junto con sus depósitos volcánicos asociados, cubre una superficie de aproximadamente 386 km². Su cráter es de forma circular y mide 6 km de diámetro con desniveles promedio de 150 m. Las paredes del cráter de la CA forman pendientes muy pronunciadas que van desde los 20 a los 40° y se elevan hasta 300 m sobre el piso de la caldera.

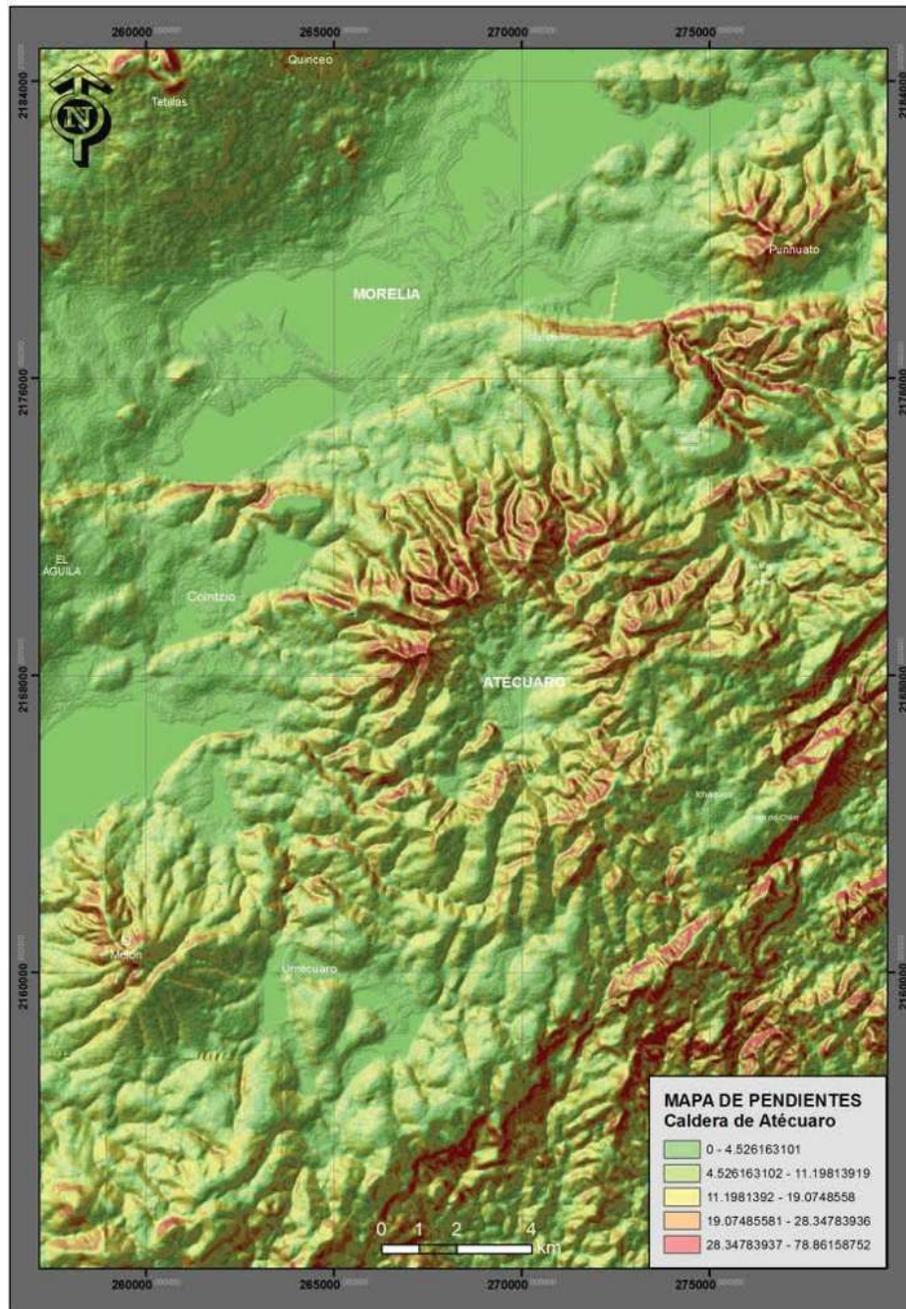


Figura 47. Mapa de pendientes de la Caldera de Atécuaro.

La caracterización geomorfológica semi-detallada (escala 1:50 000) se llevó a cabo tras el análisis de las formas de relieve, las pendientes, la hipsometría, geología y vulcanología de la región. Dentro de la Caldera de Atécuaro tenemos alturas que van desde los 1700 a los 2600 msnm. Las unidades geológicas encontradas son los flujos de lava, domos, flujos piroclásticos, flujos de escombros, sedimentos fluvio-lacustres y cuerpos de agua.

Así mismo, se consideró el tipo de red de drenaje para cada unidad geomorfológica. Entonces, los principales tipos de red de drenaje son los dendríticos, angulados, pinnados y anulares (Fig.48).

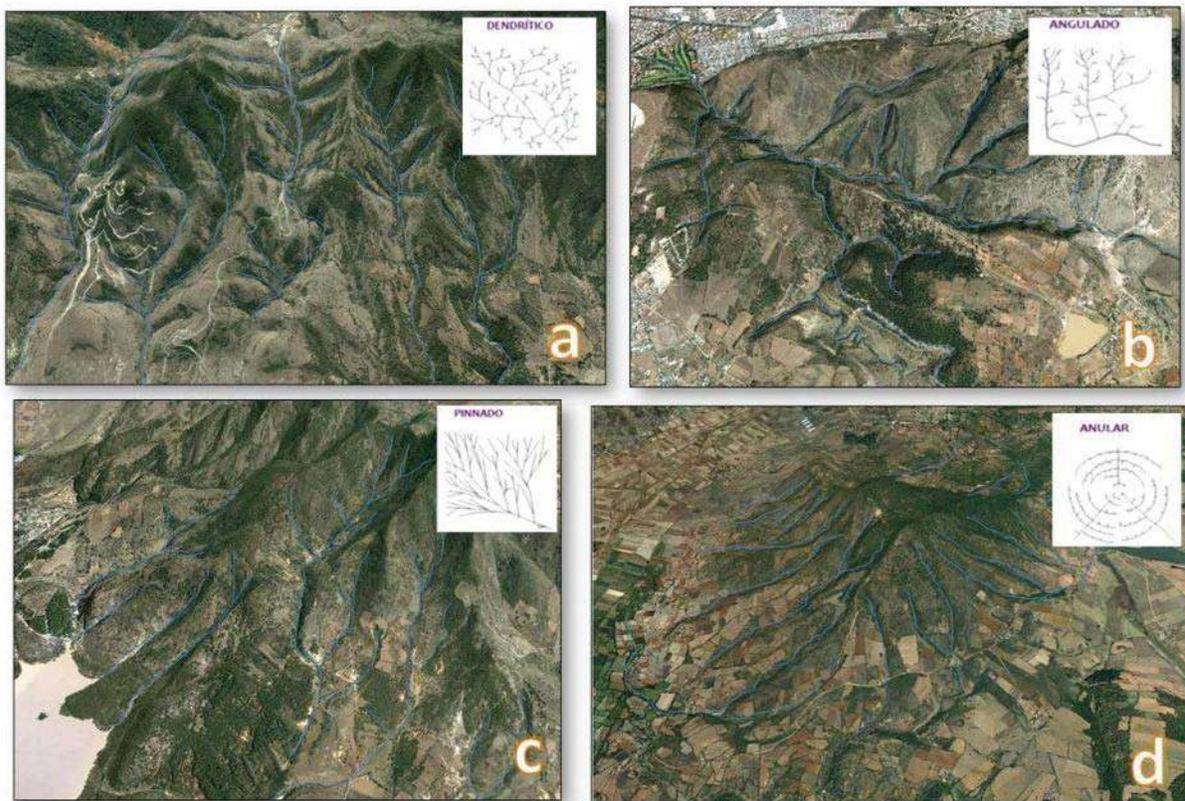


Figura 48. Tipos de red de drenaje para las estructuras volcánicas de la Caldera de Atécuaro (SECO, 2000).

Las unidades geomorfológicas asignadas para la Caldera de Atécuaro fueron las siguientes (Fig.49):

- a) Colinas con domos y flujos de lava: constituyen el 10% del área que cubre la CA, presenta drenaje dendrítico con elevaciones de 1900 a 2300 msnm y pendientes de muy bajas a medias (entre 3 y 20°).
- b) Colinas con flujos de escombros: tan sólo cubre el 2.8% de la superficie; con drenaje dendrítico, altitudes entre 1900 y 2300 msnm y pendientes de muy bajas a medias.

- c) Colinas con flujos piroclásticos: es la unidad geomorfológica más común en la CA (34.8%); presenta drenaje dendrítico, con altitudes entre 1900 y 2300 msnm y pendientes de muy bajas a medias.
- d) Lomerío alto con domos y flujos de lava: constituye el 10.7% de la CA, presenta drenaje dendrítico angulado y dendrítico pinnado, con altitudes entre 2100 y 2700 msnm, y pendientes bajas a medias (6-20°).
- e) Lomerío alto con flujos piroclásticos: cubre el 4% de la CA, con drenaje dendrítico angulado, elevaciones entre 2100 y 2700 msnm, y pendientes bajas a medias.
- f) Lomerío bajo con flujo de lava: constituye el 1.6% del área, con drenaje dendrítico y anular; con elevaciones entre los 1900 y 2500 msnm, y pendientes de bajas a medias (6-20°).
- g) Lomerío bajo con flujos de escombros: cubre el 1.9% del área, con drenaje dendrítico y anular; con elevaciones entre los 1900 y 2500 msnm, y pendientes de bajas a medias.
- h) Lomerío bajo con flujos piroclásticos: cubre el 1.6% de la CA; presenta drenaje dendrítico, con elevaciones entre 1900 y 2500 msnm, con pendientes bajas a medias.
- i) Sierra con flujo de lava: constituye en 1.6% de la CA, presenta drenaje dendrítico; con elevaciones mayores a 2100 msnm, y pendientes medias a altas (>20°).
- j) Piedemonte con flujos de escombros (4.7%) presenta drenaje dendrítico, con elevaciones entre 1900 y 2500 msnm, y pendientes menores a 10°.
- k) Piedemonte y sierra con flujos piroclásticos (9.8%); presenta un drenaje dendrítico angulado y dendrítico pinnado, con elevaciones mayores a los 2000 msnm y pendientes mayores a 20°.
- l) Planicie con sedimentos fluvio-lacustres: representa el 8.7% de la superficie de la CA; no presenta redes de drenaje, ya que es un sitio de depósito.
- m) Planicie con flujos de escombros (0.3%) representan los delta del río Chiquito, por lo que son sitios de depósito de materiales, su drenaje es en forma de abanico y posee pendientes menores a los 5°.
- n) Planicie con flujos piroclásticos (4%); presentan drenaje dendrítico angulado, con pendientes menores a los 5°.
- o) Valle con lavas alteradas (2.1%); presentan drenaje dendrítico anular, muy erosionado, con gran cantidad de cárcavas; pendientes menores a 10° y elevaciones entre 2000 y 2500 msnm.
- p) Cuerpo de agua (1.4%).

Las colinas se conforman principalmente por flujos piroclásticos de pómez; los lomeríos altos por domos y flujos de lava; los lomeríos bajos y los piedemontes por flujos de escombros, los cuales se depositan en forma de sedimentos fluvio-lacustres formando llanuras aluviales o deltas en las planicies cercanas a la ciudad de Morelia.

La CA está afectada por el movimiento de 4 sistemas de fallas regionales: el sistema Basin & Range-Tzitzio NO-SE, el sistema Taxco-Querétaro N-S, el sistema NE-SO y el sistema de Morelia-Acambay E-O (Fig.39; Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

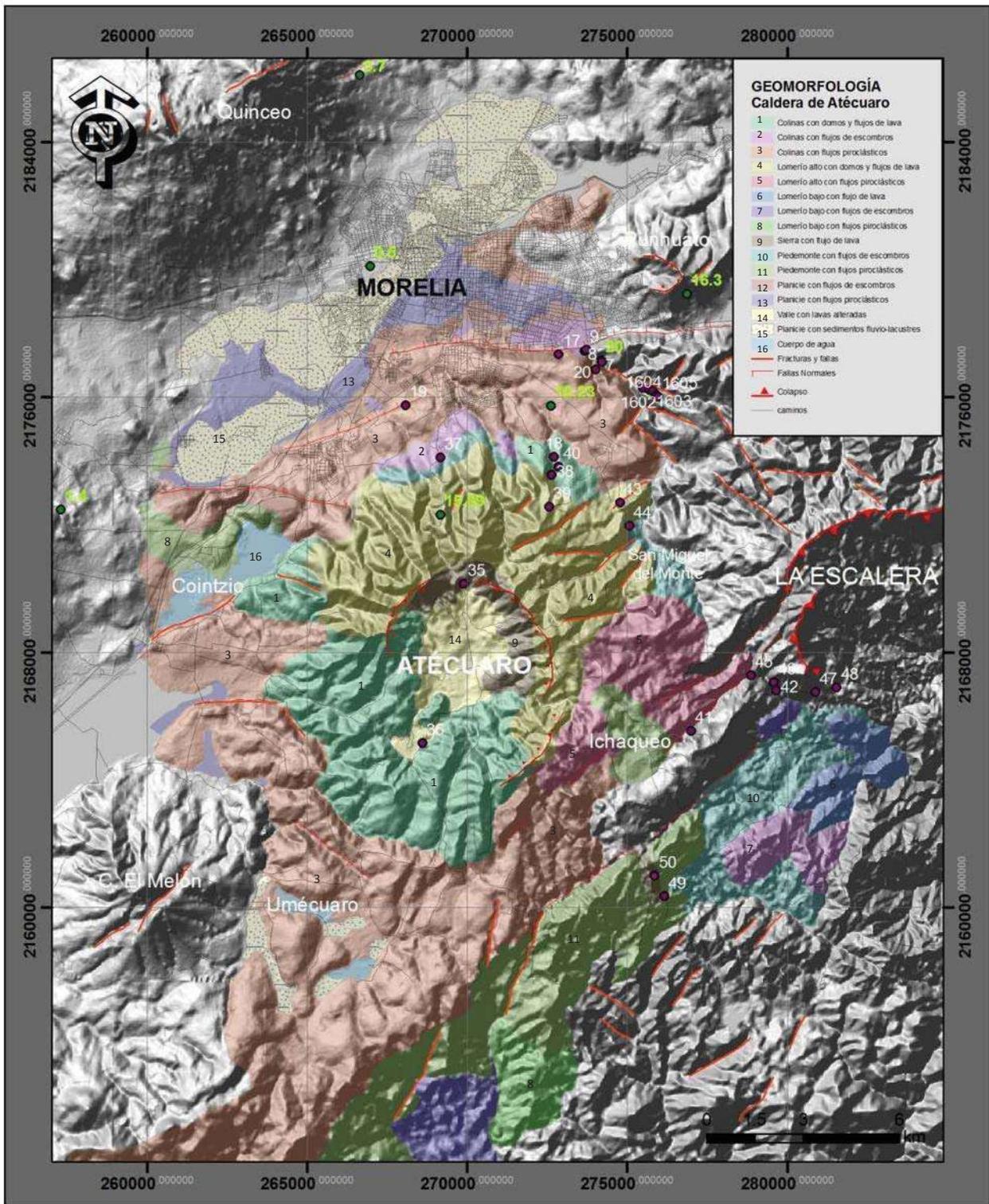


Figura 49. Mapa geomorfológico de la Caldera de Atécuaro.

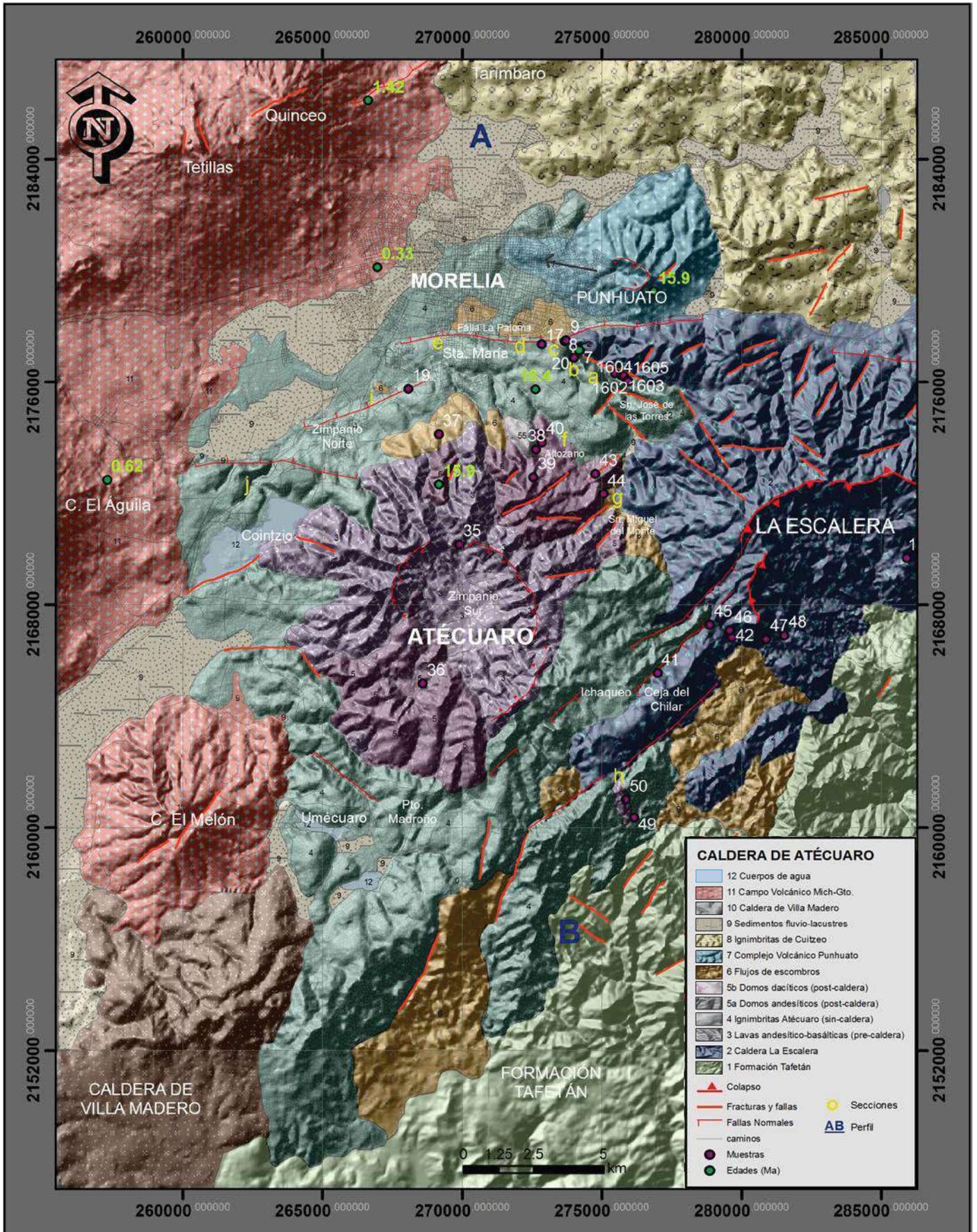


Figura 50. Mapa geológico-volcánico de la Caldera de Atzacuaro, con la ubicación de las secciones estratigráficas estudiadas.

Descripción de la Secuencia Volcánica de Atécuaro

La Caldera de Atécuaro (CA) se encuentra sobreyaciendo a la formación Tafetán del Oligoceno-Mioceno temprano, la cual está representada por conglomerados volcánicos y flujos de lava basáltica a andesítica (Pasquarè *et al.*, 1991). A su vez, es sobreyacida por sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004). Al norte y occidente, la CA está cubierta por depósitos provenientes de volcanes monogenéticos del Plio-Cuaternario pertenecientes al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG; Hasenaka y Carmichael, 1985a).

Se realizaron 10 secciones estratigráficas, se tomaron 20 muestras y seis puntos de control en la CA (Fig. 51). A partir de la correlación estratigráfica de estas secciones se construyó una columna compuesta de la Caldera de Atécuaro, que está formada por cuatro depósitos con composiciones de andesita-basáltica a riolita con un rango de edades entre 19.5 y 15.9 Ma: (1) Lavas andesítico-basálticas (19.5 Ma), (2) Ignimbritas (16.4 Ma), (3) Domos andesíticos y dacíticos (15.9 Ma) y (4) Flujos de escombros (lahares).

1.- Lavas andesítico-basálticas (19.5 Ma).

Al oriente de la CA, se encuentran aflorando una serie de lavas andesítico-basálticas masivas (Figs.50, 51 y 52, sección c) que afloran en la cascada de los filtros viejos, en el Río Chiquito de Morelia. Son afaníticas, de color gris oscuro, y superficies de alteración color rojo. La roca consiste de microfenocristales y microlitos de plagioclasa, olivino y ortopiroxeno (opx); algunas plagioclasas con bordes corroídos y textura de tamiz. Una muestra colectada en este lugar fue fechada con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total en 19.5 \pm 0.4 Ma (MC11-07; tabla A2).

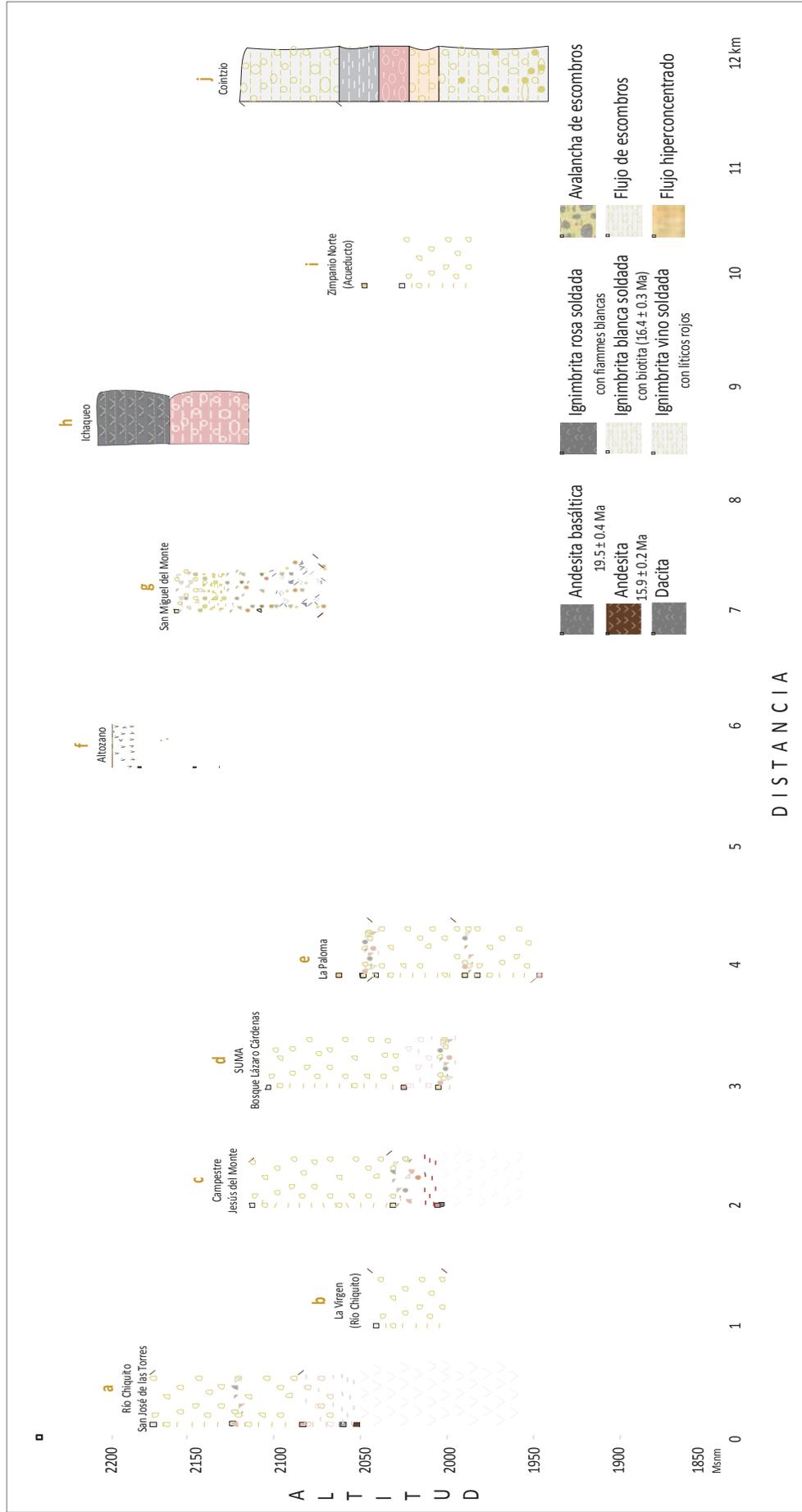


Figura 51. Diagrama en el cual se presentan las diez columnas estratigráficas más representativas de la CA y su correlación. Su ubicación aparece en la figura 46.

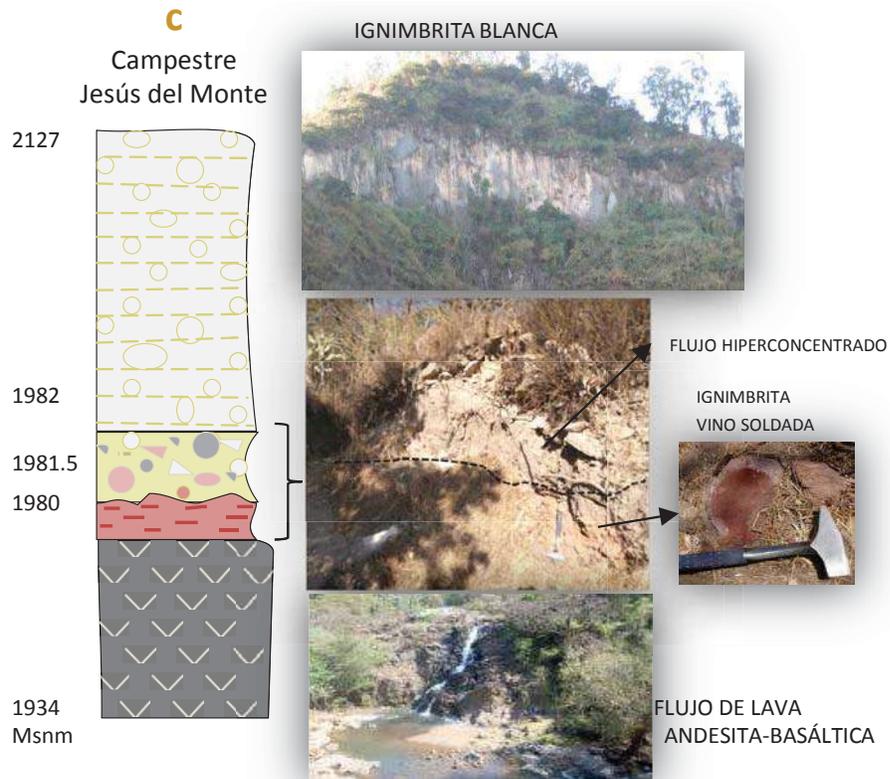


Figura 52. Sección C de la CA, donde se observa la relación estratigráfica entre los flujos de lava de andesita-basáltica que conformaron la estructura volcánica de Atécuaro y sus productos piroclásticos.

2.- Ignimbritas de Atécuaro (16.4 Ma)

Estos depósitos se refieren a los flujos piroclásticos de pómez soldados que conforman el subsuelo de Morelia, se les nombró Ignimbritas de Atécuaro debido a que su fuente se encuentra en el poblado de Atécuaro, al sur de la ciudad de Morelia. Afloran en varios lugares alrededor de la caldera, los depósitos mejor expuestos se encuentran a todo lo largo del escarpe de las fallas la Paloma y Cerritos, en los filtros viejos del Río Chiquito de Morelia y en Cointzio por la carretera a Pátzcuaro. Los depósitos están formados por ignimbrita aparentemente masiva; su color es claro pero varía entre vino, rojo, naranja, rosa, gris y blanco; tiene diferentes grados de soldamiento y compactación; en muestra de mano son porfiríticas y vítreas. Las ignimbritas de Atécuaro cubren un área de $\sim 230 \text{ km}^2$ y tienen un volumen aproximado de 23 km^3 . Se han hecho estudios sobre la geología del subsuelo de Morelia, encontrando que en algunas partes, la ignimbrita alcanza espesores mayores a los 200 m (Israde-Alcántara y Garduño Monroy, 2004), aunque en promedio éstas tienen $\sim 100 \text{ m}$ de espesor.

Las mesas de ignimbrita que se encuentran al N y S de la CA se encuentran afectadas por las fallas E-O, de geometría lítrica y han generado un basculamiento creciente hacia el norte, donde observamos 5°

Morelia y hasta 30° en el borde sur del lago de Cuitzeo. Hacia el sur del alto estructural de Mil Cumbres, un fallamiento que varía entre NE-SO y E-O genera también basculamientos pero ahora en dirección norte (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004).

De la base a la cima, las ignimbritas consisten de cuatro unidades de flujo (Fig.53, sección j). En la base se encuentra una ignimbrita muy soldada de color vino con fiammes de color vino oscuro y algunos líticos rojizos de ~ 1.5 m de espesor, la cual es sobreyacida con un contacto discordante erosional por un flujo hiperconcentrado de 0.5 m de espesor. Esta ignimbrita sólo se observa en la zona del club campestre, al SE de Morelia.

Encima de este depósito se encuentra una ignimbrita blanca soldada con pómez blanca y beige, es la más abundante y aflora a todo lo largo del escarpe de la falla la Paloma, al S de Morelia. Esta misma ignimbrita se observa en otros afloramientos al S de Morelia pero alterada a color gris, rosa claro y naranja, contiene grandes fragmentos de pómez y escasos líticos de andesita, con espesores hasta de 125 m. En Cointzio, al SO de Morelia, en la carretera que va a Pátzcuaro, hay un afloramiento importante de esta ignimbrita blanca soldada con un espesor mínimo de 40 m, el cual es aprovechado para la construcción. En este nivel se pueden encontrar esferas concéntricas de ignimbrita formadas por un núcleo con mayor concentración de sílice riolítico. Esta ignimbrita blanca está interrumpida y erosionada por un flujo de escombros (lahar) con grandes fragmentos de ignimbrita y líticos de diferentes composiciones muy alterados y redondeados (Fig.51, 52 y 53).

Sobreyaciendo a la ignimbrita blanca se encuentra la ignimbrita rosa muy soldada; es la que forma todas las lomas bajas de Morelia y donde fue edificada la ciudad, aflorando en casi todo el centro histórico, en el escarpe de la falla la Paloma y en la colonia Obrera de la ciudad de Morelia (Fig.53), con la cual se construyeron gran parte de las obras civiles del siglo XVII (Garduño-Monroy, 2004). Este depósito sobreyace a la ignimbrita blanca; tiene fiammes blancas y mayor abundancia de cristales de sanidino, sin líticos, con un espesor aproximado de 30 m.

Coronando la loma de Santa María se encuentra de nuevo la ignimbrita blanca poco soldada con biotita, de aproximadamente 47 m de espesor. Una muestra de roca total de esta ignimbrita fue fechada con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total en 16.4 ± 0.3 Ma (MC11-16f; tabla A2).

En muestra de mano todas estas unidades tienen una textura eutaxítica (con fragmentos de vidrio aplastados), con una asociación mineral formada por sanidino (feldespato K), cuarzo, plagioclasa y biotita rodeados por una matriz vítrea. Al microscopio, estas rocas tienen una textura vítrocrystalina con pómez fibrosas y fiammes con altos niveles de desvitrificación (15-35%) (Fig.54).

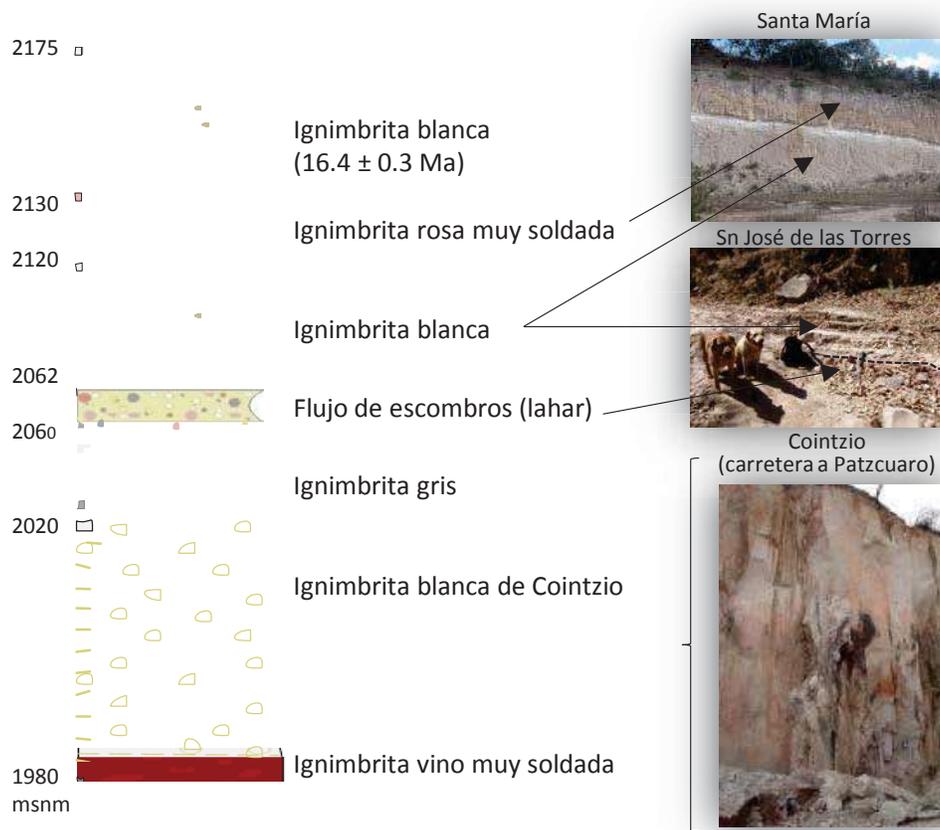


Figura 53. Columna estratigráfica compuesta de la secuencia de flujos piroclásticos de pómez de la Caldera de Atécuaro.

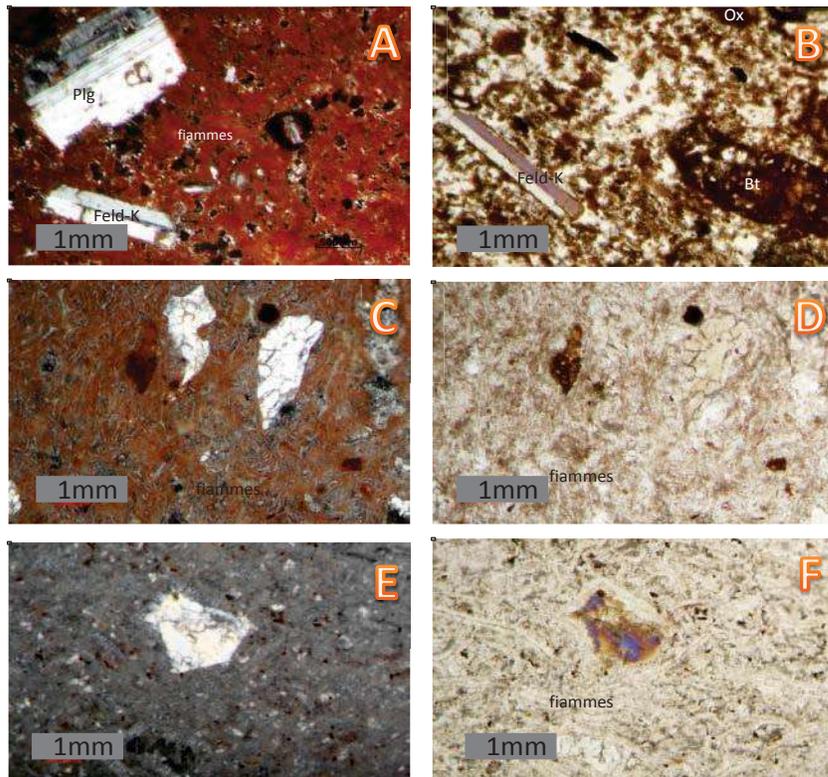


Figura 54. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los flujos piroclásticos de pómez de la CA.

A) Fotografía en luz polarizada de la ignimbrita vino muy soldada, que muestra fenocristales de plagioclasa (Plg) y Feldespato potásico (Feld-K) con fiammes inmersas en una matriz vítrea (muestra MC11-09). B) Fotografía en luz paralela con fenocristales de plagioclasa (Plg) y biotita corroída (Bt) (muestra MC11-09). C) Fotografía en luz polarizada de la ignimbrita rosa, con fenocristales de biotita y fiammes (muestra MC11-16c). D) Fotografía en luz paralela de la ignimbrita rosa, con fenocristales de biotita y fiammes inmersa en una matriz vítrea (muestra MC11-16c). E,F) Fotografías en luz polarizada y paralela, respectivamente, de la ignimbrita blanca con un fenocristal de biotita con fiammes, inmerso en una matriz vítrea (muestra MC11-16f).

3.- Domos andesíticos y dacíticos (15.9 Ma).

Afloran en la región Sur de Morelia, en Altozano, en la carretera a Atécuaro, La Cofradía y Puerto Madroño, sobreyaciendo a los flujos de pómez. Se encontraron varios domos de composición andesítica y un domo dacítico (MC11-18). Las lavas son masivas, de color gris con superficies de alteración color rojo. No se conoce con exactitud su espesor, pero se estima que es mayor a 200 m. Una muestra tomada de un flujo de lava asociado a un domo andesítico, sobre la carretera que va a Atécuaro, fue fechada con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total en 15.9 ± 0.2 Ma (MC11-35; tabla A2).



Figura 55. Fotografías de la CA tomadas hacia el sur, que muestran los domos andesíticos y el domo dacítico, los cuales sobreyacen a las ignimbritas de Atécuaro (a). Afloramientos en el fraccionamiento del club de golf Altozano, en donde se muestran los contactos entre el domo andesítico y el domo dacítico (b); contacto de las ignimbritas de Atécuaro con el domo dacítico (c).

En lámina delgada, las lavas andesíticas son hipocristalinas, con textura porfídica (Fig.56), compuestas por fenocristales de plagioclasa. La plagioclasa está zonada, con textura tipo tamiz y algunos cristales presentan crecimientos de plagioclasa no alterada en los bordes. Se observaron varios glomeropórfidos de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos. También contienen algunos fenocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno; inmersos en una matriz de grano fino con microlitos de plagioclasa, óxidos y vidrio intersertal.

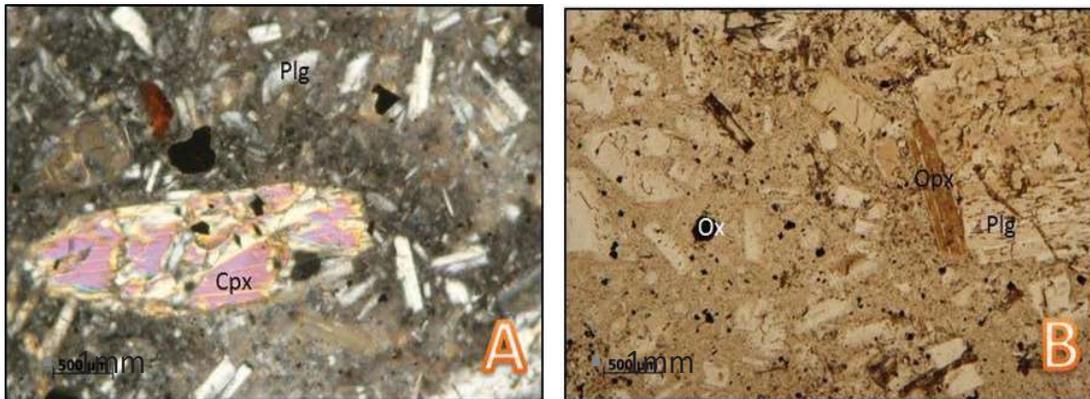


Figura 56. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los domos andesíticos de la CA. A) Fotografía en luz polarizada que muestra un fenocristal de clinopiroxeno (Cpx), micro-fenocristales y microlitos de plagioclasa (Plg). B) Fotografía en luz paralela con micro-fenocristales de plagioclasa, óxidos (Ox) y ortopiroxenos (Opx) (MC11-40).

4.- Flujos de escombros (lahares)

Afloran al sur de la ciudad de Morelia, en el Campestre, la Paloma, Casa de Gobierno, en la falla Cerritos, camino a San Miguel del Monte y Atécuaro, sobreyaciendo de manera erosiva a las ignimbritas de la caldera de Atécuaro. Estos depósitos están afectados por el fallamiento E-O y eventuales fallas NNO-SSE; están conformados por conglomerados, micro-conglomerados, arcillas y limos, con fragmentos de líticos e ignimbrita subredondeados y redondeados. Su composición es heterogénea, presentan poros y están pobremente clasificados. Su espesor es muy variable, desde 1 m hasta más de 20 m (Fig.57). Su origen está ligado a la remobilización del material volcánico no consolidado por acción de lluvias extraordinarias.



Figura 57. Sobre el camino que va de Zimpanio Norte a Atécuaro se observan las ignimbritas blancas de Atécuaro; en algunas partes las sobreyace un flujo de escombros (a); en la fotografía b se observan los flujos de escombros al S de Morelia (Figs.50 y 51, sección h).

En la figura 58 se muestra un perfil geológico N-S de la Caldera de Atécuaro (ver Fig.50) para ilustrar el horst de Mil Cumbres, la estratigrafía y topografía de la CA. Se trata de una caldera clásica que tuvo sus primeras fases de formación hace 19.5 Ma mediante la emisión de flujos de lava andesítica-basáltica y el emplazamiento de domos andesíticos, continuó con la extrusión de varios pulsos de ignimbritas riolíticas de forma radial hace 16.4 Ma, las cuales provocaron el colapso caldérico de Atécuaro. Luego se emplazaron varios domos andesíticos y dacíticos hace 15.9 Ma, y finalmente tuvieron lugar los flujos de escombros (lahares). Posteriormente los depósitos fueron modificados por los sistemas de fallas regionales, principalmente por las fallas lístricas E-O.

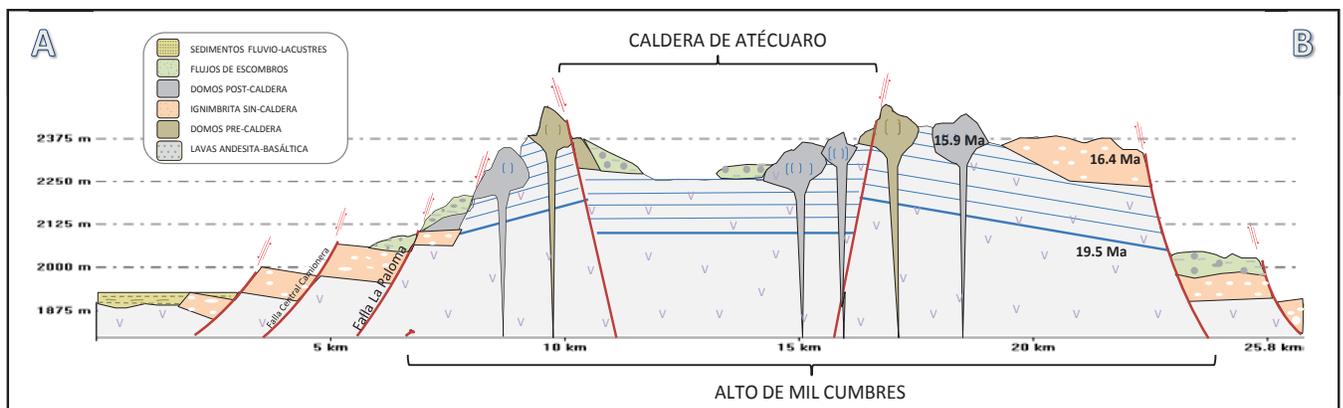


Figura 58. Perfil geológico de la Caldera de Atécuaro (N-S).

5.2.2 CALDERA LA ESCALERA

La Caldera La Escalera (CLE) es una estructura volcánica fallada que se encuentra en la parte occidental de la Sierra de Mil Cumbres, al sureste de la ciudad de Morelia, Michoacán; está delimitada al oeste por la Caldera de Atécuaro y al este por la estructura volcánica de Indaparapeo.

Se compone por varias estructuras volcánicas con elevaciones que van desde los 1400 msnm hasta los 2600 msnm, las cimas más importantes son las de Pico Azul, Cerro Alto y Cerro Oyamel; en conjunto, estas estructuras y sus depósitos volcánicos asociados cubren una superficie aproximada de 206 km².

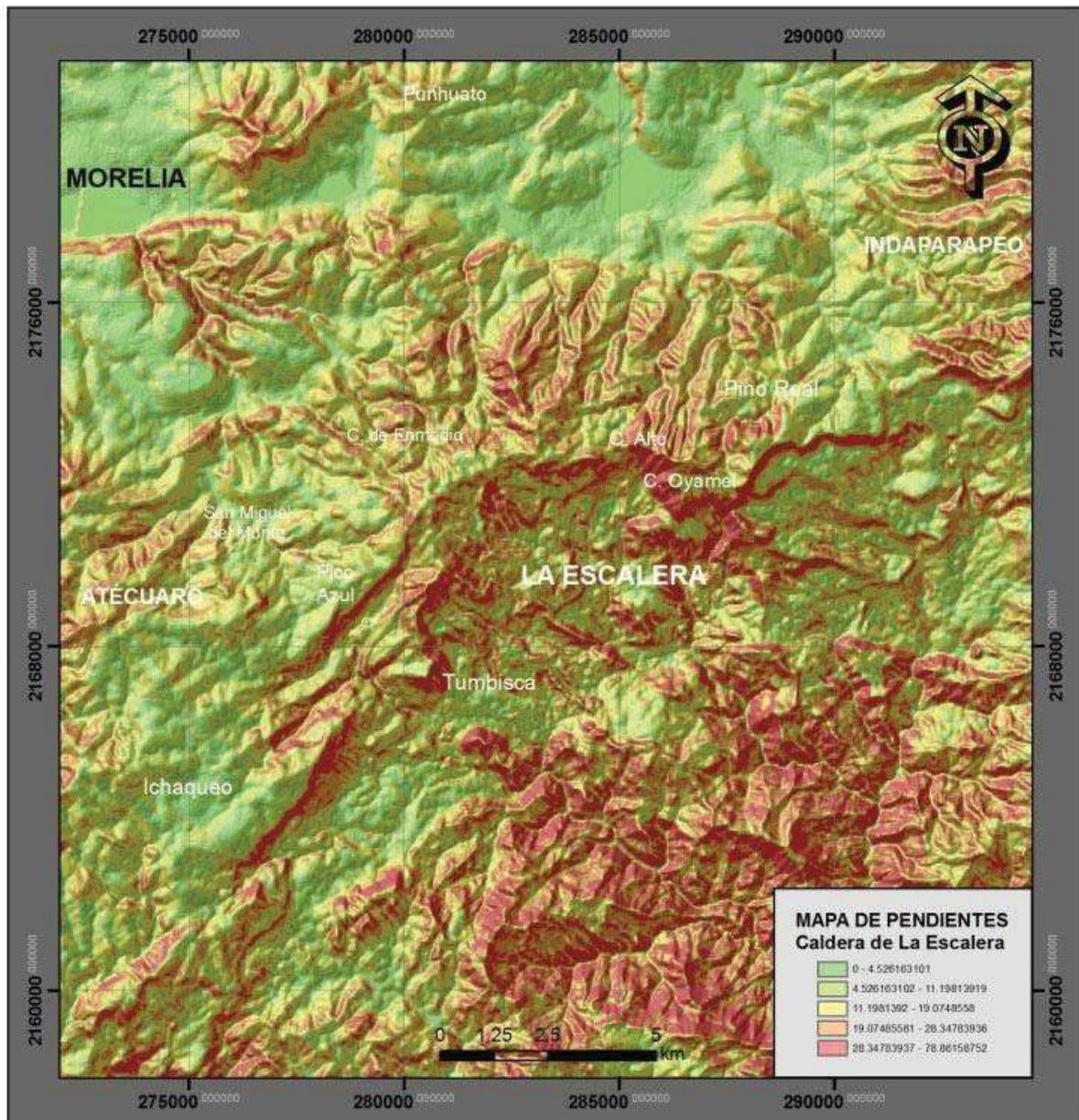


Figura 59. Mapa de pendientes para la Caldera La Escalera.

En su morfología destacan dos estructuras de colapsos cortados hacia el sur por fallas NE-SO, en forma de herradura o semi-círculo; los cuales miden aproximadamente 7 y 3 km de diámetro respectivamente, con un desnivel en las estructuras cortadas por el colapso que varía entre 100 y 500 m.

La Caldera La Escalera conforma un parte-aguas importante entre la cuenca del Río Balsas al sur y la micro-cuenca del lago de Cuitzeo al norte; generando su particular geomorfología, la cuál ha sido objeto de cambio a lo largo del tiempo gracias a los procesos meteorológicos, tectónicos y volcánicos.

En la CLE, las unidades geológicas encontradas son los flujos de lava, domos, flujos piroclásticos, flujos de escombros y sedimentos fluvio-lacustres. Los principales tipos de red de drenaje son los dendríticos, angulados y pinnados (Fig.60).

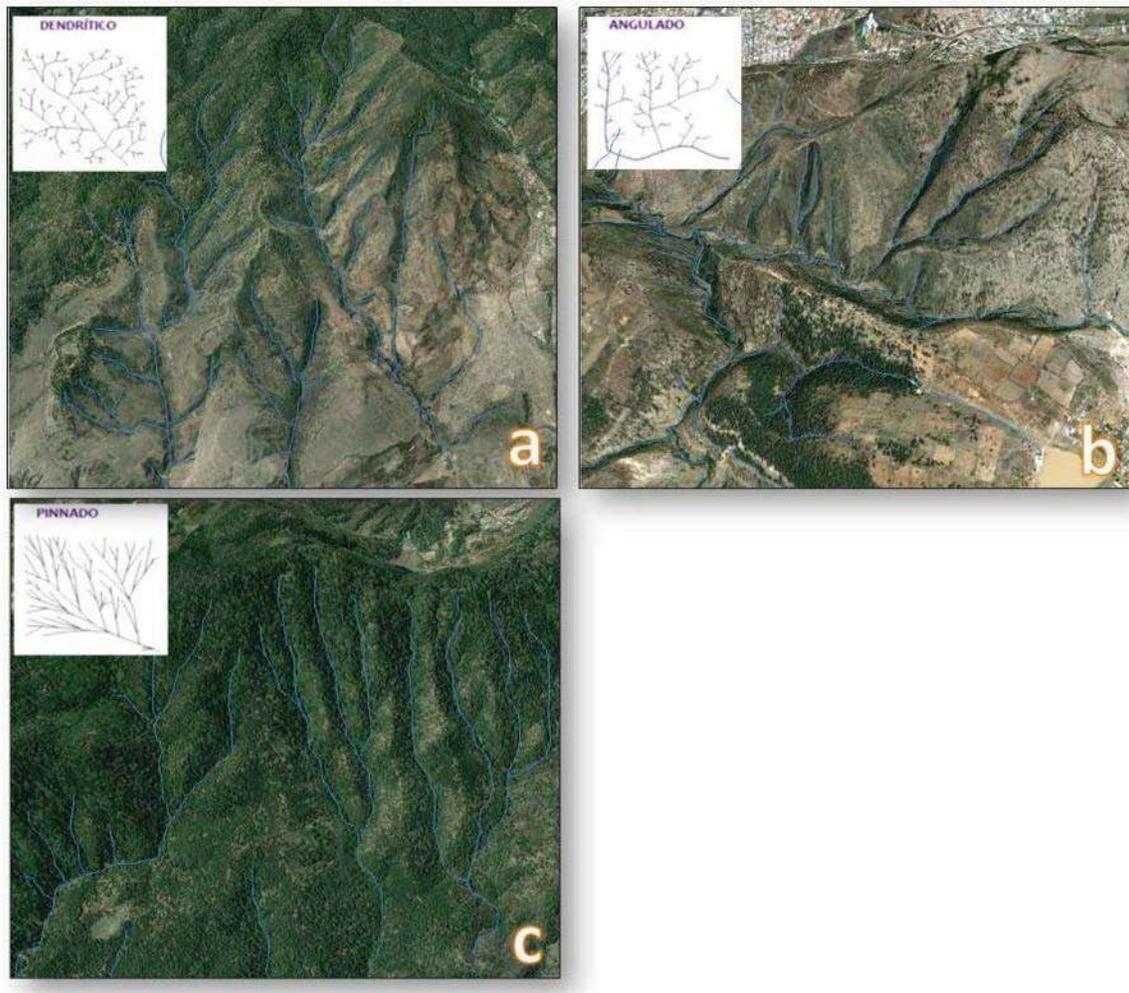


Figura 60. Tipos de red de drenaje para las estructuras volcánicas de la Caldera La Escalera (clasificación de redes de drenaje para México según SECO, 2000).

En base a lo anterior, las unidades geomorfológicas asignadas para la Caldera de La Escalera fueron las siguientes (Fig.61):

- a) Lomerío alto con domos y flujos de lava: es la unidad geomorfológica más común en la CLE, constituye el 17.2% del área; presenta drenaje dendrítico angulado y dendrítico pinnado, con altitudes entre 2100 y 2700 msnm, y pendientes bajas a medias (6-20°).
- b) Lomerío alto con flujos piroclásticos: cubre el 15.8% de la CLE; con drenaje dendrítico angulado, elevaciones entre 2100 y 2700 msnm, y pendientes bajas a medias.
- c) Lomerío bajo con flujo de lava; cubre el 9% del área, con drenaje dendrítico y dendrítico angulado, elevaciones entre los 1900 y 2500 msnm; pendientes bajas y medias (5 a 20°).
- d) Lomerío bajo con flujos de escombros: cubre el 6.6% del área, con drenaje dendrítico, con elevaciones entre los 1900 y 2700 msnm, y pendientes de bajas a medias.
- e) Lomerío bajo con flujos piroclásticos: cubre el 13.9% de la CLE; presenta drenaje dendrítico, con elevaciones entre 1900 y 2500 msnm, con pendientes bajas a medias.
- f) Colinas con flujos piroclásticos: (6.6%) presenta drenaje dendrítico, con altitudes entre 1900 y 2300 msnm y pendientes de muy bajas a medias.
- g) Sierra con flujos piroclásticos: constituye en 11.1% de la CLE, presenta drenaje dendrítico y dendrítico angulado; con elevaciones mayores a 2100 msnm, y pendientes de medias a altas (>20°).
- h) Piedemonte con flujos de escombros (11.5%) presenta drenaje dendrítico, con elevaciones entre 1900 y 2500 msnm, y pendientes menores a 10°.
- i) Piedemonte con flujos piroclásticos (7.2%); presenta un drenaje dendrítico angulado y dendrítico pinnado, con elevaciones mayores a los 2000 msnm y pendientes mayores a 20°.
- j) Planicie con sedimentos fluvio-lacustres: representa el 1.5% de la superficie de la CLE; no presenta redes de drenaje, ya que es un sitio de depósito.

En resumen, en la Caldera La Escalera las colinas se conforman principalmente por flujos piroclásticos de pómez; los lomeríos altos por domos y flujos de lava; los lomeríos bajos por flujos piroclásticos de pómez y los piedemontes por flujos de escombros.

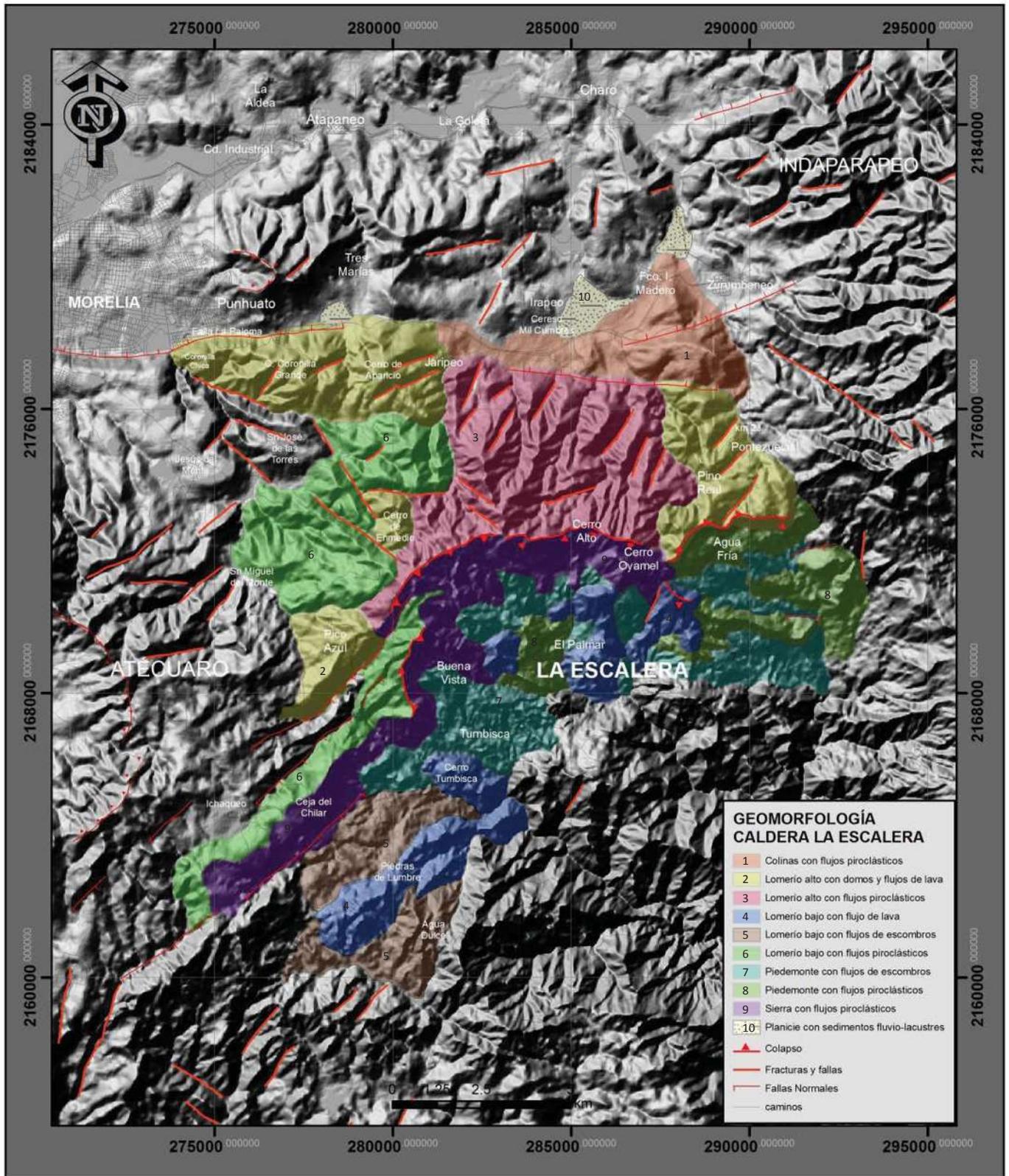


Figura 61. Mapa geomorfológico de la Caldera La Escalera.

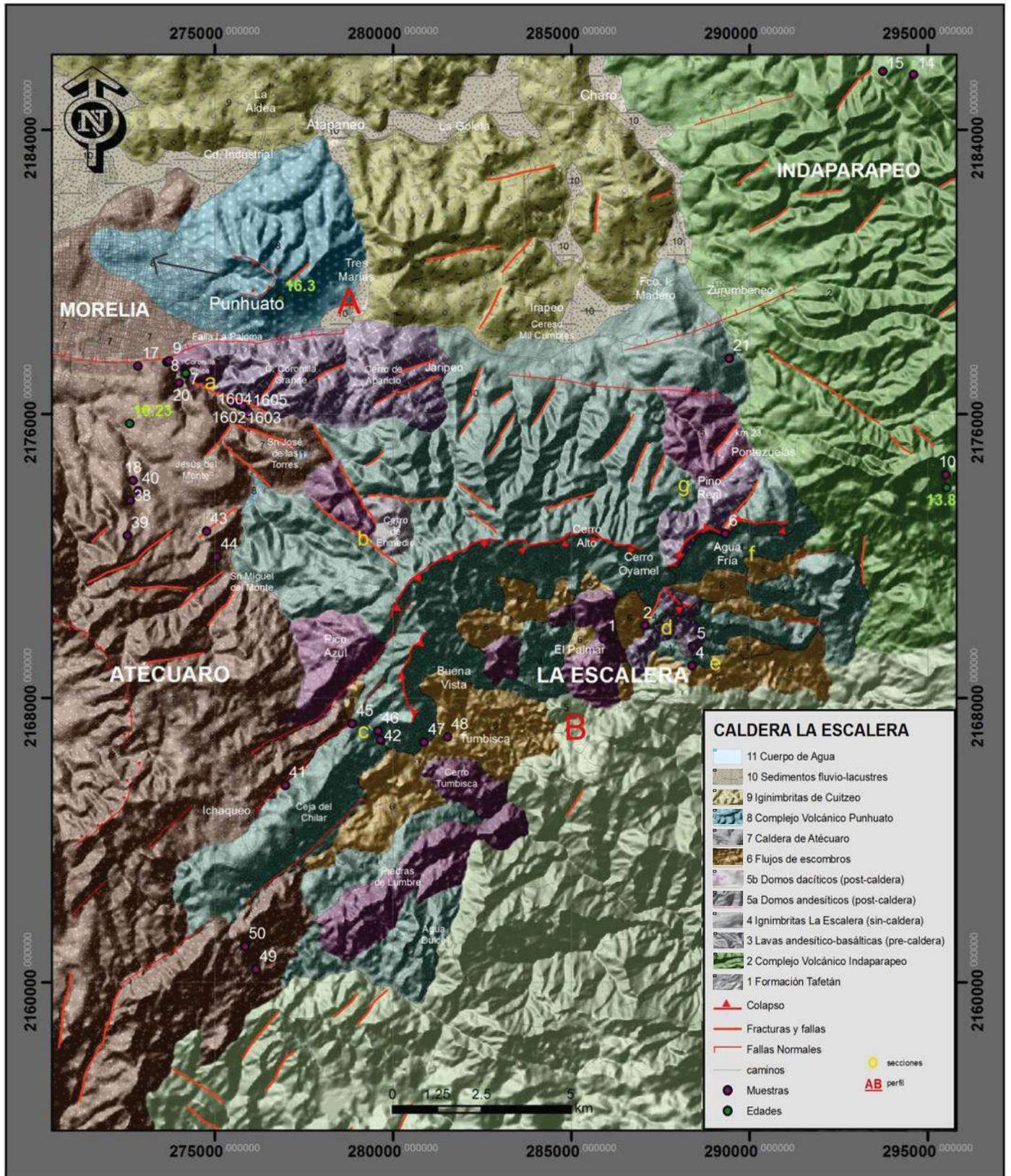


Figura 62. Mapa geológico-volcánico de la Caldera La Escalera con la ubicación de las secciones estratigráficas estudiadas.

Descripción de la Secuencia Volcánica La Escalera.

Se levantaron siete secciones estratigráficas y nueve puntos de control, con lo que se elaboró una columna estratigráfica compuesta de la CLE.

La CLE sobreyace a los conglomerados volcánicos y flujos de lava basáltica a andesítica de la formación Tafetán del Oligoceno-Mioceno temprano (Pasquarè *et al.*, 1991). A su vez, es sobreyacida por el Complejo Volcánico Punhuato (Fig.63) y por los sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999). Al noroeste, la CLE es sobreyacida por los flujos de lava andesítica-basáltica de la Caldera de Atécuaro (MC11-07; Fig.62).

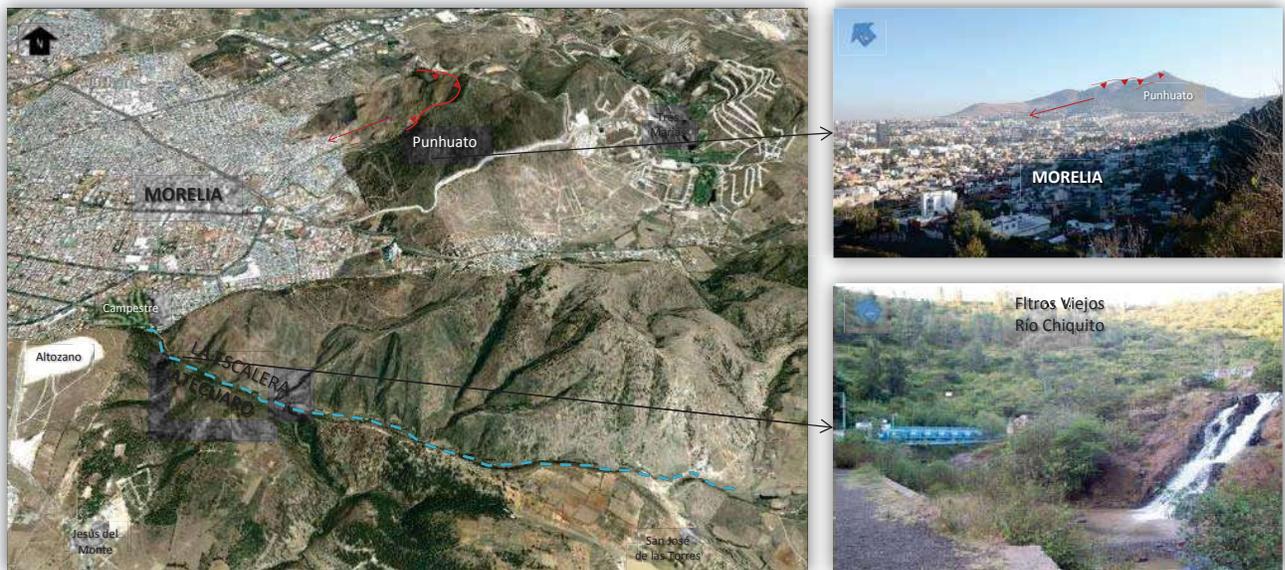


Figura 63. Imagen satelital de la región sureste de Morelia (izquierda); donde el Río Chiquito representa una falla con orientación NO-SE, que en cierta forma divide los depósitos volcánicos de las calderas de Atécuaro y La Escalera. También se muestra una fotografía del complejo volcánico Punhuato, con su colapso hacia el oeste (derecha arriba); y la cascada de los filtros viejos de Morelia, compuesta por lava andesítica-basáltica, la cual conforma la estructura de la caldera de Atécuaro (derecha abajo).

La estratigrafía indica la existencia de cuatro unidades volcánicas de la Caldera La Escalera, las cuales varían de una composición andesítica-basáltica a riolítica, y comprenden un rango de edades entre 19.8 ± 0.8 y 22.3 ± 0.4 Ma: (1) Lavas andesítico-basálticas, (2) Ignimbritas La Escalera y flujos piroclásticos de bloques y ceniza (22.3 ± 0.4 Ma), (3) domos andesíticos y dacíticos (19.8 ± 0.8 Ma), y (4) flujos de escombros (lahares) (Fig.64).

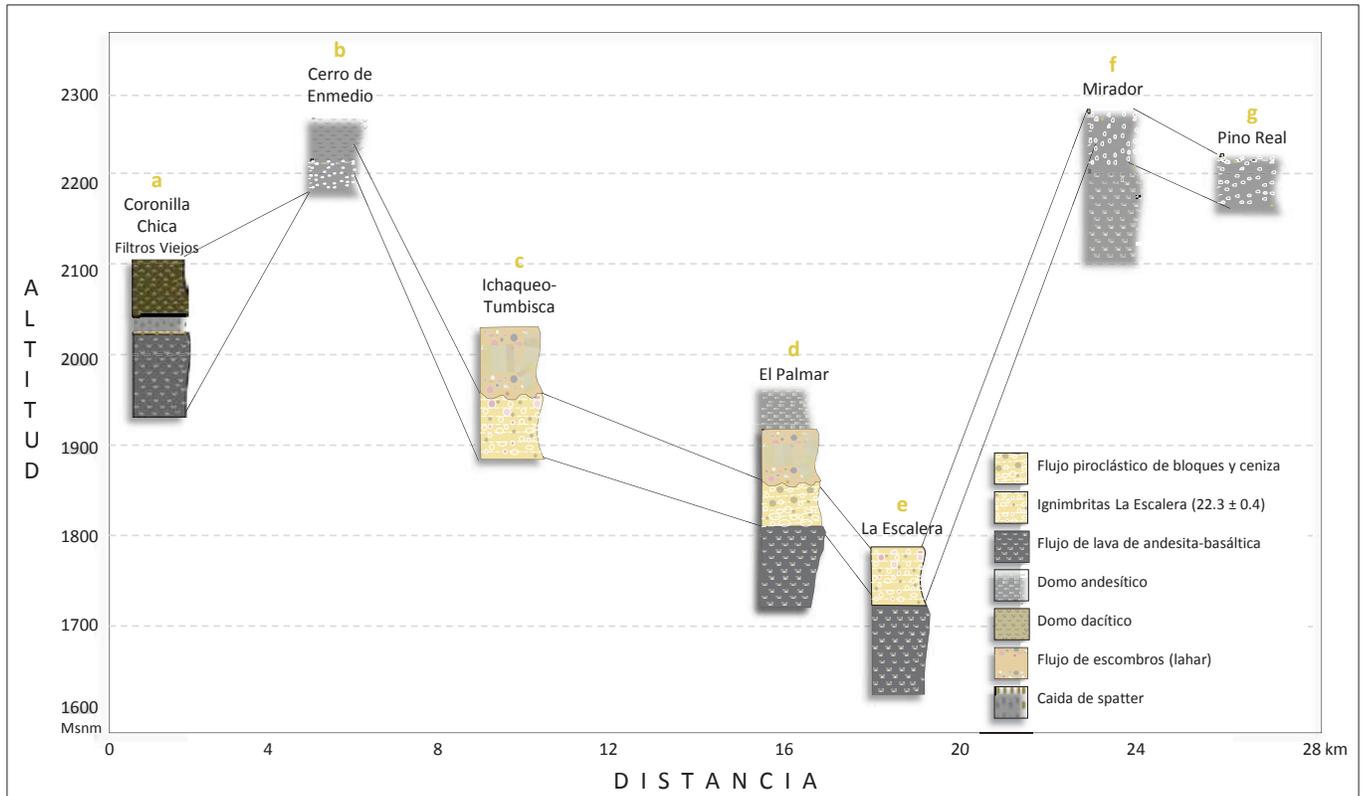


Figura 64. Relación estratigráfica de los depósitos volcánicos de la Caldera La Escalera, su ubicación aparece en la figura 62.

1.- Lavas andesítico-basálticas

Afloran en la carretera de Morelia a Mil Cumbres, en el poblado El Jaripeo; y en el poblado de Agua Fría, en la desviación de la carretera a Mil Cumbres hacia el poblado de La Escalera (Figs.62 y 64). Las lavas son masivas, de textura afanítica y color gris oscuro con superficies de alteración color rojo; se observaron varias fallas laterales horizontales (pitch 0°). No se conoce con exactitud su espesor, pero se estima que es mayor a 100 m.

En lámina delgada, las lavas andesítico-basálticas son hipocrystalinas; con microfenocristales de olivino iddingsitizado y clinopiroxeno. La matriz está formada por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, óxidos de Fe y vidrio color rojo, orientados en la dirección del flujo (Fig.65).

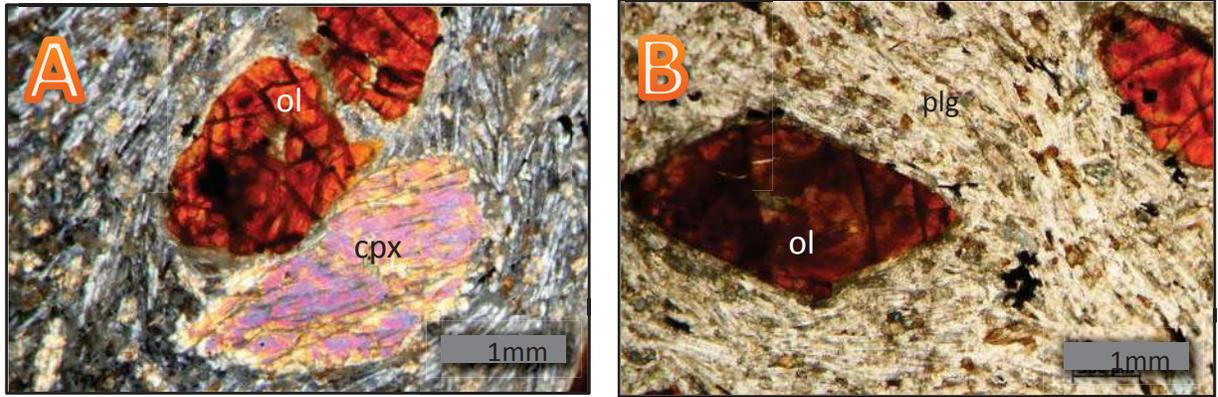


Figura 65. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de las lavas andesítico-basálticas de la CLE. A) Fotografía en luz polarizada que muestra microfenocristales de olivino iddingsitizado (ol) y clinopiroxeno (cpx) en un arreglo afanítico; con microlitos de plagioclasa orientados en la dirección del flujo. B) Fotografía en luz paralela con microfenocristales de olivino iddingsitizado (ol) y arreglo traquítico (MC11-06).

2.- Ignimbritas y flujos piroclásticos de bloques y ceniza de La Escalera (22.3 ± 0.4 Ma)

Estos depósitos sobreyacen a las lavas andesítico-basálticas; afloran en varios lugares alrededor de la caldera, los afloramientos más gruesos se encuentran en las cascadas de Ichaqueo y la Ceja del Chilar, entre las poblaciones de Tumbisca y San Miguel del Monte, al sur de la Caldera (Fig.62). Los depósitos están formados por mesas (colinas) de ignimbrita porfídica, estratificada, con gradación normal en los líticos y gradación inversa en las pómez; su color varía entre rosa, blanco, gris y beige; tiene diferentes grados de soldamiento y compactación. Las ignimbritas de La Escalera cubren un área de ~ 125 km² y tienen un volumen aproximado de 25 km³, con un espesor promedio de 200 m, aunque se encontraron espesores mayores a 400 m.

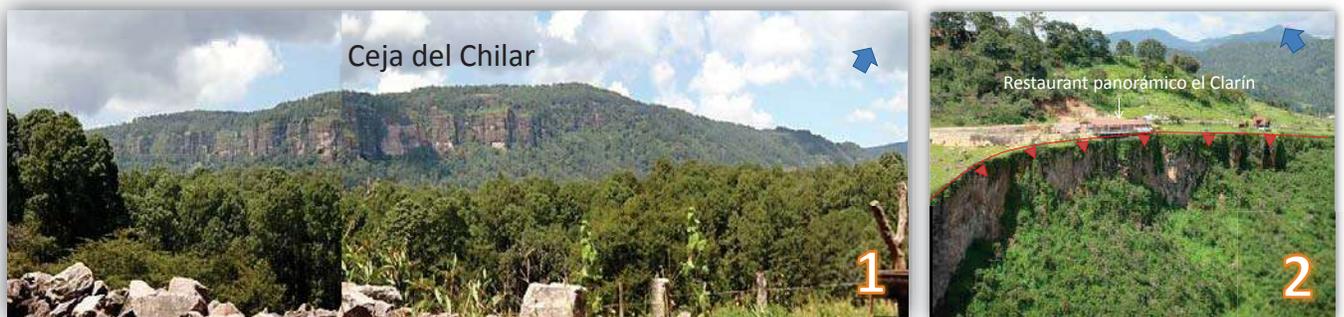


Figura 66. (1) Fotografía de La Ceja del Chilar, al suroeste del área de estudio, donde se observa un afloramiento importante de la ignimbrita blanca La Escalera. (2) Afloramiento de la ignimbrita blanca cortada por las estructuras de colapso, en el mirador de Agua Fría, en la desviación de la carretera Mil Cumbres hacia la Escalera.

Los flujos piroclásticos de La Escalera consisten de tres unidades: (1) en la base se encuentra una ignimbrita color rosa, soldada y con fiammes; (2) la sobreyace un flujo piroclástico de bloques y ceniza; (3) y en la cima hay una ignimbrita color blanco, soldada con fenocristales y líticos de gran tamaño.

La ignimbrita rosa soldada con fiammes blancas aflora al sur y sureste del poblado de la Escalera (mesas Los Fresnos-Quercus; Figs.67c y 69), está fracturada y estratificada, y tiene un espesor mínimo de 20 m. Esta es sobreyacida por un flujo piroclástico de bloques y ceniza color beige a blanco, que aflora al noroeste del poblado de la Escalera, con un espesor mínimo de 15 m (Fig.67d).

En la cima de la secuencia piroclástica La Escalera, en la parte norte y occidental, se encuentra la ignimbrita soldada de color blanco con superficies de alteración color rosa; es masiva, con pómez de color blanco y muchos líticos subangulosos y subredondeados de diferente composición y tamaños, soportados por una matriz de ceniza fina con cristales. Esta ignimbrita es la más abundante de la CLE, aflora a lo largo de la falla de La Ceja del Chilar y sobre la carretera de Morelia a Mil Cumbres, pasando el poblado de Irapeo. En la base esta ignimbrita contiene muchas fiammes y pocos líticos, en la cima los líticos son muy abundantes y las fiammes son escasas. Muestra espesores variables pero se estima un espesor promedio de 200 m. Una muestra de roca total de este depósito (MC11-47) fue fechada con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total en 22.3 ± 0.4 Ma (Figs. 66, 67a y 67b; anexo A, tabla A2).

En muestra de mano, la ignimbrita rosa (MC11-04) tiene una textura eutaxítica, con una asociación mineral formada por cuarzo, biotita, feldespato potásico (sanidino) y plagioclasa. Al microscopio, tiene una textura vítrocrystalina con pómez fibrosas y fiammes con altos niveles de desvitrificación con esferulitas. La matriz es de grano fino con mucho vidrio intersertal y escasos líticos andesíticos (<1%). Se observa un espesor aproximado de 15 m (Fig.68).

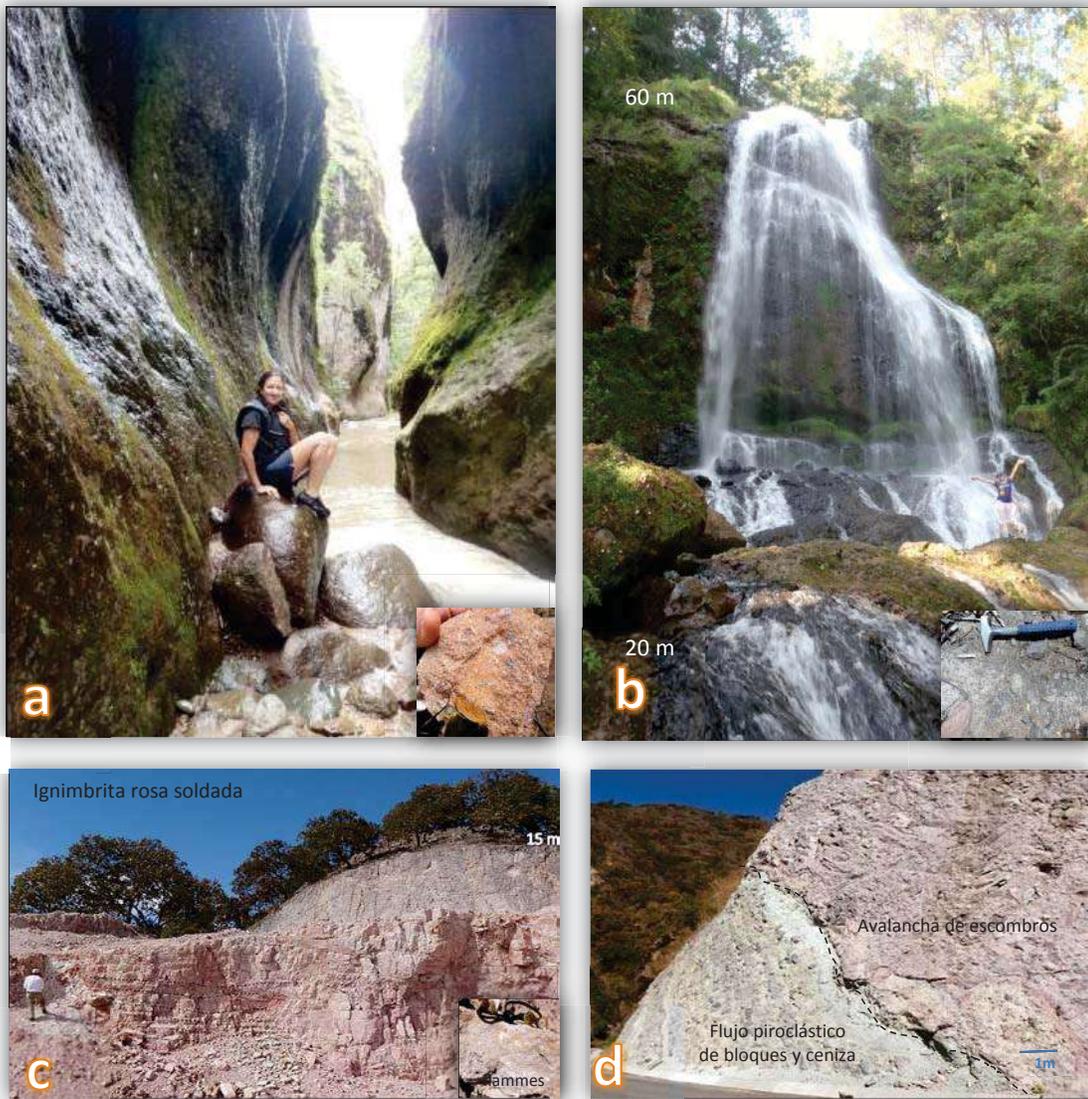


Figura 67. Flujos piroclásticos de la Caldera La Escalera. a) Afloramiento de la ignimbrita blanca soldada con líticos, en las cascadas de Ichaqueo, camino de San Miguel del Monte a Tumbisca (a) y en la cascada de Chorro Prieto, con aproximadamente 60 m de espesor (b). Ignimbrita rosa soldada, estratificada, con fiammes blancas, aflorando al sur del poblado La Escalera (c). Flujo piroclástico de bloques y ceniza estratificado y basculado en dirección norte; sobreyacido por las avalanchas de escombros de manera erosiva, al norte de la población La Escalera (d).

El flujo piroclástico de bloques y ceniza no está soldado, muestra cuatro pulsos basculados y estratificados con una gradación normal en los líticos y una gradación inversa en las pómez; contiene fragmentos sub-angulosos de lava dacítica (<40 cm) y pómez sub-redondeadas. La matriz es de ceniza media color blanco, con cristales y vidrio.

La ignimbrita soldada de color blanco tiene una textura porfídica eutaxítica (con fragmentos de vidrio aplastado); en muestra de mano se observan cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico (sanidino), inmersos en una matriz vítrea con líticos andesíticos sub-redondeados. Al microscopio, tiene una textura vitrocrystalina con pómez y fiammes alteradas con mucho vidrio anaranjado-rojizo, cristales de plagioclasa con textura de tamiz, biotita esqueletal y fragmentos de lava andesítica color vino con abundantes plagioclasas. Se encontró un glomeropórfido de cuarzo (posible xenolito de granito) (Fig.68).

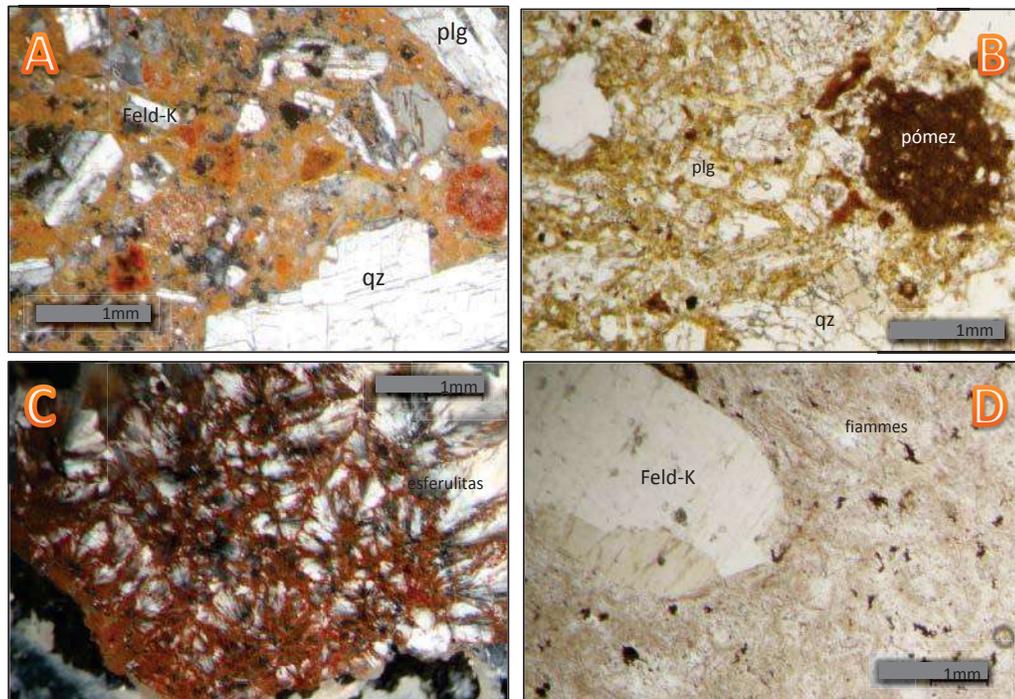


Figura 68. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los flujos piroclásticos de pómez de la Caldera La Escalera. A) Fotografía en luz polarizada de la ignimbrita blanca La Escalera, con fenocristales de cuarzo (qz), plagioclasa (plg) y feldespato potásico (Feld-K) con líticos y pómez inmersos en una matriz vítrea (MC11-21). B) Fotografía en luz paralela de la misma ignimbrita blanca La Escalera con fenocristales de plagioclasa (Plg) y pómez (MC11-21). C) Fotografía en luz polarizada de la ignimbrita rosa La Escalera con esferulitas (vidrio alterado) (MC11-04). D) Fotografía en luz paralela de la ignimbrita rosa con fenocristales de feldespato potásico (Feld-K) y fiammes inmersas en una matriz vítrea (MC11-04).

Las mesas de ignimbrita están afectadas por las fallas lítricas E-O y han generado un basculamiento creciente hacia el norte. Hacia el sur del alto estructural de Mil Cumbres, el fallamiento varía entre NE-SO y E-O, generando baculamientos en dirección norte. Las mesas más representativas son la Ceja del Chilar y Los Fresnos-Quercus, al suroeste y sureste de la Caldera (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004).

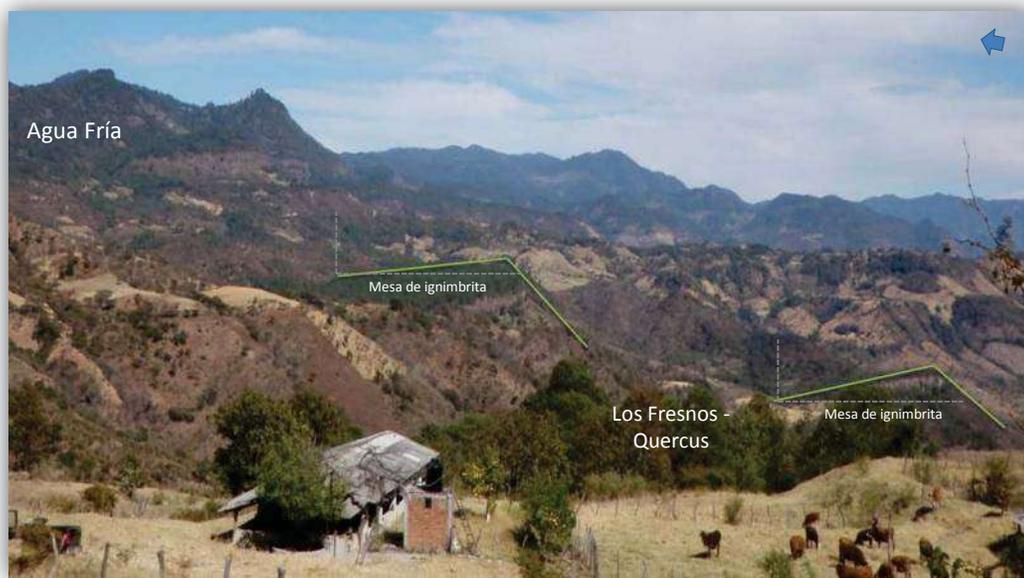


Figura 69. Mesas basculadas de ignimbrita La Escalera, al sureste del área de estudio, al sur del poblado Agua Fría. Las líneas verdes muestran el basculamiento hacia el N que presentan las mesas de ignimbrita.

3.- Domos andesíticos y dacíticos (19.8 ± 0.8 Ma)

Existen cinco domos de composición andesítica y un domo dacítico que sobreyacen a los flujos piroclásticos La Escalera: el cerro Coronilla Chica, Pico Azul, cerro de Tumbisca, El Palmar, el domo que aflora en el km 23 y el cerro de Enmedio (Fig.62).



Figura 70. Imagen satelital del cerro Coronilla Chica, al sureste de Morelia; el cual sobreyace a las lavas andesítico-basálticas La Escalera y es sobreyacido por las ignimbritas de Atécuaro (c). En su base se encuentra aflorando un depósito de caída de spatter de ~3 m de espesor (b), sobreyacido por un flujo de lava andesítica (a), perteneciente al domo la Coronilla Chica (Fig.64, sección a).

En El Palmar, el domo está intrusionado por un vitrófido; un dique de obsidiana bandeada con dirección N50°, vertical en la base y subhorizontal en la cima del afloramiento, con vetas hidrotermales. Debido a esta intrusión, se observa una brecha amarillenta a ambos lados del vitrófido, y las lavas andesíticas adyacentes están muy alteradas, fracturadas por diaclasas y metamorizadas (recristalizadas), con superficies de alteración color ocre. Se observa un espesor mínimo de 12 m (Fig.71).



Figura 71. Afloramiento del domo andesítico El Palmar, al NO de la población La Escalera, donde se observa una intrusión vítrea.

Las lavas de los domos andesíticos son masivas, de color gris oscuro con superficies de alteración color rojo. Su textura es porfídica con fenocristales de plagioclasa y olivino iddingsitizado. Su espesor es muy variable.

En lámina delgada, las lavas son hipocristalinas, con textura porfídica, compuesta por fenocristales de plagioclasa y escasos fenocristales de olivino iddingsitizado. Algunas plagioclasas están zonadas, con textura tipo intergranular y bordes reabsorbidos. Se observaron microfenocristales de ortopiroxeno,

clinopiroxeno, olivino iddingsitizado y plagioclasa. La matriz es de grano fino con óxidos de Fe y vidrio intersertal color café. Los microlitos se encuentran orientados aleatoriamente (Fig.72).

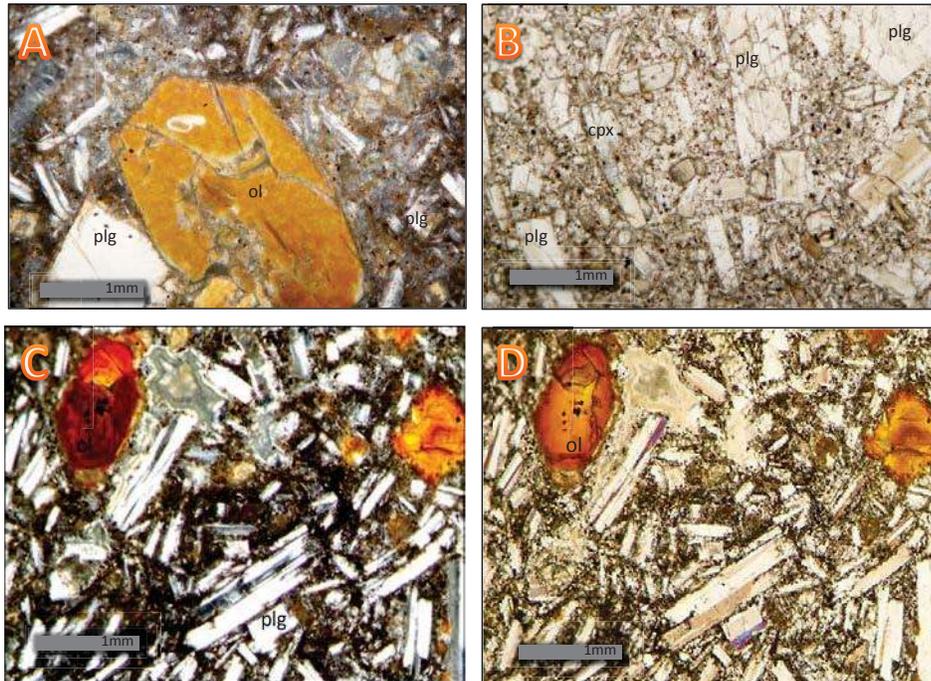


Figura 72. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los domos andesíticos de la CLE. A) Fotografía en luz polarizada que muestra un fenocristal de olivino iddingsitizado (ol), microfenocristales y microlitos de plagioclasa (plg) (MC11-05). B) Fotografía en luz paralela con fenocristales y microfenocristales de plagioclasa y un microfenocristal de clinopiroxeno (Cpx) (MC11-05). C) Fotografía en luz polarizada que muestra micro-fenocristales de plagioclasa (Plg) y de olivino iddingsitizado (ol) (MC11-16a). B) Fotografía en luz paralela con micro-fenocristales de plagioclasa (Plg) y olivino iddingsitizado (ol) (MC11-16a).

4.- Flujos de escombros (lahares) y Avalanchas de escombros

Afloran en el camino a Tumbisca, al norte y sur de la comunidad de La Escalera, sobreyaciendo y erosionando a los flujos piroclásticos La Escalera. Los flujos de escombros están conformados por fragmentos de líticos dacíticos y andesíticos sub-redondeados y fragmentos de ignimbrita sub-redondeados y redondeados, en promedio menores a 1 m de diámetro, soportados por una matriz porosa de tamaño ceniza fina, color beige y endurecida. Son masivos, heterolitológicos y están pobremente clasificados. Posee un espesor muy variable, desde 5 m hasta más de 30 m (Fig.73).

La avalancha de escombros es masiva, con alteración hidrotermal, algunos bloques de estructura en rompecabezas (fracturados) y megaclastos (>2 m) subredondeados y subangulosos, la matriz es de color rosa en una parte y de color blanco en otra (Fig.73).

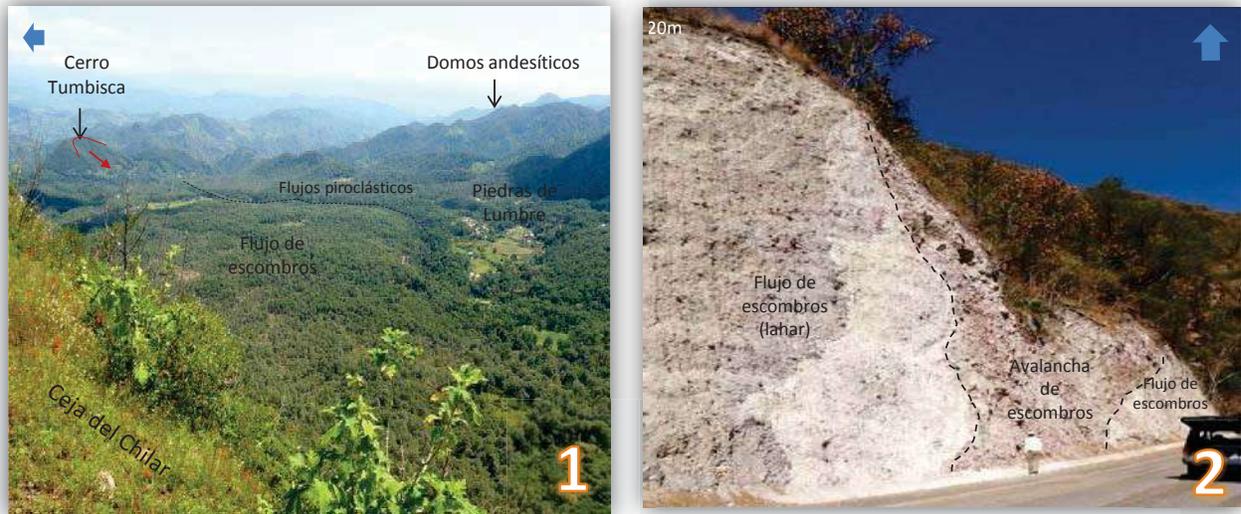


Figura 73. Fotografía de un depósito de flujo de escombros al sur de la Ceja del Chilar, el cual sobreyace a los flujos piroclásticos La Escalera (1). Afloramiento de una avalancha de escombros que erosiona a un flujo de escombros, los cuales sobreyacen de manera erosiva a los flujos piroclásticos de bloques y ceniza de La Escalera (2).

Los líticos más abundantes en los flujos de escombros son fragmentos de lava de composición dacítica, color gris claro con superficies de alteración color verde y textura porfídica. En lámina delgada, son hipocristalinos, compuestos por fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, hornblenda y cuarzo. La matriz está conformada por microlitos de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno, con vidrio alterado color verde (Fig.74). Algunos líticos contienen xenolitos de granito; también presenta algunos líticos de composición andesítica, de color gris oscuro con superficies de alteración color rojo, con textura porfídica y fenocristales de plagioclasa. Se fechó un lítico dacítico de un flujo de escombros (MC11-48), por ser el más abundante y con menor grado de alteración, con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total, obteniendo una edad de 19.8 ± 0.8 Ma (tabla A2).

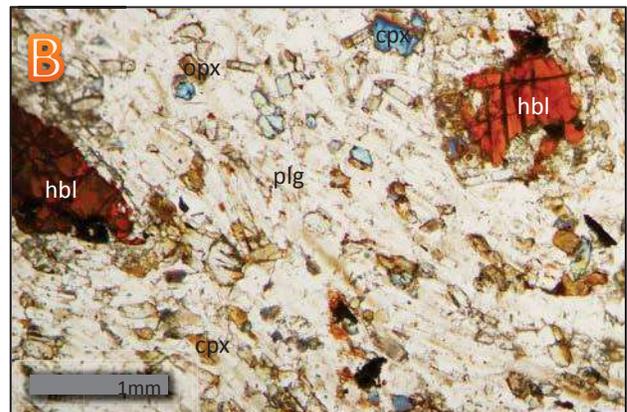
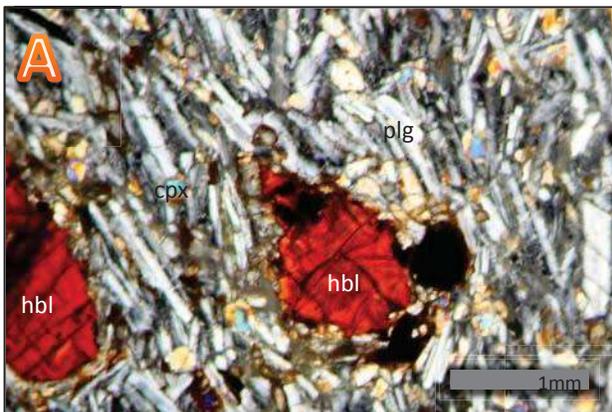


Figura 74. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los líticos dacíticos de los flujos de escombros de la CLE. A) Fotografía en luz polarizada que muestra fenocristales de hornblenda (hbl) y una matriz traquítica con microlitos de plagioclasa (plg) y clinopiroxeno (cpx). B) Fotografía en luz paralela con fenocristales de hornblenda (hbl) y microlitos de plagioclasa (plg), clinopiroxeno (cpx) y ortopiroxeno (opx) orientados en la dirección del flujo (MC11-02b).

En uno de los afloramientos se encontró un dique de andesita porfídica, en la base de una cascada de Ichaqueo, camino a Tumbisca, cortando a un afloramiento de flujo de escombros. Sus dimensiones son de 2.5 m de altura mínima y 3.3 m de ancho, con orientación N43°. Se trata de una roca color gris oscuro y superficies de alteración color rojo, con líneas de flujo y exfoliación de cebolla; con cristales de plagioclasa y hornblenda alterados (MC11-45) (Fig.75).



Figura 75. Dique andesítico en la base de una cascada de Ichaqueo, camino a Tumbisca; posiblemente este dique dio lugar a esta pequeña cascada.

Posterior a la CLE y al Punhuato, en las planicies de la cuenca de Cuitzeo, al norte del área de estudio se depositaron los sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno.

Se realizó un perfil geológico N-S de la CLE, en el cual se representan las características geológicas, el alto estructural de Mil Cumbres, la estructura de colapso y las fallas lístricas E-O que cortan las diferentes estructuras de la CLE y ocasionan el basculamiento de las mesas de ignimbrita (Fig.76).

La CLE es una caldera de tipo graben, que tuvo sus primeras fases de formación hace >22.3 Ma mediante el emplazamiento de flujos de lava de andesita-basáltica y domos andesíticos. Continuó con la emisión de flujos piroclásticos riolíticos hace 22.3 Ma, asociados a las estructuras de colapso caldérico. Hace 19.8 Ma, se emplazaron domos andesíticos y dacíticos, y finalmente tuvieron lugar los flujos de escombros y las avalanchas de escombros.

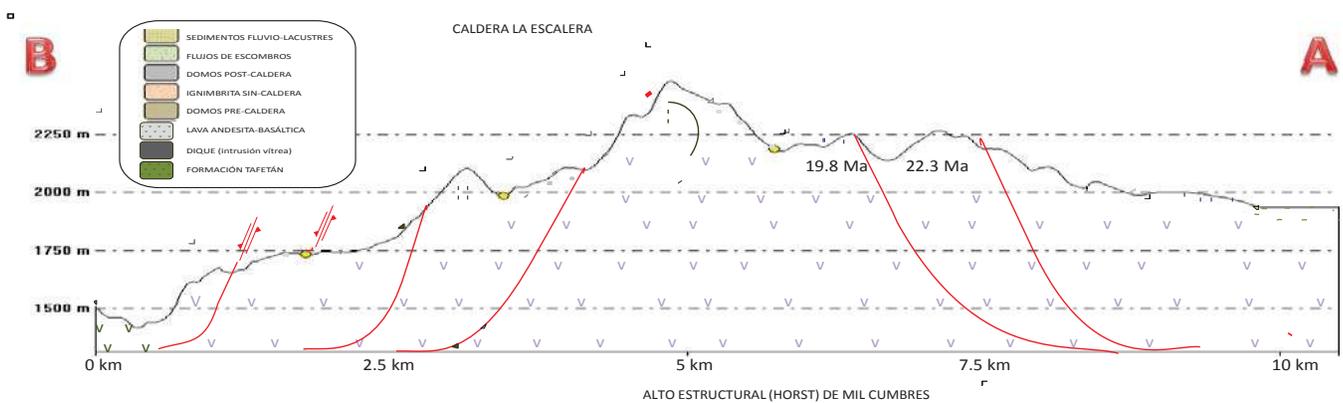


Figura 76. Perfil geológico de la Caldera La Escalera (S-N).

5.2.3 COMPLEJO VOLCÁNICO INDAPARAPEO

Es una estructura volcánica compleja que se encuentra en la parte centro-oriental de la Sierra de Mil Cumbres, al este de la ciudad de Morelia y al sur de la población de Indaparapeo. Está delimitada al oriente por el Complejo Volcánico Garnica y al occidente por la Caldera La Escalera.

Se compone por varias estructuras volcánicas que junto con sus depósitos volcánicos asociados, cubren una superficie aproximada de 272 km². Su cráter es de forma elíptica (5 x 7 km de diámetro) con su eje mayor orientado hacia el NNO; con desniveles de hasta 600 m.

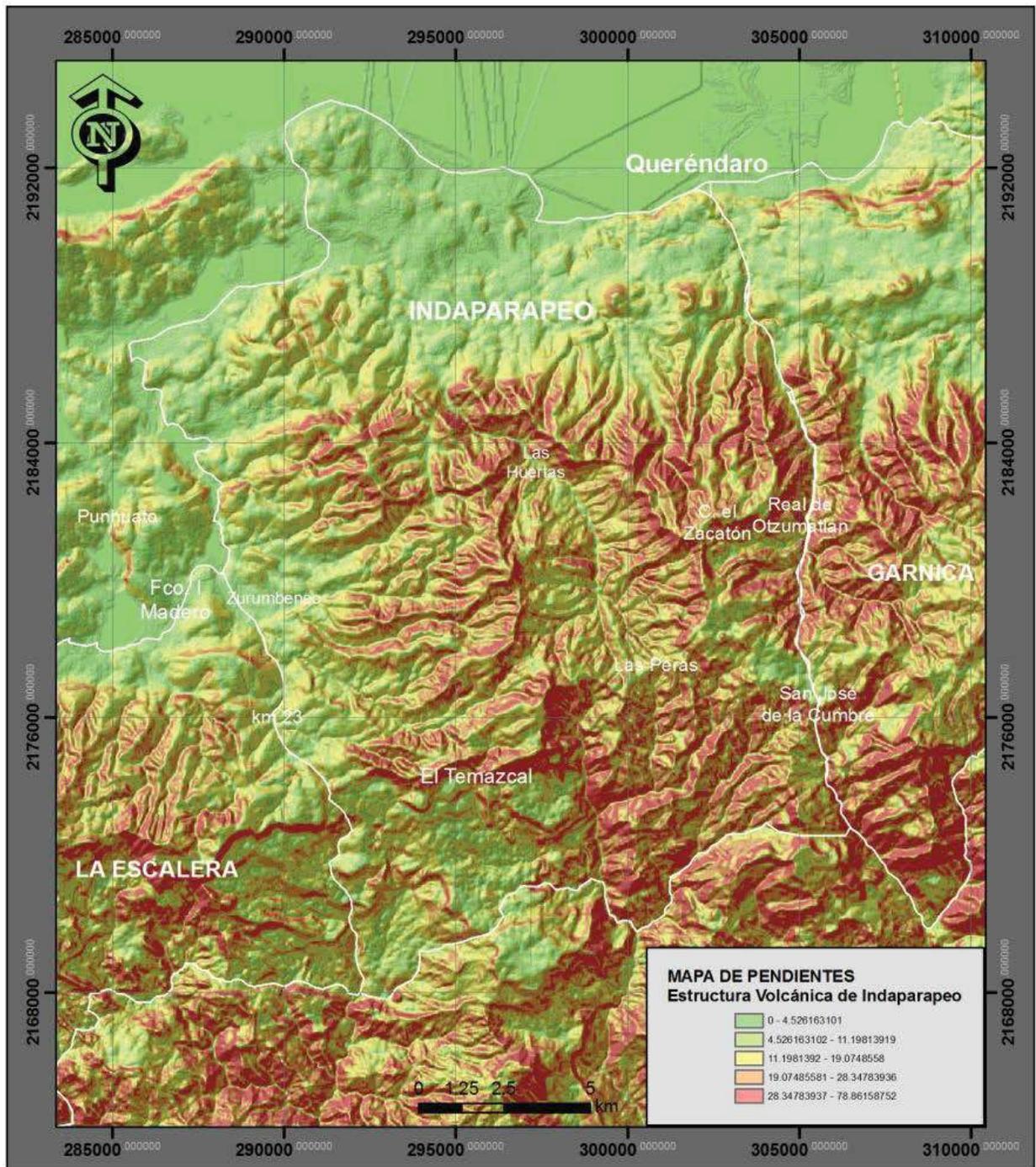


Figura 77. Mapa de pendientes del Complejo Volcánico Indaparapeo.

Dentro del Complejo Volcánico Indaparapeo (CVI) tenemos alturas que van desde los 1300 a los 3000 msnm. Los depósitos encontrados son los flujos de lava, domos, flujos piroclásticos, flujos de escombros, sedimentos fluvio-lacustres y cuerpos de agua. Los principales tipos de red de drenaje en el CVI son los dendríticos, angulados, pinnados y anulares (Fig.78).

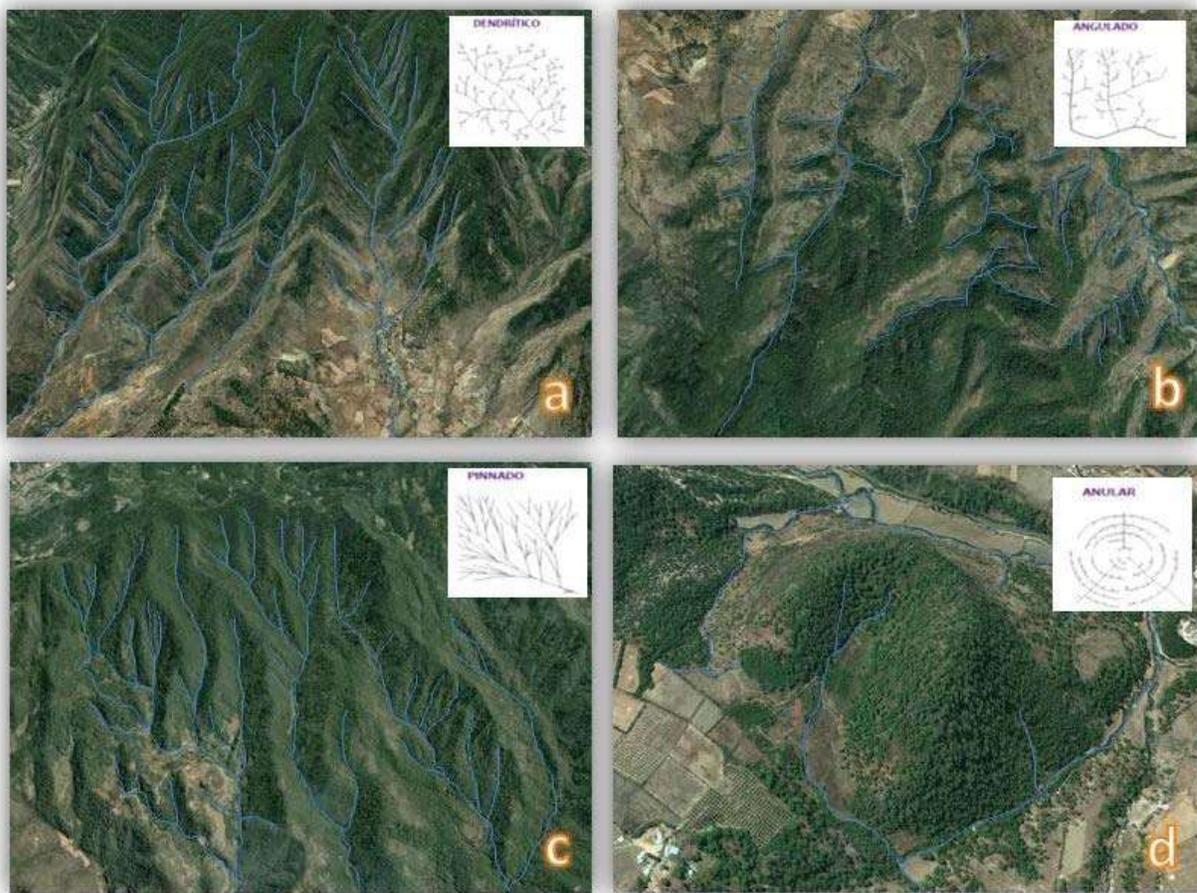


Figura 78. Representación de los tipos de redes de drenaje para el CVI; donde el drenaje de tipo anular (d) está pobremente desarrollado, debido a que este se presenta en los volcanes monogenéticos, las estructuras más recientes del área de estudio.

Las unidades geomorfológicas asignadas para el Complejo Volcánico Indaparapeo fueron las siguientes (Fig.79):

- a) Colinas con flujo de lava basáltica: constituyen el 2.2% del área que cubre el CVI, presenta drenaje dendrítico con elevaciones de 1900 a 2300 msnm y pendientes muy bajas (<5°).
- b) Colinas con flujos piroclásticos: (13.7%); presentan drenaje dendrítico, con altitudes entre 1900 y 2300 msnm y pendientes de muy bajas a medias (<20°).
- c) Lomerío alto con domos y flujos de lava: constituye el 18.8% del CVI, presenta drenaje dendrítico angulado y dendrítico pinnado, con altitudes entre 2100 y 3000 msnm, y pendientes bajas a medias (6-20°).

- d) Lomerío alto con flujos piroclásticos: cubre el 13.9% del CVI, con drenaje dendrítico angulado, elevaciones entre 2100 y 2700 msnm, y pendientes bajas a medias.
- e) Lomerío bajo con flujo de lava: constituye el 1.3% del área, con drenaje dendrítico y anular; con elevaciones entre los 1900 y 2500 msnm, y pendientes de bajas a medias (6-20°).
- f) Lomerío bajo con flujos de escombros: cubre el 1.8% del área, con drenaje dendrítico y anular; con elevaciones entre los 1900 y 2500 msnm, y pendientes de bajas a medias.
- g) Lomerío bajo con flujos piroclásticos: cubre el 13.7% del CVI; presenta drenaje dendrítico, con elevaciones entre 1900 y 2500 msnm, con pendientes bajas a medias.
- h) Sierra con flujo de lava: constituye en 7.2% del CVI, presenta drenaje dendrítico; con elevaciones mayores a 2100 msnm, y pendientes medias a altas (>20°).
- i) Sierra con flujos de escombros: conformada solamente por el 0.3% del área; presenta drenaje dendrítico, con elevaciones mayores a 2100 msnm, y pendientes medias a altas (>20°).
- j) Piedemonte con flujos de escombros (6.1%) presenta drenaje dendrítico, con elevaciones entre 1900 y 2500 msnm, y pendientes bajas (<10°).
- k) Piedemonte con flujos piroclásticos (8.1%); presenta un drenaje dendrítico angulado y dendrítico pinnado, con elevaciones entre 1900 y 2500 msnm, y pendientes bajas (<10°).
- l) Planicie con sedimentos fluvio-lacustres: representa el 12.9% de la superficie del CVI; no presenta redes de drenaje, ya que es un sitio de depósito.

En el CVI predomina el lomerío alto con domos y flujos de lava. Los lomeríos bajos y las colinas están conformados principalmente por flujos piroclásticos; las sierras están compuestas en su mayoría por flujos de lava y domos; y gran parte de los piedemontes están cubiertos por flujos de escombros. En cuanto a la planicie, está cubierta por sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004).

Los procesos de erosión, la tectónica y los sistemas de fallas regionales juegan un papel muy importante en la morfología del paisaje, ya que a través de los años estos han modificado y generado la morfología actual del CVI. Los sistemas de fallas presentes en la región son los siguientes: el sistema Tzitzio-Altamirano NNO-SSE, el sistema Taxco-San Miguel Allende N-S, el sistema NE-SO y el sistema de Morelia-Acambay E-O (Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

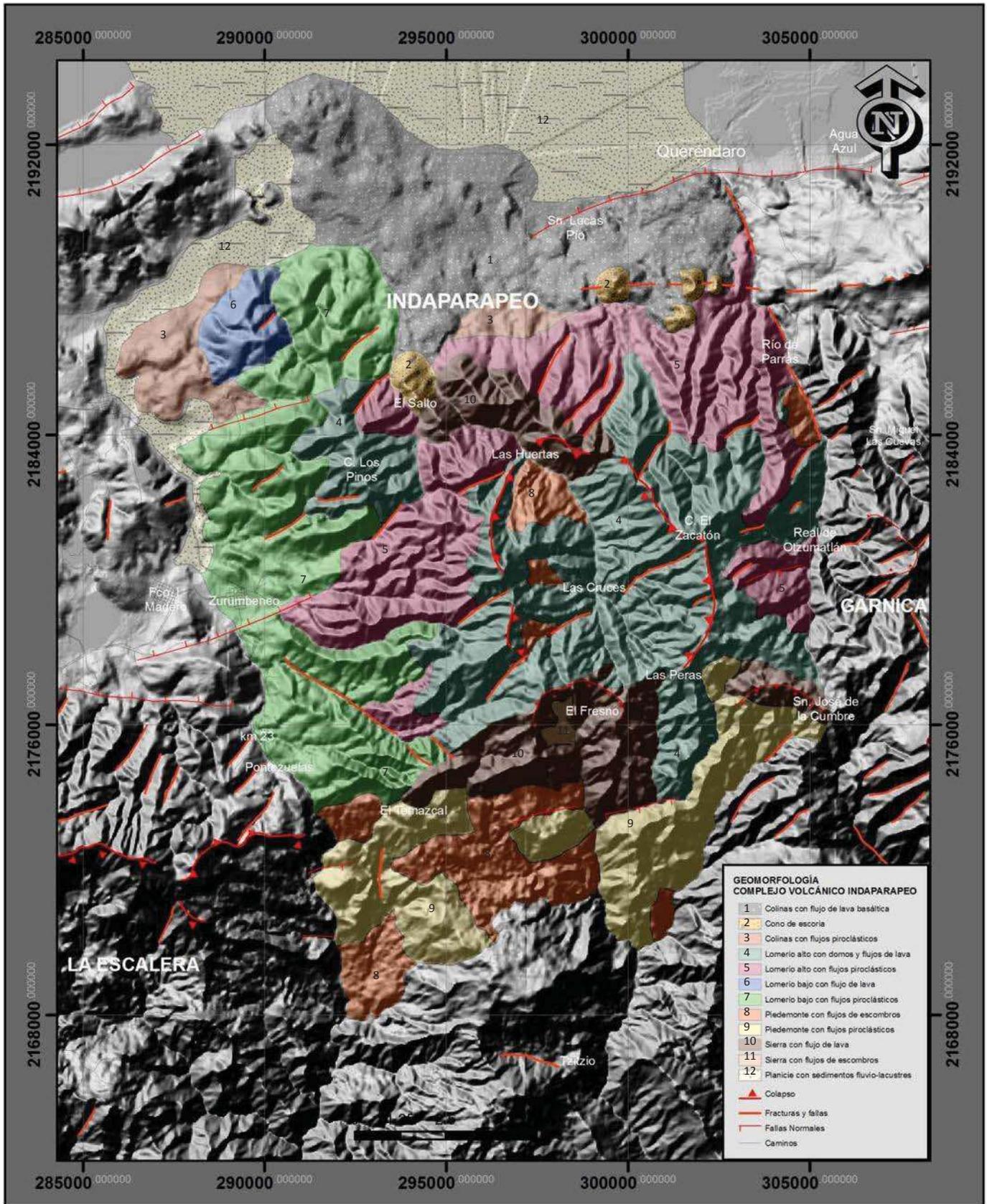


Figura 79. Mapa geomorfológico del Complejo Volcánico Indaparapeo.

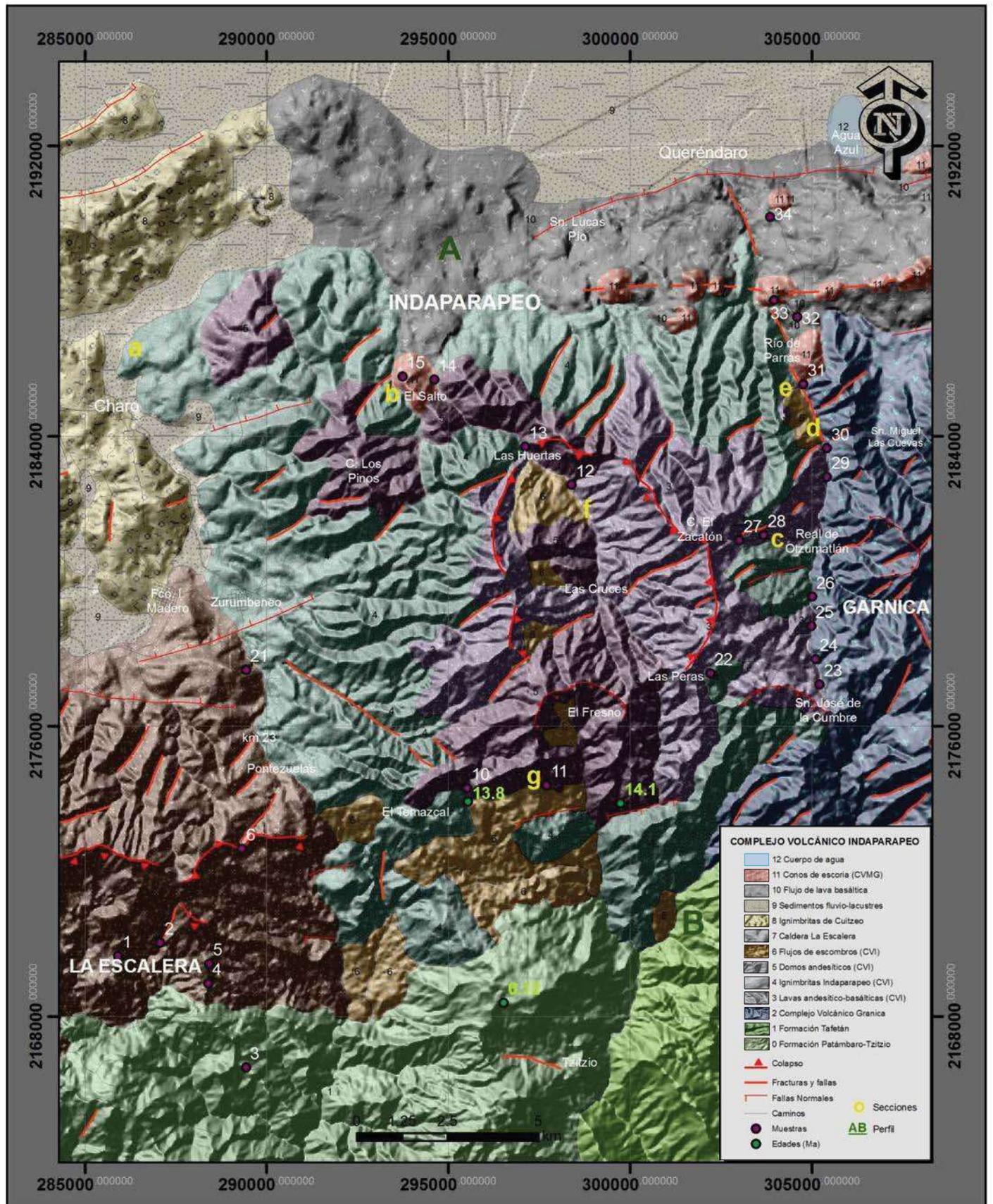


Figura 80. Mapa geológico-volcánico del Complejo Volcánico Indaparapeo con la ubicación de las secciones estratigráficas estudiadas

Descripción de la Secuencia Volcánica de Indaparapeo.

El Complejo Volcánico Indaparapeo (CVI) sobreyace a las formaciones de Patámbaro-Tzitzio del Eoceno y al a formación de Tafetán del Oligoceno-Mioceno (Pasquarè *et al.*, 1991). Lo sobreyacen los sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999). Al norte y noreste, sobreyaciendo al CVI, se observan las estructuras volcánicas más recientes de la región: los volcanes monogenéticos del Plio-Cuaternario, pertenecientes al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG; Hasenaka y Carmichael, 1985).

La secuencia volcánica de Indaparapeo está compuesta por cuatro unidades volcánicas principales, las cuales varían de una composición andesítica-basáltica a dacítica: (1) Lavas andesítico-basálticas, (2) Ignimbritas de Indaparapeo, (3) domos andesíticos (13.8-14.1 Ma), y (4) flujos de escombros (lahares) (Fig.81).

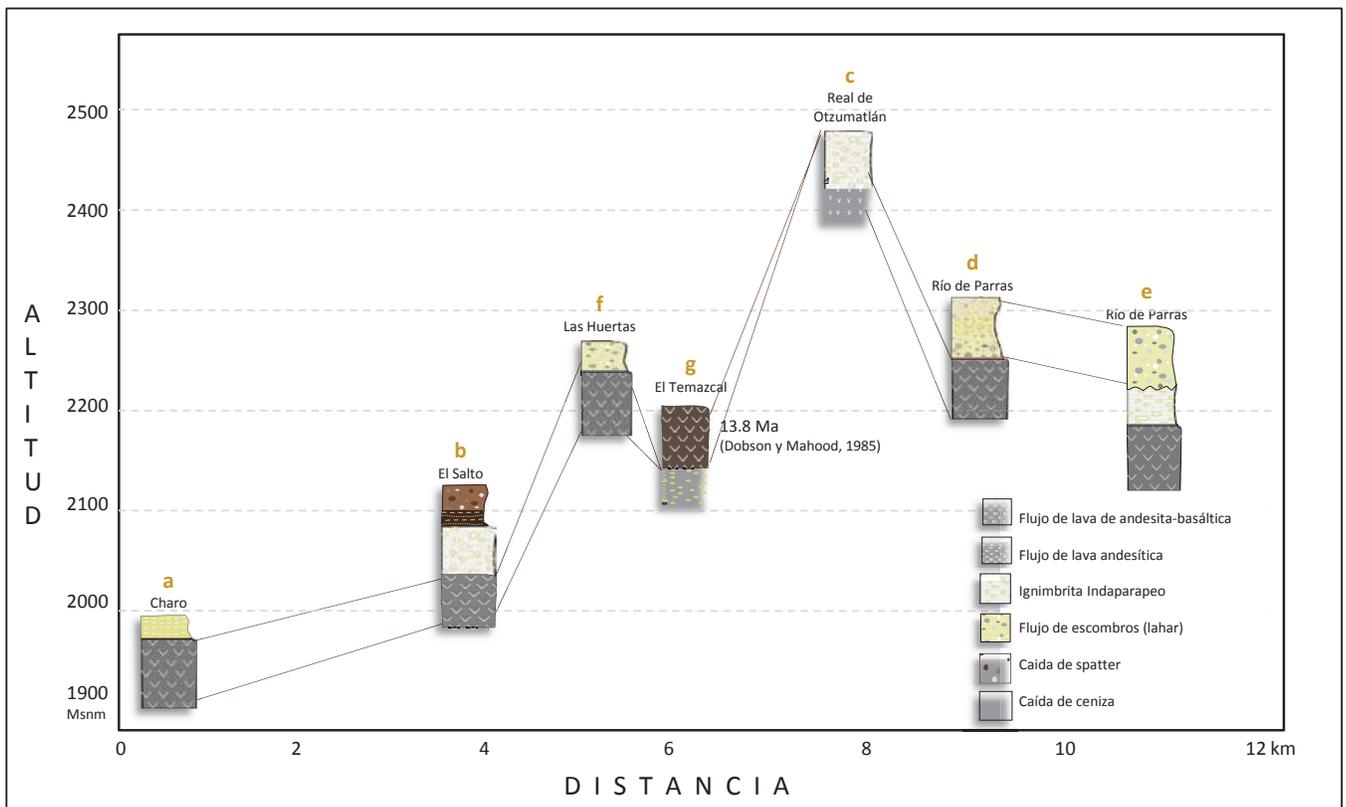


Figura 81. Diagrama en el cual se presentan las cinco columnas estratigráficas más representativas del CVI y su correlación.

1.- Lavas andesítico-basálticas (MC11-15a, 25, 29, 30 y 31)

Al oriente del CVI, en el camino que une a San José de la Cumbre con Río de Parras, cerca del poblado de Real de Oztumatlán, afloran una serie de lavas andesítico-basálticas masivas. Las lavas son afaníticas, de color gris oscuro. La roca consiste de microfenocristales y microlitos de plagioclasa (plg), olivino (ol) y clinopiroxeno (cpx). Tienen un espesor aproximado de 70 m (Fig.82 y 83).



Figura 82. Fotografía de un afloramiento de las lavas andesítico-basálticas (MC11-29), cerca del poblado Real de Oztumatlán. En la muestra de lava (derecha arriba) se observa un enclave de lava dacítica.

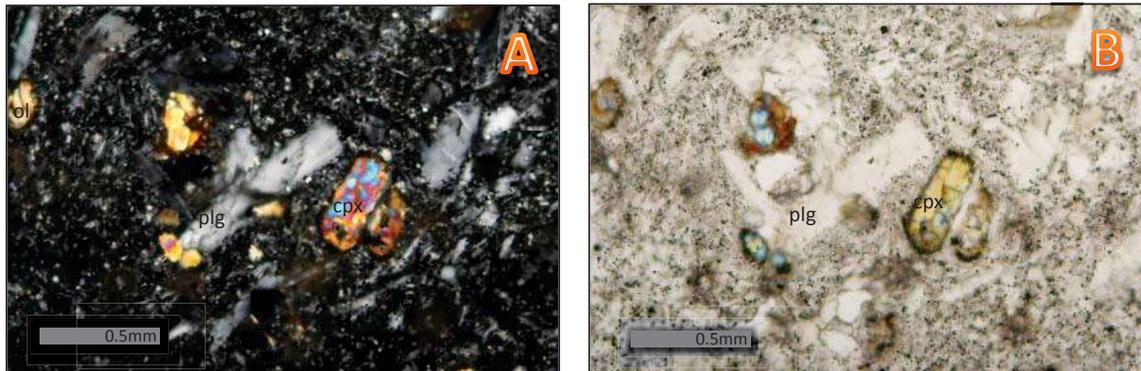


Figura 83. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de las lavas andesítico-basálticas de Indaparapeo. A) Fotografía en luz polarizada que muestra micro-fenocristales de plagioclasa (Plg) y de clinopiroxeno (cpx) en un arreglo afanítico (MC11-29). B) Fotografía en luz paralela con micro-fenocristales de plagioclasa (Plg) y clinopiroxeno (cpx) (MC11-29).

2.- Ignimbritas de Indaparapeo

Estos depósitos afloran en la carretera de Mil Cumbres, cerca del poblado Las Peras y al sur de Real de Oztumatlán. Los depósitos están formados por ignimbrita de color blanco con superficies de alteración color verde; tienen diferentes grados de soldamiento y compactación. En muestra de mano son porfídicas, con textura eutaxítica, con una asociación mineral formada por plagioclasa, cuarzo, sanidino, biotita y hornblenda rodeados por una matriz vítrea. La ignimbrita de Indaparapeo cubre un área aproximada de 144

km², con un espesor promedio de 200 m y un volumen aproximado de 28.8 km³. Al microscopio, tiene una textura vitrocrystalina con pómez fibrosas y fiammes verdes con altos niveles de desvitrificación, con esferulitas y litofisas rellenas de sílice amorfo (Fig.84).

En el afloramiento de Las Peras (MC11-22), las ignimbritas tienen zonas con abundantes ópalos (alteración de sílice a cristobalita).

Las mesetas de ignimbrita en la depresión de Cuitzeo se encuentran afectadas por las fallas E-O y NE-SO, de geometría lístrica y han generado un basculamiento creciente hacia el norte. Hacia el sur del alto estructural de Mil Cumbres, el fallamiento también genera basculamientos pero en dirección norte.

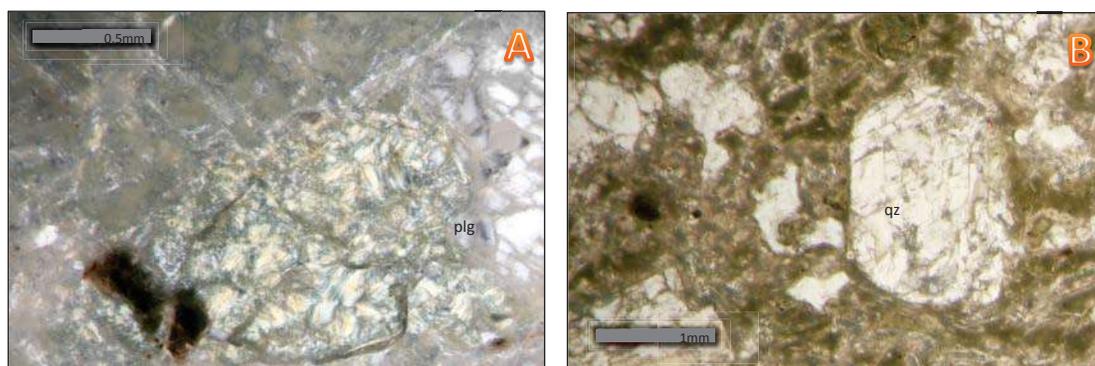


Figura 84. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los flujos piroclásticos de pómez del CVI. A) Fotografía en luz polarizada que muestra fiammes con desvitrificación inmersas en una matriz vítrea (MC11-26b). B) Fotografía en luz paralela con fenocristales cuarzo (qz) (MC11-26b).

3.- Domos andesíticos. (MC11-10, 11)

Se encuentran alrededor del CVI, sobreyaciendo a las ignimbritas. Un afloramiento importante se localiza sobre la carretera de Morelia a Mil Cumbres, pasando el Temazcal (MC11-11 y12). Los depósitos asociados a estas estructuras son flujos de lava de composición andesítica. Las lavas son masivas, de color gris con superficies de alteración color rojo. Su textura es porfídica con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y hornblenda. Su espesor mínimo de es 40 m. Estas lavas fueron fechadas en 13.8 ± 0.7 Ma por Dobson y Mahood (1985) y en 14.1 ± 0.7 Ma por Nixon *et al.* (1987).

En lámina delgada, las lavas son hipocristalinas, con textura porfídica (Fig.86), compuesta por fenocristales de plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx), hornblenda (hbl) y biotita (bt). La plagioclasa es zonada, con textura tipo tamiz y algunos cristales presentan bordes corroídos. Se observaron varios glomeroporfidos de plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (augita) y óxidos. La matriz es de grano fino con microlitos de plagioclasa orientados aleatoriamente, óxidos y vidrio intersertal.



Figura 85. Fotografía de un afloramiento de un domo andesítico en la comunidad de El Salto, cerca del Temazcal, sobre la carretera Mil Cumbres.

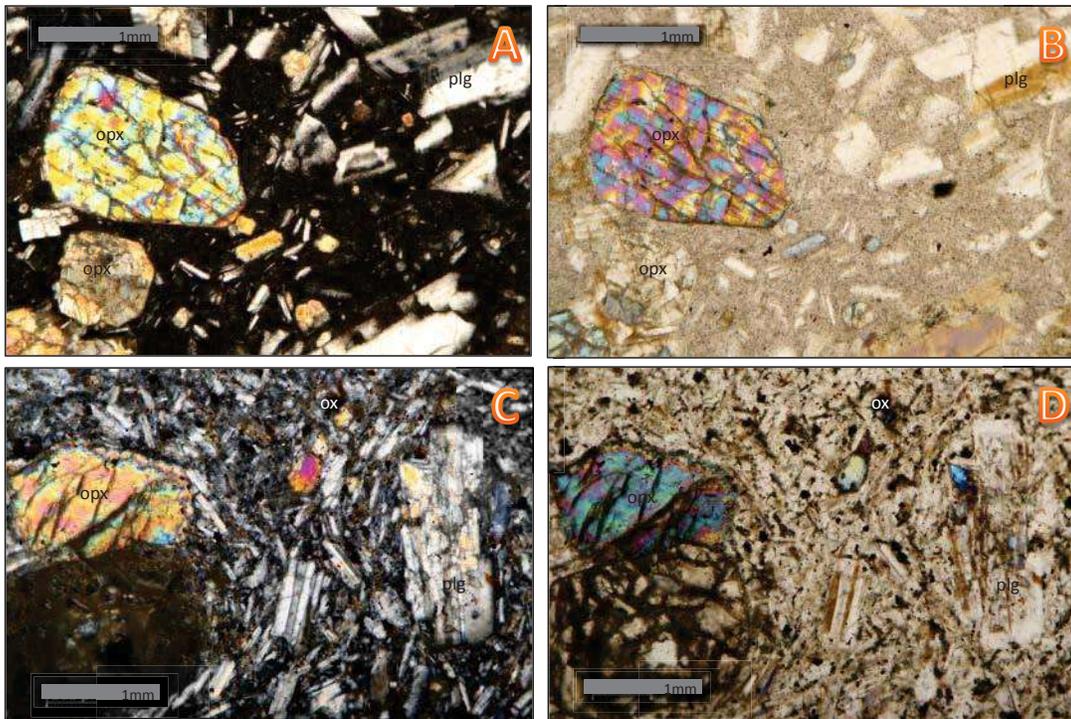


Figura 86. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los domos andesíticos del CVI. A y C) Fotografías en luz polarizada que muestran un fenocristal de ortopiroxeno (opx), micro-fenocristales y microlitos de plagioclasa (Plg) y ortopiroxeno (opx). B y D) Fotografías en luz paralela con micro-fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno (opx) (MC11-10) (A y B: MC11-10; C y D: MC11-13).

4.- Flujos de escombros (lahares)

Afloran al centro y sur del CVI, cerca del Temazcal y el poblado de Las Huertas; sobreyaciendo y erosionando a las ignimbritas de Indaparapeo (Fig.81, sección e). Están conformados por conglomerados, micro-conglomerados, arcillas y limos, con fragmentos de líticos e ignimbrita subredondeados y redondeados. Su composición es heterolitológica, presentan poros y están pobremente clasificados. Su espesor es muy variable, desde 1 m hasta más de 20 m.



Figura 87. Fotografía de un depósito importante de flujos de escombros, los cuales sobreyacen erosivamente a los flujos piroclásticos de pómez. Este afloramiento se encuentra en el camino que va de San José de La Cumbre hacia Queréndaro, cerca de Río de Parras, al oriente del CVI; su espesor aproximado es de 60 m (MC11-31).

Posterior al CVI, en las planicies de la cuenca de Cuitzeo, se depositaron los sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno (Fig.88) y se emplazaron varios conos de escoria con sus respectivos flujos de lava del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Fig.89). Unas muestras de lava andesita-basáltica del cono de escoria el Zapote Alto, al NE del CVI, fueron fechadas en 0.79 ± 0.06 Ma y 0.81 ± 0.08 Ma por Pradal y Robin (1994).

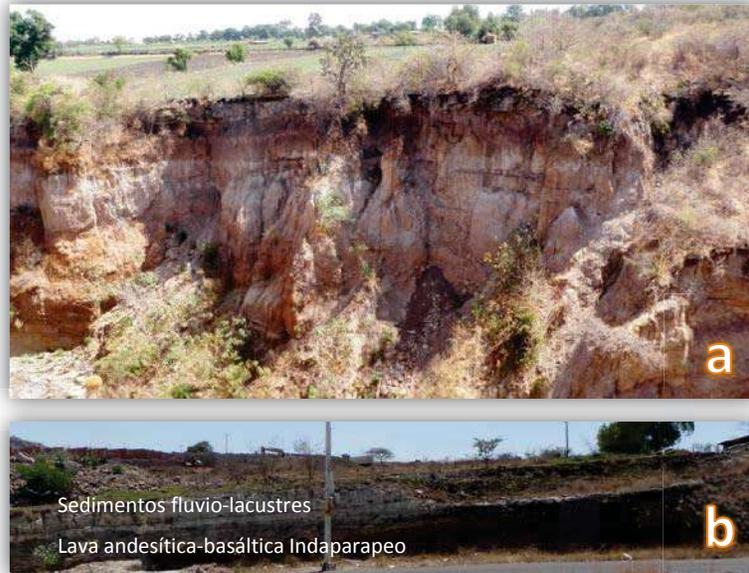


Figura 88. Fotografías de los sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno, pertenecientes al paleo-lago de Cuitzeo. a) Afloramiento al norte del área de estudio, cerca de El Salto, sobreyaciendo a la secuencia volcánica de Indaparapeo; y sobreyacidos por flujos de lava basáltica perteneciente a un cono monogenético (MC11-14).



Figura 89. Fotografía de los depósitos volcánicos asociados al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. a) Cono de escoria aflorando en un banco de material en El Salto, a 2 km de Indaparapeo. En la base del afloramiento se encuentra el complejo andesítico-basáltico del Mioceno, la sobreyace un paleosuelo color beige de 10 cm de espesor; luego 80 cm de caída de ceniza negra y beige con fallas inversas (cabalgamientos) (c). Sobre de la ceniza está un depósitos de caída de escoria tamaño lapilli de 30 cm de espesor. El siguiente depósito es masivo, con aprox. 20 m de espesor con intercalaciones y lentes irregulares de depósitos de caída de spatter, escoria y bombas basálticas (b); contiene bloques subredondeados y subangulosos de escoria, ignimbrita verde y rosa, andesita y basalto, con dimensiones de hasta 2 m de diámetro. Este depósito es producto de una erupción de tipo estromboliana. En la fotografía "d" se muestra la fase efusiva del cono de escoria, es decir, el flujo de lava basáltica (MC11-14).

Cerca del poblado Real de Oztumatlán (MC11-26) al E del CVI, aflora un domo dacítico endógeno, sobreyacido por las ignimbritas de Indaparapeo (Fig.90).



Figura 90. Ignimbrita Indaparapeo (MC11-26b) que sobreyace a un domo endógeno dacítico (MC11-26a), el cual no pertenece a la secuencia de Indaparapeo.

Se realizó un perfil geológico N-S donde se observan las diferentes estructuras volcánicas que conforman el CVI, el alto estructural de Mil Cumbres (horst), las estructuras de colapso y las fallas que cortan a los depósitos volcánicos (Fig.91).

Resumiendo, el CVI inició con el emplazamiento de flujos de lava de andesita-basáltica. Continuó con la emisión de ignimbritas dacíticas y la formación de estructuras de colapso. Entre 13.8 y 14.1 Ma se emplazaron domos andesíticos, posteriormente sobreyacidos por los flujos de escombros. Cabe resaltar que varias de las estructuras del CVI están afectadas por fallas E-O y sobreyacidas por el vulcanismo monogenético perteneciente al CVMG.

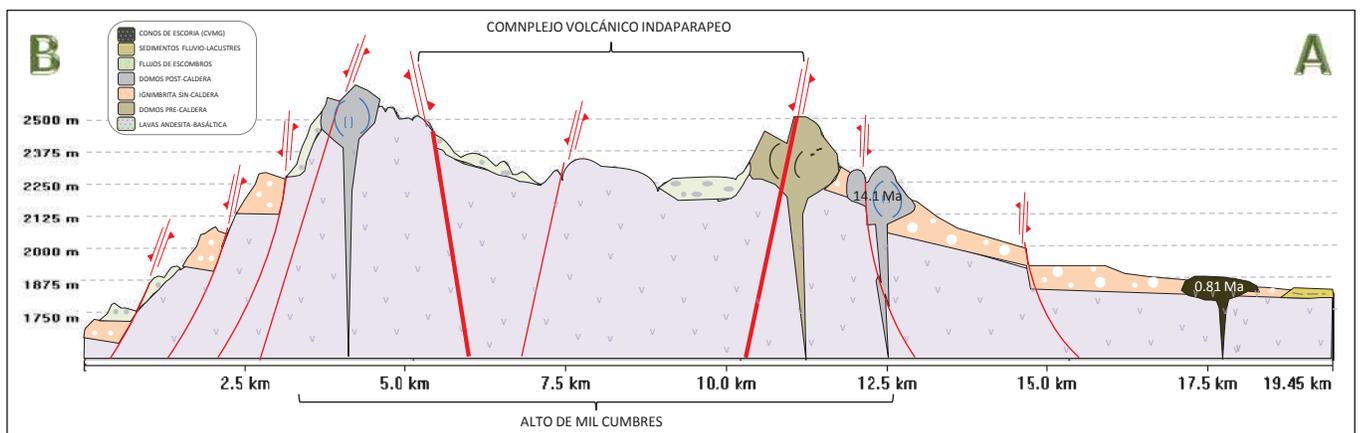


Figura 91. Perfil geológico del Complejo Volcánico Indaparapeo (S-N).

5.2.4 COMPLEJO VOLCÁNICO GARNICA

El Complejo Volcánico Garnica (CVG) se localiza al extremo oriente de la Sierra de Mil Cumbres, al noroeste del poblado de Huajúmbaro y al sureste de Queréndaro; limitada al oeste por el Complejo Volcánico Indaparapeo y al este por La Caldera de Los Azufres. Se compone de varias estructuras volcánicas, que en conjunto cubren un área de 176 km² y alcanzan una altura máxima de 3200 msnm.

Se distinguen cuatro estructuras de colapso semicirculares, el principal y central mide 3 km de diámetro con desniveles promedio de 300 m; un colapso secundario al sur de 4 km con 400 m de desnivel; y dos colapsos al oeste y suroeste del colapso principal de 1.5 km de diámetro con desniveles promedio de 150 m.



Figura 92. Mapa de pendientes del Complejo Volcánico Garnica.

El CVG tiene alturas que van desde los 1550 a los 3200 msnm. Las unidades geológicas encontradas son los flujos de lava, domos, flujos piroclásticos, flujos de escombros, sedimentos fluvio-lacustres y cuerpos de agua. Los tipos de red de drenaje para el CVG son los dendríticos, angulados, pinnados y anulares (Fig.93).

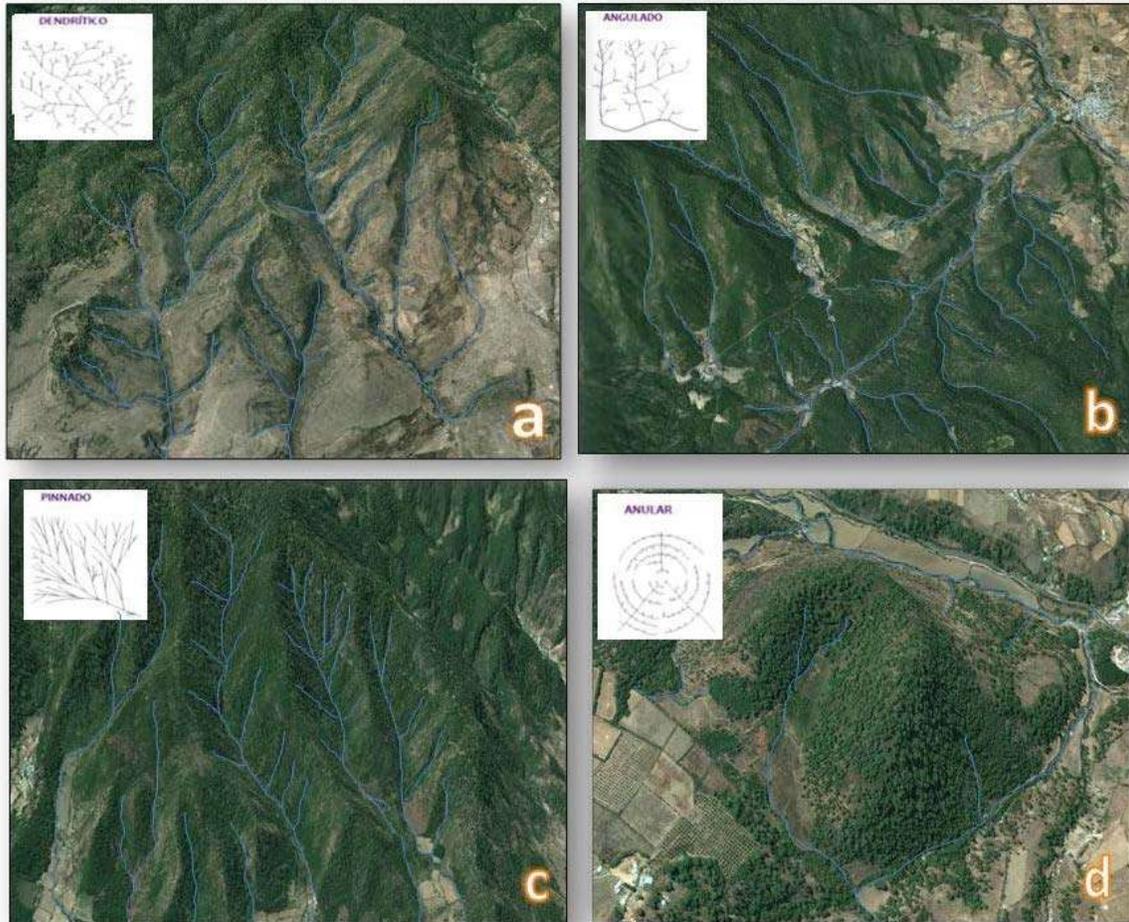


Figura 93. Principales tipos de redes de drenaje para las estructuras de Garnica: dendrítico, dendrítico angulado, dendrítico pinnado y anular; donde el drenaje anular está pobremente desarrollado debido a que se encuentra en las estructuras más recientes de la región (d).

A partir del análisis geomorfológico, se asignaron 15 unidades para el Complejo Volcánico Garnica (Fig.94):

- a) Colinas con flujo de lava basáltica: constituyen el 3.5% del área que cubre el CVG, presenta drenaje dendrítico con elevaciones de 1900 a 2300 msnm y pendientes muy bajas ($<5^\circ$).

- b) Colinas con flujos piroclásticos: (14.6%); presentan drenaje dendrítico, con altitudes entre 1800 y 2300 msnm y pendientes de muy bajas.
- c) Conos de escoria: cubren el 3.5% del CVG, presentan drenaje anular; con elevaciones entre los 2000 y 2500 msnm, con pendientes medias. En promedio, su diámetro basal mide 1 km, su cráter 400 m y su altura es aproximadamente de 100 m.
- d) Lomerío alto con domos y flujos de lava: constituye el 17.8% del CVG, presenta drenaje dendrítico angulado y dendrítico pinnado, con altitudes entre 2100 y 3100 msnm, y pendientes bajas a altas.
- e) Lomerío alto con flujos piroclásticos: cubre el 13.7% del CVG, con drenaje dendrítico angulado, elevaciones entre 2100 y 2900 msnm, y pendientes bajas a medias.
- f) Lomerío bajo con flujo de lava: constituye el 3.5% del área, con drenaje dendrítico y dendrítico angulado; con elevaciones entre los 1800 y 2500 msnm, y pendientes medias.
- g) Lomerío alto con flujos de escombros: constituye el 0.9% del área, con drenaje dendrítico, elevaciones entre 2600 y 2800 msnm, y pendientes bajas a medias.
- h) Lomerío bajo con flujos de escombros: cubre el 0.4% del área, con drenaje dendrítico; con elevaciones entre los 1900 y 2500 msnm, y pendientes medias.
- i) Lomerío bajo con flujos piroclásticos: cubre el 3.9% del CVG; presenta drenaje dendrítico, con elevaciones entre 1850 y 2200 msnm, con pendientes bajas a medias.
- j) Piedemonte con flujos de lava (0.5%); presenta drenaje dendrítico, elevaciones entre 2400 y 2500, y pendientes bajas.
- k) Piedemonte con flujos de escombros (2.7%) presenta drenaje dendrítico, con elevaciones entre 2000 y 2500 msnm, y pendientes bajas (<10°).
- l) Sierra con domos y flujos de lava: constituye en 16.8% del CVG, presenta drenaje dendrítico y dendrítico angulado; con elevaciones mayores a 2300 msnm, y pendientes medias a altas (>20°).
- m) Sierra con flujos piroclásticos: cubre el 8.5% del área; presenta drenaje dendrítico angulado, elevaciones entre 2300 y 2900 msnm, y pendientes altas a muy altas.
- n) Planicie con sedimentos fluvio-lacustres: representa el 9.3% de la superficie del CVG; no presenta redes de drenaje, ya que es un sitio de depósito.
- o) Cuerpo de agua (0.4%)

En el CVG domina el lomerío alto con domos y flujos de lava. Los lomeríos bajos y las colinas están conformados principalmente por flujos piroclásticos; las sierras están compuestas en su mayoría por flujos de lava y domos; y gran parte de los piedemontes están cubiertos por flujos de escombros. En cuanto a la planicie, está cubierta por sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno, conformando el paleo-lago de Cuitzeo (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004).

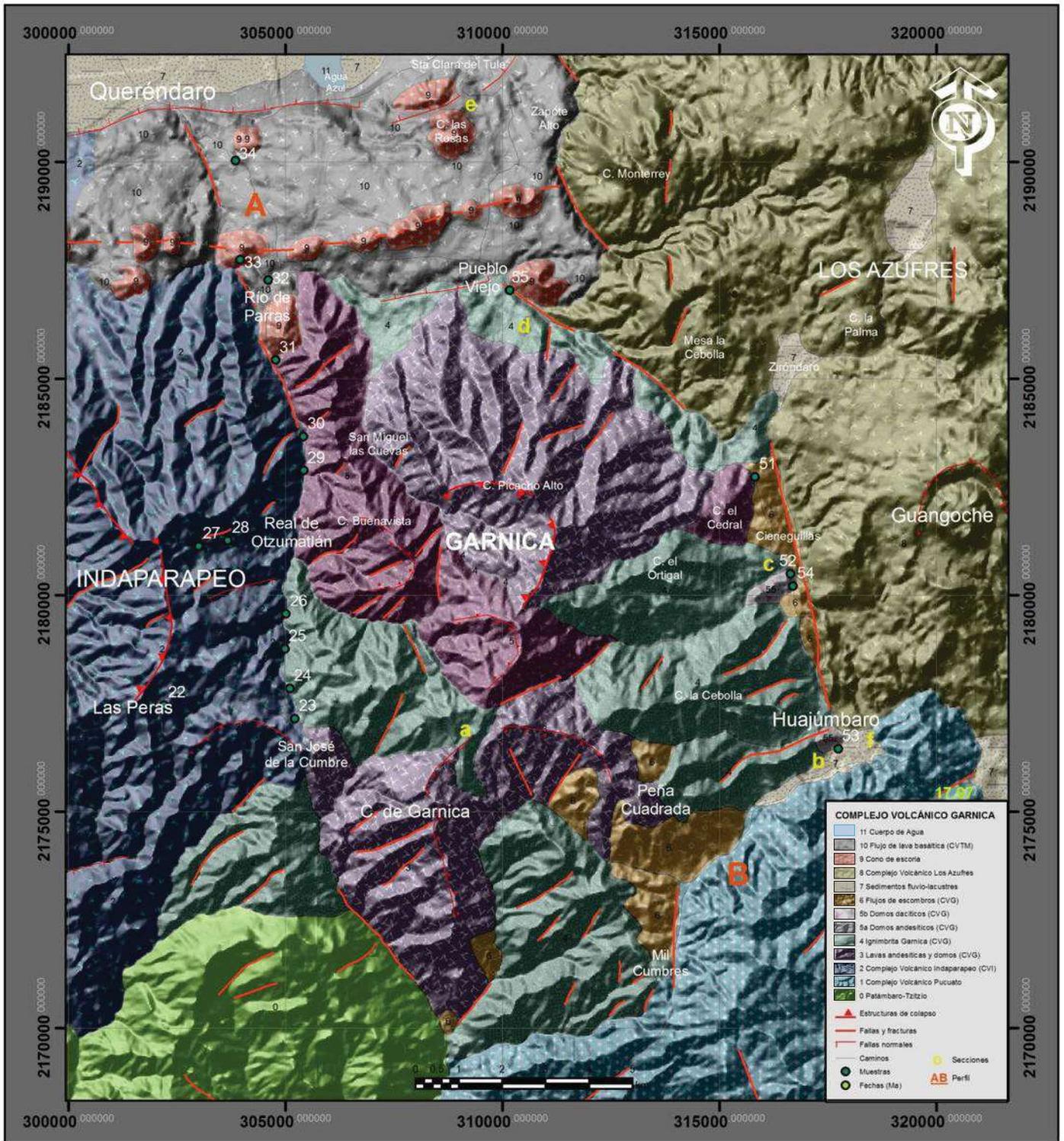


Figura 95. Mapa geológico-volcánico del Complejo Volcánico Garnica con la ubicación de las secciones estratigráficas estudiada.

Descripción de la Secuencia Volcánica Garnica.

En 1979, Silva-Mora identificó a la secuencia volcánica de Mil Cumbres sobreyaciendo a la formación de Patámbaro-Tzitzio del Eoceno (Pasquarè *et al.*, 1991). Esta secuencia es parte del CVG, el cual aflora en la carretera que une al poblado de Hujúmbaro con Ciudad Hidalgo y es sobreyacido por las lavas pertenecientes a la Estructura Volcánica de Pucuató.

El CVG también es sobreyacido al norte por sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 2004). Al este, está cubierto por flujos de escombros e ignimbritas de la Caldera Los Azufres (Macías *et al.*, 2009). Los depósitos de ignimbrita al norte del CVG están cubiertos por conos de escoria y flujos de lava asociados, pertenecientes al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) del Pliocuaternario (Hasenaka y Carmichael, 1985).

Se realizaron seis secciones estratigráficas y tres puntos de control en el CVG (Fig.96). A partir de la correlación estratigráfica de estas secciones se construyó una columna compuesta del CVG, el cual está compuesto por tres depósitos con una composición andesítica a riolítica, y comprenden un rango de edades entre 16.83 a 23.1 Ma: (1) Lavas andesíticas, (2) Ignimbritas de Garnica y (3) Domos andesíticos a riolíticos.

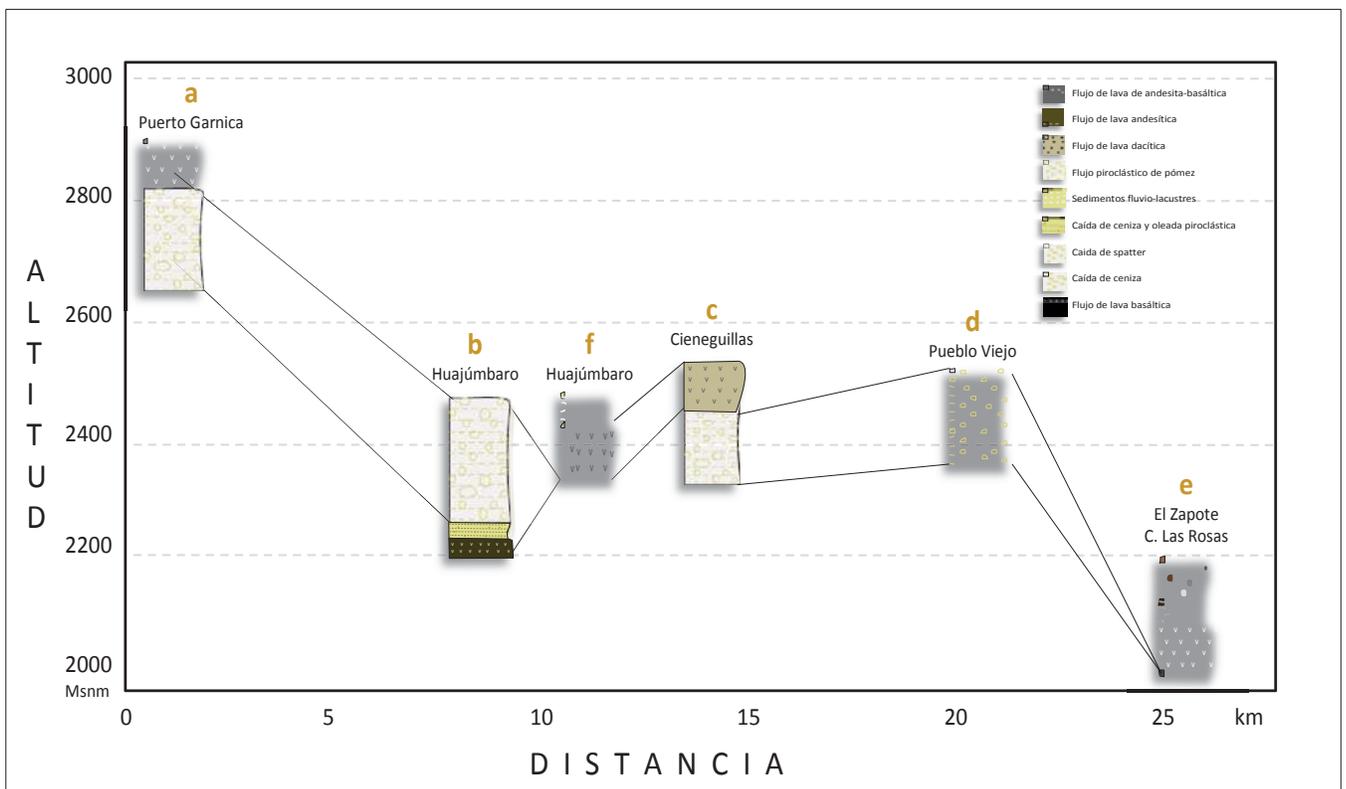


Figura 96. Diagrama en el cual se presentan las columnas estratigráficas más representativas del CVG y su correlación.

1.- Lavas andesíticas

Se tratan de lavas andesíticas color gris oscuro, con edades variables entre 18 y 23 Ma. En el Complejo Volcánico Los Azufres, al noreste del Guangoche, se perforó un pozo (Macías *et al.*, 2009), donde se muestrearon las lavas andesíticas de Garnica a 2876 m. Esta lava se fechó, obteniendo una edad mínima de 23.1 ± 3.5 Ma. También se muestreó una brecha volcánica andesítica a 650 m, en la cual se obtuvo una edad mínima de 18.3 ± 0.8 Ma (Macías *et al.*, 2009). Así mismo, Camacho (1976) fechó una muestra de lava andesítica al sur de Queréndaro, con el método K/Ar, en 18 Ma.

2.- Ignimbritas de Garnica

Las lavas andesíticas están sobreyacidas por una oleada piroclástica (surge) y por una ignimbrita de color rosado a rojiza. Esta ignimbrita aflora en la carretera que va de Huajúmbaro a Ciudad Hidalgo. Se trata de flujos piroclásticos de pómez color blanca con superficies de alteración color rosa, de composición riolítica, textura porfídica, masivos, soldados, con vesículas alargadas, litofisas, fiammes y líticos alterados. Al microscopio, tiene una textura vítrocristalina con pómez fibrosas y altos niveles de desvitrificación. Contiene fenocristales de feldespato potásico, cuarzo, biotita y hornblenda en una matriz de vidrio.

Las ignimbritas de La Garnica cubren un área de ~ 75 km² y un volumen aproximado de 15 km³, con un espesor promedio de 200 m. Una muestra de esta ignimbrita fue fechada con el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar en 17.97 ± 0.14 Ma por Macías *et al.* (2009).

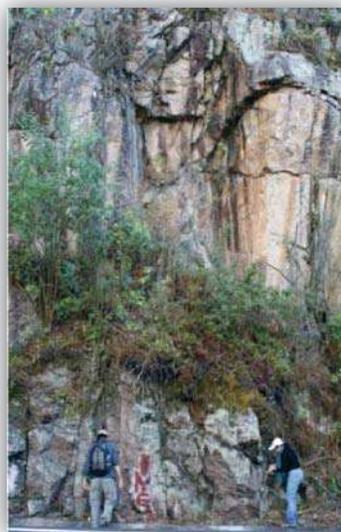


Figura 97. Fotografía de las ignimbritas de Garnica aflorando al SE del área de estudio, cerca del poblado de Cruz de Caminos, Michoacán (Macías *et al.*, 2009).

3.- Domos andesíticos, dacíticos y riolíticos (~ 16.83 Ma).

Se observó un domo andesítico, dos domos dacíticos, y un domo riolítico, todos muy alterados. Los domos dacíticos se encuentran al sur del poblado Cieneguillas (Fig.98) y al norte de Huajúmbaro (Fig.99), ambos al este del área de estudio, los cuales sobreyacen a las ignimbritas del CVG. Estos domos están conformados por lavas dacíticas de color gris claro con superficies de alteración color verde, de textura porfídica.

Las lavas andesíticas del domo El Cedral (Fig.98) son masivas de color gris con superficies de alteración color verde, de textura afanítica. Estas lavas también afloran cerca del Campo Volcánico Los Azufres, debajo de las ignimbritas de Los Azufres, y fueron fechadas con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 16.83 ± 0.28 Ma por Macías *et al.* (2009).



Figura 98. Fotografía tomada en Cieneguillas, al este del CVG, donde se observan las ignimbritas de Garnica, el domo dacítico “El Capulín” a la izquierda y el domo andesítico “El Cedral” a la derecha.



Figura 99. Domo dacítico al SE del CVG, cerca del poblado de Huajúmbaro. Este está sobreyacido por los sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno.

Sobreyaciendo al CVG, al sureste del área de estudio, se encuentra el Complejo Volcánico Pucato (Macías *et al.*, 2009). Así mismo, al norte y sureste del área de estudio, en las planicies del paleo-lago de

Cuitzeo, se depositaron los sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno (Fig.99). Sobre estos sedimentos se emplazó el Complejo Volcánico Los Azufres, así como varios conos de escoria pertenecientes al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Fig.100).

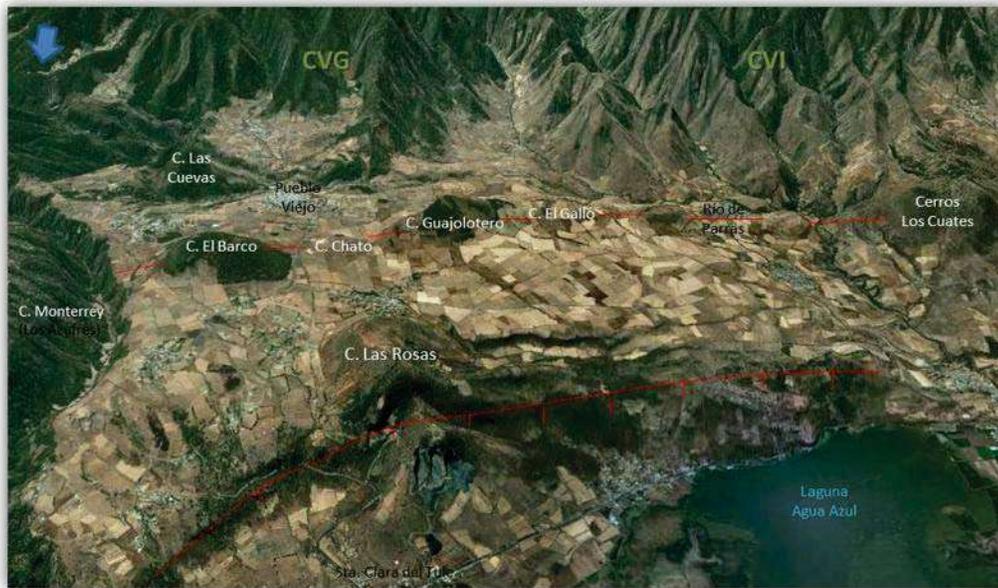


Figura 100. Imagen satelital de la porción norte del CVG, en donde se observan las mesas de basalto cortadas por fallas normales y el alineamiento de varios conos monogenéticos en dirección E-O.

En el perfil geológico NO-SE (Fig.101) se observa el horst de Mil Cumbres y algunas de las estructuras que conforman el CVG. Este complejo volcánico tuvo sus primeras fases de formación entre 23 y 18.3 Ma mediante la emisión de flujos de lava andesítica y domos andesíticos. Continuó hace 17.97 Ma con el emplazamiento de las ignimbritas y la formación de las estructuras de colapso. Posteriormente, hace 16.83 se emplazaron los domos andesíticos, dacíticos y riolíticos. Al norte (A) se aprecian las lavas basálticas y varios volcanes monogenéticos sobreyaciendo al CVG y cortados por fallas E-O.

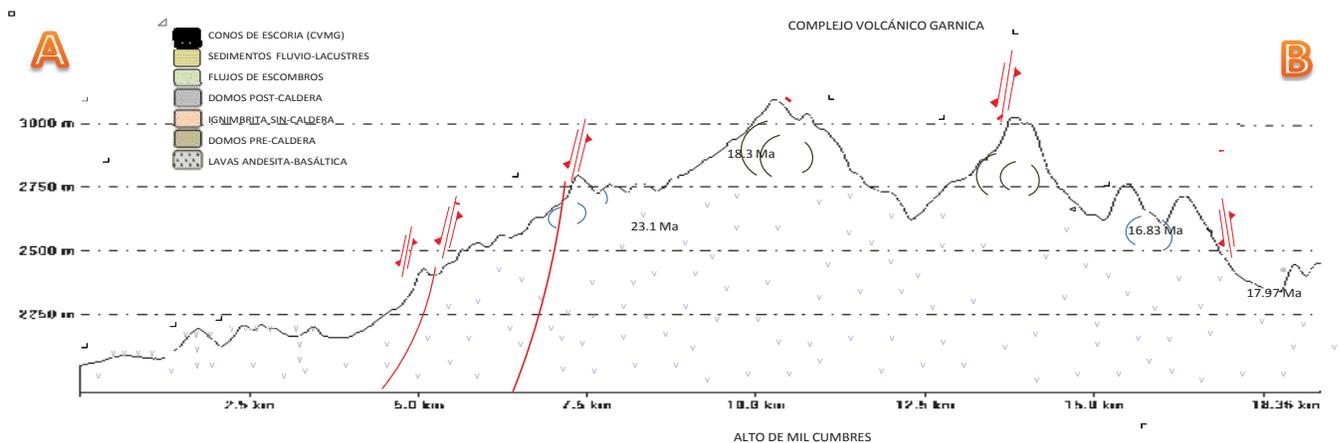


Figura 101. Perfil geológico del Complejo Volcánico Garnica (S-N).

5.3.- GEOQUÍMICA DE ROCAS

Se obtuvieron 37 análisis de elementos mayores y elementos traza de las muestras de la SMC; 14 muestras de la Caldera de Atécuaro, diez de la Caldera La Escalera, siete del Complejo Volcánico Indaparapeo y tres del Complejo Volcánico Garnica (Tablas 1, 2 y 3).

CALDERA DE ATÉCUARO														
MUESTRA	MC11-07	MC11-08	CO-04	CO-03	CO-02	CO-01	GB 19	GB 84	GB 20	GB 26	GB 49	GB 17	GB 47	GB 46
SiO ₂	54.2	79.1	77.5	79.5	76.2	75.5	76.4	80.1	76.3	79.8	84.8	84.4	79.0	72.8
TiO ₂	1.7	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3
Al ₂ O ₃	17.1	11.9	12.2	11.0	12.9	14.1	12.5	10.9	13.8	11.4	8.7	8.9	11.8	14.3
FeO	9.3	1.5	2.2	1.1	1.7	1.7	1.7	1.3	0.5	1.3	0.8	1.0	1.4	2.4
MnO	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	4.7	1.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.4	0.3	0.2	0.1	0.0	0.0	0.1	0.7
CaO	7.2	0.6	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.9	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	1.0
Na ₂ O	3.7	1.4	3.1	2.6	3.6	3.2	3.6	2.8	3.4	2.9	2.2	2.2	2.7	2.3
K ₂ O	1.4	4.0	3.8	4.8	4.5	4.4	4.4	3.5	5.0	3.8	2.8	2.8	4.4	6.0
P ₂ O ₅	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
% TOTAL	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Li	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Be	1.0	2.0	3.0	2.0	3.0	2.0	nm							
B	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
P	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Sc	21.7	3.7	nm											
Ti	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
V	169.0	14.0	34.0	8.0	16.0	20.0	nm							
Cr	127.0	< 0.5	6.7	5.8	-0.6	-0.4	nm							
Co	26.7	11.8	2.3	1.7	2.1	1.8	nm							
Ni	59.0	5.0	5.1	3.0	3.0	2.5	nm							
Cu	23.0	4.0	7.3	15.1	4.8	5.1	nm							
Zn	230.0	117.0	31.6	24.6	30.9	36.2	nm							
Ga	19.0	12.0	nm											
Rb	29.0	60.0	113.0	92.0	134.0	125.0	nm							
Sr	586.0	91.0	72.0	66.0	77.0	76.0	nm							
Y	24.0	17.0	26.0	10.0	19.0	17.0	nm							
Zr	230.0	117.0	210.0	97.0	134.0	146.0	nm							
Nb	15.4	6.2	nm											
Mo	4.0	< 2	-2.0	-2.0	-2.0	3.0	nm							
Sn	2.0	3.0	nm											
Sb	< 0.1	0.7	1.8	1.1	1.0	0.3	nm							
Cs	4.9	4.4	5.4	5.7	4.8	5.5	nm							
Ba	549.0	598.0	685.0	815.0	956.0	929.0	nm							
La	24.7	22.7	24.6	25.0	28.8	26.1	nm							
Hf	5.1	3.3	5.8	3.5	4.0	4.4	nm							
Ta	0.9	0.6	0.4	0.7	-0.3	0.6	nm							
W	< 1	30.0	2.0	-1.0	2.0	1.0	nm							
Tl	0.2	0.5	nm											
Pb	< 5	10.0	11.9	19.8	15.6	10.7	nm							
Ce	53.1	43.2	49.0	43.0	48.0	44.0	nm							
Pr	7.4	5.1	nm											
Nd	29.9	18.1	24.0	18.0	20.0	18.0	nm							
Sm	6.7	3.4	4.7	3.2	3.7	3.4	nm							
Eu	2.0	0.4	0.7	0.4	0.5	0.5	nm							
Gd	6.3	3.2	nm											
Tb	1.0	0.5	0.8	0.5	0.6	0.7	nm							
Dy	5.4	3.1	nm											
Ho	1.0	0.7	nm											
Er	2.8	2.0	nm											
Yb	2.7	2.3	3.1	1.1	2.3	1.9	nm							
Lu	0.4	0.4	0.5	0.2	0.4	0.3	nm							
Th	2.3	10.7	10.0	11.1	11.6	11.7	nm							
U	0.9	1.3	4.1	2.8	3.9	3.1	nm							

Tabla 1. Análisis químicos de roca total para las muestras de la Caldera de Atécuaro, realizados en ACTLABS, Canadá (anhídros y recalculados al 100%). Algunos datos fueron proporcionados por el Dr. Víctor Hugo Garduño y Ana Samano, sobre estudios realizados anteriormente.

CALDERA LA ESCALERA

MUESTRA	MC11-01a	MC11-01b	MC11-01c	MC11-01d	MC11-02b	MC11-03	MC11-04	MC11-05	MC11-06	MC11-07
SiO2	58.1	59.4	83.5	76.9	65.6	68.0	78.1	61.9	57.0	54.2
TiO2	0.8	0.9	0.1	0.1	0.5	0.6	0.1	0.8	1.1	1.7
Al2O3	16.9	18.2	9.1	13.6	16.9	15.2	11.2	17.3	16.8	17.1
FeO	6.0	5.4	1.6	1.1	4.2	5.2	1.7	5.0	7.2	9.3
MnO	0.2	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1
MgO	3.5	3.5	0.3	0.1	1.9	2.3	0.0	3.0	4.8	4.7
CaO	10.0	8.0	0.8	0.9	5.0	2.3	0.1	6.0	8.3	7.2
Na2O	3.5	3.8	1.0	4.6	4.3	2.6	2.5	4.4	3.2	3.7
K2O	0.8	0.6	3.2	2.7	1.3	3.6	6.4	1.3	1.1	1.4
P2O5	0.2	0.2	0.3	0.0	0.2	0.1	0.0	0.2	0.3	0.6
% TOTAL	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Li	16.8	11.7	34.3	4.4	9.5	23.9	19.7	11.4	17.9	nm
Ba	1.1	0.9	4.3	2.1	1.0	1.7	6.3	1.2	1.1	1.0
B	3.4	2.0	7.6	23.2	1.5	12.2	17.0	5.0	4.9	nm
P	0.2	0.2	0.3	0.0	0.2	0.1	0.0	0.2	0.3	nm
Sc	12.0	14.5	1.5	3.5	10.1	12.5	0.1	14.8	22.0	21.7
Ti	0.8	0.9	0.1	0.1	0.5	0.6	0.1	0.9	1.1	nm
V	103.1	129.8	18.8	2.9	60.8	63.4	12.2	108.8	171.7	169.0
Cr	64.9	90.3	46.9	32.1	42.7	122.1	85.6	97.3	268.9	127.0
Co	18.9	18.5	1.3	1.0	11.6	12.6	1.5	14.8	29.7	26.7
Ni	20.2	21.6	4.2	1.5	13.7	47.8	3.8	15.5	123.8	59.0
Cu	32.1	28.1	1.8	3.2	15.3	19.4	5.0	18.1	32.8	23.0
Zn	75.2	64.6	31.9	33.4	58.7	38.6	56.2	72.8	78.3	230.0
Ga	19.1	21.7	10.5	15.3	18.6	17.5	21.3	20.1	19.1	19.0
Rb	16.7	6.1	72.1	83.3	9.6	115.8	271.7	23.0	21.0	29.0
Sr	1099.3	1387.7	70.8	112.8	552.6	350.7	3.3	606.3	798.1	586.0
Y	14.2	12.9	32.0	12.8	9.3	10.2	75.4	16.6	19.4	24.0
Zr	46.6	109.7	70.8	51.4	103.1	84.3	394.5	142.8	140.5	230.0
Nb	4.2	3.7	6.2	5.7	3.4	7.2	34.0	5.8	5.2	15.4
Mo	0.9	1.2	1.3	1.6	0.3	1.3	2.7	1.2	1.0	4.0
Sn	0.5	0.6	1.1	1.4	0.4	1.8	7.5	0.8	0.7	2.0
Sb	0.1	0.0	0.8	0.3	0.1	0.5	0.4	0.1	0.1	<0.1
Cs	0.6	0.1	1.4	2.9	0.1	17.5	3.7	0.5	0.6	4.9
Ba	206.8	178.5	367.6	623.0	376.1	352.4	46.0	302.1	345.0	549.0
La	15.7	15.8	15.6	10.2	10.2	19.5	47.8	13.3	16.9	24.7
Hf	1.3	2.8	2.4	2.0	2.6	2.3	12.4	3.4	3.4	5.1
Ta	0.3	0.2	0.5	0.6	0.3	0.5	2.5	0.4	0.3	0.9
W	1.6	2.8	3.2	1.6	0.7	2.4	5.2	1.4	1.0	<1
Tl	0.0	0.0	0.4	0.9	0.1	1.1	1.9	0.1	0.1	0.2
Pb	3.2	2.5	12.8	11.6	6.8	12.8	27.0	4.6	4.0	<5
Ce	35.2	37.0	32.0	21.2	21.2	36.2	97.1	28.5	37.7	53.1
Pr	4.7	5.0	4.7	2.6	2.7	3.9	13.5	4.0	5.4	7.4
Nd	18.6	19.8	17.9	9.6	10.7	14.2	51.3	16.6	22.8	29.9
Sm	3.6	3.6	5.0	2.1	2.3	3.4	12.8	3.8	4.9	6.7
Eu	1.1	1.2	0.7	0.4	0.8	0.9	0.1	1.1	1.5	2.0
Gd	3.0	3.0	5.3	2.0	2.1	2.5	12.5	3.5	4.3	6.3
Tb	0.5	0.4	0.9	0.3	0.3	0.4	2.1	0.5	0.6	1.0
Dy	2.5	2.4	5.7	2.0	1.7	2.1	13.2	3.0	3.6	5.4
Ho	0.5	0.5	1.0	0.4	0.3	0.3	2.6	0.6	0.7	1.0
Er	1.3	1.3	2.8	1.1	0.9	1.0	7.6	1.6	1.9	2.8
Yb	1.2	1.1	2.3	1.2	0.8	0.8	7.6	1.4	1.7	2.7
Lu	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	1.1	0.2	0.3	0.4
Th	1.4	1.2	3.7	3.5	1.7	5.9	21.5	1.5	2.0	2.3
U	0.6	0.4	3.2	2.0	0.3	2.2	5.3	0.5	0.6	0.9

Tabla 2. Análisis químicos de roca total para las muestras de la Caldera de La Escalera, realizados en el LUGIS del Instituto de Geofísica de la UNAM (anhídros y recalculados al 100%). Los elementos traza se obtuvieron en el laboratorio ultralimpio de ICP-MS por la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu.

COMPLEJO VOLCÁNICO INDAPARAPEO

COMPLEJO VOLCÁNICO GARNICA

MUESTRA	MC11-10	MC11-11	MC11-13	MC11-14	MC11-15	MC11-15b	MC11-26	MC11-28	MC11-29	MC11-33	AZ-20	AZ-56	AZ-58
SiO ₂	61.9	60.3	61.1	53.5	59.4	55.6	63.3	62.2	55.9	55.2	54.5	52.4	60.3
TiO ₂	0.7	0.7	0.9	1.7	0.8	1.3	0.7	0.8	1.3	1.3	1.4	1.0	1.3
Al ₂ O ₃	16.6	18.3	17.7	19.2	18.2	18.2	15.7	16.8	18.2	18.1	16.7	16.0	17.8
FeO	5.9	5.3	5.6	8.5	6.1	8.0	6.1	5.6	8.0	8.2	8.3	5.8	6.7
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	3.9	4.0	3.6	4.8	4.1	4.3	5.2	3.2	4.1	4.5	5.6	4.0	2.9
CaO	5.6	6.5	6.5	7.3	6.3	7.0	3.9	5.5	6.9	7.1	8.3	3.6	5.1
Na ₂ O	3.2	3.6	3.5	3.6	3.4	3.7	2.2	3.3	3.7	3.6	3.3	3.7	3.5
K ₂ O	2.1	1.1	1.1	1.1	1.6	1.5	2.7	2.3	1.4	1.5	1.2	3.1	2.1
P ₂ O ₅	0.1	0.2	0.2	0.4	0.2	0.4	0.1	0.2	0.4	0.4	0.5	0.2	0.3
% TOTAL	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Li	9.9	11.0	11.3	10.6	13.6	12.0	43.4	18.7	10.2	13.7	nm	nm	nm
Be	1.3	1.1	1.7	1.6	1.3	1.6	1.2	1.6	1.7	1.1	nm	nm	nm
B	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
P	0.1	0.2	0.4	0.4	0.2	0.4	0.1	0.2	0.4	0.2	nm	nm	nm
Sc	16.1	13.9	18.8	19.5	15.9	19.2	15.2	13.6	18.8	13.3	nm	nm	nm
Ti	0.7	0.7	1.4	1.4	0.7	1.3	0.6	0.7	1.3	0.7	nm	nm	nm
V	126.4	127.7	142.8	147.8	114.4	142.7	115.2	111.2	141.1	146.6	211.0	119.0	143.7
Cr	91.4	67.7	71.8	77.4	61.2	73.0	122.2	60.1	75.6	54.2	137.0	88.1	122.8
Co	61.4	29.4	51.9	33.9	26.1	44.7	17.6	24.0	40.6	26.0	nm	nm	nm
Ni	25.9	48.6	43.4	46.3	23.7	39.4	42.2	24.0	44.4	34.3	nm	nm	nm
Cu	20.1	25.0	31.4	29.8	21.2	28.3	38.3	19.2	34.0	32.8	nm	nm	nm
Zn	67.2	56.3	82.8	87.5	65.9	82.0	64.3	64.0	84.5	67.6	74.0	96.0	71.0
Ga	18.5	20.6	20.1	21.3	19.4	20.1	17.2	18.8	20.1	21.3	nm	nm	nm
Rb	80.5	16.8	21.8	16.7	35.6	24.5	102.3	71.8	26.2	19.4	14.0	65.0	51.0
Sr	482.4	934.9	595.4	622.9	684.3	589.8	412.0	595.0	590.3	1339.1	727.0	504.0	407.0
Y	23.0	14.4	24.9	28.1	15.6	25.1	17.8	22.0	27.9	15.7	29.6	17.4	23.0
Zr	169.2	117.7	202.8	222.2	134.8	224.6	141.3	147.8	206.4	131.1	272.0	161.0	245.0
Nb	7.5	4.2	15.4	16.0	5.5	15.2	5.9	8.8	15.0	4.7	13.2	8.6	17.7
Mo	1.3	0.8	1.4	1.0	1.0	1.1	0.4	1.1	1.0	0.8	nm	nm	nm
Sn	1.8	0.7	1.2	1.3	0.8	1.3	1.4	1.6	1.2	0.8	nm	nm	nm
Sb	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.8	0.4	0.1	0.1	nm	nm	nm
Cs	4.4	0.3	0.5	0.4	0.7	0.7	7.6	3.0	0.7	0.4	nm	nm	nm
Ba	413.3	218.8	407.8	559.3	400.9	441.9	640.4	493.6	494.6	312.3	413.3	316.3	477.9
La	17.2	12.8	21.5	25.1	14.0	22.0	13.6	22.3	25.2	17.0	25.7	15.9	23.6
Hf	4.2	2.9	4.5	4.8	3.4	4.6	3.1	3.8	4.5	3.4	5.5	3.0	4.6
Ta	1.0	0.4	1.1	1.1	0.4	1.2	0.4	0.7	1.0	0.4	0.9	0.5	1.2
W	263.4	49.3	109.6	48.2	54.2	110.3	6.0	42.5	74.4	46.7	nm	nm	nm
Tl	0.4	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.8	0.3	0.1	0.1	nm	nm	nm
Pb	8.9	3.6	5.8	6.3	5.8	6.2	7.6	9.3	5.8	4.4	4.8	15.5	27.6
Ce	37.2	28.8	45.7	49.7	30.2	47.2	30.4	47.6	48.8	37.7	56.6	40.3	52.2
Pr	4.9	3.9	5.9	6.7	4.0	6.1	3.9	6.3	6.9	4.9	7.5	4.8	6.1
Nd	19.8	16.1	24.4	27.2	16.3	25.0	15.7	25.2	27.8	19.6	31.2	19.1	23.5
Sm	4.4	3.4	5.4	5.9	3.5	5.5	3.5	5.4	6.0	3.9	6.9	4.2	5.0
Eu	1.0	1.1	1.6	1.7	1.1	1.6	0.9	1.3	1.7	1.2	1.7	1.0	1.3
Gd	4.3	3.0	5.0	5.6	3.3	5.1	3.3	4.7	5.7	3.4	5.7	3.6	4.5
Tb	0.7	0.4	0.8	0.8	0.5	0.8	0.5	0.7	0.8	0.5	0.9	0.6	0.7
Dy	4.0	2.6	4.5	4.9	2.9	4.6	3.1	3.9	5.0	2.8	5.2	3.0	3.8
Ho	0.8	0.5	0.9	1.0	0.6	0.9	0.6	0.8	1.0	0.6	1.1	0.6	0.8
Er	2.2	1.4	2.4	2.7	1.6	2.5	1.7	2.1	2.7	1.5	2.9	1.7	2.2
Yb	2.2	1.3	2.3	2.5	1.5	2.3	1.7	1.9	2.5	1.4	2.8	1.7	2.2
Lu	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.4	0.2	0.3
Th	7.2	2.1	2.4	2.5	3.0	2.5	4.7	7.0	2.3	2.4	2.1	2.7	5.1
U	2.5	0.6	0.7	0.7	0.8	0.8	2.5	2.7	0.7	0.6	0.8	1.5	1.9

Tabla 3. Análisis químicos de roca total para las muestras del Complejo Volcánico Indaparapeo y el Complejo Volcánico Garnica; las muestras MC11-14, MC11-15b y MC11-33 pertenecen a los conos de escoria del CVMG. Los análisis del CVI fueron realizados en el LUGIS del instituto de Geofísica de la UNAM (anhídros y recalculados al 100%), los elementos traza se obtuvieron en el laboratorio ultralimpio de ICP-MS por la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu. Las muestras AZ-20, AZ-56 y AZ-58 (CVG) se analizaron en el Laboratorio de ICP-MS del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Estatal de Michigan, EUA por Arce *et al.* (2012).

Elementos Mayores

Las rocas de la SMC fueron clasificadas mediante el diagrama TAS (Total Alkalies vs. Silica; Le Bas *et al.*, 1986). Tenemos cuatro muestras de lava andesita-basáltica, con un rango de SiO₂ de 53 a 57 wt. %; diez muestras que caen en el campo de las andesitas, con un rango de SiO₂ de 58 a 63 wt. %; tres dacitas, de 63 a 66 wt. % de SiO₂; y 17 muestras de ignimbrita, con valores SiO₂ de 72 a 85 wt. %.

Todas las rocas pertenecen a la serie subcalina (Irvine y Baragar, 1971) con afinidad calcoalcalina y valores de K que varían de medio a alto (Gill, 1981). El diagrama FeO^T-MgO-Al₂O₃ indica que casi todas las rocas tienen carácter peraluminoso a metaluminoso (Fig.102).

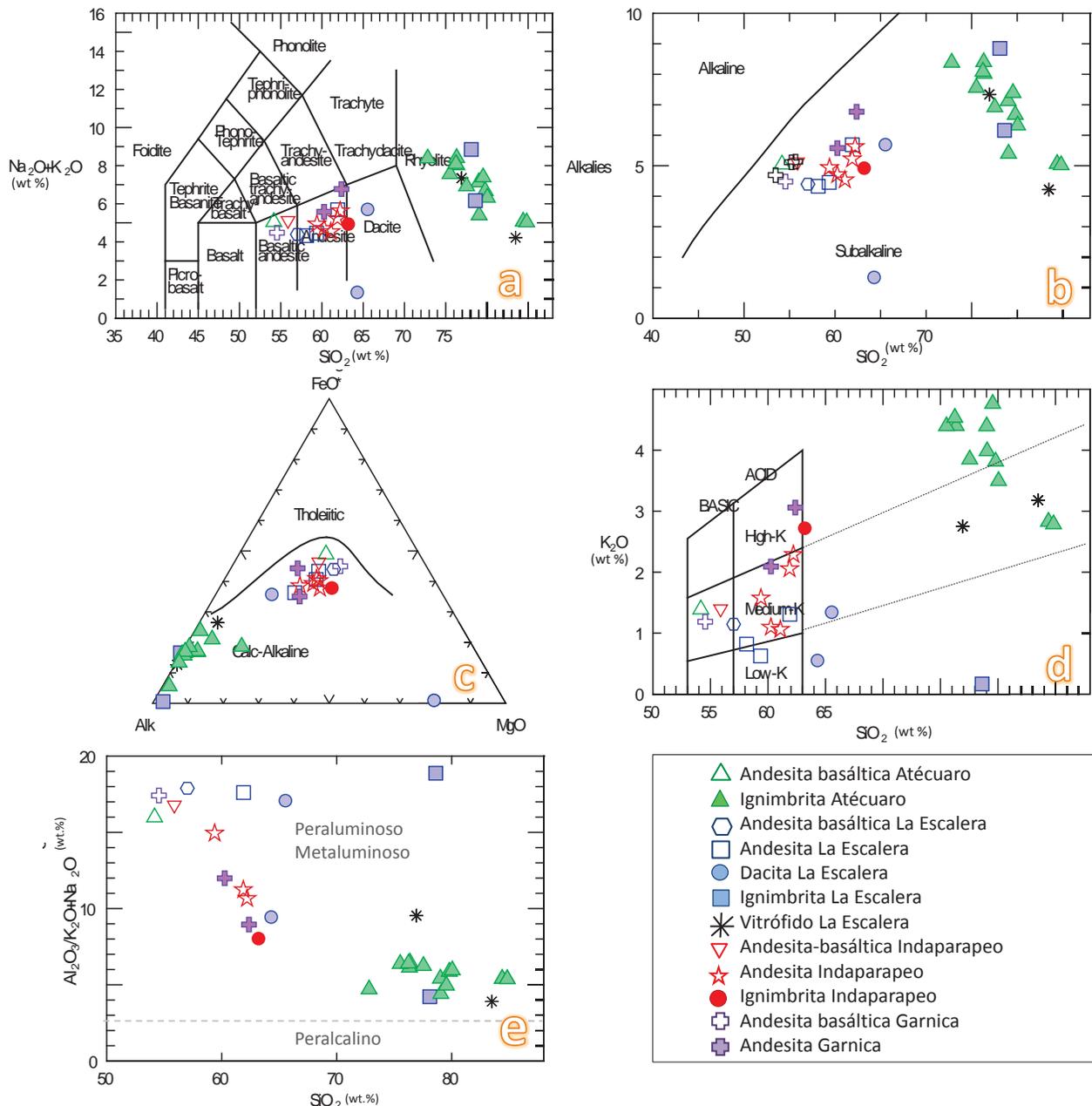


Figura 102. a) Diagrama de TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para distinguir entre los diferentes tipos de rocas.
b) Diagrama de Irvine y Baragar (1971) para distinguir entre las series alcalinas y subalcalinas.
c) Diagrama AFM (Álcalis-Fierro-Magnesio) (Irvine y Baragar, 1971) para discriminar entre las series toleíticas y calcoalcalinas, d) Diagrama binario de K contra la concentración de SiO₂ para conocer la concentración de potasio en las rocas. e) Diagrama FeOt-MgO-Al₂O₃ que discrimina entre el carácter peralcalino del peraluminoso.

Debido a que el SiO₂ es el óxido con mayor variación se utilizó como índice de diferenciación contra los demás óxidos en los diagramas tipo Harker (Fig.103).

Para las muestras de la SMC, el SiO₂ varía de 53.47 a 84.8 wt. %, el FeO de 0.5 a 9.3 wt. %, el Al₂O₃ de 8.7 a 19.15 wt. % y el K₂O de 0.6 a 6.3 wt. %.

En general, se puede observar una correlación negativa de TiO₂, Al₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O y P₂O₅ con respecto al incremento de SiO₂; mientras que K₂O presenta una correlación positiva.

Se tiene una distribución discontinua o bimodal en los diagramas de tipo Harker, ya que las concentraciones de SiO₂ se encuentran de 53 a 65 wt. % y de 72 a 84 wt. %, lo que indica la existencia de un gap composicional entre 65 y 72 wt. % (Fig.103).

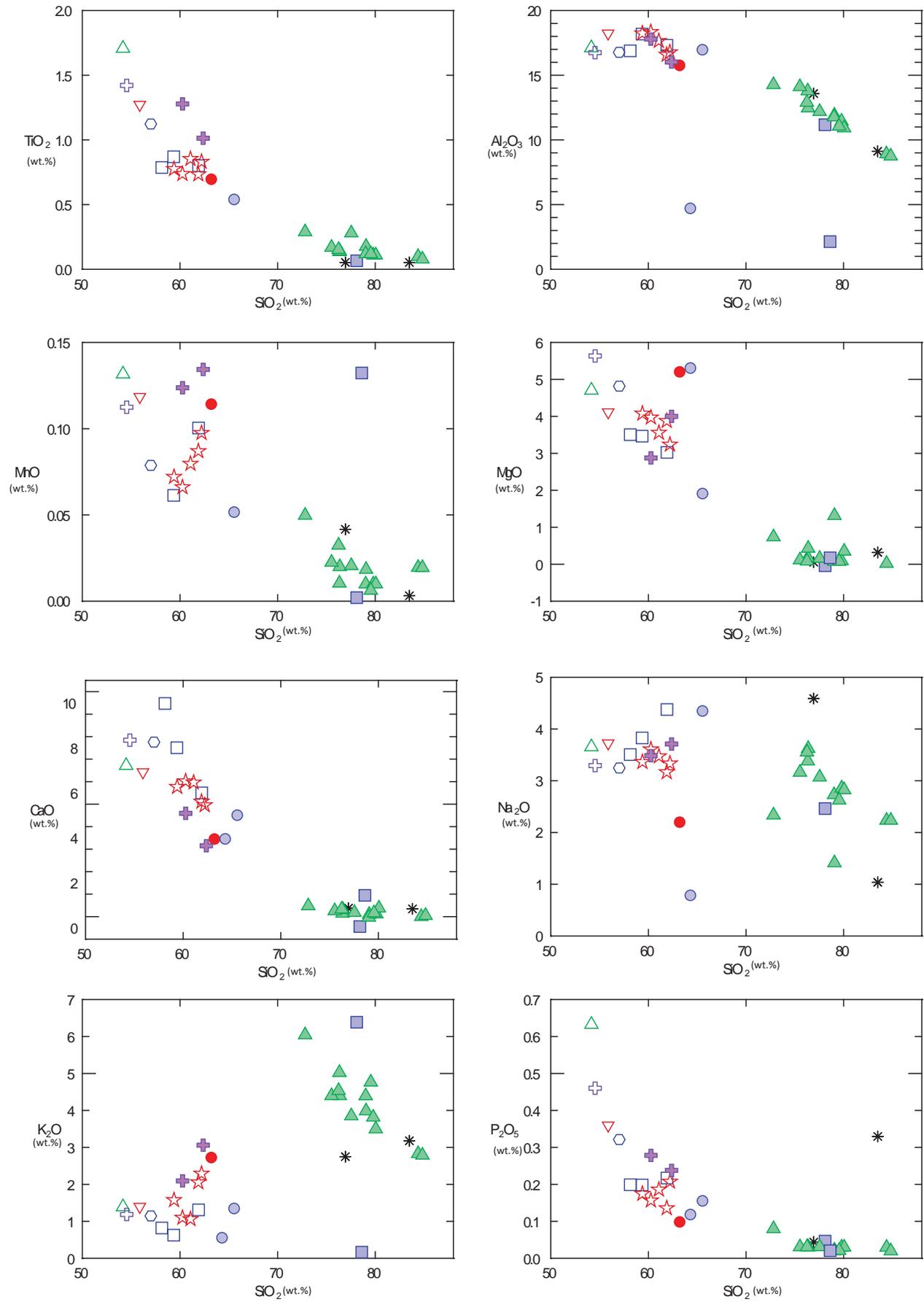


Figura 103. Diagramas binarios normalizados tipo Harker para la Sierra de Mil Cumbres, en los cuales se muestra una distribución bimodal. Ver leyenda en Fig.102.

Elementos Traza

Los elementos traza son aquellos que se encuentran en concentraciones menores al 0.1% en peso (1000 partes por millón) y por lo tanto son útiles para identificar procesos magmáticos. Las variaciones de los elementos traza son estudiadas mediante diagramas Harker y diagramas multielementos.

Los elementos traza presentan preferencias por una de las dos fases del magma, sólida o líquida. Cuando los elementos se concentran en la fase sólida se les llama elementos compatibles, mientras que aquéllos que se presentan en la fase líquida son llamados elementos incompatibles (Rollinson, 1993). Los elementos traza también pueden dividirse de acuerdo a la proporción existente entre la carga y el radio en elementos de bajo potencial iónico (LILE) o de alto potencial iónico (HFSE).

Los LILE (Large Ion Lithophile Elements) poseen un bajo potencial iónico. Son elementos de carga pequeña y radio grande, como los elementos alcalinos y alcalinos térreos. Algunos de estos elementos son altamente incompatibles (K, Rb, Cs, Sr, Ba) y otros son moderadamente incompatibles (Be, Li). (Rollinson, 1993). Las variaciones de los elementos móviles (LILE), tales como Cs, Ba, Sr y Rb, pueden ser evaluadas con respecto al contenido de SiO_2 .

La variación de Rb, Sr y Ba, con respecto al SiO_2 para las rocas de la SMC muestran una correlación positiva para Rb y Ba, y negativa para Sr con un intervalo de concentración para Rb de 6 a 271 ppm, para Sr de 3 a 1387 ppm y para Ba de 45 a 956 ppm, en un intervalo de SiO_2 de 53 a 85 wt. % (Fig.104).

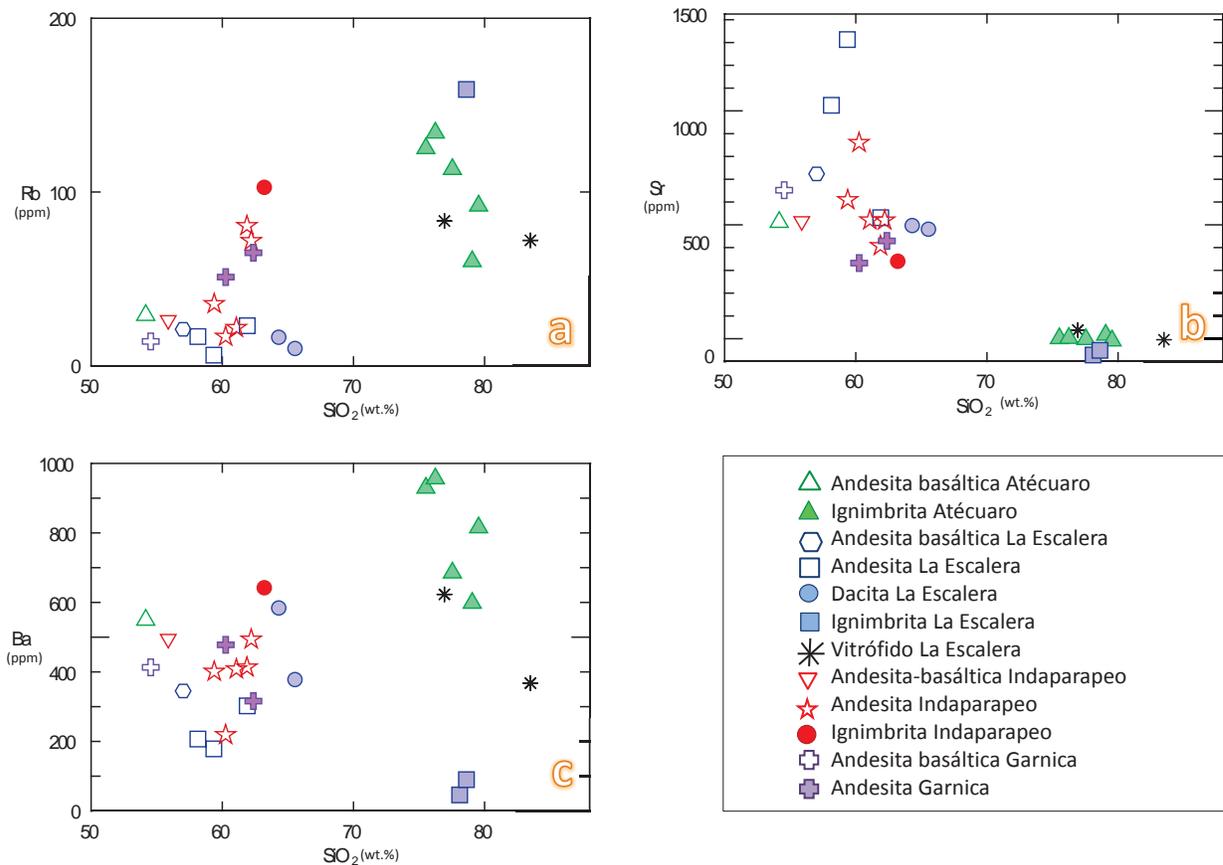


Figura 104. Diagramas binarios para los elementos LILE.

Los HFSE (High Field Strength Elements) son elementos de carga grande y radio pequeño, como el Zr, Hf (moderadamente incompatibles), Nb y Ta (altamente incompatibles). Son casi insolubles en fases fluidas (elementos compatibles), y por lo mismo son relativamente inmóviles durante la alteración. En este grupo también se encuentran los elementos de las Tierras Raras (Rollinson, 1993).

La variación de Th, Nb y Zr con respecto al SiO₂ para las rocas de la SMC (Fig.105) muestran una correlación positiva para Th y negativa para Zr con un intervalo para Th de 1.1 a 21 ppm, para Nb de 3 a 34 ppm y para Zr de 46 a 394 ppm, en un intervalo de SiO₂ de 53 a 85 wt. %.

La variación de Sc, P y Rb/Zr con respecto al SiO₂ y al Rb para las rocas de la SMC (Fig.106) muestran una correlación positiva para Rb/Zr y negativa para Sc y P con un intervalo para Sc de 0.1 a 22 ppm, para P de 0.03 a 0.4 ppm y para Rb/Zr de 0.05 a 1.6 ppm, en un intervalo de SiO₂ de 53 a 85 wt. % y de Rb de 6 a 272 ppm.

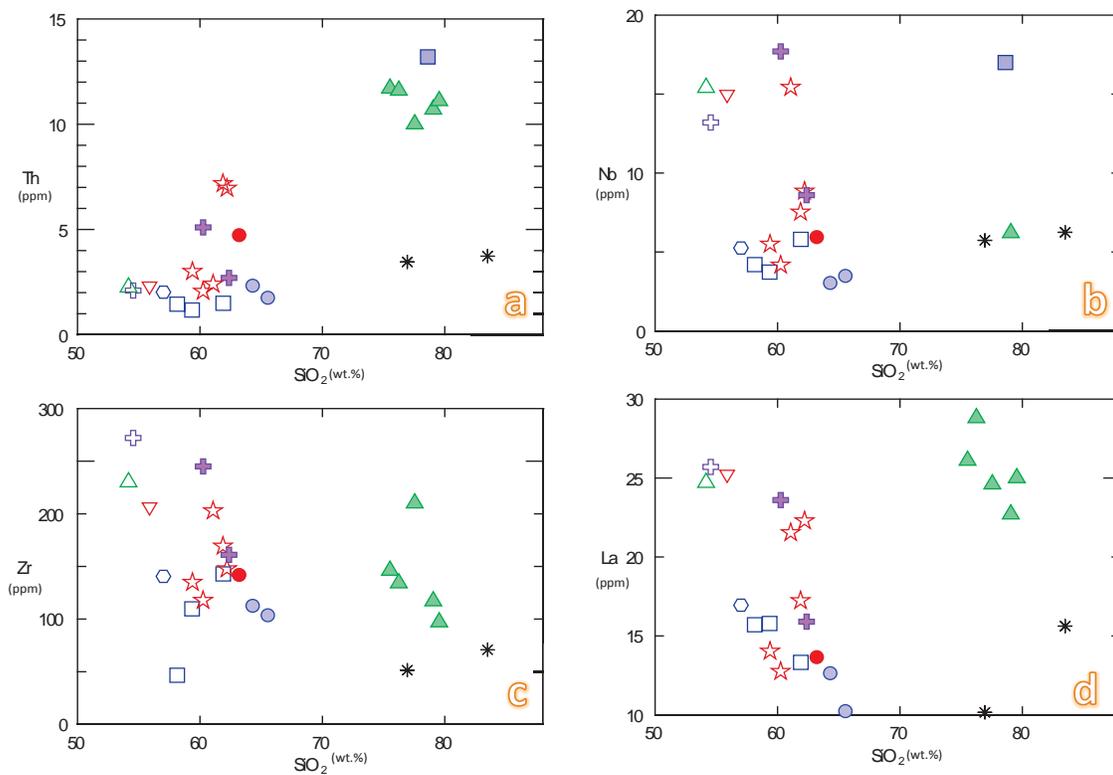


Figura 105. Diagramas binarios para algunos elementos HSE. Leyenda en figura 104.

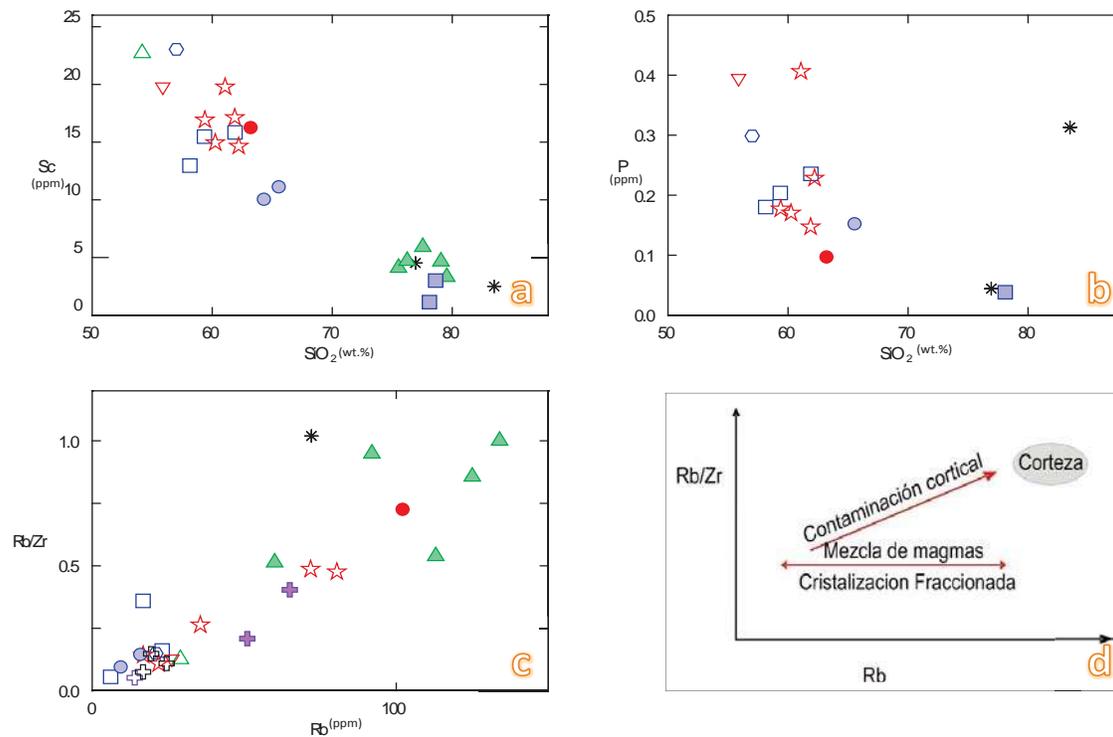


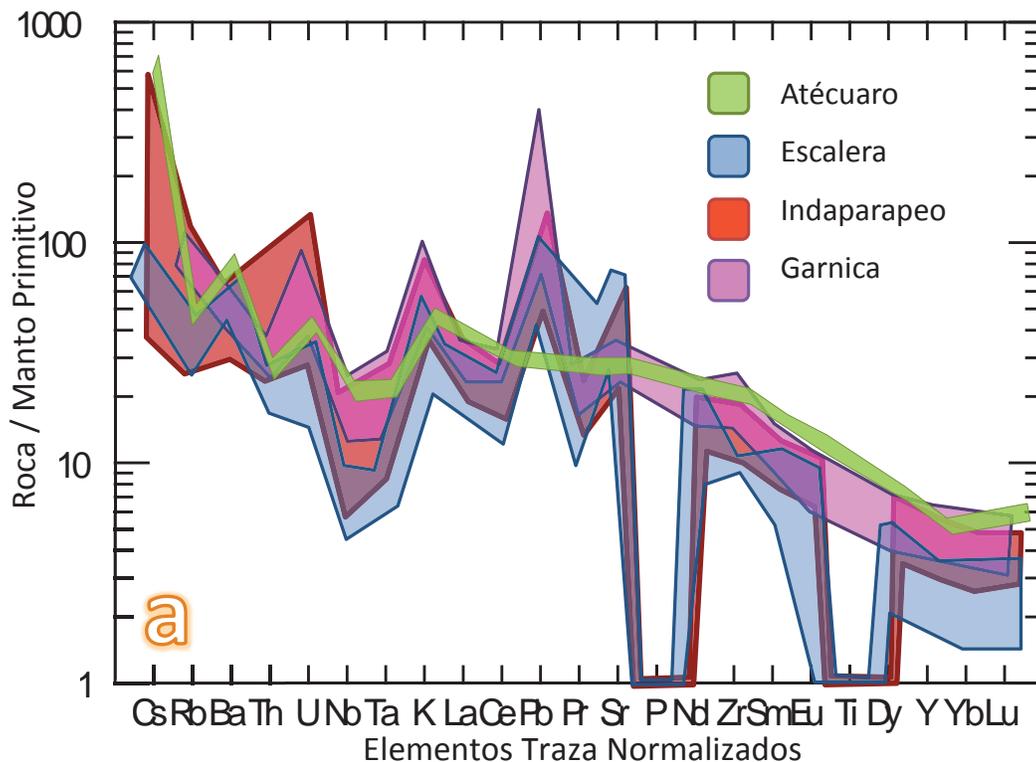
Figura 106. Diagramas de tipo Harker (binarios) para los elementos Sc y P, en los cuales se observa claramente una correlación negativa con respecto al contenido de SiO_2 (a y b); diagrama de variación con dos elementos altamente incompatibles entre sí: Rb/Zr vs. Rb, siendo Zr un elemento compatible y Rb un elemento incompatible, esta relación se toma por que ambos elementos presentan un coeficiente de partición muy parecido (<0.1) (Rollinson, 1993). En este diagrama se observa una ligera correlación positiva (c y d). Leyenda en figura 104.

En la figura 107 se normalizan los datos al considerar las concentraciones de elementos traza de un manto primitivo, no diferenciado (Sun y McDonough, 1989). Se observan picos positivos de K y Pb, mientras que Nb, P y Ti exhiben anomalías negativas.

Existen algunas diferencias y similitudes en la concentración de los elementos traza que nos permiten hacer comparaciones entre las estructuras de la SMC. Por ejemplo, las muestras de La Escalera e Indaparapeo son similares, con anomalías negativas de Nb-Ta, P y Ti, así como anomalías positivas de U, K y Pb. En cambio, las muestras de Atécuaro son más parecidas a las de Garnica, ya que no poseen las anomalías negativas de P y Ti, pero si muestran anomalías negativas de Th y Nb-Ta, con anomalías positivas de Ba, U y K, en el caso de Garnica también muestra una marcada anomalía positiva de Pb.

En cuanto a las ignimbritas, las muestras de Atécuaro muestran anomalías negativas de Ta y Sr, y positivas de K y Pb. En La Escalera se observan marcadas anomalías negativas de Ba, K, Sr y Eu, así como anomalías positivas de K y Pb. En las ignimbritas de Indaparapeo tenemos anomalías negativas de Sr-P y Eu-Ti; y anomalías positivas de Ba y Pb, coincidiendo con las concentraciones de las andesitas-basálticas del CVMG.

Las ignimbritas de Atécuaro y de La Escalera están más enriquecidas en elementos traza que las de Indaparapeo y Garnica. En cuanto al resto de las muestras (andesita-basáltica, andesita y dacita), las muestras de La Escalera están más empobrecidas en estos elementos que el resto de las estructuras.



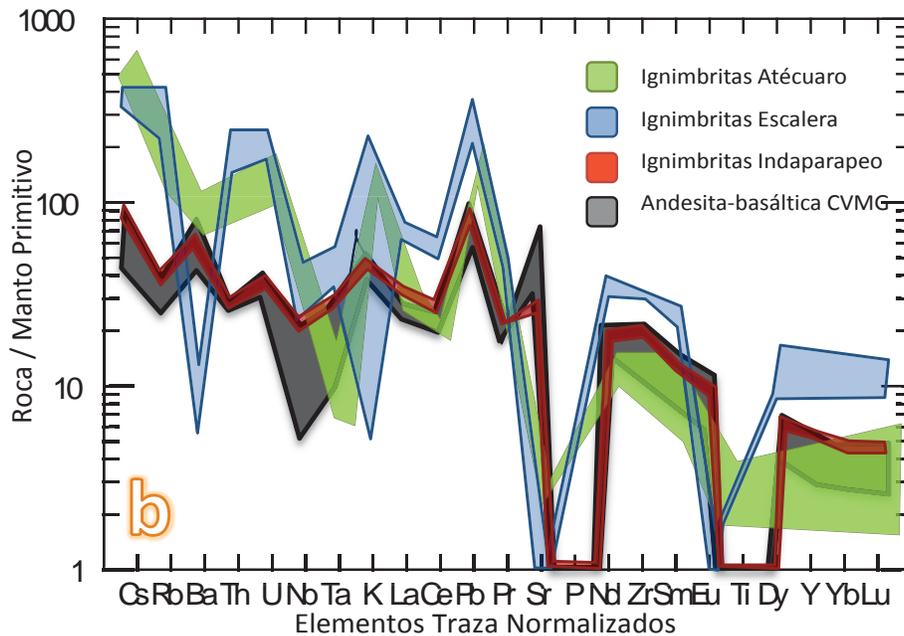


Figura 107. a) Diagrama multielementos normalizados al manto primitivo para las muestras de andesita-basáltica, andesita y dacita de Atécuaro, La Escalera, Indaparapeo y Garnica (Sun y McDonough, 1989). b) Diagrama multielementos normalizados al manto primitivo para las ignimbritas de Mil Cumbres y las andesitas-basálticas del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG).

Para las tierras raras (REE) se utilizó el diagrama multielementos, normalizado con valores de tierras raras de condrita de Nakamura, propuesto por Sun y McDonough en 1989. Las muestras de la SMC presentan un enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), lo que resulta en la formación de pendientes negativas y cocientes muy variables de La/Yb y La/Sm. También se observa una forma relativamente plana para las tierras raras pesadas, así como una anomalía negativa de Europio (Eu).

En cuanto a las rocas de Atécuaro, las ignimbritas sí muestran el pico negativo de Eu y un coeficiente La/Yb entre 9.9 y 14; en cambio, la andesita-basáltica no tiene la anomalía negativa de Eu y tiene un coeficiente La/Yb de 9.2.

La ignimbrita La Escalera está más enriquecida que el resto de las muestras, tanto en tierras raras ligeras como en tierras raras pesadas, mostrando una marcada anomalía negativa de Eu y un cociente La/Yb de 6.3 con una pendiente poco pronunciada. En cambio, las demás rocas de La Escalera no están tan enriquecidas y no poseen la anomalía negativa de Eu, con un cociente La/Yb entre 6.7 y 13.7.

Las rocas de los Complejos Volcánicos de Indaparapeo y Garnica, así como las rocas basálticas del CVMG, no muestran la anomalía negativa de Eu. La ignimbrita de Indaparapeo tiene un coeficiente La/Yb de 8.2 y las demás muestras del CVI, CVG y CVMG tienen un coeficiente La/Yb entre 9.5 y 11.8.

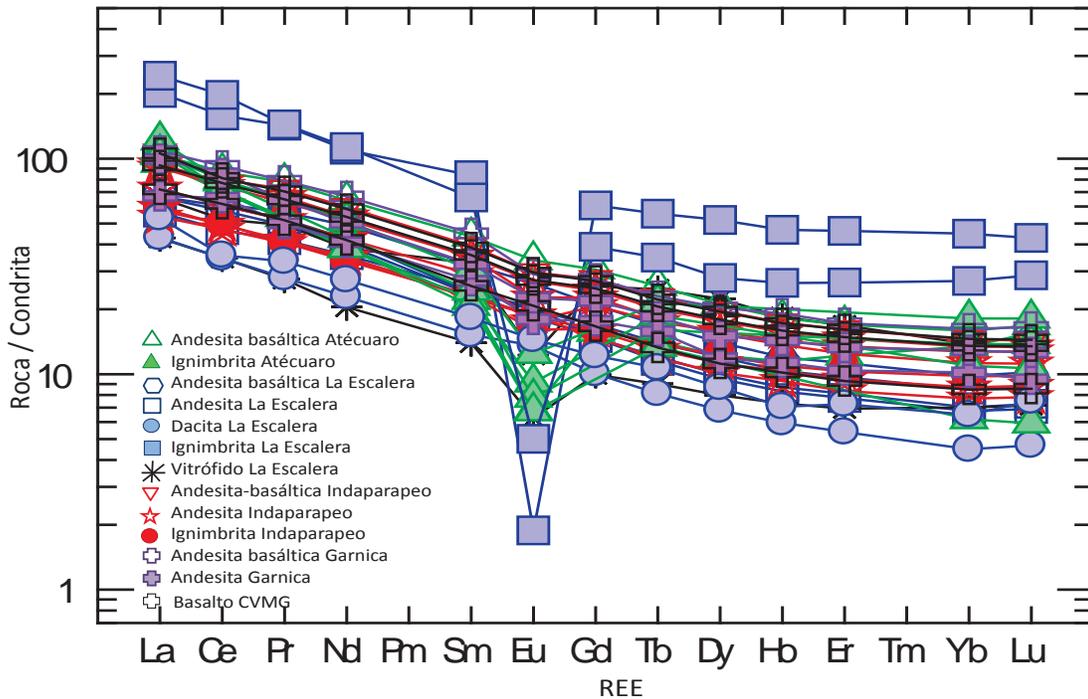


Figura 108. Diagrama multielementos (araña) de las tierras raras (REE) con valores normalizados a las condritas (Sun y McDonough, 1989).

Se hizo una comparación de la composición química entre algunas ignimbritas de la SMC con otras de la SMO (38-32 Ma, ignimbritas riolíticas de Vista y Gallego, en Bryan *et al.*, 2008) y del CVTM (Querétaro, Pathe: Ferrari *et al.*, 2000; 10 Ma, ignimbritas riolíticas del Volcán Zamorano, Qro.-Gto., Verma y Carraco-Núñez, 2003), donde se observa que todas muestran las anomalías negativas de Ba, Nb, Sr-P y de Eu-Ti, así como la anomalía positiva de K. En cambio, las ignimbritas de la SMC también tienen anomalía negativa de K, y las de la SMO no presentan la anomalía positiva de Pb.

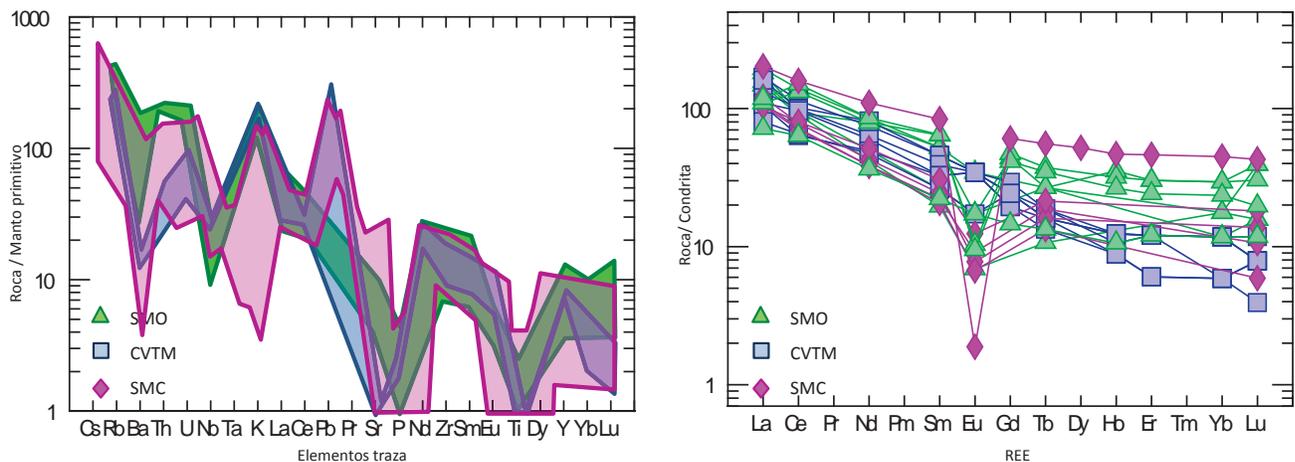


Figura 109. Diagramas comparativos entre las ignimbritas de la SMC, la SMO y el CVTM; a) diagrama multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) y b) diagrama de araña de las tierras raras con valores normalizados a las condritas (Sun y McDonough, 1989).

6.- DISCUSIÓN

6.1 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL – TECTÓNICA REGIONAL

La formación de las Calderas de Atécuaro y la Escalera, y de los Complejos Volcánicos de Indaparapeo y de Garnica conforman un arreglo morfo-estructural sobresaliente en el noreste de Michoacán. Así mismo, los procesos de erosión, sedimentación, tectónica y los sistemas de fallas regionales han jugado un papel relevante en la morfología del paisaje y la hidrología, ya que a través del tiempo, estos rasgos han modificado y labrado la configuración actual de la Sierra de Mil Cumbres y de la cuenca del lago de Cuitzeo.

La Sierra de Mil Cumbres se emplazó en una zona tectónicamente compleja, donde existe continuamente un esfuerzo compresivo debido a la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana (Demant, 1978). También se encuentra bajo un régimen extensional asociado al incremento en el ángulo de subducción (Lenhardt *et al.*, 2010). En las rocas del Plioceno-Mioceno y en los mecanismos focales actuales se registra una deformación transtensiva de componente izquierda (Mennella, 2011), que posiblemente sea el resultado de la orientación oblicua del arco volcánico con respecto a la Trincheras de Acapulco (TA) (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Los sistemas de fallas más importantes que afectan a la SMC son los de Taxco-San Miguel Allende NNO-SSE, que dentro de la zona de estudio es claramente visible con la falla Tzitzio-Valle de Santiago con dirección NNO-SSE y que conformaría la frontera SO de la placa de Norteamérica (Fig.110) (Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

Durante el Eoceno-Oligoceno la extensión se orientó en dirección NE-SO en el NO de México, asociada a la provincia Basin&Range en la SMO (Aranda-Gómez *et al.*, 2000). Posteriormente, en el Mioceno el arco giró y la extensión migró hacia el SE, provocando que la SMC se estableciera en dirección NE-SO. Se encontraron varios diques andesíticos y vitrificados con dirección NE-SO que cortan a los depósitos volcánicos de Mil Cumbres, los cuales nos indican una fase distensiva con dirección NO-SE. En su momento, la falla regional de Tzitzio-Valle de Santiago, con dirección NNO-SSE, fue de suma importancia para el emplazamiento y orientación de la SMC y del CVTM. El dique máfico de Tuzantla también es una estructura muy importante, está ubicado 50 km al SE de la SMC, tiene una longitud mayor a 20 km y un espesor de más de 10m, con dirección NE-SO; fue fechado con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total en 30.0 ± 0.6 Ma (TUZ-02; tabla A2), edad que nos podría indicar el inicio del régimen extensional en esta región y que podría ser el proto-CVTM.

La SMC se encuentra en un contexto de fallamiento normal que va de NE-SO a ENE-OSO o E-O, que forma un gran alto estructural y es el parte-aguas de dos grandes cuencas hidrográficas, la del Lerma y la del

Balsas. En este alto estructural se desarrollaron varios complejos volcánicos que son los responsables del vulcanismo con tendencias acidas de la SMC. No obstante en su parte intermedia la atraviesa la estructura de Tzitzio-Valle de Santiago de dirección NNO-SSE y que podría ser parte del sistema Taxco-Querétaro y responsable ambas del hiatus espacial del vulcanismo y de la migración de este hacia el SE.

Las fallas normales E-O son las más jóvenes, ya que estas cortan a las fallas NE-SO, a las mesas de ignimbrita, a los volcanes monogenéticos y flujos de lava basáltica ubicados al norte del área de estudio. La gran mayoría de estos volcanes son conos de escoria alineados en dirección E-O, con edades menores a 1 Ma (Hasenaka and Carmichael, 1985b), paralelos al sistema de fallas Morelia-Acambay, indicando una estrecha relación entre su emplazamiento y la reactivación de las fallas E-O. Estos se pueden interpretar como el resultado de la tectónica extensional que dio origen al graben de Cuitzeo con dirección E-O.

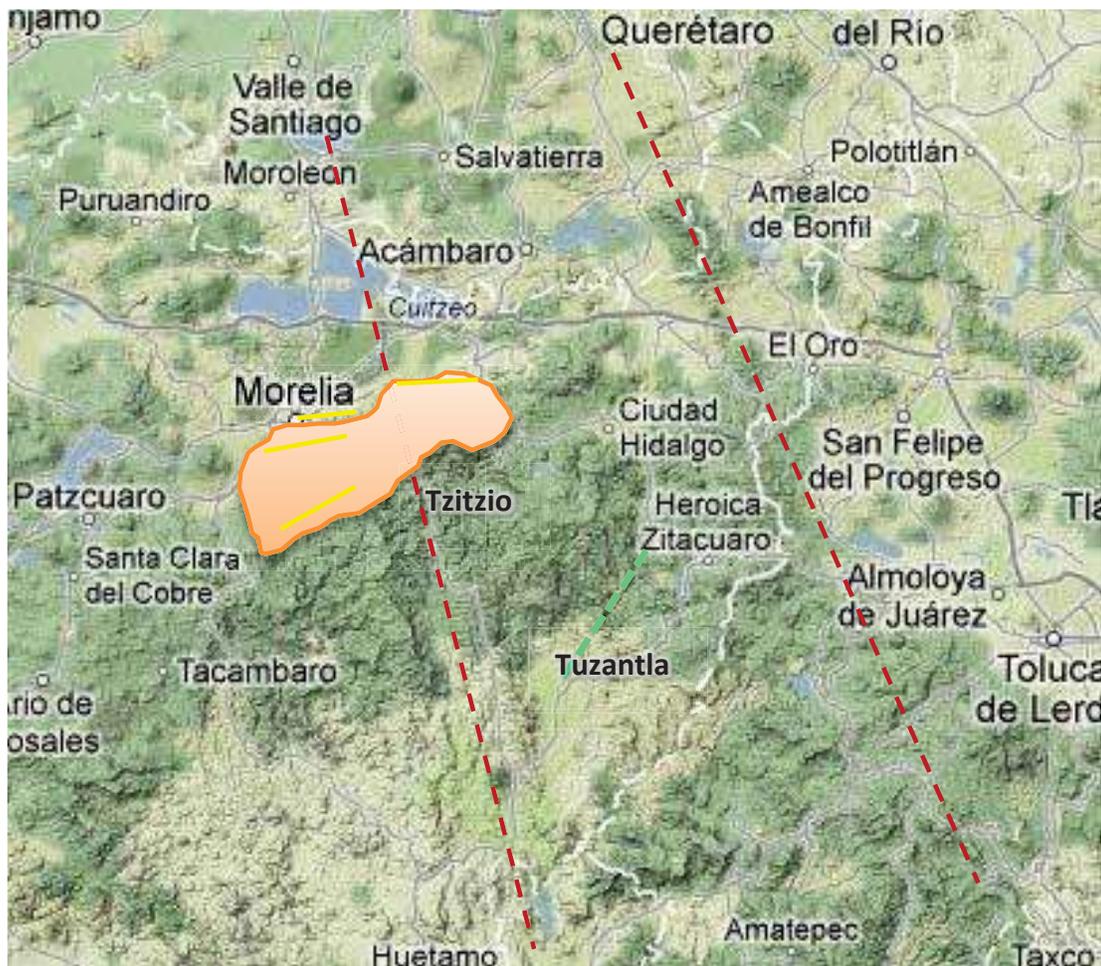
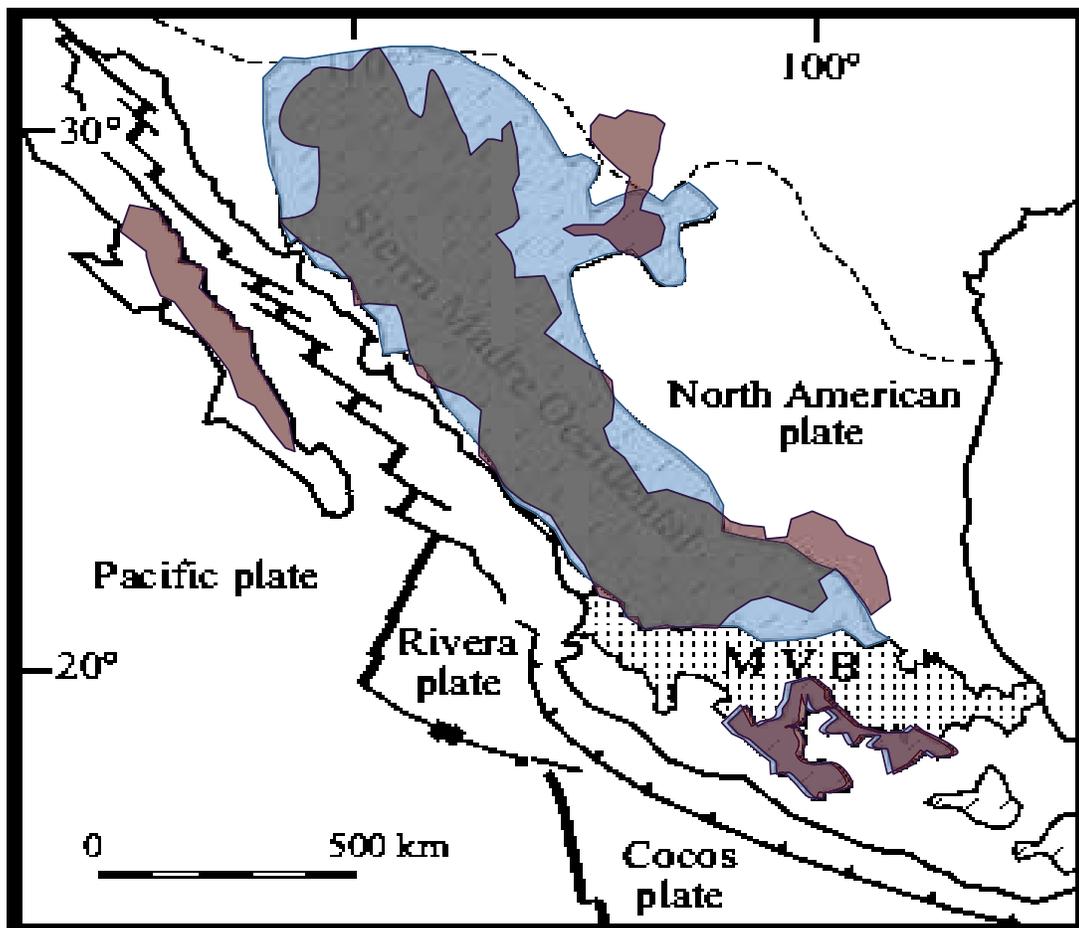


Figura 110. Representación de los principales sistemas de fallas que afectan a la SMC (contorno naranja); entre ellos la falla de Tzitzio-Valle de Santiago y Taxco-Querétaro de dirección NNO-SSE (líneas punteadas color rojo), el dique máfico de Tuzantla de dirección NE-SO (línea punteada azul) y las fallas normales ENE-OSO o E-O (líneas amarillas).

6.2 DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LA SIERRA DE MIL CUMBRES.

La actividad silícica de la Sierra Madre Occidental se puede dividir en dos etapas: la primera, entre 28 y 32 Ma (Oligoceno tardío), consistió en la extensión de la corteza continental asociada a un incremento en la tasa de divergencia y a la segmentación de la placa Farallón para formar la micro-placa de Guadalupe, así como al comienzo de la subducción de esta nueva placa oceánica (Basin&Range en México; Henry y Aranda-Gómez, 1992). La segunda etapa corresponde a otro periodo de extensión, entre 24 y 20 Ma (Mioceno temprano), donde el segmento sur de la placa Farallón se desprendió para formar la micro-placa Magdalena (Mammerickx y Kiltgord, 1982). En este periodo ocurrió el emplazamiento de lavas andesitas-basálticas tipo SCORBA (Cameron *et al.*, 1989), asociadas a la extensión intraplaca debido a un aumento en el ángulo de subducción (slab-rollback) de la placa Farallón por debajo de la Norteamericana (Aranda-Gómez *et al.*, 2000); además, se emplazaron grandes volúmenes de ignimbritas de composición intermedia a ácida, con una firma geoquímica calcoalcalina, y con concentraciones de intermedias a altas de K y un enriquecimiento relativamente bajo en Fe (Ferrari *et al.*, 2005).



■ Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 1999.

■ Ferrari *et al.*, 2002; Aguirre-Díaz y Labarthe-Henández, 2003; Bryan *et al.*, 2008.

Figura 111. Distribución espacial de la SMO y el CVTM según Nieto-Samaniego *et al.*, 1999 y Ferrari *et al.*, 1999. La SMO cubre un área mayor a los 700 000 km², desde la frontera norte de México con Estados Unidos, entre los estados de Sonora y Chihuahua, gran parte de Baja California, la parte occidental del país y algunas zonas en el centro-sur del país (Ferrari *et al.*, 2002; Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Bryan *et al.*, 2008). El CVTM presenta una orientación general E-O en el centro del país; mide entre 20 y 150 km de ancho y 1000 km de longitud (Gómez-Tuena, 2005).

Gómez-Tuena *et al.* (2005) reportan un hiatus de actividad volcánica en el norte de Michoacán en el Mioceno temprano-medio. Luego se reporta otra etapa de extensión de la corteza continental (NO-SE), hace aproximadamente 15 Ma, la cual provocó nuevamente el rompimiento de la parte restante de la placa Farallón, dando lugar a la formación de las placas Rivera y Cocos. En el mismo periodo se formó el proto-golfo de California y el arco volcánico de la SMO giró gradualmente en dirección anti-horaria (de NO-SE a E-O), estableciéndose el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) en una zona de debilidad cortical en el centro del país, sobreyaciendo a la SMO (Fig.111) (Aranda-Gómez *et al.*, 2000 y Lenhardt *et al.*, 2010).

Se cree que la transición entre el magmatismo riolítico de la SMO y el andesítico del CVTM ocurrió entre los 23 y 15 Ma, a partir de la rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj de la SMO en el Mioceno temprano (Ferrari *et al.*, 1999); sin embargo todavía no existe un consenso común, algunos autores han propuesto que la actividad volcánica asociada al CVTM comenzó en el Oligoceno (Mooser, 1972), otros proponen edades del Mioceno al Plioceno (Venegas *et al.*, 1985; Nixon *et al.*, 1987), o hasta del Plio-Cuaternario (Demant *et al.*, 1982). La edad más aceptada es de ~15 Ma, en el Mioceno medio (Ferrari *et al.*, 1991).

Las últimas estructuras volcánicas que se consideran como parte de la SMO son la caldera de Tilzapotla (37-34 Ma; Morán-Zenteno *et al.*, 2004), la formación Tepoztlán (22.8-18.8 Ma; Lenhardt *et al.*, 2010) y la formación Tenancingo-Malinalco (19.5-16 Ma, Ferrari *et al.*, 2003; 21 Ma, García-Palomo *et al.*, 2000). Las primeras estructuras consideradas como parte del CVTM son la Sierra de Angangueo (18-16 Ma; Lenhardt *et al.*, 2010), Sierra de Guadalupe (15-13 Ma) y Complejo Volcánico de Zitácuaro (15-12 Ma; Capra *et al.*, 1997). Todas estas estructuras tienen una orientación NE-SO con una aparente migración hacia el SO y disposición en “echelon”, cortadas por saltos estructurales debidos a los sistemas de fallas regionales NO-SE (Fig.111 y 112).

La SMC constituye una formación volcánica clave para argumentar la ausencia del hiatus de actividad volcánica en el Mioceno temprano-medio; además nos ayuda a definir la evolución del centro de nuestro país mediante el estudio de la transición entre la SMO y el CVTM. La orientación NE-SO de la SMC así como el emplazamiento de las lavas andesitas-basálticas entre 23 y 19.5 Ma, las cuales tienen las mismas características de las lavas tipo SCORBA de la SMO, favorecen la hipótesis que se formó a partir de la

extensión NO-SE, contemporáneamente al último periodo de actividad silícica de la SMO y al desprendimiento de la placa Magdalena de la placa Farallón.

Debido a las edades que se conocen hasta ahora, podemos decir que la SMC pertenece al último periodo de actividad de la SMO, relativo al inicio de la rotación anti-horaria de la SMO. Se estableció en la porción sur de esta, en un alto estructural, con dirección NE-SO, bajo un régimen de extensión NO-SE.

La SMO fue afectada por un campo de esfuerzos NE-SO que es responsable de la formación de toda la provincia de Cuencas y Sierras (Basin&Range) que domina el paisaje del altiplano y de la SMO. Hacia el sur y durante el Mioceno el campo de esfuerzos parece estar actuando con una dirección NO-SE, que ayuda al emplazamiento de los grandes diques y estructuras NE-SO y que son las que se conservan en el Mioceno-Plioceno y configuran el CVTM. Este campo de esfuerzos permanece actualmente y es responsable de la reactivación de las fallas NNO-SSE del sistema Taxco-Querretaro.



Figura 112. Imagen satelital de la República Mexicana, donde se muestra la distribución de las principales provincias fisiográficas, así como las placas tectónicas que influyen sobre la orografía de esta. Las flechas rojas indican la extensión NE-SO y las flechas azules la extensión NO-SE. En color amarillo se señalan algunas estructuras volcánicas de la porción central del CVTM y en verde las estructuras volcánicas que marcaron la transición entre la SMO y el CVTM, entre ellas la SMC.

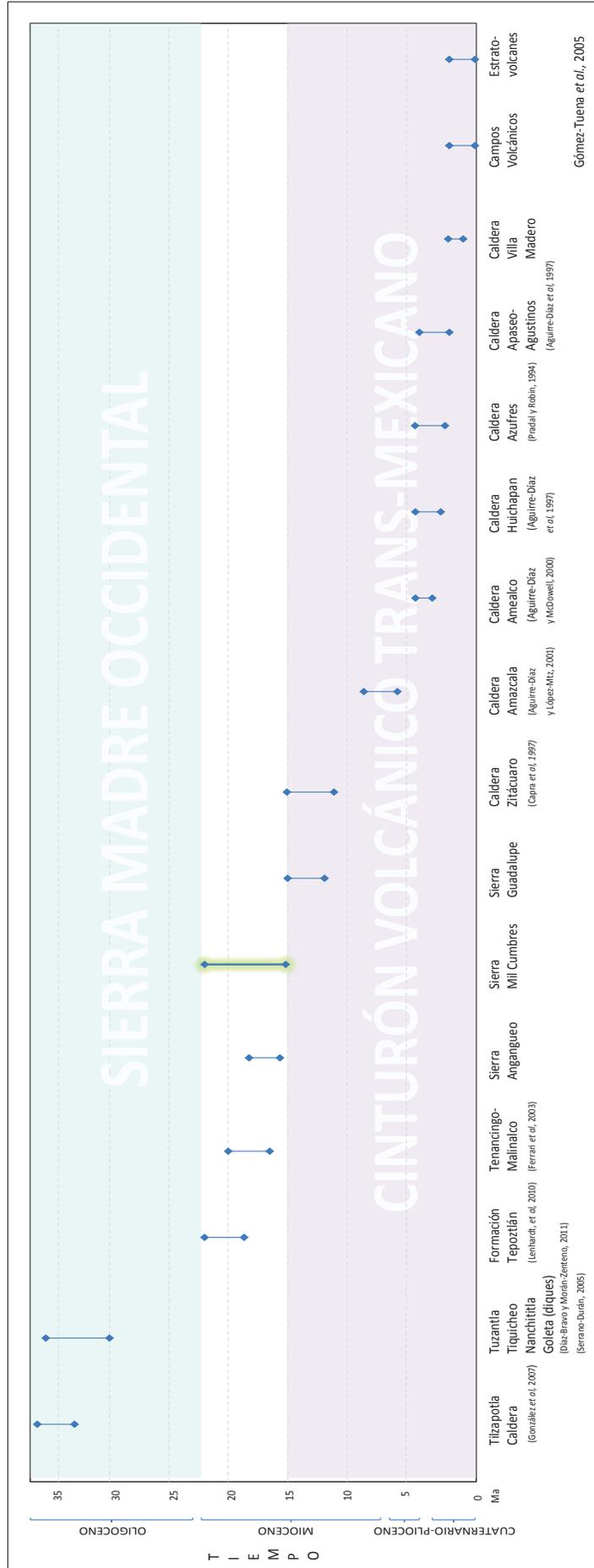


Figura 113. Recopilación de las edades de algunas estructuras volcánicas representativas para la SMO y el CVTM. Cabe resaltar las edades de la SMC, las cuales van de 23 a 15 Ma y se encuentran en la transición entre la SMO y el CVTM.

6.3 EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DE LA SIERRA DE MIL CUMBRES

6.3.1 INTERPRETACIÓN PETROGRÁFICA

Las características más sobresalientes en el análisis petrográfico son la presencia de cristales que están en desequilibrio, reabsorción, reemplazamiento y coronas de reacción, los cuales podrían representar procesos de desequilibrio entre los fenocristales y el magma, así como diferentes procesos de evolución magmática (Cox *et al.*, 1979). Uno de los minerales de mayor uso en el análisis de sus texturas y su relación con los procesos magmáticos es la plagioclasa. La plagioclasa es muy sensible a cambios de temperatura y presión, siendo la temperatura el mayor factor de desequilibrio. Los rasgos de desequilibrio más comunes en la plagioclasa son los núcleos en parches, zoneamiento composicional y texturas tipo tamiz (Tsuchiyama, 1985; Couch *et al.*, 2003).

Las lavas andesíticas de Atécuaro, las ignimbritas de La Escalera y las andesitas-basálticas de Indaparapeo tienen plagioclasas con texturas tipo tamiz, indicando un aumento de la temperatura o desequilibrio en el magma. También se observaron plagioclasas zonadas en las secciones delgadas de lava andesítica de Atécuaro, La Escalera e Indaparapeo debido, probablemente, a cambios de presión o de composición. Los cristales de plagioclasa con coronas de reacción de clinopiroxeno, encontrados en algunas muestras de la Caldera La Escalera y en la Estructura Volcánica Indaparapeo, sugieren que hubo una mezcla de magmas o asimilación cortical (Turner and Campbell, 1986; Andrews *et al.*, 2008).

El desequilibrio en anfíboles también es un potente indicador de los procesos a los cuales el magma fue sometido. Los bordes de reacción en anfíboles pueden indicar eventos de lenta descompresión donde el anfíbol sale lentamente de su campo de estabilidad (característico del emplazamiento de domos y extrusión de lavas), o también puede indicar eventos de calentamiento y/o mezcla con un magma no saturado en agua (Rutherford y Hill, 1993). En las muestras de la SMC, hay anfíboles en los domos dacíticos de La Escalera y en algunas rocas pertenecientes a los domos andesíticos de Indaparapeo, donde se observaron clinopiroxenos con bordes de reacción de anfíboles.

Comparando las características petrográficas de los complejos volcánicos de la SMC podemos observar variaciones clave para distinguirlas. Todas las lavas andesítico-basálticas tienen cristales de plagioclasa, piroxeno y olivino, en Atécuaro, a diferencia de La Escalera y de Indaparapeo, tienen ortopiroxeno; a las de La Escalera las caracteriza la presencia de olivino iddingsitizado, cristales de clinopiroxeno y su textura traquítica; las de Indaparapeo son escasas en fenocristales, presentando microlitos de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. En cuanto a las ignimbritas, todas presentan fiammes, feldespato potásico, cuarzo plagioclasa y biotita; las de Atécuaro e Indaparapeo tienen muy pocos líticos a

comparación de las de La Escalera, las cuales tienen líticas andesíticas y dacíticas y su estratificación es más evidente; las de Indaparapeo contienen mayor cantidad de cristales de hornblenda.

6.3.2 INTERPRETACIÓN GEOQUÍMICA

Las muestras de Mil Cumbres corresponden a la serie subcalina (Fig.102), las cuales pueden ser divididas en calcoalcalinas o toleíticas dependiendo del grado de enriquecimiento en FeO durante la evolución magmática. Según Osborn (1962) y Miyashiro (1974), el empobrecimiento de FeO total está ligado al fuerte fraccionamiento de magnetita que ocurre en ambientes muy oxidados (elevada fugacidad del oxígeno), posiblemente por acción de fluidos acuosos silicatados provenientes de la placa subducida. En el diagrama ternario AFM (Álcalis-hierro-magnesio; Irvine y Baragar, 1971), las ignimbritas de Atécuaro y La Escalera se ubican en la parte inferior izquierda del triángulo, representando un enriquecimiento en álcalis, el cual denota su carácter calcoalcalino típico de arcos continentales (Demant, 1978; Aguilar-Vargas *et al.*, 1987).

Las rocas de Mil Cumbres se pueden relacionar a ambientes de subducción, ya que están asociadas a las anomalías negativas de Nb y Ta (los cuales son elementos insolubles que no participan en el proceso de fusión parcial de la cuña del manto, Hawkesworth *et al.*, 1977; Gill, 1981), a la anomalía positiva de Pb (el cual es incorporado durante la subducción de los sedimentos, Hemming and McLennan, 2001) y a valores altos de los LILE con respecto a los HSFE (Fig.108) debido a la presencia de fluidos derivados de la placa subducida durante los procesos de fusión parcial o de contaminación cortical (Wilson, 1989; Pearce, 1982).

Los patrones típicos de subducción pueden ser afectados por diversos procesos magmáticos de cristalización fraccionada, fusión parcial, contaminación cortical o mezcla de magmas (Rollinson, 1993). Los diagramas Harker y multielementos pueden parcialmente ayudar a identificar estos procesos magmáticos. Por ejemplo, el empobrecimiento de MgO respecto al SiO₂ en los magmas de Mil Cumbres podría indicar la evolución del magma por cristalización fraccionada. La figura 106 sugiere que hubo cristalización fraccionada en los magmas que generaron la SMC, ya que se observa una correlación negativa para Sc y para P respecto al incremento de SiO₂, indicando el fraccionamiento de clinopiroxeno y de apatito respectivamente. A pesar de que se puede sugerir que ocurrió cristalización fraccionada en Atécuaro, La Escalera, Indaparapeo y Garnica, el comportamiento horizontal del K, Ca y Mg respecto a SiO₂ en las ignimbritas de Atécuaro y La Escalera nos hace pensar que también estuvo involucrado otro proceso magmático (Fig.103), lamentablemente son muy pocos los datos que tenemos y es arriesgado asegurar que ocurrió uno u otro proceso magmático.

Una pregunta fundamental es en dónde ocurre la cristalización fraccionada y si este proceso es capaz de contribuir de manera importante en la generación de magmas de composición intermedia a félsica. La generación de grandes volúmenes de magma dacítico y riolítico mediante cristalización fraccionada de basaltos o de andesitas-basálticas en la corteza superior tiene la limitante de que el volumen de magma basáltico debería de ser muy grande. Además, muy pocas veces se tiene evidencia de que los minerales fraccionados sean incorporados en volumen considerable en erupciones subsecuentes. Una hipótesis en la literatura establece que los magmas silícicos pueden ser generados mediante la cristalización fraccionada de basaltos intrusionados en la corteza inferior y/o media. La modificación del gradiente geotérmico de la corteza promueve su fusión parcial y asimilación en los líquidos residuales, generando líquidos intermedios en composición (Annen *et al.*, 2006; Brophy, 2008; Brophy, 2009; Ownby *et al.*, 2011).

Las ignimbritas riolíticas de Atécuaro y La Escalera no heredaron todas las anomalías de las andesitas-basálticas de estas mismas estructuras, pudiendo indicar que no tuvieron el mismo origen o que no se originaron directamente de la cristalización fraccionada de las andesitas-basálticas. Además, que se necesitaría de un gran volumen de andesitas-basálticas para generar tal cantidad de ignimbritas riolíticas por cristalización fraccionada. Por lo anterior, se propone que las ignimbritas ya venían diferenciadas desde su origen, siendo la fusión parcial de la corteza oceánica subducida el principal proceso magmático involucrado.

En el diagrama multielementos de Sun y McDonough de 1989 (Fig.108) se pueden observar las diferencias entre las estructuras de la SMC: las ignimbritas de Atécuaro y La Escalera muestran una anomalía negativa de Eu y una correlación negativa de Al respecto al incremento del SiO₂, indicando que hubo fraccionamiento de plagioclasa. Una característica peculiar es la ausencia de anomalía negativa de Eu en las demás muestras de la SMC y en todas las muestras del CVI y del CVG, lo que indica que estuvieron en un ambiente más oxidado (mayor fo₂) que favoreció la presencia de Eu⁺³ (Bea, 1996), o bien, que estos magmas ya venían diferenciados desde su origen.

Otro proceso magmático que afectó a la SMC fue la contaminación cortical. El diagrama de la figura 106c, en el cual se grafica la variación de Rb/Zr contra Rb (ppm), se discriminan los procesos de mezcla de magmas y de cristalización fraccionada, ya que si estos procesos hubiesen ocurrido, el Rb en eje de las “x” aumentaría y el Rb/Zr en el eje de las “y” se mantendría constante, formando una línea recta en el diagrama. La correlación positiva en el diagrama Rb/Zr contra Rb, así como la correlación negativa en los diagramas Sc y P contra SiO₂ de la figura 106 nos sugiere que el proceso de contaminación cortical estuvo presente durante el ascenso de los magmas de la SMC. El diagrama multielementos de los elementos traza

Cs-Lu (Fig.107) nos puede indicar que también existieron diferentes grados de contaminación cortical, ya que los magmas de Atécuaro están más enriquecidos que los de La Escalera, Indaparapeo y Garnica.

A partir del diagrama tipo Harker de *La* contra la concentración de SiO₂ (Fig.105), se puede decir que posiblemente existió fusión de anfibolita en la corteza inferior como proceso generador de magmas porque la correlación negativa del La contra el SiO₂ sugiere la fusión parcial de rocas ricas en anfíboles (Brophy, 2008). Sólo en las muestras de Atécuaro se observa una horizontalidad en este diagrama, indicando que hubo cristalización fraccionada de basaltos en la corteza.

En los diagramas multielementos de elementos traza y tierras raras (Fig.109) se observa que las ignimbritas de la SMC y la SMO están más enriquecidas respecto a las del CVTM. Una diferencia notable es que algunas ignimbritas del CVTM no heredaron la anomalía negativa de Eu, están empobrecidas en tierras raras pesadas y muestran una anomalía negativa de Sr, lo que indica que no sufrieron fraccionamiento de apatito ni de plagioclasa. Además, las muestras de Mil Cumbres y de la SMO presentan una anomalía negativa de Ba y Eu más marcada, lo que podría indicarnos altos niveles de fusión parcial o contaminación cortical y mayor fraccionamiento de plagioclasa.

6.3.3 EVOLUCIÓN MAGMÁTICA

A continuación, se muestra un modelo de la evolución magmática para explicar el emplazamiento de los magmas que dieron origen a la Sierra de Mil Cumbres.

La actividad volcánica en la SMC comenzó en el Mioceno temprano, con la extensión NO-SE de la corteza continental, provocada por un cambio en el ángulo de subducción de la placa Farallón por debajo de la placa Norteamericana y por su segmentación en las micro-placas de Guadalupe y Magdalena (Mammerickx y Kiltgord, 1982; Aranda-Gómez *et al.*, 2000). Esta extensión, junto con la subducción, provocó un aumento en la temperatura por fricción y compresión, dando lugar a la adición de fluidos (H₂O) de la placa oceánica que subduce y bajando el punto de fusión del manto. Las fracciones de magma fundidas se separaron de las cristalizadas por densidad.

Diferentes porciones de magma provenientes del manto fueron ascendiendo a través de la corteza. Durante este largo proceso, el magma sufrió cristalización fraccionada, ya que en la química de los elementos traza las tierras raras ligeras están enriquecidas respecto a las tierras raras pesadas debido a su incompatibilidad con la parte sólida (LILE). Además, es muy probable que haya ocurrido también asimilación cortical y mezcla con otros magmas, como lo sugieren nuestras observaciones petrográficas y geoquímicas.

A cierta profundidad de la corteza superficial, el magma parcialmente diferenciado y fundido se estacionó en la corteza superior en una o varias cámaras magmáticas someras con dirección NE-SO, rellenas periódicamente de magma de distintas composiciones, sufriendo varios cambios en su composición como resultado de su lento enfriamiento y la mezcla de magmas provenientes de diferentes lugares del manto o corteza inferior. En la cámara magmática también hubo cristalización fraccionada para dar lugar a la formación de andesitas-basálticas, andesitas, dacitas y riolitas. Probablemente el detonante de la extrusión violenta de ignimbritas riolíticas fue la reactivación de algunas fallas y la formación de fracturas en la litósfera, lo cual redujo la presión y desestabilizó la cámara magmática. Entonces, ascendieron a la superficie el magma y los gases por medio de fracturas y fallas preexistentes, iniciando el proceso de erupción en diferentes pulsos y episodios magmáticos durante varios millones de años.

Primeramente se emplazaron de forma efusiva las lavas andesítico-basálticas y domos andesíticos de la SMC, entre 23 y 19 Ma. Luego, las ignimbritas de Garnica, Indaparapeo, La Escalera (19.8 Ma) y Atécuaro (16.4 Ma) fueron expulsadas de forma explosiva, mediante erupciones de tipo pliniana o subpliniana.

En el caso de las calderas de Atécuaro y La Escalera, se diferenciaron las estructuras volcánicas pre-caldera, sin-caldera y post-caldera. Las estructuras pre-caldera están interconectadas a la cámara magmática por medio de fisuras, con fallas concéntricas atravesadas por un graben címero, es decir, el colapso calderico los corta a la mitad por su cima. Las ignimbritas tuvieron su origen durante el vaciado de la cámara magmática y comprenden a los llamados depósitos volcánicos sin-caldera ya que son contemporáneos a la formación de la caldera. Al quedar vacía la cámara magmática se perdió el soporte del edificio volcánico pre-caldera, propiciando el colapso calderico o hundimiento del área de suministro a lo largo de las fallas preexistentes. Los últimos episodios de la actividad calderica están representados por domos post-caldera, los cuales están interconectados a la cámara magmática por medio de fisuras y se emplazaron en el borde exterior del colapso calderico mediante una actividad volcánica efusiva de lavas andesíticas, dacíticas y riolíticas (Fig.114).

Las estructuras de la SMC fueron posteriormente modificadas y cortadas principalmente por los sistemas de fallas NO-SE, NE-SO y E-O. En el caso de la caldera de La Escalera, las estructuras de colapso calderico están cortadas por fallas NE-SO y las mesas de ignimbritas están cortadas y basculadas por las fallas lístricas E-O.

Los flujos de escombros (lahares) fueron posteriores a la formación de las calderas y los complejos volcánicos, ocasionados por fuertes lluvias extraordinarias con alta energía aunado a altas pendientes y la carga gravitacional de los materiales, capaces de transportarlos varios kilómetros y depositarlos en las

depresiones morfológicas circundantes. En algunas partes se cree que el depósito comenzó como avalancha de escombros y luego se movió como lahar; tal es el caso de un afloramiento en el camino de la población La Escalera hacia El Palmar.

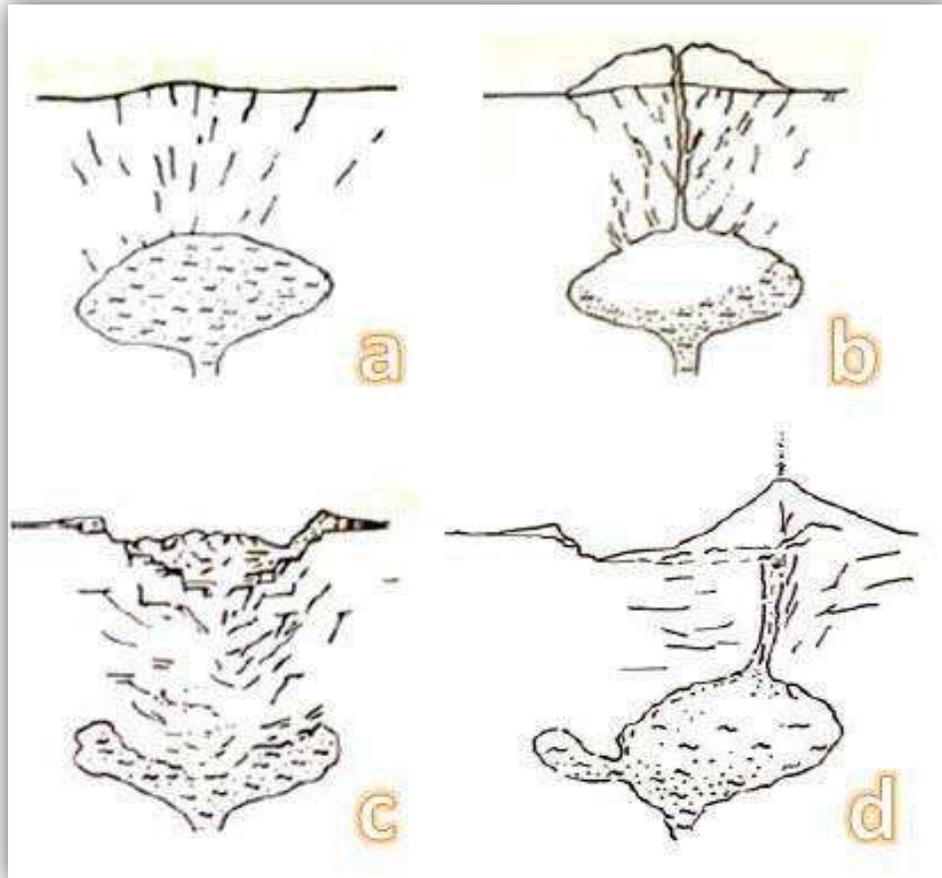


Figura 114. Representación de la evolución de las calderas de Atécuaro y La Escalera, a) formación de fracturas y fallas sobre la cámara magmática superficial, b) formación del edificio pre-caldera, c) colapso caldérico, d) emplazamiento de los domos post-caldera (Medina, 1997).

7.- CONCLUSIONES

1.- Por primera vez se estudió de forma semi-detallada la SMC: un arco volcánico continental compuesto por cuatro estructuras volcánicas independientes: las calderas de Atécuaro (CA) y La Escalera (CLE), y los Complejos Volcánicos de Indaparapeo (CVI) y Garnica (CVG).

2.- La descripción estratigráfica y los nuevos fechamientos isotópicos obtenidos en este trabajo nos permitieron conocer la distribución temporal de la SMC, la cual se formó hace 23-14 Ma (Mioceno temprano) a partir de la subducción de las placas Farallón y Magdalena por debajo de la placa Norteamericana, con periodos de actividad tanto efusiva como explosiva, instalándose en el extremo sur de la SMO, sobreyacida por la porción centro-sur del CVTM.

3.- La SMC está conformada por muchas estructuras volcánicas; entre ellas flujos de lava, domos, depósitos de flujos piroclásticos, flujos de escombros y avalanchas; su composición es muy variada, desde andesitas-basálticas a ignimbritas riolíticas; todas de tipo calcoalcalino, típicas de ambientes de subducción.

4.- La distribución espacio-temporal de la SMC es la clave de la evolución tectónica y magmática del centro de nuestro país. La CA, la CLE, el CVI y el CVG, al igual que varias estructuras Miocénicas ubicadas al sur del CVTM, sufrieron un fuerte control estructural, afectadas por una extensión NO-SE de grandes magnitudes.

5.- La SMC tiene una orientación NE-SO con migración preferente hacia el SO, ligada al comienzo de la rotación anti-horaria del arco continental, al retroceso de la placa Farallón y al desprendimiento de la microplaca Magdalena, provocados por el aumento en el ángulo de subducción y al periodo de extensión NO-SE.

5.- El número de muestras y la dispersión de los datos no favorece la comparación directa entre unidades y eventos magmáticos, sin embargo, las evidencias geoquímicas, junto con las características petrográficas y las observaciones de campo, sugieren que las rocas de la SMC se originaron a partir de diferentes tipos de magmas basálticos, provenientes del manto o corteza inferior heterogénea en un ambiente de subducción, donde ocurrieron diferentes grados de fusión parcial, mezcla de magmas y cristalización fraccionada. Este magma fundido y parcialmente evolucionado ascendió lentamente y se estacionó en una cámara magmática en la corteza superficial para seguir evolucionando mediante cristalización fraccionada y finalmente ascender a la superficie durante varios episodios de actividad volcánica.

6.- Las características morfológicas, geoquímicas y sus edades isotópicas nos indican una mayor afinidad con el último periodo de actividad silícica de la Sierra Madre Occidental. Sin embargo, es importante recordar que es necesario tener una base de datos más completa, con mayor cantidad de estudios geoquímicos y fechamientos isotópicos para poder hacer comparaciones y definir con exactitud su distribución espacio-temporal.

7.- Este trabajo pretende formar las bases de futuros estudios más profundos sobre la SMC y su relación con la evolución tectónica y magmática del país.

8.- LITERATURA CITADA

- AGUILAR-Vargas V. H. and Verma S. P. 1987. **Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano**, in Verma, S. P. ed., Mexican Volcanic Belt, part 3B: Geofísica Internacional, v. 26, p. 195–272.
- AGUIRRE-Díaz G. J., Nelson S. A., Ferrari L., López-Martínez M. 1997. **Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo)**. In: Aguirre-Díaz, G. J., Aranda-Gómez, J. J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L, eds., "Magmatism and Tectonics of central and northwestern Mexico - A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions": México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 1, pp. 1-39.
- AGUIRRE-Díaz G.J. and McDowell F.W. 2000. **Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico**. In: Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre- Díaz, G.J., eds., "Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico". Geological Society of America Special Paper 334, pp. 167-178.
- AGUIRRE-Díaz G. J. y López-Martínez M. 2001. The **Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, México. Geology and geochronology**. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 111, pp. 203-218.
- AGUIRRE-Díaz G. J. y Labarthe-Hernández G. 2003. **Fissure Ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting**. Geological Society of America. v. 31; no. 9; p. 773–776.
- AGUIRRE-Díaz G. J. 2008. **Types of collapse calderas**. Earth and Environmental Science 3012021. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro, Mexico. doi: 10.1088/1755-1307/3/1/012021.
- ANDREWS B. J., Gardner J. E. and Housh T. B. 2008. **Repeated recharge, assimilation and hybridization in magmas erupted from El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts**. Journal of volcanology and Geothermal Research 175. Pp. 415-426.
- ANNEN C., Blundy J.D. and Sparks R.S.J. 2006. **The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones**. *Journal of Petrology*, v. 47, p. 505–539, doi: 10.1093/petrology/egi084
- ARANDA-Gómez J. J., Henry C. D., Luhr J, F. 2000. **Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México**. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 53. Pp. 59-71.

- ARCE J.L., Macías J.L., Rangel E., Layer P., Garduño-Monroy V.H., Saucedo R., García F., Castro R. and Pérez-Esquivias H. 2012. **Late Pleistocene rhyolitic explosive volcanism at Los Azufres Volcanic Field, central Mexico**, in Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., and Molina-Garza, R.S., eds., *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide 25*, p. 45–82, doi:10.1130/2012.0025(04).
- BARDINTZEFF J. M. 1992. **Volcanologie**. Masson S. A. Paris, France. pp. 91-126.
- BEA, F. 1996. **Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts**. *Journal of Petrology*.37 (3): 521-552.
- BENAMMI M., Centeno-García E., Morales-Gómez M., Tolson G., y Urrutia Fucugauchi J. 2005. **Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas**. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, núm. 3. México, D. F. pp. 429-435
- BENÍTEZ L. M. s. f. **Relieve Volcánico. Domo de lava**.
[http://enciclopedia.us.es/images/5/5e/Domo_de_lava_\(lmb\).png](http://enciclopedia.us.es/images/5/5e/Domo_de_lava_(lmb).png) (Accesada en Junio 2009).
- BOCCO G., Velázquez A., Mendoza M., Torres M. A. y Torres A. 1996. **Regionalización Ecológica del Estado de Michoacán. Centro de Ecología UNAM**. Unidad Académica Morelia. Proyecto de Actualización del Ordenamiento Ecológico General del Territorio del País. Morelia, Michoacán.
- BOCCO G., M. Mendoza and A. Velázquez. 2001. **Remote sensing and GIS-based regional geomorphological mapping - a tool for land uses planning in developing countries**. *Geomorphology*, 39 (2001), pp. 211–219.
- BROPHY, J. 2008. **A study of rare earth element (REE) - SiO₂ variations in felsic liquids generated by basalt fractionation and amphibolite melting: a potential test for discriminating between the two different processes**. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156, 337-357
- BRYAN S., Ferrari L., Reiners P. W., Allen C. M., Petrone C. M., Ramos-Rosique A., Campbell I. H. 2008. **New Insights into crustal contributions to large-volume rhyolite generation in the Mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, revealed by U-Pb geochronology**. *Journal of Petrology*. 49-1-47-77. Doi:10.1093.

- CAMERON K. L., Nimz G. J., Kuentz D., Niemeyer S., Gunn S. 1989. **Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico; a link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America.** *Journal of Geophysical Research*, 94, 7817-7840.
- CAPRA L., J. L. Macias y V. H. Garduño. 1997. **The Zitacuaro complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera.** *Geofísica Internacional*. vol. 36, pp. 161-179.
- CARRANZA-Castañeda O. 1976. ***Rhynchotherium falconeri* del Rancho La Goleta, Michoacán, México.** Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Congreso Latinoamericano de Geología 3. Memoria V.3, pág. 28.
- CERCA-Martínez L. M. 1998. **Relación estratigráfica y geocronológica entre el volcanismo de la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Mexicano en la parte sur de la Sierra de Guanajuato.** M. Sc. Thesis, Dept. of Geology, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, 119 p.
- CONDIT C. D. and Connor C. B. 1996. **Recurrence rates of volcanism in basaltic volcanic fields: An example from the Springerville volcanic field, Arizona.** *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 1225–1241.
- CORREA Pérez G. y Antaramián. 2003. **Atlas Geográfico del Estado de Michoacán. Segunda edición.** (SEMARNAT) Secretaría de educación en el estado de Michoacán. *UMSNH. EDDISA S. A de C. V.* México. 309 pp.
- COUCH S., Harford C. L., Sparks R. S. J. and Carroll M. R. 2003. **Experimental constraints on the conditions of formation of highly calcic plagioclase microlites at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat.** *Journal of Petrology* 44, 1455–1475.
- COX K. G., Bell J. D. and Pankhurst R. J. 1979. **The Interpretation of Igneous Rocks.** George Allen & Unwin.
- DEMANT A. 1978. **Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación.** Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Revista* 2, 172±187.
- DEMANT A. 1982. **Interpretación Geodinámica del Volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano.** UNAM, *Instituto de Geología. Revista* volumen 5, número 2. México, D. F. 217- 222 pp.
- DEYAVE. s. f. **Clasificación de los Volcanes.** <http://www.deyave.com/FRV/volcanes/Clasificacion-volcanes.htm> (Accesada en Noviembre 2009).

- DÍAZ-Bravo B. A. y Morán-Zenteno D. J. 2012. **The exhumed Eocene Sultepec-Goleta Volcanic Center of southern Mexico: record of partial collapse and ignimbritic volcanism fed by wide pyroclastic dike complexes.** *Bulletin of Volcanology* 73, 7:917–932, DOI 10.1007/s00445-011-0460-5.
- DOBSON P. F. and Mahood G. A. 1985. **Volcanic Stratigraphy of the Los Azufres Geothermal Area, Mexico.** *Volcanology and Geothermal Research*, 25 (1985) 273-287. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam.
- DRUITT T.H., Young S.R., Baptie B.J., Bonadonna C., Calder E.S., Clarke A.B., Cole P.D., Harford C.L., Herd R.A., Lockett R., Ryan G., Voight B. 2002. **Episodes of cyclic Vulcanian explosive activity with fountain collapse at Soufrière Hills Volcano, Montserrat.** In: Druitt, T.H., Kokelaar, B.P. (Eds.), *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geol. Soc., London, Memoir* 21, 281-306.
- Encarta. 2009. **Vulcanismo.** <http://es.encarta.msn.com> © 1997-2009 Microsoft Corporation. (Accesada en Octubre 2009).
- FERRARI L. Garduño V. H., Pasquaré G. y Tibaldi A. 1991. **Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 47, pp. 129-148.
- FERRARI L., Nelson S.A., Rosas-Elguera J y Venegas-Salgado S. 1997. **Tectonics and volcanism of the western Mexican Volcanic Belt: Magmatism and Tectonics of central and northwestern Mexico.** A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions. Instituto de Geología, UNAM, p. 85-129.
- FERRARI L., Pasquaré G., Venegas-Salgado S., Romero- Ríos F. 1999. **Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block.** *Geological Society of America, special paper* 334, pp. 65-83.
- FERRARI, Luca. 2000. **Avances en el conocimiento de la faja volcánica transmexicana durante la última década.** *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. V. LIII. Instituto de Geología. UNAM. México, D. F. luca@geologia.unam.mx
- FERRARI L., López-Martínez M., Rosas-Elguera J. 2002. **Ignimbrite flareup and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico—implications for the late subduction history of the Farallon Plate.** *Tectonics*, 21, 10.1029/2001TC001302.

- FERRARI L., Petrone C. M., Francalanci L., Tagami T., Eguchi M., Conticelli S., Manetti P. Venegas-Salgado S. 2003. **Geology of the San Pedro-Ceboruco graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt**. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 165-181.
- FERRARI L., Valencia-Moreno M., Bryan S. 2005. **Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica**. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 57. Núm. 3. Pp.343-378
- FERRARI L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G. y Carrasco-Núñez G. 2009. **Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt**. *Geology*; v. 27; no. 4; p. 303–306.
- FLORES T. 1946. **Geología Minera de la Región Noreste del Estado de Michoacán (Exdistritos de Maravatío y Zitácuaro)**. Instituto de Geología, UNAM. México D. F.
- GARCÍA-Palomo A., Macías J.L., Garduño-Monroy V.H. 2000. **Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico: *Tectonophysics***, 318, 281-302.
- GARCÍA-Palomo A., Macías J. L., Tolson G., Valdéz G. y Mora J. C. 2002. **Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt**. *Geofísica Internacional*, Vol. 41, Núm. 2. UNAM, México, D. F. pp. 133-150
- GARDUÑO-Monroy V. H. 1985. **Reporte Geológico-Estructural del área de Tzitzio, Michoacán**. Departamento de Exploración. Subgerencia de Estudios Geotérmicos. Comisión Federal de Electricidad.
- GARDUÑO-Monroy, V.H., Gutiérrez-Negrín, L.C.A., 1992. **Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano**. *Geofísica Internacional*. 31 (4), 417-429.
- GARDUÑO-Monroy V. H., Corona-Chávez P., Israde-Alcantara I., Mennella L., Arreygue E., Bigioggero B. Y Chiesa S., 1999. **Carta geológica de Michoacán 1:250,000**. 111 p.
- GARDUÑO-Monroy V. H., Arreygue-Rocha E., Israde-Alcántara I. y Rodríguez-Torres G. 2001. **Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México**. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 18, núm. 1, 2001, p. 37-54.

- GARDUÑO-Monroy V. H. 2004. **Contribuciones a la Geología e Impacto Ambiental de la Región de Morelia**. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas - UMSNH Vol. 1
- GARDUÑO-Monroy V. H., Pérez-López R., Israde-Alcántara 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., López-Granados E. and Mora-Chaparro J. C. 2009. **Paleoseismology of the Southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico**. *Geofísica Internacional*. Vol. 48 (3), pp. 319-335.
- GILL J. B. 1981. **Orogenic Andesites and Plate Tectonics**. Berlin. Springer-Verlag. 336p.
- GÓMEZ-Tuena A., Orozco-Esquivel T. y Ferrari Luca. 2005. **Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana**. Centro de Geociencias, UNAM, campus Juriquilla, Qro. México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. LVII, número 3. 227- 283 pp.
- GÓMEZ-Vasconcelos M. G. 2010. **Relación entre la Geología de los flujos piroclásticos y la vegetación en la región sur de la Caldera de Villa Madero (CVM), Michoacán, México**. Tesis de Licenciatura. Facultad de Biología. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- GONZÁLEZ E. s. f. **Oleadas Basales**. <http://www.uclm.es/profesorado/egcardenas/oleadas.htm> (Accesada en Noviembre 2009)
- GRIEM W. y Griem-Klee S. 2009. **Apuntes de Geología General**. Universidad de Atacama, Chile. <http://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/geogenap.html> (Accesada en Noviembre 2009).
- GUTIERREZ-Negrín y Fabrizio-Aumento 1980. **Geocronología de Informe Los Azufres, Mich.** *Comisión Federal de Electricidad*. Informe 3 - 80
- HASENAKA T. and Carmichael I. S. E. 1985a. **A compilation of location, size and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, central Mexico**. *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 577-607.
- HASENAKA T. and Carmichael I.S.E. 1985b. **The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate**. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25 (1-2), pp. 105-124.
- HASENAKA T. and Carmichael I. 1987. **The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central México: petrology and chemistry**. *Journal of Petrology*, 28, 241-269.

- HAWKESWORTH C. J., O’Nions R. K., Pankhurst R. J., Hamilton P. J. and Evensen N. M. 1977. **A geochemical study of island arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea.** *Earth and Planetary Science Letters* 36, 253–262.
- HEMMING S. R. and McLennan S. M. 2001. **Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites.** *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 489-503
- HENRY C.D. y Aranda-Gómez J.J. 1992. **The real southern Basin and Range: Mid to late Cenozoic extension in México.** *Geology*. v. 20, p. 701–704.
- INEGI. 2000-2009. Información Geográfica y carta fisiográfica de Michoacán 1:1,000,000. <http://www.inegi.org.mx/> (Accesada en Septiembre 2009).
- INSUGEO. s. f. **Características de los productos volcánicos más frecuentes.** http://dgisrv15.unt.edu.ar/fcsnat/insugeo/libro_geologia/capitulo_95.htm (Accesada en Octubre 2009).
- IRVINE T.N. and Baragar W.R.A. 1971. **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.** *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- ISRADE-Alcántara I. y Garduño Monroy V. H. 1999. **Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system** (central-western Mexico, Michoacan). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151 (1999) 209–227.
- ISRADE-Alcántara I. y Garduño Monroy V. H. 2004. **La geología de la región de Morelia.** En: Víctor Hugo Garduño Monroy (Editor) *Contribuciones a la geología e impacto ambiental de la región de Morelia.* Ed. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Pp.: 1-14.
- LANPHERE M.A. and Dalrymple G.B. 2000. **First-principles calibration of ^{38}Ar tracers: Implications for the ages of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fluence monitors.** U.S. Geological Survey Professional Paper 1621, 10 p.
- LE BAS M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. and Zanettin B. 1986. **A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram.** *Journal of Petroleum Geology* 27, 745–50.
- LENHARDT N., Böhnell H., Wemmer K., Torres-Alvarado I.S., Hornung J., Hinderer M. 2010. **Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt** (Central Mexico). *Bull. Volcanology*. 72, 817–832.

- LIPMAN P. W. 1997. **Subsidence of ash-flow calderas: Relation to caldera size and magma-chamber geometry.** *Bulletin of Volcanology*, v. 59, pp. 198– 218.
- LIPMAN P. W., Joel E. Robinson, Dillon R. Dutton, David W. Ramsey, and Tracey J. Felger. 2006. **Geologic Map of the Central San Juan Caldera Cluster, Southwestern Colorado.** USGS Geologic Investigations Series 2799. <http://pubs.usgs.gov/imap/i2799/>
- LOCKWOOD J. P and Hazlett R. W. 2010. **Volcanoes.** Global Perspectives. *Wiley-Blackwell*. Malaysia. pp. 539
- MACÍAS J. L., Arce J. L., Castro R., García F. y Saucedo R. 2009. **Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán.** Instituto de Geofísica, UNAM. (Inédito)
- MACÍAS J. L. y Capra L. 2005. **Los Volcanes y sus amenazas.** *Fondo de cultura económica*, primera edición. ISBN 968-16-7568, 159 pp.
- MAMMERICKX J., Klitgord K.D. 1982. **Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present.** *Journal of Geophysical Research* 87 (B8), 6751±6759.
- MARTÍ J. 1989. **Materiales Volcánicos y Mecanismos Eruptivos.** Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación–ICONA. Madrid, España.
http://www.redescepalcala.org/ciencias1/geologia/vulcanologia/productos_volcanicos.htm
(Accesada en Octubre 2009).
- MARTÍNEZ-Reyes J. y Nieto-Samaniego A. F. 1990. **Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México.** Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, pp. 33–50.
- MAUVOIS R., Demant A. y Silva L. 1976. **Estructuras Terciarias en la base del Eje Neo-volcánico** (Ejemplo de la depresión Tzitzio-Huetamo, Edo. De Michoacán): Acapulco (México) Congreso Latinoamericano de Geología, 3. Memorias.
- MENNELLA L. 2011. **Sismotectónica del sector occidental del sistema Morelia-Acambay, México, a partir del análisis de poblaciones de fallas.** Tesis de maestría en Geociencias y Planificación del Territorio. UMSNH, Morelia, Michoacán. México.
- MIYASHIRO A. 1974. **Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.** *Am. J. Sci.* 274: 321-55.

- MOOSER F. 1972. **The Mexican Volcanic Belt—Structure and tectonics.** *Geofísica Internacional*, v. 12, p. 55-70.
- MORÁN-Zenteno D. J., Aldave A., Solé J., Iriondo A. 2004. **A major resurgent caldera in southern Mexico: The source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 136, 97 – 119.
- MORÁN-Zenteno D. J., Cerca M. y Duncan-Keppie J. 2005. **La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación.** *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen conmemorativo del centenario. Temas selectos de la geología mexicana. Tomo LVII, núm. 3, 2005, p. 319-341
- NCGS (North Carolina Geological Survey). s. f. **Intrusive Igneous Rocks.** http://www.ncgeology.com/images_Eno_interactive/images_geologic_principles/Pyroclastic (Accesada en Noviembre 2009).
- NIETO-Samaniego A. F., Ferrari L., Alaníz-Álvarez S. A., Labarthe-Hernández G., Rosas-Elguera J. 1999. **Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico.** *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363.
- NIXON G.T., Demant A., Armstrong R. L. and Harakal J. E. 1987. **K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt:** *Geofísica Internacional*, v. 26, p. 109-158.
- OSBORN E. F. 1962. **Reaction series for sub-alkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions.** *Am. Min.* 47: 211- 26.
- OWNBY S. E., Lange R. A., Hall C. M. and 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* 2011; 123; 274-294. doi: 10.1130/B30124.1
- PALACIOS-Nieto y Camacho. 1976, **Informe Geológico de la Zona Geotérmica de los Azufres, Mich.** CFE. Informe 3/76.
- PASQUARÈ G., Ferrari L., Garduño V. H., Tibaldi A., Vezzoli L. 1991. **Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán; Boulder, Co.** *Geological Society of America*, Map and Chart series, MCH072, 1, 22 p..
- PRADAL E. y Robin. 1985. **Volcanologie. Caldéra Los Azufres.** *Académie des Sciences de Paris*, France, 301, serie II, N° 14.

- PRADAL E. y Robin C. 1994. **Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 63., pp. 201-215.
- RAZO-Montiel. 1975. **Resumen de los Estudios de la Zona Geotérmica de la Sierra de San Andrés, Michoacán.** CFE. Informe 1/75.
- REDOGÓN J. A. s. f. **Procesos Geológicos Endógenos.**
<http://images.google.com.mx/imgres?imgurl=http://almez.pntic.mec.es/~jrem0000/dpbg/4eso/tema3/Volcan01.gif&imgrefurl> (Accesada en Octubre 2009).
- ROLLINSON H. 1993. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.** *Longman Scientific & Technical*. 352 p.
- RUTHERFORD MJ, Hill PM. 1993. **Magma ascent rates from amphibole breakdown: experiments and the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions.** *J Geophys Res* 98:19667-19685
- RZEDOWSKI J. 1978. *Vegetación de México.* Limusa. México D. F. 151-158pp.
- SECO R. 2000. **Geomorfología: Procesos Exogenéticos.** Facultad de Geografía de la Universidad de La Habana, Ministerio de Educación Superior. Cuba. 157 pp.
- SILVA-Mora L. 1979. **Contribution a la connaissance de l'Axe Volcanique Transmexicain; etude géologique et pétrologique des laves du Michoacán oriental.** Marsella, Univ. Aix-Marseille III. Disertación doctoral (3^{er} ciclo), 230 p. (inedita).
- STEVEKLUGE. s. f. **Lava Volcánica.** <http://stevekluge.com/geoscience/images/pahoehoe1.jpg> (Accesada en Mayo 2009).
- SOMOZA R. y Ghidella M. E. 2005. **Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk.** *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v.60 n.4. Buenos Aires.
- SUN S. S. and McDonough W.F. 1989. **Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes.** In: **Magmatism in Ocean Basins.** Saunders A. S., Norry M.J. (eds.) *Geological Society of London*, Special publication 42, 313–45.
- SUTER M., López-Martínez M., Quintero-Legorreta O. y Carrillo-Martínez M. 2001. **Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt.** *GSA Bull.* 113, 6, p. 693–703.

- TSUCHIYAMA A. 1985. **Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites.** *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 89, Num. 1, 1-16, DOI: 10.1007/BF01177585.
- TURNER J.S. and Campbell I.H. 1986. **Convection and mixing in magma chambers.** *Earth-Sciences. Rev.*, 23: 255-352.
- VERMA S. P y Carrasco-Núñez G. 2003. **Reappraisal of the Geology and Geochemistry of Volcán Zamorano, Central Mexico: Implications for Discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt Provinces.** *International Geology Review*, Vol. 45, 2003, p. 724–752.
- WILCOX R.E. 1954. **Petrology of Paricutin Volcano, Mexico.** *United States Geological Survey Bulletin*, 965C, 281-353.
- WILLIAMS H. 1941. **Calderas and their origin.** *Bulletin of the Department of Geological Sciences*, v. 25, University of California Publications pp. 239– 346.
- WILSON M. 1989. **Igneous Petrogenesis.** London. *Unwin Hyman*. 466p.
- WRB. 2006. **World reference base for soil resources.** 2nd edition (digital). World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome. ISBN 92-5-105511-4

9.- ANEXOS

ANEXO A

N° Muestra	x	y	msnm	Descripción	Petrología	Geoquímica	Ar/Ar		
MC11-07	274205	2177118	1967	07 Andesita ante-caldera (cascada)				ATÉCUARO	
MC11-08	273665	2177457	2000	08 Ignimbrita blanca					
MC11-09	273707	2177489	1980	09 Ignimbrita roja					
MC11-16b	275688	2176243	2096	16b Ignimbrita gris claro soldada					
MC11-16c	275785	2176205	2108	16c Ignimbrita rosa					
MC11-16e	275911	2176049	2132	16e Ignimbrita roja					
MC11-16f	275954	2176017	2137	16f Ignimbrita blanca					
MC11-17	272855	2177343	1999	17 Ignimbrita rosa					
MC11-18	272708	2174127	2129	18b Dacita					
MC11-19	268068	2175744	1941	19 ignimbrita gris-rosa Atécuaro					
MC11-20	274011	2176866	2001	20 ignimbrita blanca Atécuaro					
MC11-35	269889	2170161	2298	Lava ácida Atécuaro					
MC11-36	268593	2165167	2180	Lava andesítica la Cofradía					
MC11-37	269160	2174116	2018	Ignimbrita blanca Atécuaro					
MC11-38	272635	2173568	2185	Lava andesítica Altozano1					
MC11-39	272554	2172568	2264	Lava andesítica porfírica Altozano2					
MC11-40	272857	2173825	2159	Lava andesítica Altozano 3					
MC11-49	276157	2160354	2256	Ignimbrita Atécuaro rosa soldada					
MC11-50	275852	2161000	2378	Flujo de lava andesita lajeada (ante-caldera? Atécuaro)					
MC11-01	285917	2169666	1812	01a Andesita (alterada)					LA ESCALERA
				01b Andesita					
				01c Intrusivo					
				01d Vitrófido					
MC11-02	287076	2170035	1715	02b Dacita (flujo escombros)					
MC11-03	289437	2166591	1643	03 Andesita (fuera de Mil Cumbres)					
MC11-04	288396	2168910	1723	04 Ignimbrita rosa					
MC11-05	288423	2169449	1859	05 Andesita post-caldera					
MC11-06	289322	2172624	2228	06 Andesita ante-caldera					
MC11-16a	275484	2176301	2064	16a Andesita rojiza La Escalera					
MC11-41	276990	2165536	2350	Ignimbrita Escalera Cascadas Ichaqueo					
MC11-42	279651	2166820	1926	Ignimbrita rosa vitrocristalina Escalera-Tumbisca					
MC11-43	274772	2172689	2150	Avalancha-Flujo Escombros					
MC11-44	275064	2171971	2160	Flujo de lava post-caldera? Escalera					
MC11-45	278865	2167276	1985	Flujo de escombros y dique andesita Ichaqueo					
MC11-46	279580	2167069	1953	Ignimbrita rosa soldada Escalera-Tumbisca					
MC11-47	280881	2166754	1843	Ignimbrita rosa soldada Escalera-Tumbisca					
MC11-48	281537	2166898	1773	Flujo de escombros-avalancha (dacita juvenil con xenolitos) Escalera					
MC11-10	295522	2174286	2139	10 Andesita post-caldera				INDAPARAPEO	
MC11-11	297707	2174372	2164	11 Andesita post-caldera					
MC11-12	298395	2182657	2197	12 Andesita ante-caldera (alterada)					
MC11-13	297111	2183701	2130	13 Andesita ante-caldera					
MC11-14	294615	2185556	2051	14 Basalto post-caldera					
MC11-15	293744	2185641	2076	15a Andesita ante-caldera					
				15b Bomba basáltica post-caldera					
				15c Ignimbrita sin-caldera					
MC11-21	289436	2177557	2068	Ignimbrita Escalera					
MC11-22	302210	2177457	2536	Riolita indaparapeo (ópalo)					
MC11-23	305219	2177149	2691	Andesita porfírica alterada					
MC11-24	305109	2177845	2665	Andesita porfírica					
MC11-25	304990	2178756	2504	Andesita afanítica					
MC11-26	305015	2179570	2446	Ignimbrita indaparapeo ¿?					
MC11-27	303008	2181128	2659	Andesita porfírica gris oscuro =10 ¿?					
MC11-28	303677	2181262	2555	andesita = 27 (menos alterada)					
MC11-29	305421	2182877	2224	Lava andesítica-basáltica					
MC11-30	305419	2183661	2177	Andesita alterada					
MC11-31	304771	2185427	2086	Andesita rojiza					
MC11-32	304604	2187279	2060	Andesita afanítica de domo reciente					
MC11-33	303959	2187744	2058	Escoria de spatter (juvenil)					
MC11-34	303854	2190036	1999	Lava basáltica					
MC11-51	315819	2182727	2468	Caída de ceniza y pómez Loma Larga (domo andesítico C. El Cedro)			= GARNICA 1	GARNICA	
MC11-52	316632	2180489	2351	Flujo de lava dacítica Cieneguillas			= GARNICA 2		
MC11-53	317732	2176451	2289	Domo dacítico alterado, Huajúmbaro			= GARNICA 3		
MC11-54	316695	2180210	2370	Flujo piroclástico con pómez, posible flujo de escombros Los Azuf			= GARNICA 4		
MC11-55	310168	2187038	2250	Domo riolítico, Pueblo Viejo (flujos p. ópalo)			= GARNICA 5		
TUZ-02	345254	2129345	1229						

Tabla A1. Relación de muestras de la SMC.

Muestra	Edad integrada (Ma)	Edad del depósito (Ma)	Información del depósito	Edad del isótopo (Ma)	Información del isótopo
Mor5	0.58 ± 0.02	0.62 ± 0.02	3 of 7 fractions 94% ³⁹ Ar release MSWD = 0.77	0.62 ± 0.02	3 of 7 fractions ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar _i = 297 ± 7 MSWD = 1.44
Mor6	1.43 ± 0.14	1.42 ± 0.12	4 of 7 fractions 90% ³⁹ Ar release MSWD = 0.07	1.39 ± 0.11	6 of 7 fractions ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar _i = 297 ± 7 MSWD = 0.04
Mor7	0.35 ± 0.06	0.33 ± 0.04	8 of 10 fractions 83% ³⁹ Ar release MSWD = 0.08	0.31 ± 0.05	10 of 10 fractions ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar _i = 297 ± 3 MSWD = 0.12
Mor8	14.9 ± 1.4	15.9 ± 0.6	6 of 7 fractions 71% ³⁹ Ar release MSWD = 0.26	17.2 ± 1.0	7 of 7 fractions ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar _i = 286 ± 8 MSWD = 0.04
TUZ-02	32.2 ± 0.8	30.0 ± 0.6	4 fractions 54% ³⁹ Ar release MSWD = 1.84	28.8 ± 0.6	7 fractions ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar _i = 306 ± 3 MSWD = 1.17
MC11-07	19.4 ± 0.7	19.5 ± 0.4	5 of 7 fractions 70% ³⁹ Ar release MSWD = 0.06	19.6 ± 0.4	7 of 7 fractions ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar _i = 296 ± 7 MSWD = 0.26
MC11-16f	15.8 ± 0.3	16.4 ± 0.3	5 of 7 fractions 84% ³⁹ Ar release MSWD = 0.41	16.1 ± 0.5	4 of 7 fractions ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar _i = 280 ± 53 MSWD = 0.20
MC11-35	15.7 ± 0.2	15.9 ± 0.2	5 of 7 fractions 92% ³⁹ Ar release MSWD = 0.28	16.1 ± 0.6	5 of 7 fractions ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar _i = 286 ± 24 MSWD = 0.32
MC11-47	22.1 ± 0.4 Ma	22.3 ± 0.4 Ma	5 fractions 96% ³⁹ Ar release MSWD = 0.36	-	-
MC11-48	19.6 ± 0.8 Ma	19.8 ± 0.8 Ma	6 fractions 96% ³⁹ Ar release MSWD = 1.03	-	-

Tabla A2. Fechamientos ⁴⁰Ar/³⁹Ar de las muestras de la SMC realizados en la Universidad de Hamilton, Canada por el Dr. Paul Layer.

Muestra	Coordenadas X	Y	Z	Tipo de Rocca	Cristalinidad	Granularidad	Textura	Mineralogía	Observaciones
MC11-01b	285917	2E+06	1812	01e Andesita El Palma, Escalera	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, intersertal	Minerales (10%): Fantasmillas de Hbl (7%), Plg (1%), Opx (1%), Cpx (1%). Matriz (90%): vitrea de grano fino con microlitos de plg, opx, cpx y óxidos.	Fenocristales: fantasmas de hornblenda (óxidos y vidrio) por una posible disminución de la temperatura. Intersticios rellenos de vidrio y óxidos. Microlitos de plg con bordes corroídos y zoneamiento, con inclusiones de óxido, apatito y leucita. Se observó un glomeroporfido de cpx con inclusiones de óxido.
MC11-01c	285917	2E+06	1812	01c Dique andesítico (vitrificado) El Palma, Escalera	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, vitrofónica intersertal	Minerales (14%): Plg corroídas. Matriz (86%): vitrea de grano fino, con microlitos de plg, px, hbl (fantasmillas) y ox.	Fenocristales y microlitos de plg con bordes reabsorbidos y corroídos por un desequilibrio térmico (disminución repentina de temp. y presión), con textura de tamiz. Matriz vitrea y con microlitos, intersticios rellenos de vidrio color café oscuro.
MC11-02b	287076	2E+06	1715	02b Dacita Escalera, llicó juvenil de un flujo escumbros	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, traquítica, intersertal	Minerales (80% sólo 1% de fenocristales de Hbl): micro-fenocristales de Plg (40%), Cpx (15%), Hbl (15%), fantasmillas de Hbl-Ox (10%). Matriz (20%): vitrea intersertal con microlitos de Plg, Cpx, Hbl y Ox.	Fenocristales y microfenocristales euhedrales de hbl de 1mm de diámetro, alterados con inclusiones de óxidos y coronas de vidrio, algunos fantasmillas de Hbl. Microfenocristales y microlitos subhedrales de plg, cpx y ox. Las Plg están alineadas debido al flujo (arreglo traquítico). Muestra muy alterada a verde y amarillo.
MC1103	289437	2E+06	1643	03 Andesita (fuera de Mil Cumbres)	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica.	Minerales (microfenocristales 32%): Plg (22%), Opx (5%), Cpx (5-6%). Matriz (68-70%): vitrea de grano fino con microlitos de plg, opx, ox y apatito.	Microfenocristales y microlitos anhédrales de plg y opx con bordes corroídos y textura de tamiz, algunas plg con inclusiones de apatito y ox. Se encontró un Opx con corona de reacción de óxidos, y un microfenocristal subhedral de cuarzo (posiblemente tiene más microlitos de cuarzo).
MC11-04	288396	2E+06	1723	04 Ignimbrita rosa Escalera 2	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, vitrofónica, intersertal, autaxítica (fragmentos de vidrio aplastado)	Minerales (11%): Qz (3-4%), Bt y Flogopita (2-3%), Feld-K (2%), Plg (1%). Matriz (85-90%): de grano fino, fibrosa, con pocos cristales, con pómez básica, vidrio y lílicos.	Fenocristales y microfenocristales de Qz, Plg, Flogopita, Bt y Sanidino. Qz con bordes reabsorbidos. Con estereulitas (alteración del vidrio en las pómez), pocas fiammas y mucho vidrio intersertal.
MC11-05	288423	2E+06	1859	05 Andesita Escalera-Los Pinos.	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, traquítica, intersertal	Minerales (14%): Micro-fenocristales (33%) de Plg (25%), Hbl (5%), Cpx (2-3%), Cpx (1%). Matriz (66-67%): vitrea de grano fino con microlitos de plg, cpx, hbl y ox.	Fenocristales y microfenocristales euhedrales de plg, con inclusiones de óxidos, apatito y leucita, algunos rodados, textura intragranular; algunos intersticios rellenos de px y hbl. Microfenocristales de cpx y ox subhedrales con inclusiones de óxido. Las Hbl son color naranja, alterados y corroídos.
MC11-06	289327	2E+06	2278	06 Andesita ante Caldera Escalera	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, traquítica, intersertal	Minerales (12%): micro-fenocristales (10-18%) de OI (8-10%), Cpx (5-6%). Matriz (83%): vitrea de grano fino con microlitos de plg, cpx, ol y ox.	<1% de fenocristales de olivino idratisado con coronas de reacción de vidrio y augita (cpx). Microfenocristales de ol y cpx. Matriz traquítica de microlitos de plg, cpx, ol, ox y vidrio rellenos los intersticios.
MC11-07	274205	2E+06	1967	07 Basalto lavascento Escalera (casaca filtros)	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, intersertal	Minerales (12%): micro-fenocristales (14-15%) de ol idratisado. Matriz (85%): vitrea, intersertal, con microlitos de plg (60%), ol (10%), cpx (5%), ox (5%) y vidrio (5%) (cristales orientados alabatoriamente).	Fenocristales (1%) y microfenocristales (15%) de olivino idratisado, inmersos en una matriz vitrea y microfónica (plg, ol, cpx y ox). Los microlitos se observan orientados alabatoriamente. Se observan algunas plg con bordes reabsorbidos, con inclusiones de ox y apatito.
MC11-09	273707	2E+06	1980	09 Ignimbrita vino Atacuario.	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica (con pocos fenocristales), mixocristalina, traquigranular	Minerales (15%): Plg, sanidino, Ox (fantasmillas de hbl). Matriz (99%): vitrea, con microlitos de plg, sanidino, qz, bt, ox.	Constituida casi en su totalidad por vidrio y microlitos de plg, sanidino, qz, bt y ox, pero contiene algunos fenocristales y microfenocristales de plg, sanidino y ox (fantasmillas de hbl). Contiene pómez aplastadas (fiammas) de hasta 1cm de diámetro, con inclusiones de ox y vidrio intersertal alterado a color rojo-vino. Se encontró un fragmento de andesita y un fragmento de vidrio con textura varicosa (con forma de abanico).
MC11-10	295522	2E+06	2139	10 Andesita post-caldera Indaparapeo	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica.	Minerales (30-35%): Plg (20-25%), Cpx (5%), Opx (3-4%), Hbl (2%), OI (1%), Ox (1%). Matriz (65-70%): plg y ox.	Fenocristales y algunos microfenocristales de plg, opx, hbl y ox. Matriz de microlitos de plg, ox y vidrio. Se encontraron algunos glomeroporfidios de plg, opx, cpx y ox. Las hbl están alteradas a color naranja, con coronas de reacción de plg y con inclusiones de óxido. Algunas plg se encuentran zonadas, con textura de tamiz, con bordes corroídos e inclusiones de ox y apatito. También hay un fenocristal de biotita rodeado por una corona de reacción de cpx y opx.
MC11-11	297707	2E+06	2164	11 Andesita post-caldera Indaparapeo	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, intersertal	Minerales (<1%): Cpx. Matriz (99%): Plg (55%), OI (8-10%), Cpx (2%), Opx (2%).	Microfenocristales y microlitos de plg con textura de tamiz e inclusiones de óxido, apatito y leucita. Se encontró solo un fenocristal de cpx y dos glomeroporfidios de plg, opx y cpx así mismo se observaron varios glomeroporfidios de plg y ox (fantasmillas de hbl). El vidrio se encuentra relleno de los espacios vacíos entre los cristales.
MC11-13	297111	2E+06	2130	13 Andesita ante Caldera Indaparapeo	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, intersertal	Minerales (<1%): Plg, Cpx. Matriz (99%): Plg (55%), Hbl (5%), Ox (15%) y Cpx (5%).	Microfenocristales de plg y hbl inmersos en una matriz de grano fino de microlitos de plg, hbl, cpx y óxidos, con 15-20% de vidrio intersertal. Se observó un fenocristal de cpx fracturado con corona de reacción de plg y hbl, con textura fibrosa/diáclisis. Se encontraron varios glomeroporfidios de cpx, hbl, opx y plg, con inclusiones de ox, apatito y leucita. Algunos microfenocristales están muy alterados, posiblemente eran olivinos con una corona de reacción de color rojo intenso (idratisado).
MC11-15a	293744	2E+06	2076	15a Andesita ante-caldera/basamento como escoria Indaparapeo	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, intersertal	Minerales (<1%): Cpx. Matriz (99%): Plg (55%), Hbl (10%), Cpx (1%), Opx (1%), Ox (1.5%).	Sólo se encontraron 6 fenocristales de plg zonada, con textura de tamiz y zonalítica (con cristales de cpx y ox de menor tamaño incluidos en la plg). Microfenocristales de plg, hbl, cpx y opx. Microlitos de plg, hbl, ox y vidrio intersertal.
MC11-15c	293744	2E+06	2076	15c Ignimbrita sin-caldera Indaparapeo	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, vitrea, estaxítica (fragmentos de vidrio aplastado)	Minerales (1%): Plg. Matriz (99%): Plg, Opx, Qz, Hbl, Flogopita, Ox, pómez, vidrio y lílicos.	Con lílicos de andesita con textura traquítica de microlitos de plg, cpx, opx, ol, ox y vidrio. Pómez subredondeadas y redondeadas, poco aplastadas, con estereulitas, con vidrio intersertal, ox y lílicos. Cristales zonados de plg, opx, ol, hbl, flogopita y ox. Hbl rellena los espacios vacíos y altera a color rojizo, lo que le da a la andesita de Indaparapeo un color rojizo al interperismo.
MC11-15a	275484	2E+06	2064	16a Andesita Atacuario	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, intersertal, intergranular	Minerales (<1%): OI idratisado. Matriz (99%): Plg (50%), OI (8%), Ox (15%), probablemente tmh hay px y hbl.	Microfenocristales de plg anhedral (algunas zonadas con inclusiones de leucita y apatito), al idratisado color naranja intenso, algunos con bordes de corrosión. Microlitos de plg, ol, ox, px y vidrio intersertal. Se observaron unos cristales esqueléticos vitreos de color naranja intenso (se formaron muy rápido, posiblemente sean olidrisados).
MC11-16c	275785	2E+06	2108	16c Ignimbrita rosa Atacuario	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, vitrea, estaxítica (fragmentos de vidrio aplastado)	Matriz (100%): Plg, sanidino, Qz, Bt, Hbl, Flogopita, Ox, vidrio, pómez, lílicos.	Fiammas de pómez aplastadas color gris-beige. Microlitos de plg, ox, sanidino, bt, hbl, flogopita y ox (fantasmillas de hbl). Matriz e intersticios rellenos de vidrio alterado a color rosa. Algunas vesículas rellenas de minerales secundarios. Se observaron 4 fragmentos de la ignimbrita color vino (MC11-05), un fragmento de granito alterado color amarillito 7, una biotita con clara extensión de ojo de pájaro (muestra) y un fragmento de andesita alterada.
MC11-16f	275954	2E+06	2137	16f Ignimbrita blanca Atacuario	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, filina, estaxítica (fragmentos de vidrio aplastado)	Matriz (100%): Qz (20%), sanidino (5%), Bt (1-2%), flogopita (1-2%), Ox (14-16%), vidrio (10%) y pómez (25-30%).	Fiammas (pómez aplastadas) color gris con el borde blanco, con mucho vidrio intersertal. No se encontraron lílicos. Cristales pequeños de ox, sanidino, bt, flogopita y ox.
MC11-21	289436	2E+06	2068	Ignimbrita 1 Escalera	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, esquelética, estaxítica (fragmentos de vidrio aplastado)	Minerales (23%): Plg (10%), sanidino (10%), flogopita (1-2%), Bt (<1%). Matriz (80%): Plg, Bt, Qz, pómez, ignimbrita, vidrio.	Pómez y fiammas alteradas con mucho vidrio anaranjado-rojizo (25%). Fragmentos redondeados y subredondeados de ignimbritas color vino con fiammas/yo lava andesítica color vino con plg? Se encontró un glomeroporfido de qz con inclusiones de óxido. Los fenocristales de plg tienen textura de tamiz con inclusiones de ox. Las biotitas tienen textura esquelética. La matriz tiene vidrio intersertal amarillento.
MC11-24	305109	2E+06	2665	Andesita porfídica Indaparapeo	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, piróclástica	Minerales (20%): Plg. Matriz (80%): Plg (25%), Bt (5%), Hbl (2%), Qz (4%), OI (1%), Cpx (1%), Ox (7-10%), Vidrio (35%).	Fenocristales y microfenocristales de plg fracturados, con inclusiones de ox. Bt con extensión de ojo de pájaro, con corona de reacción de ox o magnetita (corroída). Matriz intersertal con vidrio color café-rojo.
MC11-25	304990	2E+06	2504	Andesita Indaparapeo	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, traquítica	Minerales (10%): Plg (8%), Cpx (1%), Opx (1%). Matriz (90%): Plg (45%), Cpx (2-5%), Ox (18-20%), vidrio (23-25%).	Fenocristales, microfenocristales y microlitos de plg zonada con inclusiones de ox y apatito, algunas con textura de tamiz, clorados y/o oxidados (color café). Se encontraron algunos glomeroporfidios de cpx con inclusiones de ox. Matriz de microlitos de plg, cpx y vidrio color café oscuro.
MC11-26b	305013	2E+06	2446	Ignimbrita verde Indaparapeo	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica, vitrea, piróclástica, estaxítica (fragmentos de vidrio aplastado)	Minerales (25%): Plg. Matriz (75%): Qz, Plg, Hbl, Bt, Ox, vidrio, pómez.	Fenocristales de plg fracturada y corroída. Microfenocristales de qz, bt, sanidino, hbl y de ox. Se encontró un pedazo de ignimbrita con mucha plg y un fenocristal de qz con microlitos de plg, pómez e inclusiones de ox. Cristales fracturados, alterados a color verde. Fiammas verdes con estereulitas y lílicos rellenas de cuarzo, con inclusiones de ox. También se encontraron algunas pómez sin aplastar.
MC11-28	303677	2E+06	2555	Andesita Indaparapeo	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, intersertal	Matriz (100%): Plg (55%), Cpx (4-5%), Opx (4%), Hbl (4%), Ox (10%), vidrio (20-22%).	Microlitos y microfenocristales de plg, cpx, opx, hbl y ox. Algunos fantasmillas de hbl. Con mucho vidrio intersertal que altera a color rojo.
MC11-29	305421	2E+06	2224	Lava basáltica Indaparapeo	Hipocristalina	Inequigranular	Afanítica, intersertal	Matriz (100%): Plg (30-35%), OI (5-8%), Cpx (2-3%), Ox (10-12%), vidrio (45-50%).	Microfenocristales y microlitos de plg, ol, cpx y ox inmersos en una matriz fina de vidrio oscuro.
MC11-31	304771	2E+06	2086	Andesita rojiza Indaparapeo	Hipocristalina	Inequigranular	Porfídica	Minerales (40-45%): Plg (30%), Opx (4-5%), Cpx (5%), Ox (3-5%). Matriz (55-60%): Plg (10-15%),	Fenocristales, microfenocristales y microlitos de plg, cpx, opx fracturados y oxidados, inmersos en una matriz vitrea de color café.

Plg = plagioclasa, Opx=ortopiroxeno, Cpx = clinopiroxeno, Ox = óxidos, Hbl = hornblenda, Bt = biotita, Qz = cuarzo, Hbl-alc = feldespato alcalino, Hbl-k = feldespato potásico, Msv = mesocvita, Epd = Epidota.

Tabla A3.- Síntesis de la descripción petrográfica de las láminas delgadas.

ANEXO B

Metodología de los fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Los análisis de geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron realizados por el Dr. Paul Layer en la universidad de Hamilton, Ontario, Canadá con el espectrómetro de masas VG-3600. Esta técnica se basa en la desintegración radiactiva natural del ^{40}Ar en ^{39}Ar , es decir, se miden los hijos radiogénicos (^{39}Ar) a partir de una muestra pulverizada de roca o de cristales individuales con alto contenido de potasio (como feldespato K, hornblenda, plagioclasa). En este caso se trituro la roca total para separar porciones milimétricas escasas en fenocristales y se calentó a 1500-1800° C con nitrógeno líquido a 273° C para atrapar los compuestos orgánicos e inorgánicos que no nos interesan y obtener gases. Una pequeña parte del isótopo de potasio ^{39}K es transformado en ^{39}Ar al irradiar la muestra con un reactor nuclear, permitiendo medir simultáneamente el K y el Ar en la misma muestra, con lo que disminuye el error. El Ar pasa por los electroimanes para separarse en todas sus masas y el SEM cuenta todos los átomos al neutralizarlos con electrones. Para evitar que la muestra se contamine el equipo se tiene que mantener al vacío, ya que en la atmósfera hay aproximadamente 1% de Ar.

Se utilizó el mineral monitor TCR-2 con edad de 27.87 Ma (Lanphere and Dalrymple, 2000) para calibrar el flujo de neutrones y calcular el parámetro de irradiación para las muestras de Mil Cumbres. Los isótopos de Ar medidos se corrigieron con un sistema blanco y mediante la discriminación de masas. Los sistemas blancos generalmente tienen 2×10^{-16} mol ^{40}Ar y 2×10^{-18} mol ^{36}Ar , y la discriminación de masas se monitoreó corriendo aire calibrado y muestras de vidrio de edad cero, checando los cambios en mediciones semanales y mensuales.

Los análisis de isótopos y de los depósitos fueron realizados en todas las muestras con un 95% de nivel de confianza. En este caso, las edades del depósito fueron los resultados con mayor precisión porque se obtuvieron valores muy bajos de varianza isotópica. Un resumen de las edades radiométricas obtenidas mediante este método se muestra en la tabla A2.

ANEXO C

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. a) Ubicación del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) en la parte central de México (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) y, b) localización de La Sierra de Mil Cumbres (SMC) en la parte centro-sur del CVTM.

Figura 2. Mapa regional donde se muestran las principales vías de acceso (color amarillo) y los caminos secundarios (color negro) en el área de estudio (contorno verde).

Figura 3. Fotografía tomada desde La Ceja del Chilar, al SO del área de estudio, donde se aprecia el valle al sur de la SMC.

Figura 4. Primera carta geológica de la Sierra de Mil Cumbres escala 1:100 000, realizada por Silva-Mora *et al.*, 1980.

Figura 5. Mapa geológico regional escala 1:300 000, realizado por Pasquarè *et al.* en 1991.

Figura 6. Esquema que muestra la clasificación de los depósitos volcánicos y distribución durante la erupción de acuerdo a su tamaño y su distancia de la fuente (Redogón s. f.).

Figura 7. Fotografía que muestra el Lapilli acrecional del cráter de la Perdiguera, España (González, s. f.).

Figura 8. Representación del origen de los líticos juveniles y accidentales (INSUGEO, s. f.).

Figura 9. Esquema que representa la formación de los depósitos de caída (INSUGEO, s. f.).

Figura 10. a) Fotografía de una escoria, b) representación de una erupción hawaiana (Deyave, s. f.).

Figura 11. a) Foto de una pómez, b) representación de una erupción pliniana (Deyave, s. f.).

Figura 12. a) Representación del tamaño de la ceniza, b) Esquema que ilustra la caída de ceniza sobre una población (VC, 2006).

Figura 13. Esquema que representa la formación de una oleada piroclástica. (INSUGEO, s. f.).

Figura 14. a) Imagen que esquematiza la formación de una oleada basal (Martí, 1989); b) oleada basal del volcán Soufrière Hills durante su erupción vulcaniana en 1996 (Druitt *et al.*, 2002).

Figura 15. a) Representación de la formación de los depósitos Ground-surge y, b) Ash-cloud surge (oleadas piroclásticas asociadas a un flujo piroclástico; Martí, 1989).

Figura 16. Representación de los flujos piroclásticos. (NCGS, s. f.)

Figura 17. Fotografía de un flujo piroclástico de pómez (ignimbrita rosa de Atécuaro, Michoacán).

Figura 18. Fotografía que muestra un flujo de escoria: clastos de escoria con matriz de ceniza, volcán La Chirca en Nicaragua (Oband, s. f.).

Figura 19. Fotografía que muestra un flujo de bloques y ceniza.

Figura 20. Representación de un flujo de lava (NCGS, s. f.).

Figura 21. Flujo de lava tipo Pahoehoe de cuerdas y Pahoehoe de concha; Mauna Ulu, Hawaii.

Figura 22. Fotografías que muestran un flujo de lava tipo 'A'a; Mauna Loa, Hawaii (Stevekluge, s. f.).

Figura 23. a) Esquema de un domo volcánico (Benítez, s. f.); b) fotografía de un domo dacítico al SO de la Caldera de Atécuaro.

Figura 24. Representación de los diferentes tipos de calderas. A) Caldera de Krakatoa, isla volcánica al suroeste de Indonesia; b) caldera del parque Nacional Katmai, en Alaska; c) caldera de Valles, Parque Nacional en Nuevo México, EUA; d) caldera de Kilauea, cráter Halema'uma'u, Hawai'i; e) caldera Galápagos, en la isla de Isabela, Ecuador; f) caldera de Masaya, en Nicaragua; g, h, i) caldera de Atitlán, en Guatemala.

Figura 25. a) Fotografía del volcán Vesubio, en Italia; b) representación una caldera de cima.

Figura 26. a) Caldera de Yellowstone, EUA; b) representación de una caldera clásica en forma de herradura.

Figura 27. La gran Caldera de Garita está en el campo volcánico de San Juan, Colorado, EUA. Hace 26.3 Ma produjo la más grande erupción explosiva hasta ahora conocida, el volumen de sus depósitos alcanzó los 5,000 km³, con una formación media 75 km de largo por 35 km de ancho (Lipman et al, 2006); a) fotografía del colapso de la caldera de Garita, b) imagen satelital de la caldera de Garita, c) representación de una caldera de graben.

Figura 28. Esquema que muestra la clasificación de las calderas de acuerdo a sus diferentes formas de colapso (Lipman, 1997).

Figura 29. Representación de los diferentes tipos de actividad volcánica postcaldera: c) Tipo C en posición central, l) centros eruptivos alineados, m) centro eruptivo en el margen de la caldera, r) varios centros eruptivos en el margen, s) varios centros eruptivos en el interior de la caldera.

Figura 30. Proceso de preparación de las láminas delgadas para el análisis petrográfico.

Figura 31. Mapa de isoyetas anuales para la cuenca del Lago de Cuitzeo, tomado del Atlas de la Cuenca del Lago de Cuitzeo (Cram *et al.*, 2010), en el cual se muestra la ubicación de la SMC (contorno azul).

Figura 32. Distribución de los diferentes tipos de climas en Michoacán, tomado del Atlas de la Cuenca del Lago de Cuitzeo (Cram *et al.*, 2010), en el cuál se muestra la ubicación de la SMC (contorno azul).

Figura 33. Mapa de Regiones y Cuencas Hidrológicas en el cuál se muestra la ubicación de la SMC (INEGI, 1999; formado por Correa, 2003).

Figura 34. Modelo de sombreado regional que representa el sistema de red de drenaje a partir del modelo digital de elevación.

Figura 35. Mapa de la clasificación de suelos para el área de estudio (INEGI 1985, modificado por Cabrera, 2000).

Figura 36. Mapa de dominios tomado del Atlas Geográfico del estado de Michoacán (Correa, 2003); el contorno de la SMC se sobrepuso usando Global Mapper 9.

Figura 37. Tipos de vegetación presentes en la SMC. a) Fotografía de bosque de pino-encino en la SMC; b) bosque de encino; c) bosque mesófilo de montaña; d) agricultura de temporal (1) y de riego (2); y e) pastizal inducido en época de secas (3) y en época de lluvias (4).

Figura 38. Mapa de vegetación y uso de suelo para el área de estudio, modificado a partir del mapa digitalizado por la Comisión Forestal, por la subdirección de planeación forestal, departamento de inventario y cartografía forestal (CONAFOR, 2000); actualizado a partir de la imagen de satélite (Google Earth, 2009).

Figura 39. Mapa regional en el cual se trazaron las fallas y alineaciones de conos monogenéticos sobre el modelo digital de elevación (MDE).

Figura 40. Diagrama rosa generado con el software SpheriStat a partir de las fallas y alineamiento de conos trazados con ArcGIS, en el cual se muestra la densidad de direcciones acimutales cada 10° y la línea de tendencia de 61.2°.

Figura 41. Modelo digital de elevación en 3D del área de estudio.

Figura 42. Mapa geológico-volcánico de la SMC.

Figura 43. Fotografía tomada en la Falla La Paloma hacia el NE, sobre las ignimbritas de Atécuaro; se observa al fondo la ciudad de Morelia y el complejo volcánico de Punhuato.

Figura 44. Sedimentos fluvio-lacustres, que afloran en la excavación que se realizó para construir el distribuidor vial de la salida a Charo, al oriente de Morelia.

Figura 45. a) Volcanes monogenéticos Quinceo y Tetillas del Quinceo, al Noroeste de la ciudad de Morelia. b) Flujo de lava andesita-basáltica de las Tetillas del Quinceo, aflorando en la construcción del distribuidor vial de la salida a Quiroga. c) Depósito de caída de ceniza y de pómez del volcán semi-escudo Quinceo ("Pómez Alegría"; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999).

Figura 46. Columna estratigráfica compuesta que muestra las relaciones estratigráficas de la SMC con los depósitos geológicos de la región.

Figura 47. Mapa de pendientes de la Caldera de Atécuaro.

Figura 48. Tipos de red de drenaje para las estructuras volcánicas de la Caldera de Atécuaro (SECO, 2000).

Figura 49. Mapa geomorfológico de la Caldera de Atécuaro.

Figura 50. Mapa geológico-volcánico de la Caldera de Atécuaro, con la ubicación de las secciones estratigráficas estudiadas.

Figura 51. Diagrama en el cual se presentan las diez columnas estratigráficas más representativas de la CA y su correlación. Su ubicación aparece en la figura 46.

Figura 52. Sección C de la CA, donde se observa la relación estratigráfica entre los flujos de lava de andesita-basáltica que conformaron la estructura volcánica de Atécuaro y sus productos piroclásticos.

Figura 53. Columna estratigráfica compuesta de la secuencia de flujos piroclásticos de pómez de la Caldera de Atécuaro.

Figura 54. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los flujos piroclásticos de pómez de la CA. A) Fotografía en luz polarizada de la ignimbrita vino muy soldada, que muestra fenocristales de plagioclasa (Plg) y Feldespato potásico (Feld-K) con fiammes inmersas en una matriz vítrea (muestra MC11-09). B) Fotografía en luz paralela con fenocristales de plagioclasa (Plg) y biotita corroída (Bt) (muestra MC11-09). C) Fotografía en luz polarizada de la ignimbrita rosa, con fenocristales de biotita y fiammes (muestra MC11-16c). D) Fotografía en luz paralela de la ignimbrita rosa, con fenocristales de biotita y fiammes inmersa en una matriz vítrea (muestra MC11-16c). E,F) Fotografías en luz polarizada y paralela, respectivamente, de la ignimbrita blanca con un fenocristal de biotita con fiammes, inmerso en una matriz vítrea (muestra MC11-16f).

Figura 55. Fotografías de la CA tomadas hacia el sur, que muestran los domos andesíticos y el domo dacítico, los cuales sobreyacen a las ignimbritas de Atécuaro (a). Afloramientos en el fraccionamiento del club de golf Altozano, en donde se muestran los contactos entre el domo andesítico y el domo dacítico (b); contacto de las ignimbritas de Atécuaro con el domo dacítico (c).

Figura 56. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los domos andesíticos de la CA. A) Fotografía en luz polarizada que muestra un fenocristal de clinopiroxeno (Cpx), micro-fenocristales y microlitos de plagioclasa (Plg). B) Fotografía en luz paralela con micro-fenocristales de plagioclasa, óxidos (Ox) y ortopiroxenos (Opx) (MC11-40).

Figura 57. Sobre el camino que va de Zimpanio Norte a Atécuaro se observan las ignimbritas blancas de Atécuaro; en algunas partes las sobreyace un flujo de escombros (a); en la fotografía b se observan los flujos de escombros al S de Morelia (Figs.50 y 51, sección h).

Figura 58. Perfil geológico de la Caldera de Atécuaro (N-S)

Figura 59. Mapa de pendientes para la Caldera La Escalera.

Figura 60. Tipos de red de drenaje para las estructuras volcánicas de la Caldera La Escalera (clasificación de redes de drenaje para México según SECO, 2000).

Figura 61. Mapa geomorfológico de la Caldera La Escalera.

Figura 62. Mapa geológico-volcánico de la Caldera La Escalera con la ubicación de las secciones estratigráficas.

Figura 63. Imagen satelital de la región sureste de Morelia (izquierda); donde el Río Chiquito representa una falla con orientación NO-SE, que en cierta forma divide los depósitos volcánicos de las calderas de Atécuaro y La Escalera. También se muestra una fotografía del complejo volcánico Punhuato, con su colapso hacia el oeste (derecha arriba); y la cascada de los filtros viejos de Morelia, compuesta por lava andesítica-basáltica, la cual conforma la estructura de la caldera de Atécuaro (derecha abajo).

Figura 64. Relación estratigráfica de los depósitos volcánicos de la Caldera La Escalera, su ubicación aparece en la figura 62.

Figura 65. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de las lavas andesítico-basálticas de la CLE. A) Fotografía en luz polarizada que muestra microfenocristales de olivino iddingsitizado (ol) y clinopiroxeno (cpx) en un arreglo afanítico; con microlitos de plagioclasa orientados en la dirección del flujo. B) Fotografía en luz paralela con microfenocristales de olivino iddingsitizado (ol) y arreglo traquítico (MC11-06).

Figura 66. (1) Fotografía de La Ceja del Chilar, al suroeste del área de estudio, donde se observa un aforamiento importante de la ignimbrita blanca La Escalera. (2) Afloramiento de la ignimbrita blanca cortada por las estructuras de colapso, en el mirador de Agua Fría, en la desviación de la carretera Mil Cumbres hacia la Escalera.

Figura 67. Flujos piroclásticos de la Caldera La Escalera. a) Afloramiento de la ignimbrita blanca soldada con líticos, en las cascadas de Ichaqueo, camino de San Miguel del Monte a Tumbisca (a) y en la cascada de Chorro Prieto, con aproximadamente 60 m de espesor (b). Ignimbrita rosa soldada, estratificada, con fiammes blancas, aflorando al sur del poblado La Escalera (c). Flujo piroclástico de bloques y ceniza estratificado y basculado en dirección norte; sobreyacido por las avalanchas de escombros de manera erosiva, al norte de la población La Escalera (d).

Figura 68. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los flujos piroclásticos de pómez de la Caldera La Escalera. A) Fotografía en luz polarizada de la ignimbrita blanca La Escalera, con fenocristales de cuarzo (qz), plagioclasa (plg) y feldespato potásico (Feld-K) con líticos y pómez inmersos en una matriz vítrea (MC11-21). B) Fotografía en luz paralela de la misma ignimbrita blanca La Escalera con fenocristales de plagioclasa (Plg) y pómez (MC11-21). C) Fotografía en luz polarizada de la ignimbrita rosa La Escalera con esferulitas (vidrio alterado) (MC11-04). D) Fotografía en luz paralela de la ignimbrita rosa con fenocristales de feldespato potásico (Feld-K) y fiammes inmersas en una matriz vítrea (MC11-04).

Figura 69. Mesas basculadas de ignimbrita La Escalera, al sureste del área de estudio, al sur del poblado Agua Fría. Las líneas verdes muestran el basculamiento hacia el N que presentan las mesas de ignimbrita.

Figura 70. Imagen satelital del cerro Coronilla Chica, al sureste de Morelia; el cual sobreyace a las lavas andesítico-basálticas La Escalera (c). En su base se encuentra aflorando un depósito de caída de spatter de ~3 m de espesor (b), sobreyacido por un flujo de lava andesítica (a), perteneciente al domo la Coronilla Chica (Fig.64, sección a).

Figura 71. Afloramiento del domo andesítico El Palmar, al NO de la población La Escalera, donde se observa una intrusión vítrea.

Figura 72. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los domos andesíticos de la CLE. A) Fotografía en luz polarizada que muestra un fenocristal de olivino iddingsitizado (ol), microfenocristales y microlitos de plagioclasa (plg) (MC11-05). B) Fotografía en luz paralela con fenocristales y microfenocristales de plagioclasa y un microfenocristal de clinopiroxeno (Cpx) (MC11-05). C) Fotografía en luz polarizada que muestra micro-fenocristales de plagioclasa (Plg) y de olivino iddingsitizado (ol) (MC11-16a). B) Fotografía en luz paralela con micro-fenocristales de plagioclasa (Plg) y olivino iddingsitizado (ol) (MC11-16a).

Figura 73. Fotografía de un depósito de flujo de escombros al sur de la Ceja del Chilar, el cual sobreyace a los flujos piroclásticos La Escalera (1). Afloramiento de una avalancha de escombros que erosiona a un flujo de escombros, los cuales sobreyacen de manera erosiva a los flujos piroclásticos de bloques y ceniza de La Escalera (2).

Figura 74. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los líticos dacíticos de los flujos de escombros de la CLE. A) Fotografía en luz polarizada que muestra fenocristales de hornblenda (hbl) y una matriz traquítica con microlitos de plagioclasa (plg) y clinopiroxeno (cpx). B) Fotografía en luz paralela con fenocristales de hornblenda (hbl) y microlitos de plagioclasa (plg), clinopiroxeno (cpx) y ortopiroxeno (opx) orientados en la dirección del flujo (MC11-02b).

Figura 75. Dique andesítico en la base de una cascada de Ichaqueo, camino a Tumbisca; posiblemente este dique dio lugar a esta pequeña cascada.

Figura 76. Perfil geológico de la Caldera La Escalera (S-N).

Figura 77. Mapa de pendientes del Complejo Volcánico Indaparapeo.

Figura 78. Representación de los tipos de redes de drenaje para el CVI; donde el drenaje de tipo anular (d) está pobremente desarrollado, debido a que este se presenta en los volcanes monogenéticos, las estructuras más recientes del área de estudio.

Figura 79. Mapa geomorfológico del Complejo Volcánico Indaparapeo.

Figura 80. Mapa geológico-volcánico del Complejo Volcánico Indaparapeo con la ubicación de las secciones estratigráficas estudiadas

Figura 81. Diagrama en el cual se presentan las cinco columnas estratigráficas más representativas del CVI y su correlación.

Figura 82. Fotografía de un afloramiento de las lavas andesítico-basálticas (MC11-29), cerca del poblado Real de Oztumatlán. En la muestra de lava (derecha arriba) se observa un enclave de lava dacítica.

Figura 83. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de las lavas andesítico-basálticas de Indaparapeo. A) Fotografía en luz polarizada que muestra micro-fenocristales de plagioclasa (Plg) y de clinopiroxeno (cpx) en un arreglo afanítico (MC11-29). B) Fotografía en luz paralela con micro-fenocristales de plagioclasa (Plg) y clinopiroxeno (cpx) (MC11-29).

Figura 84. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los flujos piroclásticos de pómez del CVI. A) Fotografía en luz polarizada que muestra fiammes con desvitrificación inmersas en una matriz vítrea (MC11-26b). B) Fotografía en luz paralela con fenocristales cuarzo (qz) (MC11-26b).

Figura 85. Fotografía de un afloramiento de un domo andesítico en la comunidad de El Salto, cerca del Temazcal, sobre la carretera Mil Cumbres.

Figura 86. Fotografías que muestran algunas características petrográficas de los domos andesíticos del CVI. A y C) Fotografías en luz polarizada que muestran un fenocristal de ortopiroxeno (opx), micro-fenocristales y microlitos de plagioclasa (Plg) y ortopiroxeno (opx). B y D) Fotografías en luz paralela con micro-fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno (opx) (MC11-10) (A y B: MC11-10; C y D: MC11-13).

Figura 87. Fotografía de un depósito importante de flujos de escombros, los cuales sobreyacen erosivamente a los flujos piroclásticos de pómez. Este afloramiento se encuentra en el camino que va de San José de La Cumbre hacia Queréndaro, cerca de Río de Parras, al oriente del CVI; su espesor aproximado es de 60 m (MC11-31).

Figura 88. Fotografías de los sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno, pertenecientes al paleo-lago de Cuitzeo. a) Afloramiento al norte del área de estudio, cerca de El Salto, sobreyaciendo a la secuencia volcánica de Indaparapeo; y sobreyacidos por flujos de lava basáltica perteneciente a un cono monogenético (MC11-14).

Figura 89. Fotografía de los depósitos volcánicos asociados al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. a) Cono de escoria aflorando en un banco de material en El Salto, a 2 km de Indaparapeo. En la base del afloramiento se encuentra el complejo andesítico-basáltico del mioceno, la sobreyace un paleosuelo color beige de 10 cm de espesor; luego 80 cm de caída de ceniza negra y beige con fallas inversas (cabalgamientos) (c). Sobre de la ceniza está un depósitos de caída de escoria tamaño lapilli de 30 cm de espesor. El siguiente depósito es masivo, con aprox. 20 m de espesor con intercalaciones y lentes irregulares de depósitos de caída de spatter, escoria y bombas basálticas (b); contiene bloques

subredondeados y subangulosos de escoria, ignimbrita verde y rosa, andesita y basalto, con dimensiones de hasta 2 m de diámetro. Este depósito es producto de una erupción de tipo estromboliana. En la fotografía "d" se muestra la fase efusiva del cono de escoria, es decir, el flujo de lava basáltica (MC11-14).

Figura 90. Ignimbrita Indaparapeo (MC11-26b) que sobreyace a un domo endógeno dacítico (MC11-26a), el cual no pertenece a la secuencia de Indaparapeo.

Figura 91. Perfil geológico del Complejo Volcánico Indaparapeo (S-N).

Figura 92. Mapa de pendientes del Complejo Volcánico Garnica.

Figura 93. Principales tipos de redes de drenaje para las estructuras de Garnica: dendrítico, dendrítico angulado, dendrítico pinnado y anular; donde el drenaje anular está pobremente desarrollado debido a que se encuentra en las estructuras más recientes de la región (d).

Figura 94. Mapa geomorfológico del Complejo Volcánico Garnica.

Figura 95. Mapa geológico-volcánico del Complejo Volcánico Garnica con la ubicación de las secciones estratigráficas estudiadas.

Figura 96. Diagrama en el cual se presentan las columnas estratigráficas más representativas del CVG y su correlación.

Figura 97. Fotografía de las ignimbritas de Garnica aflorando al SE del área de estudio, cerca del poblado de Cruz de Caminos, Michoacán (Macías *et al.*, 2009).

Figura 98. Fotografía tomada en Cieneguillas, al este del CVG, donde se observan las ignimbritas de Garnica, el domo dacítico "El Capulín" a la izquierda y el domo andesítico "El Cedral" a la derecha.

Figura 99. Domo dacítico al SE del CVG, cerca del poblado de Huajúbaro. Este está sobreyacido por los sedimentos fluvio-lacustres del Plioceno-Pleistoceno.

Figura 100. Imagen satelital de la porción norte del CVG, en donde se observan las mesetas de basalto cortadas por fallas normales y el alineamiento de varios conos monogenéticos en dirección E-O.

Figura 101. Perfil geológico del Complejo Volcánico Garnica (S-N).

Figura 102. a) Diagrama de TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para distinguir entre los diferentes tipos de rocas.

b) Diagrama de Irvine y Baragar (1971) para distinguir entre las series alcalinas y subalcalinas.

c) Diagrama AFM (Álcalis-Fierro-Magnesio) (Irvine y Baragar, 1971) para discriminar entre las series toleíticas y calcoalcalinas, d) Diagrama binario de K contra la concentración de SiO₂ para conocer la concentración de potasio en las rocas. e) Diagrama FeO_t-MgO-Al₂O₃ que discrimina entre el carácter peralcalino del peraluminoso.

Figura 103. Diagramas binarios normalizados tipo Harker para la Sierra de Mil Cumbres, en los cuales se muestra una distribución bimodal. Ver leyenda en Fig.102.

Figura 104. Diagramas binarios para los elementos LILE.

Figura 105. Diagramas binarios para algunos elementos HSFE. Leyenda en figura 104.

Figura 106. Diagramas de tipo Harker (binarios) para los elementos Sc y P, en los cuales se observa claramente una correlación negativa con respecto al contenido de SiO₂ (a y b); diagrama de variación con dos elementos altamente incompatibles entre sí: Rb/Zr vs. Rb, siendo Zr un elemento compatible y Rb un elemento incompatible, esta relación se toma por que ambos elementos presentan un coeficiente de partición muy parecido (<0.1) (Rollinson, 1993). En este diagrama se observa una ligera correlación positiva (c y d). Leyenda en figura 104.

Figura 107. a) Diagrama multielementos normalizados al manto primitivo para las muestras de andesita-basáltica, andesita y dacita de Atécuaro, La Escalera, Indaparapeo y Garnica (Sun y McDonough, 1989). b) Diagrama multielementos

normalizados al manto primitivo para las ignimbritas de Mil Cumbres y las andesitas-basálticas del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG).

Figura 108. Diagrama multielementos (araña) de las tierras raras con valores normalizados a las condritas (Sun y McDonough, 1989).

Figura 109. Diagramas comparativos entre las ignimbritas de la SMC, la SMO y el CVTM; a) diagrama multielementos normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) y b) diagrama de araña de las tierras raras con valores normalizados a las condritas (Sun y McDonough, 1989).

Figura 110. Representación de los principales sistemas de fallas que afectan a la SMC (contorno naranja); entre ellos la falla de Tzitzio-Valle de Santiago y Taxco-Querétaro de dirección NNO-SSE (líneas punteadas color rojo), el dique máfico de Tuzantla de dirección NE-SO (línea punteada azul) y las fallas normales ENE-OSO o E-O (líneas amarillas).

Figura 111. Distribución espacial de la SMO y el CVTM según Nieto-Samaniego et al., 1999 y Ferrari et al., 1999. La SMO cubre un área mayor a los 700 000 km², desde la frontera norte de México con Estados Unidos, entre los estados de Sonora y Chihuahua, gran parte de Baja California, la parte occidental del país y algunas zonas en el centro-sur del país (Ferrari *et al.*, 2002; Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Bryan *et al.*, 2008). El CVTM presenta una orientación general E-O en el centro del país; mide entre 20 y 150 km de ancho y 1000 km de longitud (Gómez-Tuena, 2005).

Figura 112. Imagen satelital de la República Mexicana, donde se muestra la distribución de las principales provincias fisiográficas, así como las placas tectónicas que influyen sobre la orografía de esta. Las flechas rojas indican la extensión NE-SO y las flechas azules la extensión NO-SE. En color amarillo se señalan algunas estructuras volcánicas de la porción central del CVTM y en verde las estructuras volcánicas que marcaron la transición entre la SMO y el CVTM, entre ellas la SMC.

Figura 113. Recopilación de las edades de algunas estructuras volcánicas representativas para la SMO y el CVTM.

Figura 114. Representación de la evolución de las calderas de Atécuaro y La Escalera, a) formación de fracturas y fallas sobre la cámara magmática superficial, b) formación del edificio pre-caldera, c) colapso caldérico, d) emplazamiento de los domos post-caldera (Medina, 1997).

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Análisis químicos de roca total para las muestras de la Caldera de Atécuaro, realizados en ACTLABS, Canadá (anhidros y recalculados al 100%). Algunos datos fueron proporcionados por el Dr. Víctor Hugo Garduño y Ana Samano, sobre estudios realizados anteriormente.

Tabla 2. Análisis químicos de roca total para las muestras de la Caldera de La Escalera, realizados en el LUGIS del Instituto de Geofísica de la UNAM (anhidros y recalculados al 100%). Los elementos traza se obtuvieron en el laboratorio ultralimpio de ICP-MS por la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu.

Tabla 3. Análisis químicos de roca total para las muestras del Complejo Volcánico Indaparapeo y el Complejo Volcánico Garnica; las muestras MC11-14, MC11-15b y MC11-33 pertenecen a los conos de escoria del CVMG. Los análisis del CVI fueron realizados en el LUGIS del instituto de Geofísica de la UNAM (anhidros y recalculados al 100%), los elementos traza se obtuvieron en el laboratorio ultralimpio de ICP-MS por la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu. Las muestras AZ-20, AZ-56 y AZ-58 (CVG) se analizaron en el Laboratorio de ICP-MS del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Estatal de Michigan, EUA por Arce *et al.* (2012).

Tabla A1. Relación de muestras de la SMC.

Tabla A2. Fechamientos ⁴⁰Ar/³⁹Ar de las muestras de la SMC realizados en la Universidad de Hamilton, Canadá por el Dr. Paul Layer.

Tabla A3.- Síntesis de la descripción petrográfica de las láminas delgadas.