

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



Centro de Geociencias
Posgrado en Ciencias de la Tierra



**Magmatismo adakítico en el volcán Tancítaro,
Michoacán, México**

TESIS

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

presenta

José Guadalupe Cavazos Tovar

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A Dios

A mis Padres y a mis hermanas...

*Porque su amor es la fuerza
que me impulsa a seguir adelante*

Agradecimientos

Quiero expresar mi entero agradecimiento al Dr. Arturo Gómez-Tuena, por su disposición y apoyo durante la elaboración de esta tesis; pero sobre todo por la gran amistad que me ha brindado durante el tiempo que hemos trabajado juntos. ¡Gracias Arturo por todas tus enseñanzas!

Un agradecimiento especial a CONACYT por la beca que me proporciono para estudiar este posgrado y por el apoyo recibido a través del proyecto 39785 otorgado por el Dr. Arturo Gómez-Tuena, del cual se obtuvo el financiamiento para el presente trabajo; así como a la división de estudios de posgrado por el apoyo financiero que me otorgó durante los últimos meses.

También quiero agradecer a todo el personal administrativo del centro de Geociencias, especialmente a Marta Pereda, por la eficiencia en el desempeño de sus labores, que simplemente facilitan nuestro paso por el posgrado. Definitivamente ustedes son el motor que pone en movimiento este instituto.

Gracias también a Juanito Vázquez Ramírez y a su personal de laminación, por el tiempo dedicado en la elaboración de las láminas delgadas empleadas en este estudio, al Dr. Jorge Aranda por su ayuda y consejos durante el estudio petrográfico de las láminas y a la M.C. Ofelia Pérez Arvízu por su colaboración en el análisis de elementos traza del presente trabajo.

Quiero extender este agradecimiento a todos los estudiantes de posgrado del centro de Geociencias, que de manera directa o indirecta han contribuido a mi crecimiento académico y personal durante mi estancia en Querétaro; especialmente a Laura Mori por compartir conmigo sus conocimientos. Gracias a todos por su amistad.

Finalmente agradezco a Montserrat Hernández Ramírez por el respaldo y motivación durante el tiempo compartido. Gracias *Jerusha* por tu amistad, cariño y apoyo incondicional.

ÍNDICE GENERAL

Lista de Figuras	i
Lista de Tablas	iii
Resumen	iv
Abstract	vi
1. Generalidades	1
1.1 Introducción	1
1.2 Localización del área de estudio	3
1.3 Objetivos	4
1.4 Metas	4
2. Geología Regional	5
2.1 Faja Volcánica Transmexicana	5
2.2 Evolución geológica y geología estructural	6
2.3 Placa oceánica en subducción y estructura térmica	7
2.4 Geología del basamento	9
2.5 Magmatismo de la Faja Volcánica Transmexicana	11
2.5.1 Magmatismo calcialcalino	11
2.5.2 Magmatismo alcalino de tipo intraplaca	13
2.5.3 Modelos petrogenéticos de la FVTM	13
3. Geología del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato	15
3.1 Estratigrafía del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato	16
3.2 Edades y distribución geográfica	17
3.3 Magmatismo del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato	18
3.4 Petrogénesis del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato	20
3.5 Geología del área de estudio	23
3.5.1 Volcán Tancítaro	23
3.5.2 Conos Monogenéticos	25
4. Métodos Analíticos	27
4.1 Muestro molienda y pulverizado	27
4.2 Análisis de elementos mayores y traza	28
4.3 Análisis isotópicos	30
5. Petrografía	32
5.1 Petrografía de lavas	32
5.2 Descripción mineralógica	34
5.3 Composición modal	38

6. Resultados Geoquímicos	40
6.1 Elementos mayores	40
6.2 Elementos traza	43
6.3 Isótopos de Sr, Nd y Pb	47
7. Discusión	54
7.1 Cristalización fraccionada	54
7.2 Las adakitas del volcán Tancítaro	56
7.3 El componente isotópicamente enriquecido	59
7.4 Reacción entre basaltos eclogíticos subducidos y la cuña del manto	63
7.5 Analogía del magmatismo adakítico en la FVTM	64
8. Conclusiones	66
Referencias	68

Resumen

El volcán Tancítaro es el pico más elevado del estado de Michoacán y uno de los pocos ejemplos de vulcanismo poligenético Cuaternario del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). Ubicado en el frente volcánico de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), y alineado con el resto de los grandes estratovolcanes activos, el Tancítaro representa un eslabón en la continuidad del vulcanismo poligenético del arco mexicano, y una importante anomalía vulcanológica con respecto a gran parte de la actividad magmática monogenética del CVMG.

Los ensambles mineralógicos y las características geoquímicas de las secuencias volcánicas emplazadas en la región durante los últimos 980 mil años han permitido separar procesos magmáticos y evoluciones petrogenéticas distintas. Las rocas del volcán Tancítaro presentan texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y ocasionalmente hornblenda embebidos en una matriz de plagioclasa y minerales opacos. En cambio, los conos cineríticos emplazados en sus alrededores presentan texturas porfídicas con fenocristales de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa, embebidos en una matriz de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales opacos.

En términos de la composición química de elementos mayores, las rocas del volcán Tancítaro son andesitas y dacitas subalcalinas con números de Mg (Mg#) altos (51-63), mientras que los conos cineríticos son mucho más variables, encontrándose basaltos y andesitas de afinidad subalcalina con Mg# altos (59-71). En términos de elementos traza, las rocas de Tancítaro tienen características típicas de arco magmático ($Ba/Nb = 68-133$), con patrones de REE moderadamente fraccionados ($La/Yb = 11-16$) y HREE fuertemente empobrecidas. Destacan los valores bajos de Y (10-16), las altas concentraciones de Sr (508-1534) y los valores altos en la relación Sr/Y (36-116), características que son típicas de magmas adakíticos. Aunque los conos cineríticos también muestran características típicas de arco ($Ba/Nb = 35-101$), las concentraciones de Y tienden a ser ligeramente mayores (12-20), y los valores de Sr (439-749) y Sr/Y (21-44) son menores que en Tancítaro, y por lo tanto no muestran características adakíticas.

Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb de las rocas estudiadas se ven constreñidas entre un componente isotópicamente empobrecido de tipo MORB y un componente enriquecido representado por los sedimentos subducidos o la corteza continental local. Los valores altos en la relación Sr/Y de las rocas de Tancítaro coinciden con los valores isotópicos de tipo MORB, sugiriendo la participación de la corteza oceánica subducida en su petrogénesis. La composición isotópica de Sr y Pb en las rocas de Tancítaro se vuelve paulatinamente más enriquecida con el grado de diferenciación, mientras que en los conos cineríticos se mantiene virtualmente constante.

Las características geoquímicas del volcán Tancítaro parecen ser consistentes con la generación de fundidos parciales de la corteza oceánica subducida que interactuaron con el manto peridotítico durante su ascenso, aunque no hay que descartar la posible participación de la corteza continental superior en su petrogénesis. En cambio, los conos cineríticos tienen una composición más consistente con un proceso de cristalización fraccionada simple a partir de un mismo magma primitivo formado en condiciones de arco magmático.

Abstract

Tancítaro volcano is the highest peak of the state of Michoacán and one of the few examples of Quaternary polygenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (MGVF). Emplaced at the current volcanic front, and aligned with the rest of the active stratovolcanoes, Tancítaro represents a link in the continuity of polygenetic volcanism in the Mexican arc, and an important volcanological anomaly within the mostly monogenetic activity of the MGVF.

Petrographic and geochemical features of the volcanic successions emplaced over the past 980 thousand years allow recognizing different magmatic processes and distinct petrogenetic evolutions. Rocks from Tancítaro show porphyritic textures with phenocrysts of plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene and minor hornblende, embedded in a groundmass of plagioclase and opaque minerals. In contrast, volcanic products from the surrounding cinder cones display porphyritic textures with olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and plagioclase phenocrysts, set in a groundmass made of plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene and opaque minerals.

In terms of the major element compositions, Tancítaro rocks are subalkaline andesites and dacites with high Mg number ($Mg\# = 51-63$), whereas cinder cones are represented by subalkaline basalts and andesites ($Mg\# = 59-71$). Tancítaro products present trace element patterns typical of arc magmas ($Ba/Nb = 68-133$), with moderately fractionated REE patterns ($La/Yb = 11-16$) and a strong HREE depletions. These magmas also present low Y contents (10-16 ppm), high Sr concentrations (508-1534 ppm) and high Sr/Y ratios (36-116), that are common features of adakitic magmas. Although the cinder cones also present geochemical features of arc magmas ($Ba/Nb = 35-101$), their Y contents are slightly higher (12-20 ppm), while Sr concentrations (439-749 ppm) and Sr/Y ratios (21-44) are lower than in Tancítaro, and hence do not display adakitic features.

Sr, Nd y Pb isotopic compositions of the studied rocks are bracketed between an isotopically depleted MORB-like component and an enriched component that might be either represented by the subducted sediments or by the local continental crust. Tancítaro rocks with high Sr/Y ratios display MORB-like isotopic compositions,

suggesting the involvement of the subducted oceanic crust in their petrogenesis. Sr and Pb isotopic compositions of Tancítaro rocks display a positive correlation with differentiation indexes, while cinder cones present isotopic compositions that remain almost constant with differentiation.

The geochemical characteristics of the Tancítaro suite seem consistent with the participation of slab-derived silicate melts that interacted with the peridotitic mantle during ascent, even though some upper crustal contamination could also contribute to their petrogenesis. On the other hand, cinder cones present a chemical composition that is consistent with a simple fractional crystallization process from a common primitive arc magma.

1. Generalidades

1.1 Introducción

Las zonas de subducción son los límites tectónicos más complejos del planeta y juegan un papel preponderante en el ciclo geoquímico de la tierra sólida, por lo que entender la contribución química de la corteza oceánica subducida a las rocas de arco es esencial para comprender mejor el origen de la corteza continental [Yogodzinski y Kelemen, 1998]. Sin embargo, y a pesar de que la evolución de una zona de subducción está íntimamente relacionada con las reacciones metamórficas que ocurren en la placa subducida, en la actualidad existe un consenso general de que la fuente de los magmas de arco es la cuña del manto, y que la placa subducida provee un componente rico en fluidos que dispara los procesos de fusión al disminuir la temperatura de solidus del manto.

Estos procesos juegan un papel importante en la distribución de los elementos químicos de los diferentes reservorios involucrados. Sin embargo, aún no se conocen con claridad los mecanismos físicos que permiten esta transferencia [Class *et al.*, 2000]. Se sabe que los magmas de arco muestran una señal significativa de elementos traza que incluyen un marcado enriquecimiento en Pb y elementos litófilos de ión grande (LILE, por sus siglas en inglés), comparados con los elementos de alto potencial iónico (HFSE, por sus siglas en inglés) y elementos de las tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) [Gill, 1981; Kay, 1984; McCulloch y Gamble, 1991; Miller *et al.*, 1994]. Algunos autores han atribuido este enriquecimiento en arcos a la acción de fluidos liberados de la corteza oceánica subducida [Miller *et al.*, 1994; Ryan *et al.*, 1995]; otros proponen que estas señales se derivan a partir de la fusión de los sedimentos subducidos [Elliott *et al.*, 1997; Turner *et al.*, 1997]. Otros estudios también han sugerido la fusión del componente basáltico de la placa como un proceso importante para la generación de andesitas y dacitas [Defant y Drummond, 1990].

Aunque conocemos los componentes involucrados en las zonas de subducción, algunas veces es difícil discernir entre ellos, debido a los subsecuentes procesos que pueden estar involucrados en la petrogénesis de los magmas de arco. Por consiguiente, cuantificar las contribuciones de la placa oceánica subducida y diferenciarlas de aquellas derivadas de la corteza continental, ha sido un problema difícil de resolver. Un

ejemplo típico son los sedimentos subducidos, que aunque en cierta forma provienen de la denudación de los continentes, algunas veces es difícil distinguirlos de un proceso de asimilación cortical (AFC), aún con las herramientas geoquímicas más sofisticadas. Así mismo, la variabilidad entre los procesos y/o componentes mencionados, se manifiesta en la superficie como una sola composición, y son estas las andesitas de arco. Este tipo de rocas son interesantes debido a que su composición es similar al promedio de la corteza continental, de hecho, esta similitud ha sido propuesta como un ejemplo de cómo la corteza continental puede crecer sin involucrar una corteza continental preexistente [Kelemen *et al.*, 2003]. Por consiguiente, entender el mecanismo que dio lugar a las andesitas de arco, es esencial para comprender mejor el origen de la corteza continental.

Desde el punto de vista petrológico, el proceso más aceptado para la generación de andesitas de arco es por diferenciación de un magma basáltico que evoluciona por un proceso de cristalización fraccionada [Gill, 1981]. No obstante, en la última década se han propuesto diferentes modelos petrogenéticos para el origen de estos productos. La fusión parcial del manto en condiciones hidratadas es un probable candidato para la formación de estas rocas [Grove *et al.*, 2003]; también existe la posibilidad de que el magma estacionado bajo la corteza continental experimente un proceso de homogenización que de lugar a una misma composición, lo cual es conocido como zonas de MASH (*melting, assimilation, storage, homogenization*) [Hildreth y Moorbath, 1988]. Otro proceso involucrado, quizás el de mayor controversia, es la fusión parcial de la corteza oceánica subducida. Esto consiste en la generación de magmas hidratados ricos en SiO₂ que interactúan con la cuña del manto durante su ascenso, y cuyo producto es conocido como andesitas de alto Mg# [Kelemen *et al.*, 2004]. Dichas rocas, consideradas también como adakitas [Defant y Drummond, 1990], están caracterizadas por tener altas concentraciones de Sr, bajos contenidos de Y y elementos de tierras raras pesadas (HREE, por sus siglas en inglés), además de valores isotópicos que tienden a ser parecidos a los basaltos de dorsal oceánica (MORB). Este tipo de magmas han sido reconocidos en arcos donde la placa oceánica subducida es relativamente joven, aunque cada vez es más frecuente encontrarlos en otro tipo de arcos y en regiones que no tienen influencia de un régimen tectónico convergente [Wang *et al.*, 2005].

Lo anterior se destaca debido a que el presente trabajo se desarrolla en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM): un arco magmático continental subyacente por corteza oceánica relativamente joven, en donde existe una gran diversidad de magmas y cuyo origen ha estado sujeto a una intensa discusión por más de un siglo [Gómez-Tuena *et al.*, 2005].

1.2 Localización del área de estudio

El volcán Tancítaro está ubicado en el frente volcánico de la FVTM, y está claramente alineado con los principales estratovolcanes activos de nuestro país que se distribuyen con una orientación E-W a lo largo del paralelo 19°N (Fig. 1a). El volcán se encuentra emplazado en la parte suroeste del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG), dentro de las coordenadas 102° 10' a 102° 25' de longitud oeste y 19° 15' a 19° 35' de latitud norte. El volcán más famoso del CVMG, es el Parícutin, que se encuentra emplazado al pie del volcán Tancítaro, aproximadamente a 11 km hacia el NE de su cima (Fig. 1b).

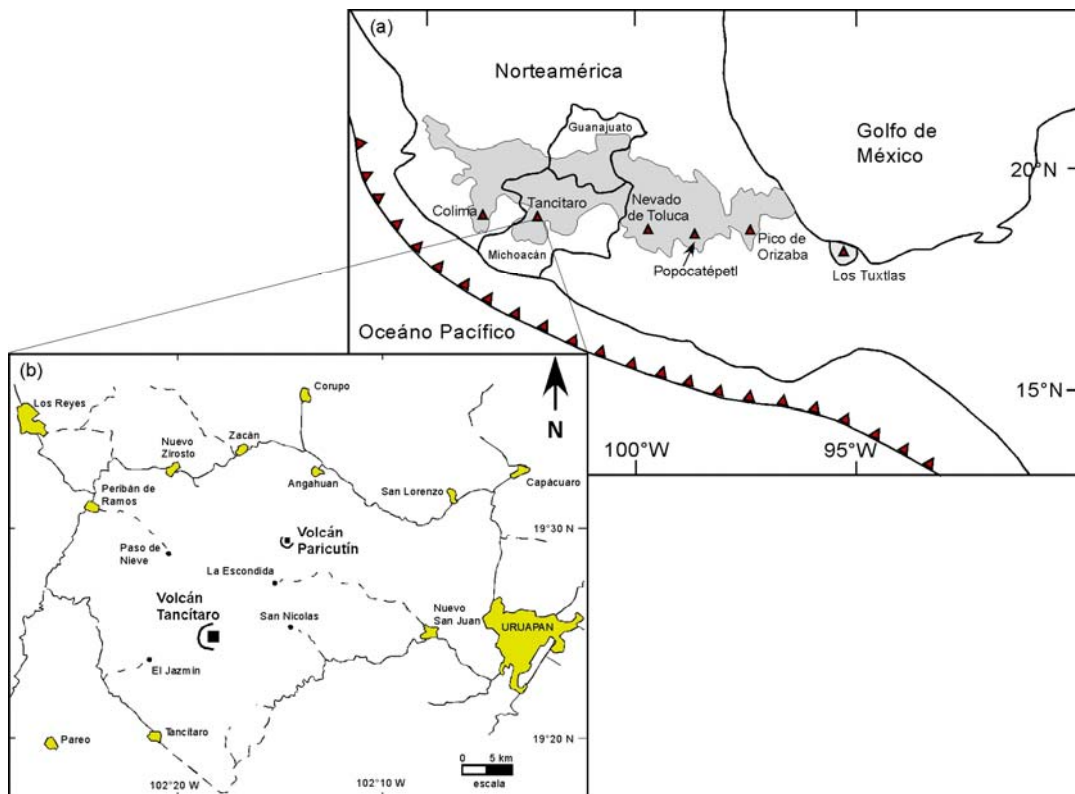


Figura 1. (a) Ubicación de la FVTM (en gris) y principales volcanes activos (triángulos negros). Nótese el alineamiento de estos volcanes con el volcán Tancítaro. (b) Localización y vías de acceso al volcán Tancítaro.

1.3 *Objetivos*

El objetivo de este trabajo es estudiar las características petrográficas y la composición química del volcán Tancítaro y conos cineríticos aledaños con la finalidad de conocer los mecanismos petrogenéticos que les dieron origen. Lo anterior surge, debido a que el volcán Tancítaro representa un eslabón en la continuidad del vulcanismo poligenético en el arco mexicano, y es una importante anomalía vulcanológica con respecto a la actividad magmática monogenética del CVMG. Por estos motivos, el estudio detallado de los productos volcánicos del Tancítaro permitirá evaluar su posible asociación genética con el vulcanismo monogenético del área, y su relación con el vulcanismo poligenético de la FVTM.

1.4 *Metas*

- a) Realizar un mapa fotogeológico del área de estudio, separando los diferentes conos y flujos de lava del volcán Tancítaro, así como la ubicación de las muestras colectadas.
- b) Realizar un análisis petrográfico detallado de las rocas de Tancítaro y conos cineríticos aledaños.
- c) Determinar las características geoquímicas de elementos mayores, traza e isótopos de Sr, Nd y Pb para las rocas de Tancítaro y conos cineríticos cercanos.
- d) Finalmente, discutir la petrogénesis del volcán Tancítaro y conos cineríticos aledaños.

2. Geología Regional

2.1 Faja Volcánica Transmexicana

Se acostumbra definir a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) como un arco magmático continental del Mioceno medio-tardío al Reciente, relacionado con la subducción de las placas Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica [Gómez-Tuena *et al.*, 2005]. El arco tiene una orientación principal E-W y forma un ángulo de $\sim 16^\circ$ con respecto a la trinchera. Tiene una longitud de 1,000 km y una amplitud irregular entre 80 y 230 km, área donde se distribuyen más de 8,000 estructuras volcánicas de diversa morfología y composición [Robin, 1982]. La provincia se extiende desde San Blas, Nayarit hasta Palma Sola, Veracruz, (Fig. 2) constituyendo uno de los arcos volcánicos más complejos y variados que bordean la región circum-Pacífica. Entre sus rasgos más peculiares se pueden citar la gran variabilidad de estructuras volcánicas, la diversidad composicional de las rocas volcánicas, la oblicuidad de su parte central y oriental con respecto a la trinchera, además de la notable variación en el ancho del arco [Ferrari, 2000].

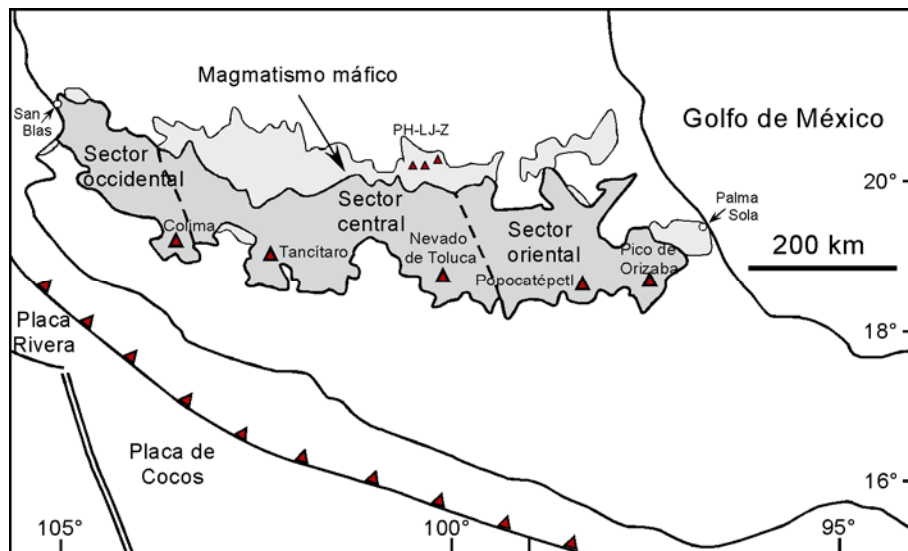


Figura 2. Mapa esquemático de la FVTM mostrando los principales volcanes poligenéticos del frente volcánico. También se muestra la distribución del episodio de magmatismo máfico de finales del Mioceno [Ferrari, 2004], el arco Plioceno tardío-Cuaternario, y los volcanes Miocénicos con señales adakíticas: Palo Huérfano (PH), La Joya (LJ) y Zamorano (Z). Modificado de Gómez Tuena *et al.*, (2005).

Debido a la complejidad que presenta esta provincia es necesario entenderla por separado. Por consiguiente ha sido costumbre dividir a la FVTM en tres sectores principales con base en sus características geológicas y estructurales [Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988]: una porción occidental conformada por el graben de Colima,

Chapala y Tepic-Zacoalco [Allan, 1986], una porción central ubicada entre el graben de Colima y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende [Álvarez, 2002], y una porción oriental limitada al oeste por este sistema y al este por el Golfo de México.

2.2 Evolución geológica y geología estructural de la FVTM

Los trabajos de cartografía geológica realizados en las últimas dos décadas y la gran cantidad de edades isotópicas obtenidas durante ese periodo, han llegado a esclarecer la evolución espacio-temporal de la FVTM. La transición del arco de la Sierra Madre Occidental (SMO) a la FVTM ocurrió durante el Mioceno medio a tardío como resultado de una reorganización de placas que involucró la fragmentación de la placa Farallón y la extensión inicial en el Golfo de California. Esta reorganización provocó una rotación progresiva de $\sim 30^\circ$ de forma antihoraria, dando lugar a la FVTM [Ferrari *et al.*, 1999].

Las rocas más antiguas de la FVTM se concentran hacia la parte frontal del arco moderno y migran paulatinamente hacia las partes más distales del arco, siendo los volcanes más alejados de la trinchera grandes centros volcánicos representados por los volcanes Palo Huérfano [Pérez Venzor *et al.*, 1996], La Joya [Valdez-Moreno *et al.*, 1998], y Zamorano (Fig. 2) [Carrasco-Núñez *et al.*, 1989; Verma y Carrasco-Núñez, 2003], con edades que varían entre 16 y 10 Ma. Posterior a esto, en el Mioceno tardío ocurre un amplio vulcanismo máfico a intermedio con edades que varían entre ~ 11 y 3.8 Ma [Verma *et al.*, 1985; Ferrari *et al.*, 1994; Moore *et al.*, 1994; Richter *et al.*, 1995; Suter *et al.*, 1995] emplazado desde la costa de Nayarit hasta Veracruz, al norte del arco volcánico moderno (Fig. 2). Justo al sur del área con magmatismo máfico, hacia finales del Mioceno tardío y durante el Plioceno temprano, tuvo lugar un amplio episodio de vulcanismo silíceo, el cuál es especialmente notable en el sector central y occidental de la FVTM [Ferrari *et al.*, 1999]. Más tarde, durante el Cuaternario y hasta nuestros días, los eventos más importantes fueron la construcción de los grandes estratovolcanes activos de la FVTM y de los complejos volcánicos monogenéticos, emplazados a una distancia más cercana a la trinchera.

Por otra parte, el fallamiento más importante en la FVTM se concentra hacia el sector occidental, con menor influencia hacia la parte central y oriental. Tanto en el sector occidental como en el central predominan las fallas de carácter extensional. Más aún, ambos sectores son caracterizados por el emplazamiento de campos volcánicos

monogenéticos, asociados al régimen tectónico prevaleciente. Hacia el sector oriental disminuye considerablemente el fallamiento y, a diferencia de los demás sectores, los campos volcánicos monogenéticos representan solo una pequeña parte del vulcanismo emplazado, si se les compara con los grandes estratovolcanes.

Según *Cantagrel y Robin (1979)*, *Hoskuldsson y Robin (1993)* y *Alaniz Álvarez et al., (1998)*, el fallamiento presente a lo largo de la FVTM tiene implicaciones en el tipo de vulcanismo. Siguiendo el modelo teórico de *Takada (1994)*, *Alaniz Álvarez et al. (1998)* sugieren que las fallas norte-sur de la FVTM, tienen pequeñas tasas de deformación que favorecen el entrampamiento de magmas y dan lugar al vulcanismo poligenético (estratovolcanes). Así mismo, fallas normales paralelas al arco tienen altas tasas de deformación, dando lugar a cámaras magmáticas de corta vida, y de esta forma favorecen la generación de centros volcánicos monogenéticos. Aunque este modelo ha sido criticado por diversos investigadores [*Contreras y Gómez Tuena, 1999; Siebe et al., 1999; Suter, 1999*], hasta la fecha no existe otro modelo que explique la alineación de los estratovolcanes en la FVTM.

2.3 Placa oceánica en subducción y estructura térmica

El origen de la FVTM y la falta de paralelismo del arco con respecto a la trinchera ha sido motivo de amplias discusiones [*De Cserna, 1958; Mooser, 1972; Gastil y Jensky, 1973; Johnson y Harrison, 1990*]. Actualmente las evidencias geofísicas indican que las placas Rivera y Cocos se subducen bajo la trinchera Mesoamericana en dirección al arco mexicano [*Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Urrutia Fucugauchi y Bohnel, 1987; Pardo y Suárez, 1993; Pardo y Suárez, 1995*]. No obstante dichas evidencias, las encuentran no muy claras algunos escépticos por la relación existente entre la subducción y el magmatismo de la FVTM debido a las peculiaridades petrológicas de las rocas magmáticas, a la existencia de una tectónica distensiva y a una mala definición del plano de Benioff por debajo de la mayor parte del arco [*Márquez et al., 1999; Verma, 1999; Sheth et al., 2000; Verma, 2000; Verma, 2002*].

Sin embargo, aunque existen estas consideraciones, la tectónica de las placas oceánicas bajo el arco mexicano ha sido explicada por diversos estudios sobre anomalías magnéticas [*Atwater, 1970; Menard, 1978; Mammerickx y Klitgord, 1982; Lonsdale, 1991*]. Estos trabajos sugieren, que las placas que se subducen bajo el arco son el producto

de una reorganización de placas que involucró la fragmentación de la placa Farallón. Como consecuencia, se originaron las placas Rivera y Cocos las cuales difieren en edad (13 Ma y 12.7-16 Ma respectivamente), y velocidad de convergencia (1.7-2.2 cm/año y 4.7-6.7 cm/año respectivamente) (Fig. 3).

En la actualidad existen pocos trabajos que describen la composición de la corteza oceánica subducida y su cobertura sedimentaria. De hecho, los únicos trabajos que explican estas variables son los realizados por el *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) [Moore *et al.*, 1982], y las interpretaciones realizadas por Manea *et al.*, (2003) en perfiles de anomalías gravimétricas a lo largo de la trinchera. Los estudios de Manea *et al.* (2003) sugieren que la cobertura sedimentaria sobre la placa de Rivera no sobrepasa los 20 metros de espesor y que este se incrementa hacia al SE. Por otra parte, las perforaciones realizadas por el DSDP evidencian de manera directa la composición de la corteza oceánica subducida y su cobertura sedimentaria [Plank y Langmuir, 1998; Verma, 2000; Lagatta, 2003].

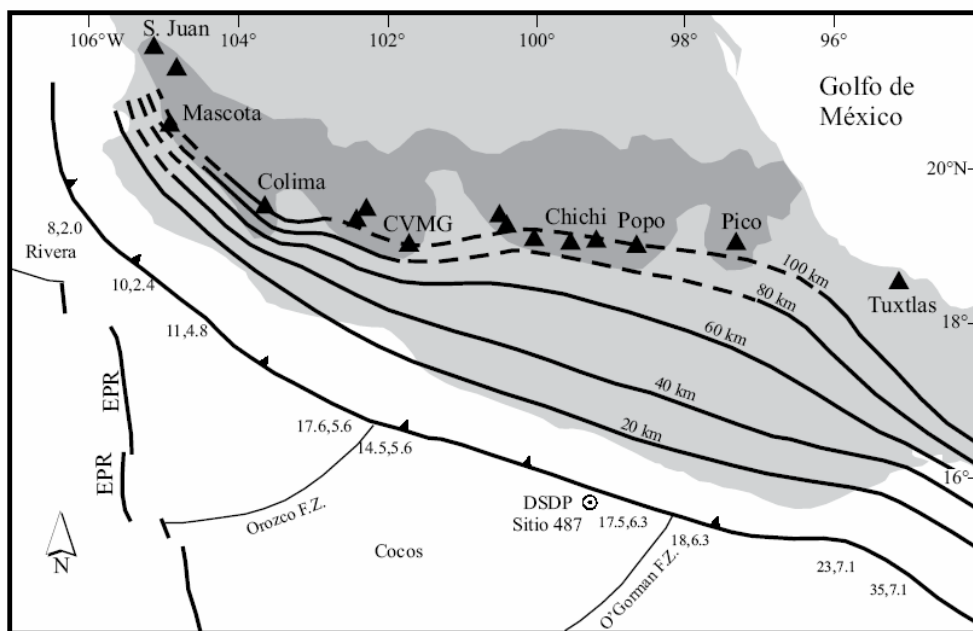


Figura 3. Mapa tectónico generalizado del sistema de subducción mexicano. Los números separados por comas indican la edad de la corteza oceánica (en Ma) y la velocidad de convergencia (en cm/a), respectivamente. Las curvas representan la profundidad de la corteza oceánica (la curva segmentada es una inferencia). También se muestra la sección muestreada por el *Deep Sea Drilling Project* en el sitio 487 (DSDP sitio 487), la dorsal del Pacífico del este (EPR), la zona de fractura de Orozco, la zona de fractura O'Gomman. Como referencia se incluyen algunos campos volcánicos importantes: Campo volcánico de Los Tuxtla (Tuxtlas), campo volcánico de Chichinautzin (Chichi), campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), el campo volcánico de Mascota (Mascota), volcán Pico de Orizaba (Pico), volcán Popocatepetl (Popo), volcán de Colima (Colima) y volcán San Juan (S. Juan). Figura tomada de Gómez Tuena *et al.* (2005).

Los materiales colectados y analizados en el sitio DSDP 487 a 11 km de la costa de Guerrero (Fig. 3) indican que la corteza oceánica está compuesta por basaltos con cristales de olivino y plagioclasa, y en menor medida por basaltos afíricos. Por otra parte, la cubierta sedimentaria tiene un espesor de ~100 m constituido de sedimentos hemipelágicos de edad cuaternaria y ~70 m de sedimentos pelágicos cuya edad es del Mioceno tardío-Plioceno. Los sedimentos pelágicos tienen concentraciones altas de elementos traza en comparación a su contraparte terrígena, además de una diferencia notable en la anomalía de Ce, siendo el componente pelágico el de menor concentración en Ce, producto de la solubilidad relativa del Ce tetravalente en agua de mar [Rollinson, 1993; Plank y Langmuir, 1998].

La estructura térmica en la zona de subducción mexicana ha sido poco estudiada. Recientemente se ha propuesto la existencia de una amplia zona de acoplamiento (~200 km) entre la placa oceánica y la corteza continental para el perfil Guerrero-Ciudad de México [Kostoglodov *et al.*, 2003]. Por otro lado, los estudios de Manea *et al.* (2005) sugieren que la placa oceánica puede llegar a fundirse a profundidades entre 50 y 60 km, y que el manto astenosférico en condiciones hidratadas puede fundirse debido a las temperaturas alcanzadas (>1200 °C).

2.4 Geología del basamento

La FVTM es una gran cobertura volcánica que impide reconocer con detalle la naturaleza geológica, edad y composición del basamento sobre el que está emplazada. Siguiendo los lineamientos de Campa y Coney (1983), recientemente Sedlock *et al.* (1993) y Ortega Gutiérrez *et al.* (1994) sugieren que el territorio mexicano está conformado por un conjunto de terrenos tectonoestratigráficos con distintas edades y naturalezas geológicas que han sido acrecionados a la placa de Norteamérica durante distintos periodos orogénicos.

Actualmente se estima, con base en reconstrucciones tectónicas, correlaciones estratigráficas y en el reconocimiento del microcontinente Grenvilliano Oaxaquia [Ruiz *et al.*, 1988a; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995; y Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995], que la FVTM podría estar emplazada al menos sobre tres terrenos tectonoestratigráficos distintos: Guerrero, Mixteco y Oaxaquia; cuya asimilación podría representar una influencia en la petrogénesis de los magmas de la FVTM.

Terreno Guerrero

Con 700,000 km² es el terreno cordillerano más extenso de Norteamérica. Tradicionalmente se considera que este terreno está constituido por rocas volcánicas y volcanoclásticas de afinidad oceánica y de arco magmático, las cuales fueron acrecionadas a la placa de Norteamérica durante el Cretácico Tardío [Centeno García *et al.*, 1993]. Sin embargo, otros estudios estratigráficos, geocronológicos y estructurales descartan la aloctonía del terreno Guerrero y, en cambio, lo consideran como un conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias depositadas sobre la corteza atenuada de la placa Norteamericana y deformada posteriormente por la orogenia Larámide [Cabral-Cano *et al.*, 2000a; Cabral-Cano *et al.*, 2000b]. Así mismo, se han encontrado evidencias que indican el emplazamiento de este terreno sobre rocas de afinidad continental de edad Precámbrica; tales evidencias son sustentadas por edades modelo de Nd en rocas intrusivas de la margen del Pacífico [Schaaf *et al.*, 1995], así como en un xenolito granulítico encontrado en la caldera Amealco, Querétaro [Aguirre Díaz *et al.*, 2002].

Terreno Mixteco

El Terreno Mixteco se encuentra limitado al oriente por Oaxaquia, al sur por el terreno Chatino y al occidente por el terreno Guerrero. Su frontera norte está cubierta por la FVTM y por lo tanto se desconoce si su límite con Oaxaquia representa una anisotropía cortical en el centro de México. Este terreno está conformado por el Complejo Acatlán, [Yañez *et al.*, 1991; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994], cuyas rocas son principalmente metasedimentos y metabasitas de afinidad oceánica a continental, metamorfizadas en facies de anfibolita, eclogita y esquisto verde, los cuales comúnmente están intrusionados por granitos e influenciados por periodos de migmatización. Las edades más antiguas de este terreno son Paleozoicas y varían desde el Ordovícico-Silúrico representado por rocas plutónicas graníticas, aplíticas y pegmatíticas, denominadas Granitoides la Esperanza, al Misisípico-Pérmico representado por sedimentos marinos y continentales de la Formación Patlanoaya y Matzitzi, respectivamente.

Terreno Oaxaquia

El terreno Oaxaquia representa una gran masa cortical de edad Grenvilliana (~1 Ga), que podría alcanzar cerca de 1,000,000 km². Dentro del terreno se localizan distintos afloramientos que definen bien al microcontinente Oaxaquia [Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995]; estos son: Complejo Oaxaqueño [Ortega-Gutiérrez, 1984], Gneiss Novillo [Ortega-

Gutiérrez, 1978], Gneiss Huiznopala [*Lawlor et al., 1999*], y el Complejo Guichicovi [*Murillo-Muñeton, 1994; Weber y Kohler, 1998*]. El complejo Oaxaqueño está constituido por metapelitas, gneises cuarzofeldespáticos, calcisilicatos, anfibolitas y mármoles, mientras que las rocas descritas en los demás afloramientos (Gneiss Novillo, Gneiss Huiznopala, Complejo Guichicovi) presentan la misma litología, condiciones metamórficas y estructurales que las descritas en el complejo Oaxaqueño.

2.5 Magmatismo de la FVTM

El magmatismo predominante en los diferentes sectores y edificios volcánicos de la FVTM es calcialcalino, sin embargo también existen rocas alcalinas que se distribuyen de forma preferencial hacia los sectores occidental y oriental y en volcanes aislados asociados a los campos volcánicos monogénéticos.

2.5.1 Magmatismo calcialcalino

Las rocas calcialcalinas han sido consideradas por algunos autores como los principales productos de la actividad volcánica relacionada a la subducción de las placas Rivera y Cocos bajo Norteamérica [*Wallace y Carmichael, 1999; Luhr, 1997; entre otros*]. Los productos son encontrados a lo largo y ancho del arco mexicano y han sido emplazados desde el Mioceno hasta el Reciente. A grandes rasgos, la composición de los productos volcánicos está representada por andesitas y dacitas. Sin embargo, rocas basálticas más primitivas son comúnmente encontradas en campos volcánicos monogénéticos, mientras que rocas más evolucionadas están asociadas a calderas y estratovolcanes. Por consiguiente, y con la finalidad de entender mejor el magmatismo de la FVTM, se discutirán de manera separada las estructuras volcánicas más representativas: estratovolcanes y campos volcánicos monogénéticos.

Estratovolcanes

Las rocas generadas en los estratovolcanes activos de la FVTM son andesitas y dacitas calcialcalinas emplazadas durante el Cuaternario. Hasta la fecha existen relativamente pocos trabajos enfocados a los estudios petrológicos y geoquímicos de estos volcanes. Sin embargo, la mayoría de los investigadores han llegado al consenso de que la variedad petrológica en los estratovolcanes del arco muestra claras evidencias de mezcla de magmas. La residencia de los magmas en cámaras magmáticas de larga duración permite

una efectiva homogeneización y el consecuente emplazamiento de rocas volcánicas con composiciones relativamente monótonas [Gómez Tuena, et al., 2005].

En los productos del Iztaccíhuatl, el ensamble de fenocristales en desequilibrio tales como cuarzo y olivino es uno de los argumentos de Nixon (1988) para sugerir mezcla de magmas, debido a que no pueden haberse derivado estos minerales por un proceso de cristalización en equilibrio a partir de un magma máfico. El fenómeno de mezcla de magmas no es una particularidad de los productos del Iztaccíhuatl, sino que ocurre en otros estratovolcanes activos, como el volcán de Colima, en donde es posible encontrar fenocristales de olivino con coronas de reacción y abundantes texturas de desequilibrio [Luhr, 2002]. Así mismo, estudios petrológicos y geoquímicos en el volcán Popocatepetl [Boudal y Robin, 1987; Straub y Martín del Pozo, 2001; Schaaf et al., 2005] muestran, al igual que en los demás estratovolcanes, evidencias típicas de mezcla de magmas. Erupciones recientes (1994-presente) han producido domos de lava silíceos y clastos de pómez que muestran evidencias de *mingling* y mezcla de un componente dacítico y un componente máfico [Schaaf et al., 2005].

Recientemente Martínez Serrano et al. (2004), mostraron que las rocas del estratovolcán Nevado de Toluca pueden haberse formado por fusión parcial de la corteza oceánica subducida, aunque no descartan la posibilidad de un proceso de contaminación cortical. Al igual que estos autores, Gómez-Tuena et al. (2003) han sugerido fusión parcial de la placa en plutones Miocénicos en el área de Palma Sola y Luhr (2000) para el volcán San Juan, ubicado en Nayarit.

Campos volcánicos monogénéticos

En la parte central de la FVTM, existen tres campos volcánicos monogénéticos: el CVMG, la Sierra de Chichinautzin y Valle de Bravo [Bloomfield, 1975; Hasenaka y Carmichael, 1985a; Wallace y Carmichael, 1999; Blatter et al., 2001; entre otros]. Éstos se caracterizan por presentar rocas desde basálticas hasta andesíticas y, a diferencia de los grandes estratovolcanes, tienen cámaras magmáticas de vida corta, caracterizados por pequeñas tasas de abastecimiento magmático [Hasenaka y Carmichael, 1985a]. Por consiguiente, los procesos de diferenciación y mezcla a gran escala que han sido documentados ampliamente en los estratovolcanes mexicanos se ven relativamente atenuados en los sistemas magmáticos monogénéticos [Gómez Tuena, et al., 2005]. Dentro

de estos campos se han identificado diferentes tipos de rocas con características desde magmatismo intraplaca hasta magmatismo típico de subducción.

La Sierra de Chichinautzin, localizada al sur de la Cuenca de México, está caracterizada por la coexistencia de vulcanismo máfico y félsico, en relación a los estratovolcanes de la FVTM. Los basaltos emplazados en esta región tienen afinidades alcalinas y son geoquímicamente similares a los basaltos de islas oceánicas (OIB), mientras que las rocas volcánicas intermedias y félsicas, muestran afinidades calcialcalinas. De acuerdo a *Márquez y De Ignacio* (2002), la diversidad magmática en este campo no está relacionada con un proceso de cristalización fraccionada de magmas máficos, sino con una fuente del manto heterogénea. Por otra parte, *Wallace y Carmichael* (1999) sugieren que las rocas alcalinas y calcialcalinas en la Sierra de Chichinautzin, pueden ser generadas en un ambiente de arco a partir de convección inducida en la cuña del manto bajo el arco, causando ascenso de material del manto astenosférico en la región de generación de magmas.

2.5.2 *Magmatismo alcalino de tipo intraplaca*

Rocas con afinidad alcalina y patrones de elementos traza similares a los OIB, han sido encontradas en diversas localidades de la FVTM. Este tipo de rocas con edades diferentes, representan un volumen pequeño en comparación a rocas calcialcalinas y, a diferencia de éstas, las rocas alcalinas están asociadas principalmente a campos volcánicos monogénéticos, concentrándose la gran mayoría en el sector occidental.

Las rocas volcánicas alcalinas son principalmente basaltos y hawaiitas, pero también se han encontrado rocas más evolucionadas. Algunos autores, han propuesto que estas rocas son el resultado de la fusión parcial de un manto enriquecido en elementos incompatibles [*Verma y Nelson*, 1989; *Moore et al.*, 1994]. Sin embargo, otros sugieren fusión por descompresión de un manto astenosférico como resultado de un flujo de material en la cuña del manto bajo el arco [*Luhr*, 1997].

2.5.3 *Modelos petrogenéticos para la FVTM*

Diversas teorías han sido propuestas para explicar el origen del magmatismo en la FVTM. La gran diversidad magmática en la parte oeste del arco ha sido explicada por *Luhr* (1997), como una consecuencia de la subducción y extensión, donde el origen de los

magmas subalcalinos puede explicarse por el modelo convencional (fluidos liberados de la placa en subducción), mientras que el vulcanismo alcalino máfico (OIB) refleja una zona litosférica no afectada por la subducción (extensión). De acuerdo al autor, el magmatismo alcalino ocurre por fusión por descompresión de un manto astenosférico como resultado de un flujo de material en la cuña del manto bajo el arco [Luhr, 1997].

Otro modelo para explicar el magmatismo OIB es el propuesto por *Márquez et al.*, (1999), el cual se extiende para toda la FVTM. Estos autores indican que el magmatismo alcalino intraplaca, es el producto de un *rifting* que se propaga hacia al este en respuesta a una pluma del manto activa. Como consecuencia, rocas de carácter calcialcalino son formadas a partir de una mezcla entre magmas OIB y un componente de la corteza inferior de composición dacítica.

De acuerdo con *Sheth et al.* (2000), el modelo descrito anteriormente presenta algunos inconvenientes. Estos autores argumentan que, así como un magma calcialcalino no involucra precisamente un proceso de subducción, un magma tipo OIB no es necesariamente el producto de una pluma del manto, sino que puede originarse en un sistema de *rift* activo. Por consiguiente, relacionan la coexistencia de magmatismo alcalino y calcialcalino a un manto heterogéneo, generado a partir de un proceso de *rift* a lo largo del arco. De esta manera, sugieren que las rocas calcialcalinas son el producto de cristalización fraccionada y contaminación cortical de magmas generados en un manto peridotítico, mientras que las rocas alcalinas son el resultado de la fusión parcial de vetas de anfíbol y flogopita enriquecidas.

Un modelo reciente para explicar el origen del magmatismo OIB durante el Mioceno tardío a Plioceno fue propuesto por *Ferrari* (2004), el cual sugiere que las rocas máficas emplazadas durante ese periodo son producto del rompimiento de la placa (*slab detachment*). Este rompimiento inicio en el occidente y experimentó con el tiempo una migración hacia el este, explicando de cierta forma la coexistencia en tiempo y espacio de los dos tipos de vulcanismo, calcialcalino y alcalino.

3. Geología del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato

El CVMG contiene una de las mayores concentraciones de conos de lava y conos cineríticos de edad cuaternaria en la Tierra [Hasenaka y Carmichael, 1985a]. El campo volcánico está constituido por más de 1000 centros volcánicos monogénéticos, incluyendo conos cineríticos, flujos de lava y en menor proporción estratovolcanes, maares y domos de lava, cubriendo un área de 40,000 km², extendiéndose desde la parte norte-centro del estado de Michoacán hasta la parte sur del estado de Guanajuato [Ban et al., 1992; Connor, 1987].

El área del CVMG contiene cerca de 400 volcanes de tamaño medio y más de 1000 conos monogénéticos pequeños. Los volcanes de tamaño medio dentro del CVMG comprenden una serie de estructuras volcánicas tales como, domos de lava, volcanes compuestos y volcanes tipo escudo, siendo este último el más común [Hasenaka, 1994]. No obstante, es importante resaltar que los volcanes clasificados como compuestos están entre los más grandes en cuanto a volumen, por lo que representan anomalías vulcanológicas dentro del CVMG, tales estructuras volcánicas incluyen a Cerro Tancítaro y Volcán Grande (Fig. 5). Por otra parte, los conos monogénéticos pequeños muestran varias morfologías dependiendo de su etapa degradacional. Dentro de éstos se incluyen conos cineríticos y centros volcánicos pequeños, un ejemplo típico es el volcán Parícutin (1943-1952).

Con base en las características geomorfológicas se ha podido estimar la edad relativa de las diferentes estructuras volcánicas emplazadas dentro del CVMG. Los conos cineríticos con características morfológicas poco degradadas han sido interpretados como más jóvenes que 40,000 años, mientras que los conos cineríticos más erosionados han sido clasificados como lavas del Pleistoceno o Plioceno [Hasenaka y Carmichael, 1985b]. Geomorfológicamente, muchos flujos de lava de los volcanes de tamaño medio parecen ser más viejos que los conos cineríticos y otros centros volcánicos pequeños, siendo los volcanes de tamaño medio posiblemente anteriores a los volcanes pequeños. En la parte norte del CVMG, los volcanes de tamaño medio son mucho más frecuentes que los pequeños [Hasenaka, 1994].

3.1 Estratigrafía del CVMG

Existen pocos trabajos que describen detalladamente la estratigrafía y geología del basamento en el CVMG, debido esencialmente a que se encuentra oculto por la amplia cobertura volcánica reciente. Sin embargo, la información disponible en la literatura permite definir una columna estratigráfica simplificada (Fig. 4).

Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes (1999) reportaron la presencia de una corteza inferior Precámbrica bajo la región de Valle de Santiago. Estos autores, obtuvieron edades modelo de Nd (~1.5 Ga) en xenolitos granulíticos dentro de una secuencia piroclástica en el maar de Rincón de Parangueo, ubicado al norte del CVMG. Aunque no es claro que las edades modelo representen la edad de emplazamiento de la corteza continental inferior bajo este sector, dan cuenta de la existencia de un basamento antiguo por debajo del CVMG. Por consiguiente, es probable que el basamento de la secuencia volcano-sedimentaria del Terreno Guerrero, sea en realidad corteza continental inferior de edad Precámbrica (Fig. 4).

Según *Campa y Coney (1983)* y *Sedlock et al. (1993)*, el terreno Guerrero yace bajo los estados de Michoacán y Guanajuato. Sin embargo, para este terreno, descrito como un complejo de arcos de islas acrecionados al cratón de Norteamérica durante la Orogenia Laramide (Cretácico Tardío-Terciario temprano), no han sido reportados afloramientos dentro del CVMG.

Las secuencias más antiguas que afloran en el CVMG estarían representadas por cuerpos plutónicos batolíticos pertenecientes a la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS), la cual se distribuye desde el Estado de Michoacán hasta el Istmo de Tehuantepec. Esta provincia está constituida por un abundante registro de rocas volcánicas y plutónicas, originadas por episodios de magmatismo de arco que ocurrieron desde el Paleoceno hasta el Mioceno temprano [*Morán-Zenteno et al., 2000*]. En la región sur del CVMG, la SMS está representada por el granito La Huacana (SiO_2 63.5 a 75.99%), cuya edad ha sido determinada mediante una isócrona de Rb-Sr en 42 ± 4 Ma [*Schaaf, 1990*]. Cabe señalar que varios autores han reportado la presencia de xenolitos graníticos con características similares al batolito La Huacana incluidos en las rocas del CVMG [*Luhr y Carmichael, 1985; Wilcox, 1954; McBirney et al., 1987*], evidenciando la existencia de cámaras magmáticas someras que asimilan este tipo de corteza.

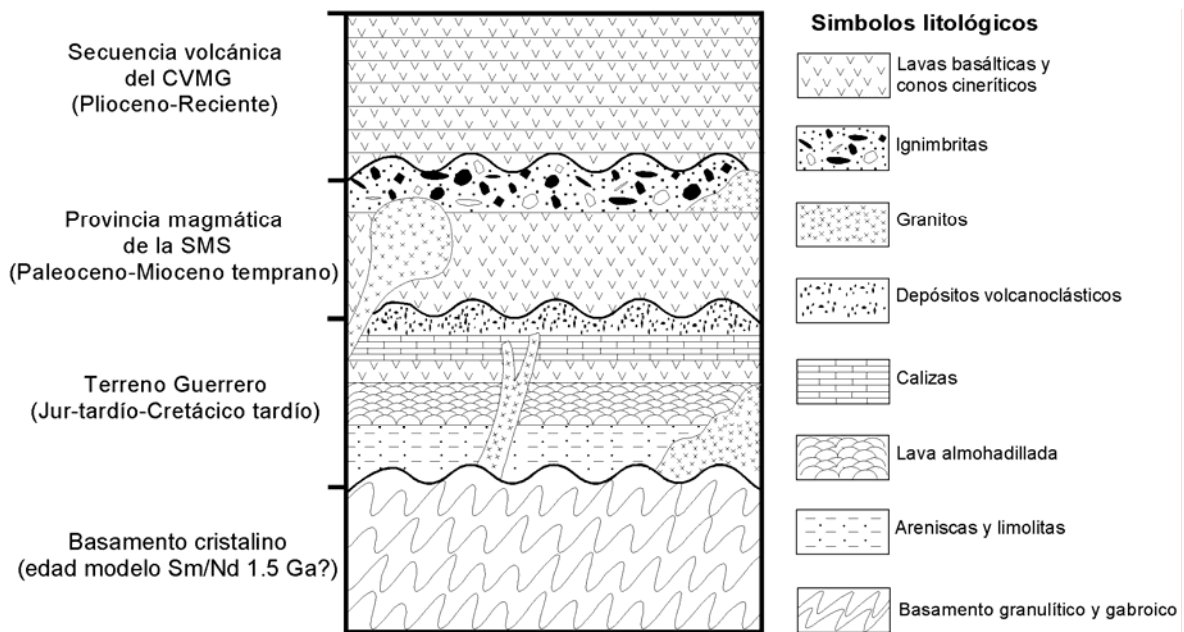


Figura 4. Columna estratigráfica del CVMG. Cabe señalar que el Terreno Guerrero no aflora dentro del CVMG.

3.2 Edades y distribución geográfica

La distancia del CVMG con respecto a la Trinchera Mesoamericana varía entre 190 y 440 km, pero la mayor concentración de conos cineríticos ocurre aproximadamente a 250 km de la trinchera [Hasenaka y Carmichael, 1987]. La variación espacio-temporal de la actividad volcánica en el CVMG basada en edades K-Ar [Ban et al., 1992], además de edades morfométricas calibradas por ^{14}C [Hasenaka y Carmichael, 1985a], sugieren que los volcanes más antiguos (> 1 Ma) se distribuyen preferentemente hacia la parte norte (latitud $> 19^{\circ}55'$) y los más jóvenes (< 1 Ma) hacia el sur (Fig. 5). Estos datos indican que en los últimos dos millones de años hubo una migración de la actividad magmática hacia el suroeste [Ban et al., 1992; Delgado-Granados et al., 1995], probablemente como un reflejo de cambios en el movimiento de placas, o en la ubicación o geometría de la zona de subducción [Ban et al., 1992].

Las estructuras volcánicas más antiguas son Pliocénicas, y están representadas por el cono cinerítico Santa Teresa (edad K-Ar de 2.78 ± 0.07 Ma según Hasenaka y Carmichael, 1985b), y por algunos volcanes escudo tales como: Cerro Alto (edad K-Ar de 2.60 ± 0.10 Ma según Nixon et al., 1987), Cerro Grande (edad K-Ar de 2.27 ± 0.27 Ma según Ban et al., 1992) y Cerro Culiacán (edad de 2.10 ± 0.24 Ma según Ban et al., 1992) (Fig. 5). Así mismo, con base en las características geomorfológicas calibradas con datos de ^{14}C se

estima que 16 volcanes son del Holoceno y que 78 centros volcánicos son más jóvenes que 40,000 años [Hasenaka y Carmichael, 1985b].

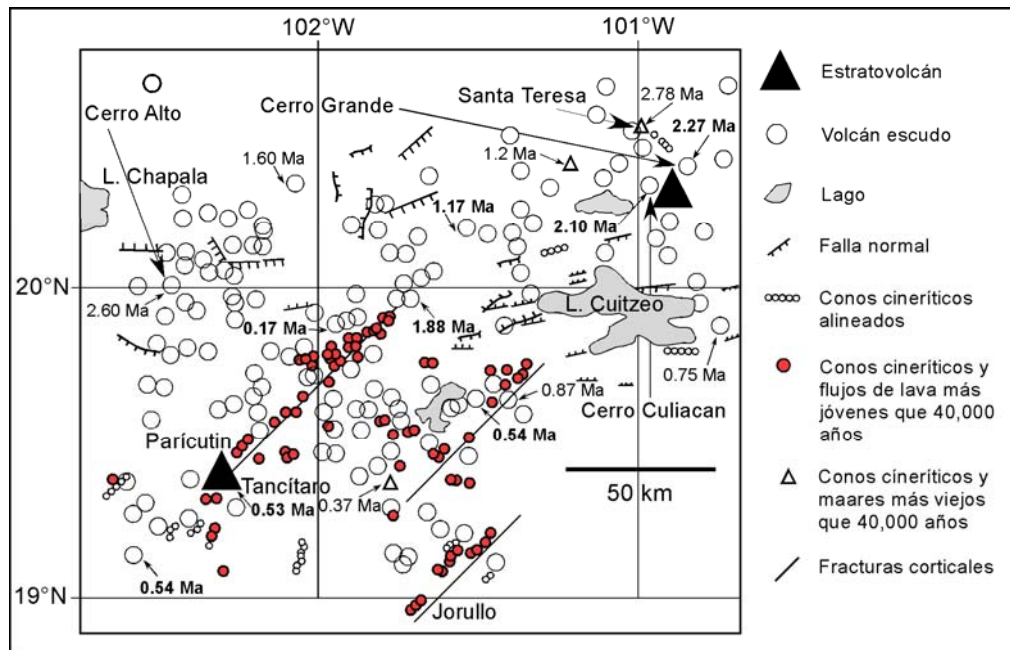


Figura 5. Distribución geográfica y edades de los volcanes escudo y conos cineríticos del CVMG. Los números con negritas muestran edades K-Ar [Ban et al., 1992], mientras que los otros números muestran edades K-Ar y ^{14}C [Hasenaka y Carmichael, 1985b]. Modificado de Ban et al. (1992).

3.3 Magmatismo del CVMG

Existen relativamente pocos trabajos sobre las características geoquímicas de los magmas en el CVMG. El trabajo más completo hasta la fecha es la tesis doctoral de *Toshiaki Hasenaka* en 1986. Este autor realizó un análisis exhaustivo de los centros volcánicos que incluye la morfología, edad relativa, petrografía y composición química de más de 200 rocas. En este estudio, *Hasenaka* pudo definir tres asociaciones petrológicas principales para el CVMG [Hasenaka y Charmichael, 1987]: (1) rocas calcialcalinas con características típicas de arco magmático, (2) rocas alcalinas ricas en K_2O con altas concentraciones de MgO y (3) rocas alcalinas ricas en TiO_2 con bajas concentraciones de MgO (Fig. 6). Las diferencias composicionales entre las distintas series magmáticas representan más una conjunción de procesos petrogenéticos distintos y complejos, que una línea de evolución común a partir de un solo liquido primitivo. Sin embargo, y a pesar de lo complejo que es entender el campo en su totalidad, se ha encontrado una cierta sistemática espacial y temporal en las tres series magmáticas. La gran mayoría de los conos cineríticos y de lava más jóvenes a 40,000 años son calcialcalinos, mientras que las lavas transicionales y alcalinas son menos abundantes.

Las rocas del Pleistoceno tardío al Reciente son ligeramente más silíceas que las lavas calcialcalinas más antiguas, y están emplazadas sólo hacia la parte sur del CVMG, entre 200 y 300 km desde la trinchera [Hasenaka y Carmichael, 1985a]. Por otro lado, muchas de las rocas alcalinas son encontradas en conos morfológicamente más antiguos, pero también existen conos alcalinos relativamente jóvenes, como el Cerro La Pilita emplazado al pie del volcán Jorullo [Luhr y Carmichael, 1985].

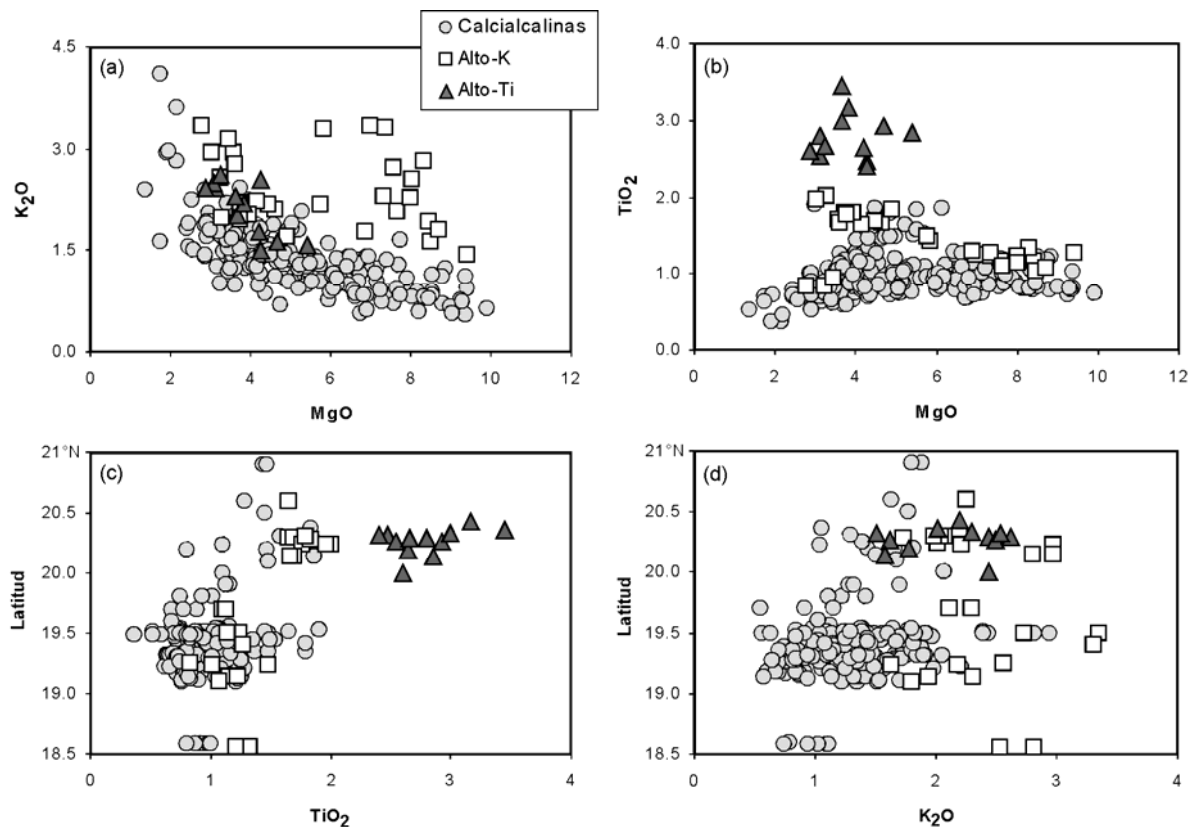


Figura 6. Variación química del CVMG. (a) y (b) La gran mayoría de las rocas con alto-K se caracterizan por tener altos contenidos de MgO , mientras las rocas ricas en Ti tienen bajos contenidos de MgO . (c) y (d) Nótese la inconsistencia de las rocas ricas en K_2O al aumentar la distancia con la trinchera, mientras las rocas ricas en TiO_2 tienen una distribución preferencial con la distancia de la trinchera.

Las rocas calcialcalinas y transicionales están emplazadas a todo lo largo del campo (Fig. 6), pero las lavas alcalinas tienen una distribución más restringida. Las rocas alcalinas con alto K_2O y MgO se encuentran emplazadas hacia la parte sur, entre los 200 y 270 km desde la trinchera, mientras que lavas alcalinas con bajo MgO y alto TiO_2 sólo ocurren en la parte norte del CVMG (Fig. 6), entre 350 y 400 km desde la trinchera. Las rocas calcialcalinas más primitivas muestran la misma distribución espacial que las rocas alcalinas de alto MgO (Fig. 6) [Hasenaka y Carmichael, 1987].

Estas características permiten inferir que los magmas emplazados en el sur ascienden de una manera más rápida y eficiente que los emplazados en el norte, cuyas características sugieren una tendencia a estacionarse en niveles corticales por un periodo de tiempo mayor [Hasenaka y Carmichael, 1985a]. Los autores asocian este proceso a diferentes patrones estructurales ubicados hacia la parte norte y sur del CVMG. En efecto, son notables los alineamientos estructurales de conos cineríticos y otros volcanes emplazados en los últimos 40,000 años. Tales alineamientos incluyen al Parícutin extendiéndose cerca de 100 km hacia el noreste, y a volcán Jorullo con un alineamiento de volcanes de 40 km, también con dirección noreste (Fig. 5). Esto sugiere la existencia de fracturas corticales o fallas que permiten el ascenso eficiente de los magmas [Hasenaka y Carmichael, 1985a]. Aunque este fenómeno es menos evidente hacia la parte norte del campo, también se pueden reconocer varios alineamientos de conos cineríticos. Esto se observa en el área que rodea al Lago de Cuitzeo donde los alineamientos de conos cineríticos siguen un patrón paralelo al sistema de fallas normales con dirección E-W (Fig. 5).

3.4 Petrogénesis del CVMG

Los estudios petrológicos y experimentales en el CVMG se han enfocado a los volcanes históricamente activos como Parícutin (1943-1952) [Wilcox, 1954; McBirney, 1987; Reid, 1983; Egger y Burnham, 1972]; el Jorullo (1759-1774) [Luhr y Carmichael, 1985]; y el Cerro La Pilita, del Cuaternario tardío [Luhr y Carmichael, 1985; Barclay y Carmichael, 2004].

El nacimiento del volcán Parícutin ofreció una excelente oportunidad para entender la evolución petrológica de los volcanes monogenéticos del CVMG. En un estudio detallado sobre la petrografía y elementos mayores del volcán Parícutin, Wilcox (1954) mostró que la composición mineralógica y química de los magmas cambió sistemáticamente con el tiempo. En las etapas más tempranas de la erupción se reconocieron andesitas basálticas (55% SiO₂) con fenocristales de olivino y plagioclasa, mientras que en las etapas más tardías se emplazaron andesitas (60% SiO₂) con fenocristales de hiperstena. La característica más notable en el contenido de elementos mayores es el marcado incremento en SiO₂ durante toda su etapa de evolución, y el descenso en Al₂O₃ y en MgO en las etapas tardías [Wilcox, 1954]. Wilcox (1954) sugiere que la variación en los elementos mayores en las rocas del volcán Parícutin no pueden ser explicadas por un simple proceso de cristalización fraccionada de olivino y plagioclasa, sino que este proceso debe estar acompañado por

asimilación de rocas félsicas del basamento local, una conclusión que fue posteriormente verificada con estudios isotópicos [Reid, 1983; McBirney *et al.*, 1987].

Al igual que en Parícutin, las lavas del volcán Jorullo llegan a ser más silíceas con el tiempo, evolucionando desde basaltos (52% SiO₂) normativos en hiperstena en las etapas más tempranas, a andesitas basálticas (55% SiO₂) normativas en cuarzo en las etapas más tardías [Luhr y Carmichael, 1985]. Los basaltos del volcán Jorullo son porfídicos con fenocristales de olivino, augita y plagioclasa, mientras que en las andesitas basálticas dominan los fenocristales de plagioclasa, augita y en menor proporción se tienen ortopiroxeno y hornblenda. En términos de elementos traza, destacan los enriquecimientos de tierras raras ligeras y empobrecimientos de tierras raras pesadas en las etapas tardías del volcán Jorullo, respecto a las etapas tempranas. En ese sentido, Luhr y Carmichael (1985) reportan que los productos del volcán Jorullo muestran un patrón composicional más consistente con cristalización fraccionada de olivino, augita y plagioclasa cristalizados a presiones de corteza inferior a manto superior, y descartan que un proceso de contaminación cortical haya sido importante. Los patrones de elementos traza empobrecidos hacia las etapas tardías del volcán Jorullo indican también la existencia de un proceso petrogenético adicional que acompaña a la cristalización, pero los autores no pudieron resolver su origen.

Aunque las erupciones netamente basálticas (<52% SiO₂) no han sido frecuentes durante el Cuaternario [Luhr y Carmichael, 1981], los traquibasaltos de Cerro La Pilita, emplazados a escasos tres kilómetros al sur del volcán Jorullo, representan un ejemplo interesante. A diferencia del volcán Jorullo, los traquibasaltos primitivos de Cerro La Pilita son normativos en nefelina y tienen altas concentraciones de K₂O (>2.5%), P₂O₅ (>0.9%), Ba (1,200ppm), Sr (>2,000ppm) y en muchos otros elementos incompatibles. En ese sentido, los magmas de estos dos volcanes no pueden estar relacionados por un simple mecanismo de diferenciación, por lo que deben representar diferentes eventos de fusión parcial en el manto. El contraste entre estos dos volcanes, Jorullo y La Pilita, demuestra la dificultad de definir una simple relación entre el tipo de magma y la distancia a la trinchera en la FVTM [Luhr y Carmichael, 1985].

En un esfuerzo por entender las variaciones composicionales dentro del CVMG, Verma y Hasenaka (2004) reportaron datos isotópicos y de elementos traza. Estos autores consideran que los magmas básicos del CVMG provienen de una fuente mantélica

heterogénea (*veined mantle*) enriquecida en LILE, HFSE y REE, mientras que los magmas intermedios y ácidos pueden contener contribuciones de la corteza continental. El desarrollo de un manto heterogéneo (*veined mantle*) es posible debido a la presencia de volátiles drenados a través de fracturas angostas ubicadas en el manto. Los fundidos de peridotita deberían producir magmas subalcalinos, que posteriormente se contaminan con la corteza. En cambio, fundidos de vetas de peridotita (probablemente anfíbol y/o vetas ricas de flogopita) deberían generar magmas alcalinos. En ese sentido, diferentes grados de fusión parcial de tales fuentes de manto heterogéneo pueden explicar el origen de los magmas básicos del CVMG. Los magmas alcalinos deberían sufrir menos contaminación cortical debido a su rápido ascenso a través de la corteza, en comparación a los magmas subalcalinos. De esta manera, *Verma y Hasenaka (2004)* sugieren que las rocas del CVMG son el producto de una fuente de manto heterogéneo (*veined mantle*) que se funde gracias a un proceso de *rift* continental y no estarían influenciados por la subducción de la placa de Cocos.

El modelo de *Chesley et al. (2002)*, basado en el sistema isotópico de Re-Os en conjunto con elementos traza, invocan un proceso de evolución más complejo para los magmas del CVMG. Estos autores, apoyándose en diagramas de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ contra Ba/Nb, sugieren que los productos del CVMG, con relaciones Ba/Nb variables (50-200), asociadas con relaciones isotópicas menores $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ($\sim 0.135 - 0.145$), son generados a partir de fluidos liberados de la placa en subducción, causando la fusión en la cuña del manto. Así mismo, relaciones Ba/Nb menores (35-70) y relaciones isotópicas mayores $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ($\sim 0.145 - 0.40$) son el resultado de procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical (corteza continental inferior). Por consiguiente, los autores interpretan que los productos del CVMG son generados por fundidos de la cuña del manto, acompañado por procesos de cristalización fraccionada y asimilación cortical, durante su ascenso.

3.5 Geología del área de estudio

3.5.1 Volcán Tancítaro

El volcán Tancítaro se encuentra en la parte SW del CVMG y está localizado en la intersección de dos estructuras tectónicas (Fig. 7): el sistema de fallas Chapala-Oaxaca con dirección NW-SE y el sistema de fallas con dirección NE-SW que caracteriza al sector central de la FVTM [Johnson y Harrison, 1990]. El cerro Tancítaro es un volcán compuesto andesítico-dacítico con una altura de 3840 m sobre el nivel del mar, y representa uno de los pocos ejemplos de vulcanismo poligenético cuaternario dentro del CVMG.

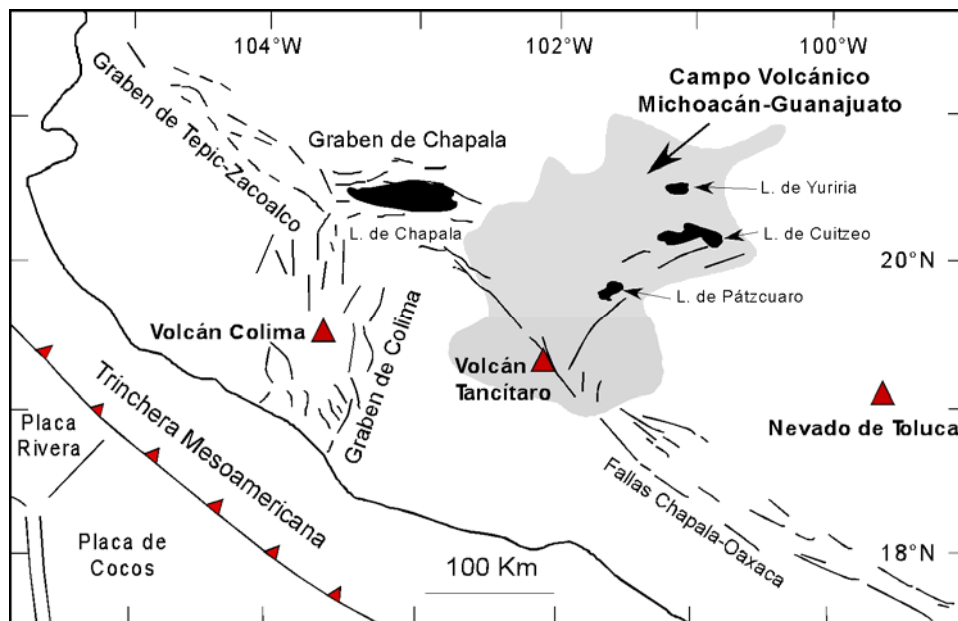


Figura 7. Localización del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y límites estructurales. Nótese como el volcán Tancítaro se encuentra en la intersección de dos sistemas de fallas, así como el alineamiento respecto a los volcanes activos de la FVTM. Modificado de Johnson y Harrison, (1990) y Oviedo, (2005).

La gran estructura del Tancítaro presenta cañones disectados y valles profundos que parecen señalar un largo proceso de erosión que contrasta con la gran cantidad de conos monogenéticos bien preservados, emplazados hacia su base. Hasenaka (1994) propuso que los cañones y valles profundos de Tancítaro probablemente impliquen la presencia de material piroclástico que se erosiona con facilidad, aunque en el estudio de reconocimiento geológico realizado durante este trabajo no fue posible verificar ningún remanente piroclástico intercalado con las secuencias lávicas.

El volcán también presenta una estructura en forma de herradura abierta hacia el oriente (Fig. 8), asociada con un extenso depósito de avalancha de escombros que se distribuye hacia el ESE [Capra et al., 2002]. También es posible observar una estructura dómica resurgente (Fig. 8) hacia el flanco norte del volcán. En ese sentido, el Tancítaro podría ser clasificado como un *compound volcano* que se caracteriza por tener más de un conducto de emisión [Davidson y De Silva, 2000].

Los depósitos de avalancha localizados hacia la parte este del volcán están cubiertos en los primeros kilómetros por numerosos conos cineríticos y flujos de lava. Sin embargo, el depósito de avalancha es muy claro hacia la zona SSE del volcán (Fig. 9) donde ha sido verificado hasta el poblado de Nueva Italia, ubicado a 43 km del volcán. Los depósitos alcanzan una longitud aproximadamente de 73 km, con una superficie de 172 km² y un volumen de 26 km³ aproximadamente [Arreygue et al., 2004]. De acuerdo con Arreygue et al. (2004), la edad de esta avalancha podría ser menor a 10,000 años debido a que la estructura de herradura esta cortando a un valle en forma de U, considerado como una evidencia de un antiguo glaciar.

Un segundo depósito de avalancha aflora hacia el sector W del volcán Tancítaro (Fig. 9). Sin embargo, hasta la fecha poco se sabe de la avalancha emplazada en esta zona, debido a que el volcán mismo no presenta una evidencia morfológica clara (estructura en forma de herradura) para la generación de la misma. Ownby et al. (2004), sugiere que este depósito de avalancha alcanza una distancia de 27.8-29.5 km a partir de la fuente. Estos depósitos no han sido cartografiados con detalle pero ocupan un área >90 km², y un espesor promedio estimado de 20 m, alcanzando un volumen de ~1.8 km³ [Ownby et al., 2004].

Inicialmente, Ban et al. (1992) reportaron una edad de K-Ar de 0.53 Ma para el volcán Tancítaro. Recientemente, los estudios de Ownby et al. (2005) han mostrado un rango estratigráfico más amplio con base en el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Las rocas más antiguas tienen edades que varían entre ~0.70 Ma y 0.422 Ma, y las más recientes varían entre 0.241 y 0.223 Ma [Ownby et al., 2005]. Según estos estudios, la actividad volcánica más reciente del Tancítaro está representada por un depósito de ceniza que se encuentra intercalado dentro del depósito de avalancha de escombros del SSE. Para estos autores, el evento de colapso debió ocurrir entre los 0.268 Ma y los 0.267 Ma por las edades encontradas en flujos de lava que se encuentran constriñendo al depósito de avalancha.

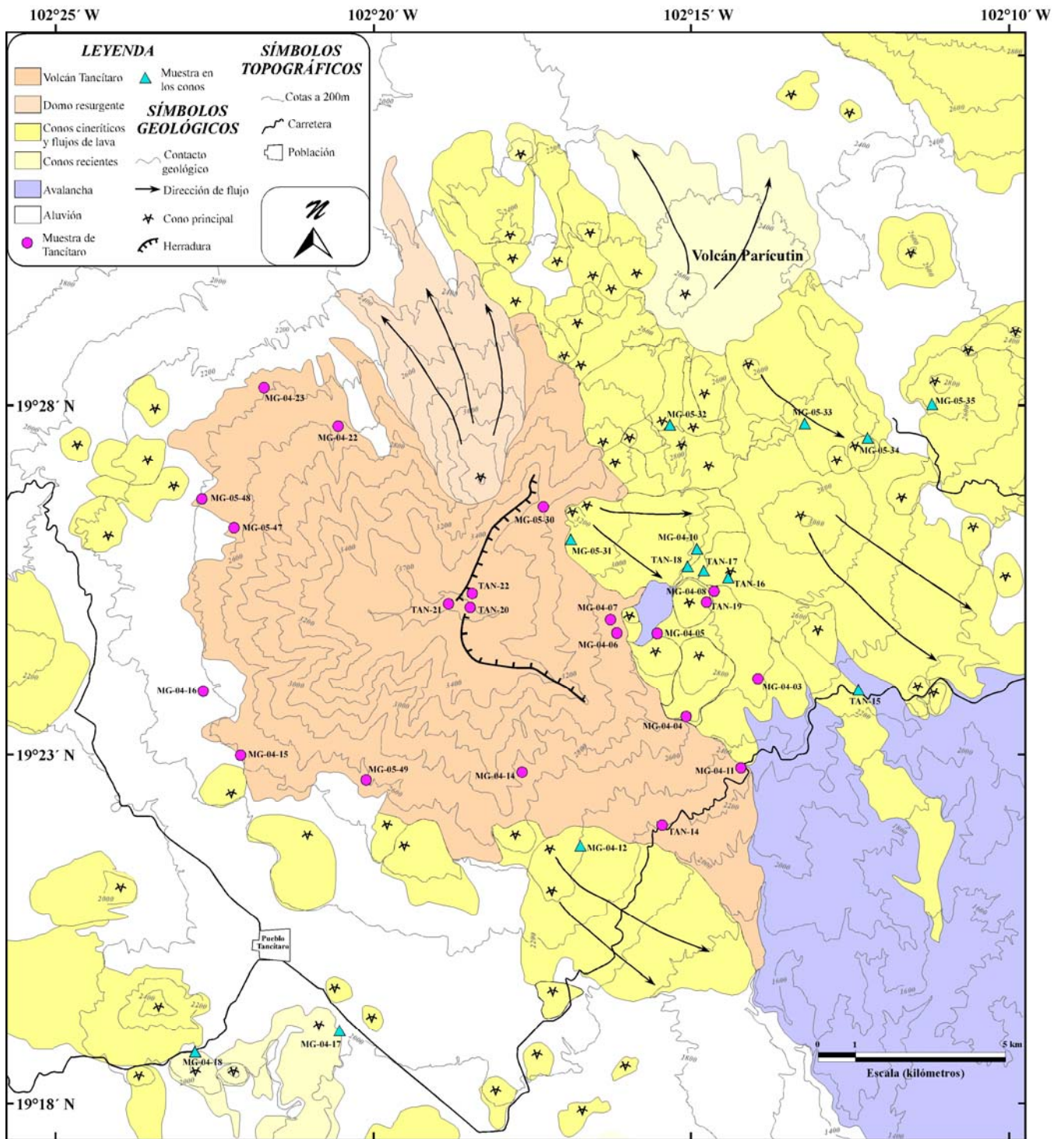


Figura 8. Mapa fotogeológico del área de estudio. Nótese el domo resurgente emplazado hacia la parte norte de la estructura principal, así como la forma de herradura abierta hacia el oriente. Las muestras de Tancítaro que no caen dentro del volcán, fueron tomadas de bloques del mismo volcán o provenientes de la avalancha. Dentro de los volcanes monogenéticos destaca el volcán Parícutin emplazado hacia el noreste de Tancítaro. Cabe señalar, que los conos monogenéticos recientes emplazados en la parte sur de Tancítaro son menores a 10,000 años.

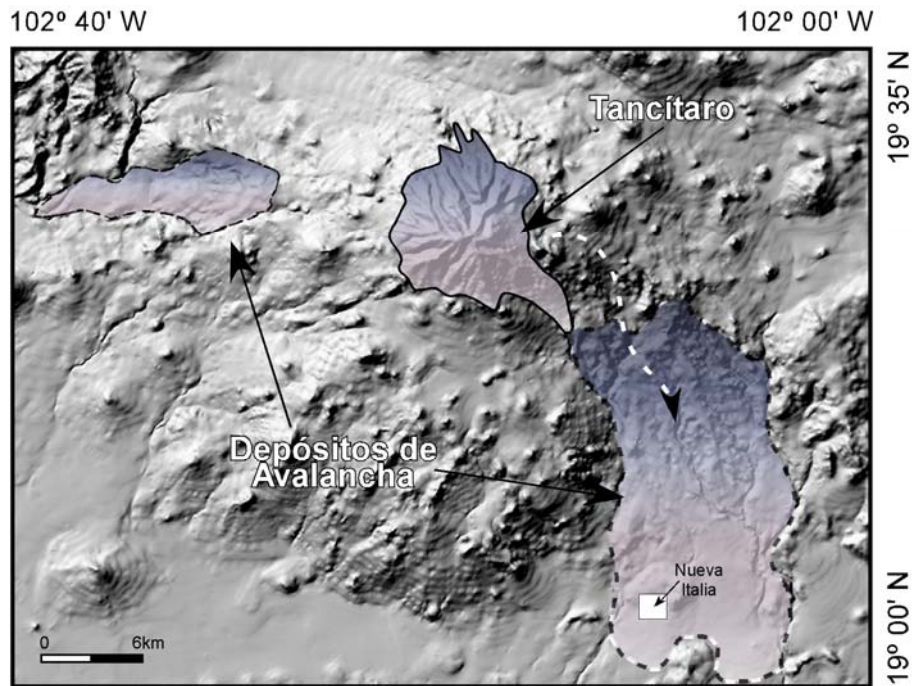


Figura 9. Mapa de relieve que muestra los depósitos de avalancha generados a partir del volcán Tancítaro. Nótese el contraste de dimensiones entre la avalancha del SSE con la del W.

3.5.2 Conos Monogenéticos

Las diferentes estructuras volcánicas emplazadas en los alrededores de Tancítaro están conformados por conos de lava y escoria, volcanes escudo y flujos de lava no asociados a conos. Estas estructuras volcánicas localizadas en las periferias del volcán Tancítaro varían en edad de ~ 0.98 Ma [Ownby *et al.*, 2005] al Reciente, como lo atestigua el volcán Parícutin. También existen secuencias lávicas máficas constriñendo al depósito de avalancha de escombros. Estas observaciones indican que el volcán Tancítaro se edificó durante un periodo de tiempo en el que también existieron manifestaciones volcánicas monogenéticas máficas.

Los productos dominantes de estos volcanes son basaltos y andesitas basálticas, generados en su mayoría por conos cineríticos. Es notable que la gran mayoría de los conos cineríticos emplazados en los alrededores de Tancítaro se concentran hacia la parte E del volcán (Fig. 8). Más aún, se sugiere que los conos cineríticos aledaños al volcán Tancítaro con edades $< 40,000$ años fueron emplazados a lo largo de fracturas corticales con dirección NE-SW (Fig. 5). Un ejemplo típico es el volcán Parícutin emplazado en tiempos históricos (1943-1952), localizado a escasos 11 km hacia el NE del cráter principal del volcán Tancítaro (Fig. 8). Esta actividad reciente evidencia claramente que el campo volcánico se encuentra activo en la actualidad.

4. Métodos Analíticos

4.1 Muestreo, molienda y pulverizado

La estrategia de muestreo en campo consistió en coleccionar rocas que estuvieran libres de alteración e intemperismo, además de que presentaran diferencias notables en su composición mineralógica y textural. Las rocas más frescas fueron despojadas de su cobertura alterada directamente en el campo, para así obtener los fragmentos pequeños (<15 cm) más frescos y manejables. En las rocas del volcán Tancítaro se tomaron 22 muestras, las cuales se encuentran distribuidas en todo el volcán (Fig. 8), además se tomaron algunas muestras de bloques provenientes de la avalancha. Por otra parte, en los conos cineríticos sólo se colectó una muestra representativa para cada volcán, esencialmente lavas, aunque también se muestrearon algunas escorias que estuvieran visiblemente frescas. Estos ejemplares se utilizaron para llevar a cabo los estudios petrográficos y los análisis químicos correspondientes.

Las muestras coleccionadas se trabajaron en el laboratorio de molienda y pulverizado del Centro de Geociencias (CGEO) de la UNAM. El primer paso consistió en sacar toda la muestra de la bolsa y seleccionar los fragmentos más limpios. Una porción de estos fragmentos se utilizó para precontaminar el mortero y el pistilo de acero. Posteriormente, se procedió a triturar la muestra limpia de forma manual. El material resultante de esta trituración se tamizó con una malla de plástico con orificios de ~4 mm. Los fragmentos retenidos en la malla 20 (0.97 mm) se colocaron en un vaso de precipitado limpio y se enjuagaron en repetidas ocasiones con agua desionizada (DI-H₂O). Una vez eliminada la mayor cantidad de polvo, las muestras se enjuagaron con DI-H₂O en un baño ultrasónico durante 30 minutos, y se pusieron a secar por 10 horas en un horno cerrado a una temperatura de ~70 °C.

Las muestras trituradas fueron posteriormente inspeccionadas en un microscopio binocular con la finalidad de separar los fragmentos más alterados o posibles impurezas derivadas del mortero. Durante este proceso se prepararon ~200 g de fragmentos ultralimpios y ~200 g de muestra para precontaminar al momento de pulverizar.

El pulverizado de las muestras se realizó utilizando una pulverizadora de alúmina (*alumina shatterbox*). Antes de procesar cualquier muestra la pulverizadora debe estar

completamente limpia y libre de impurezas. El recipiente y el *puck* de alumina se lava con agua corriente y un cepillo de dientes, después se enjuaga con DI-H₂O y posteriormente se seca al aire con la ayuda de un poco de acetona grado reactivo para acelerar el proceso. Una vez seco se agregaron ~30 g de arena sílica y se pulverizó por ~3 minutos con la finalidad de limpiar el recipiente con la acción abrasiva del cuarzo. Después de esto se repitió el procedimiento de lavado con agua, para así agregar ~30 g de muestra para precontaminar el recipiente. El resultante de esta muestra es desechado y ahora sí se procedió a pulverizar ~30 g de muestra fresca durante 3 minutos repitiendo la pulverización cuanto sea necesario hasta que el polvo resultante sea de un tamaño menor a la malla 200 (.074 mm). Posteriormente se vació el polvo en un recipiente de vidrio o de plástico previamente lavado con DI-H₂O.

4.2 *Análisis de Elementos Mayores y Traza*

Los elementos mayores se midieron con un instrumento de fluorescencia de rayos X marca Siemens modelo SRS-3000 propiedad del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM. Los análisis los realizó el Ing. *Rufino Lozano* en muestras de roca pulverizada, siguiendo los procedimientos estándar descritos por *Lozano et al.*, (1995) y *Verma et al.*, (1996). Por otra parte, las preparaciones para los análisis de elementos traza se llevaron a cabo en el Activation Laboratories (Actlabs), Ancaster, Canadá (<http://www.actlabs.com>), en la Universidad de Harvard, E.U.A. y en el CGEO.

Los análisis de elementos traza de Actlabs fueron realizados utilizando fusiones de metaborato/tetraborato de Litio y medidos con un espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS). El resto de las muestras fueron analizadas en la Universidad de Harvard y en el CGEO utilizando un ICP-MS Thermo X-series. El procedimiento químico que se llevó a cabo para el análisis de elementos traza en Harvard y en el CGEO fue idéntico, e incluyó el procesado de 15 a 20 muestras, 4 estándares internacionales de roca, 3 muestras de un estándar interno (muestra PS-99-25) y 2 blancos que siguieron el mismo procedimiento químico que el resto de las muestras como se describe a continuación.

1. *Pesaje de la muestra:* Esto se realiza en el laboratorio de calidad de aire 1000. Como primer paso se limpió con un trapo húmedo el área alrededor de la microbalanza de

precisión, para así eliminar cualquier polvo que esté cerca de la misma. Una vez limpio, se enciende la balanza y se espera a que se estabilice. Una vez estabilizada, se coloca un vial de teflón de marca Savillex con tapa de rosca, de capacidad de 15 y/o 8 ml, apoyado en una base de papel aluminio para evitar que los polvos se dispersen por efectos de estática. Una vez colocado el vial, se tara la microbalanza y se dispara con una pistola antiestática para lograr una mayor estabilidad. Estando la microbalanza en ceros pesamos entre 0.04950-0.05050 g de muestra y anotamos el peso. Después de haber pesado la muestra, ésta se saca cuidadosamente y se le agregan dos gotas de DI-H₂O para evitar la dispersión del polvo. Se cierra el vial y se coloca en un lugar separado y cubierto para que no se contamine. Posteriormente, se limpia la espátula que utilizamos para recuperar el polvo y se repite el proceso para las demás muestras.

2. *Digestión con ácidos*: Todas las digestiones se realizan en un cuarto ultralimpio de calidad 300 bajo una campana de extracción y flujo laminar calidad 100. Para el ataque con ácidos se agregaron a la muestra 0.5 ml de HNO₃ 8N (JT Baker calidad Instra, ultrex o grado ACS destilado tres veces) y 1 ml de HF concentrado (destilado tres veces). Se cerró el vial y se colocó sobre una placa de calor a una temperatura entre 110°C-120 °C por toda una noche. Al día siguiente, digerida la muestra en HNO₃ y HF, se destaparon los viales y se evaporaron los ácidos hasta sequedad sobre una parrilla de calor ubicada dentro de la campana de extracción y flujo laminar calidad 100. La muestra ya vaporizada no debe estar rodeada de gotas de solución. Estando seca (pasta blanca principalmente) se le agregan 15 gotas de HNO₃ 16N y se pone a evaporar nuevamente. Una vez evaporado el ácido (pasta amarilla), se le agrega nuevamente 15 gotas de HNO₃ 16N a la muestra, pero esta vez se tapa y se deja calentando por todo una noche a ~100 °C, todo esto con la finalidad de convertir los fluoruros en nitratos. Diluida la muestra en HNO₃ se destapa el vial a manera que no queden gotas adheridas a este, se pone a evaporar, y una vez seco (pasta amarilla) se agregan 2ml de HNO₃ 8N y 2ml de DI-H₂O. Se cierra el vial y se pone a calentar por una noche a temperatura entre 100-120 °C. Al día siguiente todas las muestras se encontraron completamente en solución. Una vez que la muestra está en solución, el vial es destapado tratando de que no queden gotas adheridas a la tapa. Para limpiar la posible muestra que pueda quedar se agrega 1ml de DI-H₂O al vial y limpiamos sus paredes para después vaciar la solución a una botella de plástico HDPE limpia de 125 ml.

3. *Dilución de las muestras en una solución estándar para el análisis por ICP-MS:* Todas las muestras, estándares y blancos se diluyen en una proporción 1:2,000 en una solución estándar de fabricación interna preparada con 10 ppb Ge, 5 ppb In, 5 ppb Tm y 5 ppb Bi en 0.2 N HNO₃, con el objeto de controlar la deriva en la intensidad de la señal y garantizar las concentraciones adecuadas para los límites de detección del instrumento.

4.3 *Análisis isotópicos*

Los análisis isotópicos de Sr y Nd de 6 muestras del volcán Tancítaro y una sola muestra de conos cineríticos fueron realizados en el LUGIS de la UNAM siguiendo las metodologías estándar reportadas en <http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/Lugis.html>.

Los análisis se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica marca FINNIGAN MAT 262. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Nd y Sr. Todas las relaciones isotópicas para Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Los valores del LUGIS para el estándar NBS-987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710237 \pm 21$ (1σ , $n = 317$); para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511874 \pm 22$ (1σ , $n = 161$).

Las preparaciones químicas de Sr y Pb de las 7 muestras restantes de Tancítaro, y 7 muestras de conos cineríticos, fueron realizadas en el laboratorio ultralimpio del CGEO siguiendo las metodologías descritas por *Gómez-Tuena et al., 2003* y *Mori et al.*, en preparación, y analizadas en el *Lamont Doherty Earth Observatory* (LDEO) de la Universidad de Columbia, E.U.A.

Las relaciones isotópicas de Sr en los análisis del LDEO fueron corregidas por fraccionamiento utilizando la relación $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$; y se ajustaron con respecto al estándar NBS-987 con un valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710230$. Los valores obtenidos para NBS-987 durante cuatro periodos de medición fueron: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710274 \pm 8$ (1σ ; $n = 18$); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710310 \pm 7$ (1σ ; $n = 5$); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710287 \pm 5$ (1σ ; $n = 5$); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710261 \pm 6$ (1σ ; $n = 10$).

Las relaciones isotópicas de Pb fueron corregidas por fraccionamiento utilizando un *double spike* (^{207}Pb y ^{206}Pb) fabricado por el Dr. Steven Goldstein, en el laboratorio de Geoquímica del LDEO. Mediante esta técnica, las muestras se analizaron dos veces, una con *double spike* y una sin él. Los valores corregidos se ajustaron con respecto al estándar NBS-981 con valores de ^{206}Pb y $^{204}\text{Pb} = 16.9356$; ^{207}Pb y $^{204}\text{Pb} = 15.4891$; ^{208}Pb y $^{204}\text{Pb} = 36.7006$ [Todt et al., 1996]. Los valores obtenidos para NBS-981 (n = 21) fueron: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9407 \pm 0.0032$ (2σ ; 188 ppm); $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4967 \pm 0.0040$ (2σ ; 255 ppm); $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7302 \pm 0.0113$ (2σ ; 308 ppm).

5. Petrografía

Durante el estudio petrográfico se realizó una descripción detallada de las texturas y mineralogías predominantes en las rocas de Tancítaro y conos cineríticos emplazados en sus alrededores. A continuación se describen de manera separada las texturas y minerales presentes en ambos tipos de volcanes, y por último se incluyen las composiciones modales de las rocas estudiadas determinadas a partir de un conteo de puntos de fenocristales y matriz (Tabla 1-2).

5.1 Petrografía de lavas

Las texturas predominantes en ambos volcanes son porfídicas, en concordancia con el nivel de emplazamiento de los magmas en la corteza. Las texturas porfídicas en rocas volcánicas pueden originarse de varias maneras. Cuando el magma cristaliza lentamente en la profundidad, desarrolla grandes cristales y antes de que alcance la completa solidificación, puede ser inyectado entre las paredes rocosas frías, o bien ser extruido a la superficie, donde el líquido residual cristaliza rápidamente para formar una matriz de grano fino o se enfría rápidamente para formar una matriz vítrea [Williams, *et al.*, 1980].

Las rocas del volcán Tancítaro presentan texturas hipocristalinas, inequigranulares, porfídicas, con abundantes fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, y en menor proporción cristales de hornblenda (con bordes oxidados) y magnetita (Fig. 10). Únicamente en la muestra MG-05-48 se encontró un xenocristal de cuarzo. El tamaño promedio de los fenocristales es de fino (< 1mm) a medio (1-5 mm), siendo los más grandes los de plagioclasa (hasta 5 mm de largo). La matriz está constituida principalmente por microlitos de plagioclasa orientados al azar, y en menor medida por ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales opacos (óxidos de Fe-Ti).

Los conos cineríticos muestran texturas holocristalinas-hipocristalinas inequigranulares, porfídicas (Fig. 11), con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa, olivino con inclusiones de espinela, clinopiroxeno y en menor proporción cristales de ortopiroxeno y magnetita. El tamaño promedio de los fenocristales es de fino a medio. Los fenocristales están embebidos en una matriz holocristalina o hipocristalina, compuesta por microlitos y cristales de plagioclasa ocasionalmente organizados en texturas

alineadas de forma subparalela (traquíticas), además de cristales de olivino, clinopiroxeno y magnetita (Fig. 11).



Figura 10. Textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclase, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos, embebidos en una matriz de microlitos de plagioclase. Muestra MG-05-48, Tancítaro, nícoles cruzados, base de foto 1.5mm.

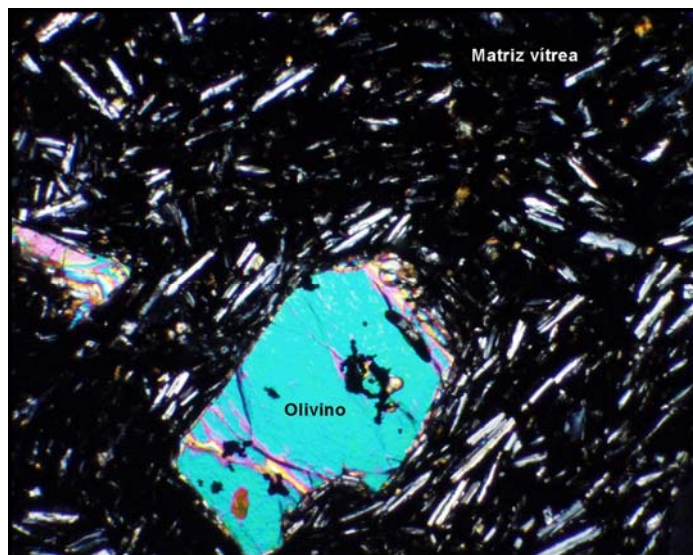


Figura 11. Textura porfídica, hipocristalina compuesta por un fenocristal de olivino, embebido en una matriz de microlitos de plagioclase, olivino y vidrio. Muestra MG-05-31, cono cinerítico, base de foto 1.5mm, nícoles cruzados.

5.2 Descripción Mineralógica

Los minerales representativos del volcán Tancítaro en orden de abundancia son: plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, hornblenda, y magnetita. En cambio, los conos cineríticos tienen cristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, y magnetita. A continuación serán descritas las características ópticas de los minerales presentes en las rocas estudiadas.

Plagioclasa

La plagioclasa es la fase mineral más abundante en las lavas en bloque del volcán Tancítaro y en los conos cineríticos, y está presente formando fenocristales (Fig. 12) o como cristales en la matriz. La plagioclasa dominante en las rocas de Tancítaro es la andesina, mientras que en los conos cineríticos varía de labradorita a andesina, siendo más común la primera (determinadas por el método Michel-Lévy). La gran mayoría de los fenocristales son euhedrales a subhedrales, con maclas de la albita y albita-carlsbad, encontrándose algunos de ellos zonificados. La matriz en ambos tipos de volcanes está compuesta principalmente por microlitos de plagioclasa, observándose foliación de flujo en algunos conos y orientaciones al azar en las rocas de Tancítaro.



Figura 12. Fenocristal de plagioclasa con maclas polisintéticas, embebido en una matriz hipocristalina. Muestra MG-05-30, base de foto 1.5mm, nícoles cruzados.

Ortopiroxeno

El ortopiroxeno identificado en las rocas del volcán Tancítaro es enstatita, mientras que este mineral no es muy común en los conos cineríticos, excepto en algunas secciones. Los fenocristales de ortopiroxeno en las rocas de Tancítaro no son muy pleocroicos, son de grano medio y tienen un clivaje muy marcado, paralelo en unas secciones (Fig. 13) y perpendicular en otras (90°). En algunas zonas se logró observar cortes basales mostrando su forma octagonal característica, hábitos prismáticos y algunas veces maclado.



Figura 13. Fenocristal de ortopiroxeno de hábito prismático con clivaje paralelo, embebido en una matriz hipocristalina. MG-04-15 base de foto, 1.5mm, nícoles cruzados.

Clinopiroxeno

El clinopiroxeno reconocido en ambos tipos de volcanes es la augita, y se presenta tanto como fenocristal de tamaño fino a medio como conformando la matriz. La mayoría de los fenocristales son subhedrales con colores de interferencia altos y poco pleocroicos. En una de las láminas de Tancítaro se observaron lamellas de exsolución de clinopiroxenos (Fig. 14). Estas lamellas de exsolución reflejan *unmixing* en la evolución química de los piroxenos, además de cristalización lenta [Shelley, 1993].

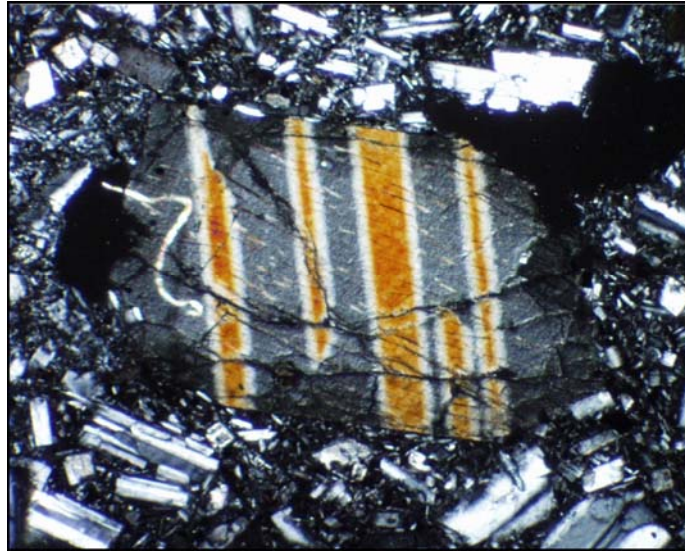


Figura 14. Fenocristal de clinopiroxeno con lamellas de exsolución, embebido en una matriz, hipocristalina de plagioclasa. Muestra TAN 21, base de foto 1.5mm, nícoles cruzados.

Anfíbol

El anfíbol identificado es hornblenda y sólo está presente en algunas muestras del volcán Tancítaro (MG-04-05, MG-04-15, MG-04-16, MG-04-49). Los fenocristales de hornblenda son de grano medio a grueso, siendo el fenocristal más grande de 7 mm. Estos fenocristales son muy pleocroicos de café oscuro a café claro o amarillo, presentan formas euhedrales a subhedrales, observándose en algunas zonas cortes basales, con sus seis lados característicos, además de su clivaje bien marcado de 56 y 124°. La gran mayoría de los fenocristales de hornblenda tienen bordes de reacción (Fig. 15), comúnmente opacita, ocasionados probablemente durante un proceso de pérdida de volátiles.

La hornblenda presente en las rocas de Tancítaro probablemente corresponda a una variedad rica en Fe, debido a su pleocroismo (Fig. 16) y sus bordes oxidados (opacita). Se cree que la diferencia de colores refleja altos contenidos de Fe^{3+}/Fe^{2+} en lavas de hornblenda, como resultado de oxidación en la superficie en contacto con la atmósfera [Luhr, 2002].

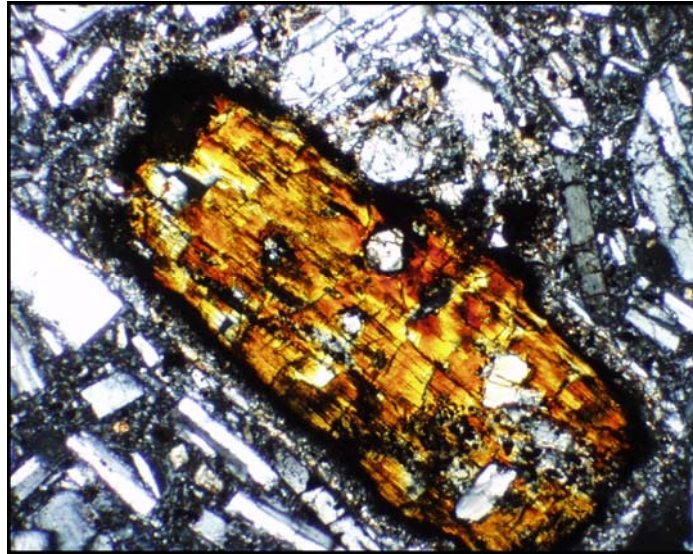


Figura 15. Fenocristal de hornblenda con bordes de reacción (opacita). Muestra MG-04-16. Base de foto 1.5mm, nícoles cruzados.

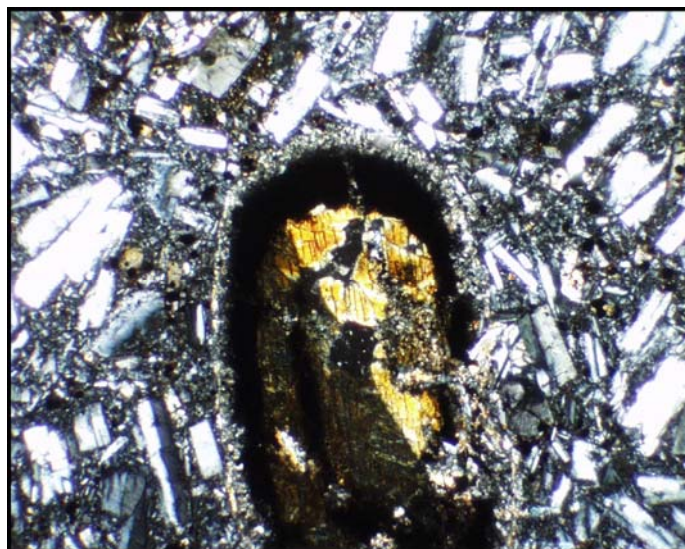


Figura 16. Fenocristal de hornblenda, nótese el borde de reacción, así como su pleocroismo marcado el cual define un maclado. Muestra MG-04-16, base de foto 1.5mm.

Olivino

El olivino es la fase mineral más abundante en los conos cineríticos, mientras que en las rocas de Tancítaro está ausente. Los cristales de olivino en los conos cineríticos se presentan como fenocristales de grano fino a medio y como cristales pequeños embebidos en la matriz. La mayoría de los cristales de olivino presentan formas anhedrales a subhedrales, y en algunos casos también se observaron algunas inclusiones de espinela (Fig. 17).

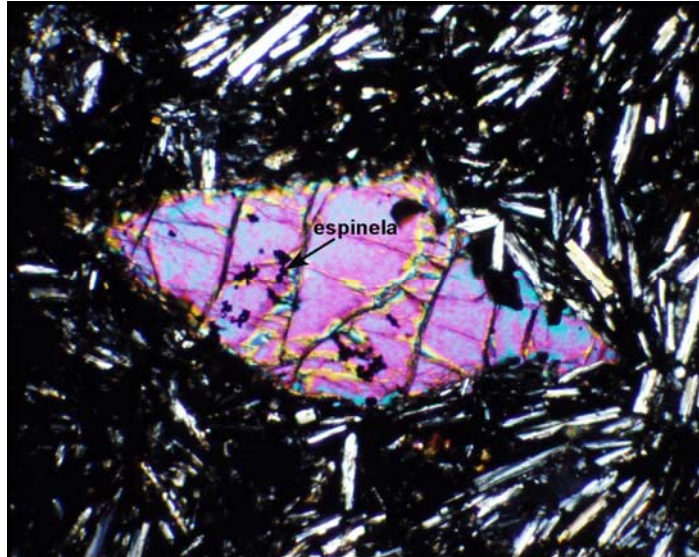


Figura 17. Fenocrystal euhedral de olivino, embebido en una matriz hipocristalina, compuesta por microlitos de plagioclasa. Muestra MG-05-31. Base de foto 1.5mm, nicoles cruzados.

Minerales Opacos

Los minerales opacos son comunes en las rocas de Tancítaro como fenocristales, mientras que en los conos cineríticos se presentan como cristales en la matriz. El mineral opaco identificado en las rocas de Tancítaro es la magnetita, tiene formas anhedrales y se encuentra comúnmente bordeando a las hornblendas.

Xenocrystal de Cuarzo

En la muestra MG-05-48 (Tancítaro) se observaron dos xenocristales de cuarzo de grano medio, de forma sigmoidal y con bordes de reacción de piroxenos. Estos bordes de reacción sugieren que este xenocrystal estaba fuera de equilibrio con el magma que lo atrapó.

5.3 Composición Modal

El análisis modal fue realizado para 18 muestras de los flujos de lava en bloque del volcán Tancítaro y 14 flujos de lava y una escoria basáltica (MG-04-19) de conos cineríticos (Tabla 1-2). Se consideró como fenocrystal a aquellos minerales con un diámetro mayor que 0.3 mm, mientras que todo lo que está debajo de este valor fue considerada como matriz. Un mínimo de 1200 puntos fue contado para cada muestra.

Tabla 1. Análisis modal en % de las muestras representativas del volcán Tancítaro. Clinopiroxeno (Cpx), ortopiroxeno (Opx), hornblenda (Hbl), xenocristal de cuarzo (X. Qz), (px) piroxenos.

Muestra	Plagioclasa	Cpx	Opx	Hbl	Opacos	X. Qz	Matriz	Clasificación petrográfica
MG-04-03	15.0	0.5	4.0		0.5		79.7	Andesita de dos px
MG-04-04	10.0	1.2	0.5		0.3		87.8	Andesita de dos px
MG-04-05	12.6			10.4	0.3		76.4	Andesita de hbl
MG-04-06	7.9	0.6	1.6				89.9	Andesita de dos px
MG-04-07	22.9	2.5					74.4	Andesita de dos px
MG-04-08	23.4	2.6	2.9		0.3		70.6	Andesita de dos px
MG-04-11	13.0	2.4	1.1		0.3		83	Andesita de dos px
MG-04-14	21.1	3.1	1.5		0.1		73.9	Andesita de dos px
MG-04-15	10.9	3.0	4.0	0.4	0.3		81.2	Andesita de hbl
MG-04-16	7.7	1.2	1.2	0.6	0.2		88.8	Andesita de hbl
MG-04-22	12.6	2.6	4.5		1		79	Andesita de dos px
MG-04-23	22.9	1.8	2.7				72.4	Andesita de dos px
MG-05-30	21.7	2.7	2.5		0.6		72.3	Andesita de dos px
MG-05-47	18.8	2.6	2.2		0.4		75.8	Andesita de dos px
MG-05-48	14.6	4.3	5.1		0.1	0.4	75.2	Andesita de dos px
MG-05-49	9.8	1.7	2.8	2.3	0.5		82.6	Andesita de hbl
TAN-14	21.5	3.6	2.1				72.6	Andesita de dos px
TAN-21	13.0	1.1	1.4				84.4	Andesita de dos px

Tabla 2. Análisis modal en % de conos cineríticos. Nótese la ausencia de olivino en la muestra MG-04-09.

Muestra	Olivino	Plagioclasa	Cpx	Opx	Opacos	Matriz	Clasificación petrográfica
MG-04-01	1.0	0.9	0.3	0.6	0.1	96.6	Andesita-basáltica
MG-04-13	3.4		0.4	0.2		96	Basalto
MG-04-02	1.6		0.4			98	Andesita-basáltica
MG-04-09		1.7	1	0.8		96.5	Andesita de dos px
MG-04-10	1	1.9	0.2			96.8	Andesita-basáltica
MG-04-12	3.3	0.4	0.3			95.9	Basalto
MG-04-17	1.6	4.3			0.1	93.8	Andesita-basáltica
MG-04-18	2.0	0.9	0.2			96.8	Basalto
MG-04-19	7.3		1.2			91.4	Basalto
MG-04-20	2.7	0.4	0.3			96.5	Basalto
MG-04-21	0.8	2.5	1.0			95.4	Andesita-basáltica
MG-04-24	2.5	8.2	0.2			89.1	Basalto
MG-05-28	2.8	3.1	1.2			93	Basalto
MG-05-31	2.9					97.1	Basalto

6. Resultados Geoquímicos

Las rocas encontradas en la zona de estudio se dividieron en dos grupos de acuerdo a sus características vulcanológicas, petrográficas y geoquímicas: rocas del volcán Tancítaro, y conos cineríticos calcialcalinos. Esta división es consistente con el tipo de rocas encontradas en la porción sur del CVMG reportada por *Hasenaka y Carmichael* (1987), en donde aparentemente no existen rocas ricas en TiO_2 . A continuación se muestran los resultados geoquímicos obtenidos en las rocas estudiadas para elementos mayores, traza e isótopos de Sr, Nd y Pb (Tabla 3-6).

6.1 Elementos Mayores

En el diagrama de TAS [*Le Bas et al.*, 1986], las rocas del volcán Tancítaro se clasifican como andesitas y dacitas subalcalinas, con contenidos de sílice que varían desde 57.7% a 64.3% (Fig. 18). En cambio, los conos cineríticos de la región muestran una composición más variable: desde basaltos a andesitas con afinidad subalcalina, con contenidos de sílice que varían desde 51.7% a 61.1% (Fig. 18). Utilizando el diagrama de clasificación de *Le Maitre et al.* (1989), el cual clasifica las rocas de acuerdo a su contenido de K_2O , se observa claramente que las rocas del área de estudio se grafican dentro del campo de medio-K (Fig. 19). Las rocas estudiadas no muestran un enriquecimiento en Fe_2O_3^* durante la diferenciación, mostrando la típica tendencia calcialcalina de las rocas de arco (Fig. 20). En su conjunto, los datos se sobreponen casi por completo al campo de variación composicional observado por *Hasenaka* (1986) en la región, excluyendo las series ricas en K_2O y algunas rocas muy diferenciadas. Esta característica confirma que el muestreo realizado durante este estudio es en gran medida representativo de la porción plio-cuaternaria del CVMG en su sector sur.

La figura 20 muestra los diagramas de variación tipo Harker para las rocas de Tancítaro y los conos cineríticos. Las rocas calcialcalinas de la región (tanto los conos cineríticos como el volcán Tancítaro) muestran correlaciones negativas casi lineales para Fe_2O_3^* , MgO, MnO y CaO con respecto a SiO_2 ; probablemente controladas por la cristalización de las fases mineralógicas dominantes (olvino y piroxenos). En cambio, K_2O y Na_2O muestran una correlación positiva con respecto a SiO_2 (Fig. 19 y 20, respectivamente), confirmando que estos elementos son incompatibles durante un proceso de cristalización fraccionada a baja presión. Los datos de TiO_2 , Al_2O_3 y P_2O_5 son mucho

más dispersos, aunque parece notarse una inflexión en las tendencias a ~56% de SiO₂ que podría representar un mayor control de la plagioclasa, titano-magnetita y probablemente apatita hacia las porciones más diferenciadas.

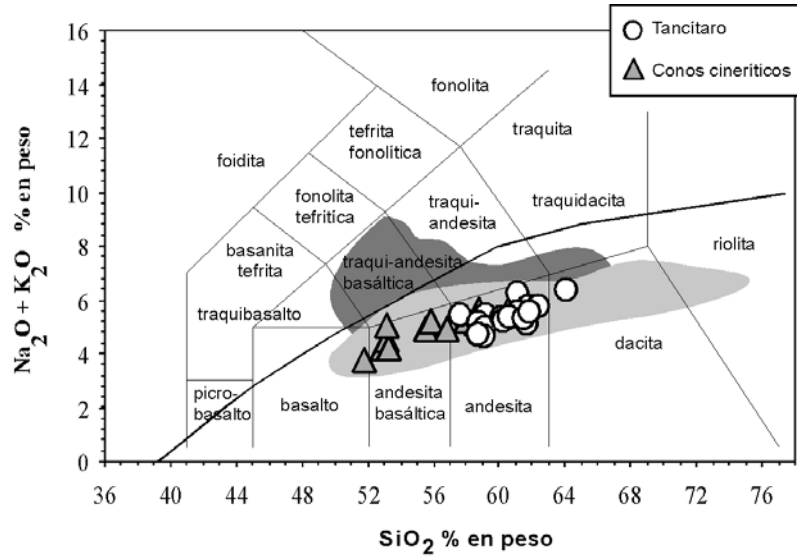


Figura 18. Diagrama de álcalis totales contra SiO₂ (TAS) en base anhidra, el cual muestra las rocas del área de estudio, además de los campos de variación química del CVMG. El área negra representa rocas ricas en K₂O, y con altos contenidos de MgO, mientras que el campo gris representa las características químicas de las rocas del CVMG. Datos del CVMG tomados de *Hasenaka, (1986)*.

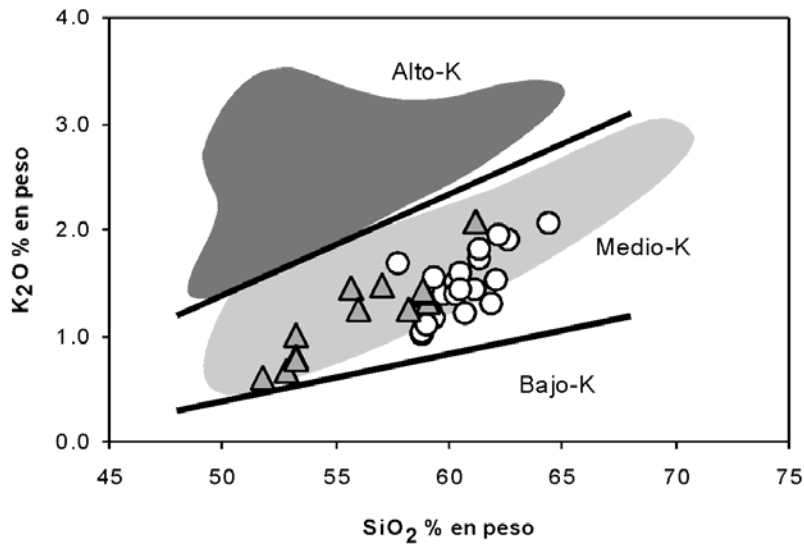


Figura 19. Diagrama de clasificación de *Le Maitre et al. (1989)* en base anhidra, el cual separa las series de acuerdo a su contenido de K. Nótese que la gran mayoría de las rocas estudiadas caen en el campo de medio K. El área negra representa las rocas ricas en K, mientras que el campo gris representa las características químicas de las rocas del CVMG, de acuerdo con *Hasenaka, (1986)*.

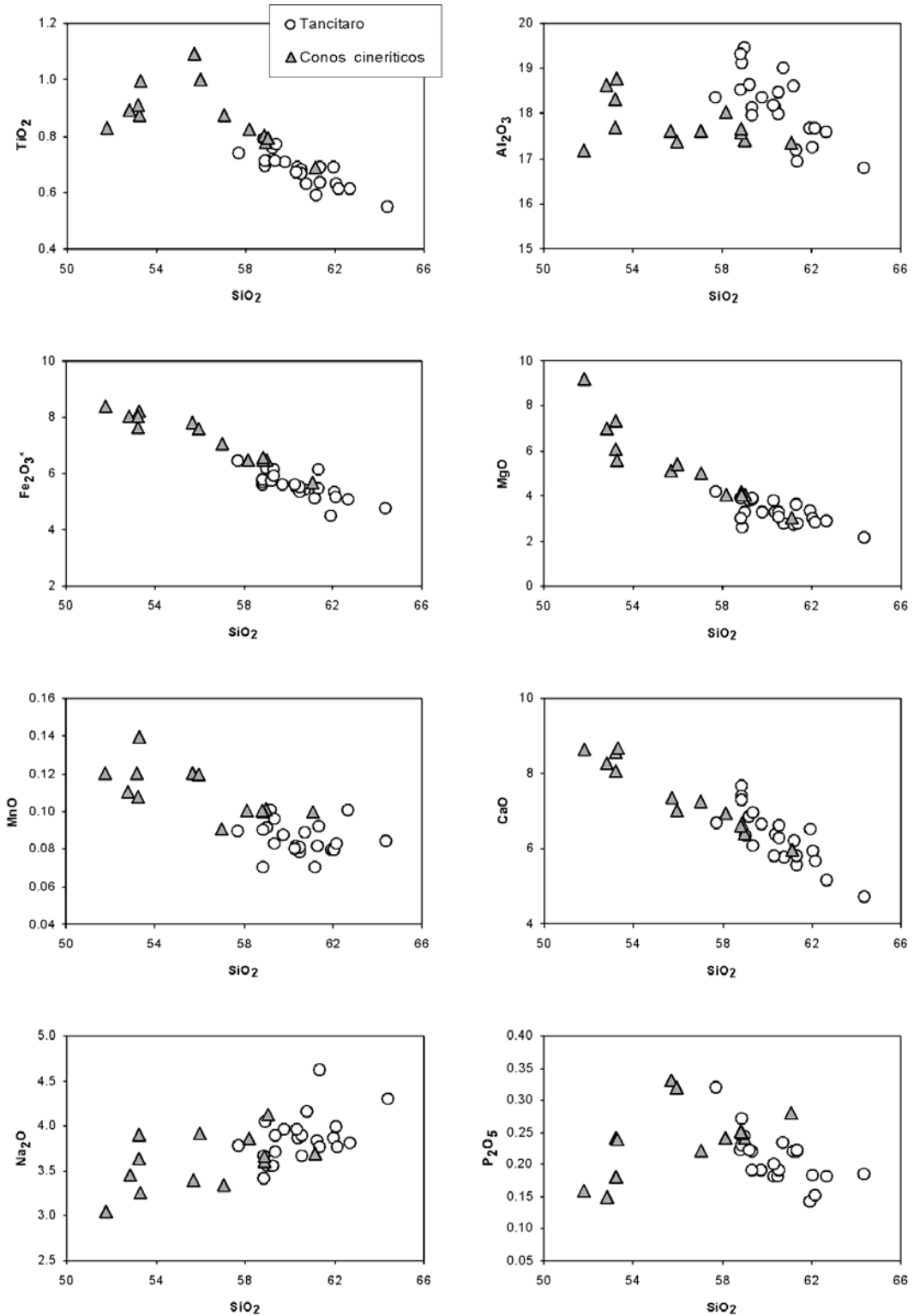


Figura 20. Diagramas de variación de los elementos mayores en base anhidra, para las rocas del volcán Tancítaro y conos cineríticos aledaños. Todos los datos reportados en % en peso.

6.2 Elementos traza

Las rocas del área de estudio muestran características distintivas en las abundancias relativas de los elementos traza. En los diagramas multielementos normalizados con respecto al N-MORB [Sun y McDonough, 1989] todas las rocas estudiadas muestran características típicas de magmatismo de arco (Fig. 21): altas concentraciones de elementos LIL como Cs, Rb, Ba, K₂O y anomalías negativas en los HFSE como Nb, Ta y TiO₂. Las rocas de Tancítaro presentan patrones relativamente homogéneos, mientras que los conos cineríticos son mucho más variables, presentando distribuciones de elementos traza casi paralelos. En los patrones de tierras raras todas las rocas muestran enriquecimientos relativos en las tierras raras ligeras (LREE, por sus siglas en inglés) con respecto a las pesadas, aunque los cineríticos tienden a tener ligeros enriquecimientos en las HREE cuando se les compara con Tancítaro (Fig. 22).

En los diagramas de variación tipo Harker para los elementos traza se observan diferencias notables entre los conos cineríticos calcialcalinos, y las rocas del volcán Tancítaro (Fig. 23). En general, las rocas calcialcalinas (tanto los conos como el volcán Tancítaro) muestran incrementos en la concentración de los elementos más incompatibles, como Cs, Ba, Rb, al aumentar el contenido de SiO₂. Sin embargo, es notable una mayor dispersión en los datos, y una ligera diferencia en las tendencias en las rocas de Tancítaro con respecto a los conos cineríticos, al menos para Cs, Ba y Rb. Los elementos HFS, como el Nb, Ta, Zr y Hf muestran en cambio una mayor dispersión cuando se les grafica con respecto a SiO₂ y no parecen describir patrones de diferenciación bien definidos. Las tierras raras ligeras (La-Nd) tienden a incrementar su concentración al aumentar el contenido de SiO₂, comportándose como elementos moderadamente incompatibles, pero las tendencias se vuelven más dispersas hacia las tierras raras medias (Sm-Tb). Así mismo es posible discernir una tendencia a disminuir la concentración en el contenido en las tierras raras pesadas (Dy-Lu) al aumentar el contenido de SiO₂. Pero tal vez la diferencia más notable entre las rocas de Tancítaro y los conos cineríticos calcialcalinos está en las concentraciones relativas de Sr. Las rocas de Tancítaro tienden a mostrar mayores concentraciones de Sr a valores equivalentes de SiO₂ que los conos cineríticos más diferenciados, y muestran una correlación ligeramente negativa que difiere de la observada en los conos cineríticos.

Las rocas de Tancítaro tienden hacia valores muy altos en la relación Sr/Y a menores concentraciones de Y que las observadas en los conos cineríticos (Fig. 24). Las rocas del Tancítaro también tienden a tener relaciones de La/Yb_(N) ligeramente mayores que las observadas en los conos (Fig. 24). Estas características geoquímicas del volcán Tancítaro son típicas de magmas adakíticos [Defant y Drummond, 1990], y son muy diferentes a las que se observan en los conos cineríticos del CVMG.

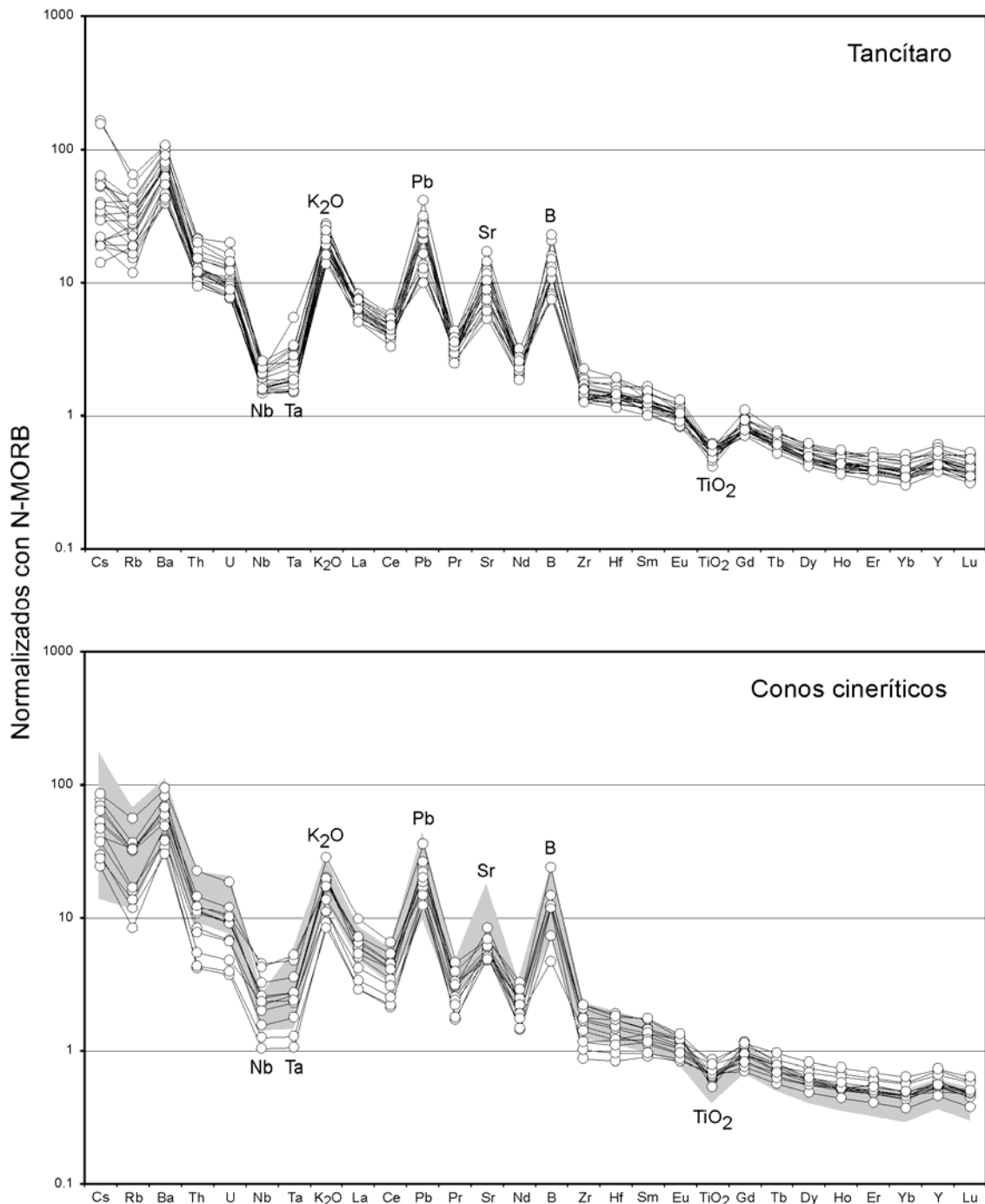


Figura 21. Diagrama multielmentos normalizados a N-MORB [Sun & McDonough, 1989]. El área sombreada representa el campo de variación en las rocas del volcán Tancítaro.

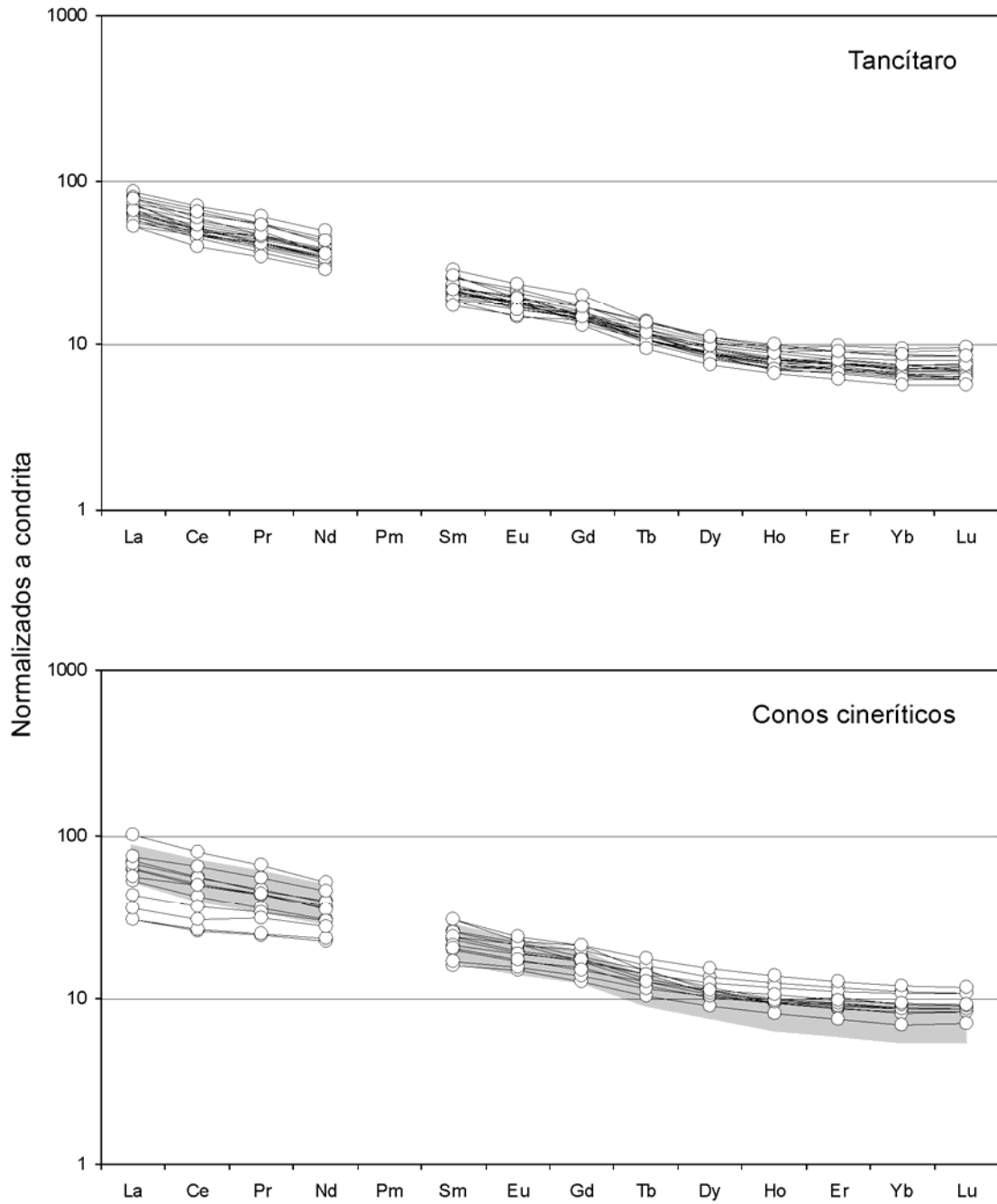


Figura 22. Diagrama de tierras raras normalizados a condrita [McDonough & Sun, 1995]. El área sombreada representa el campo de variación en las rocas del volcán Tancítaro.

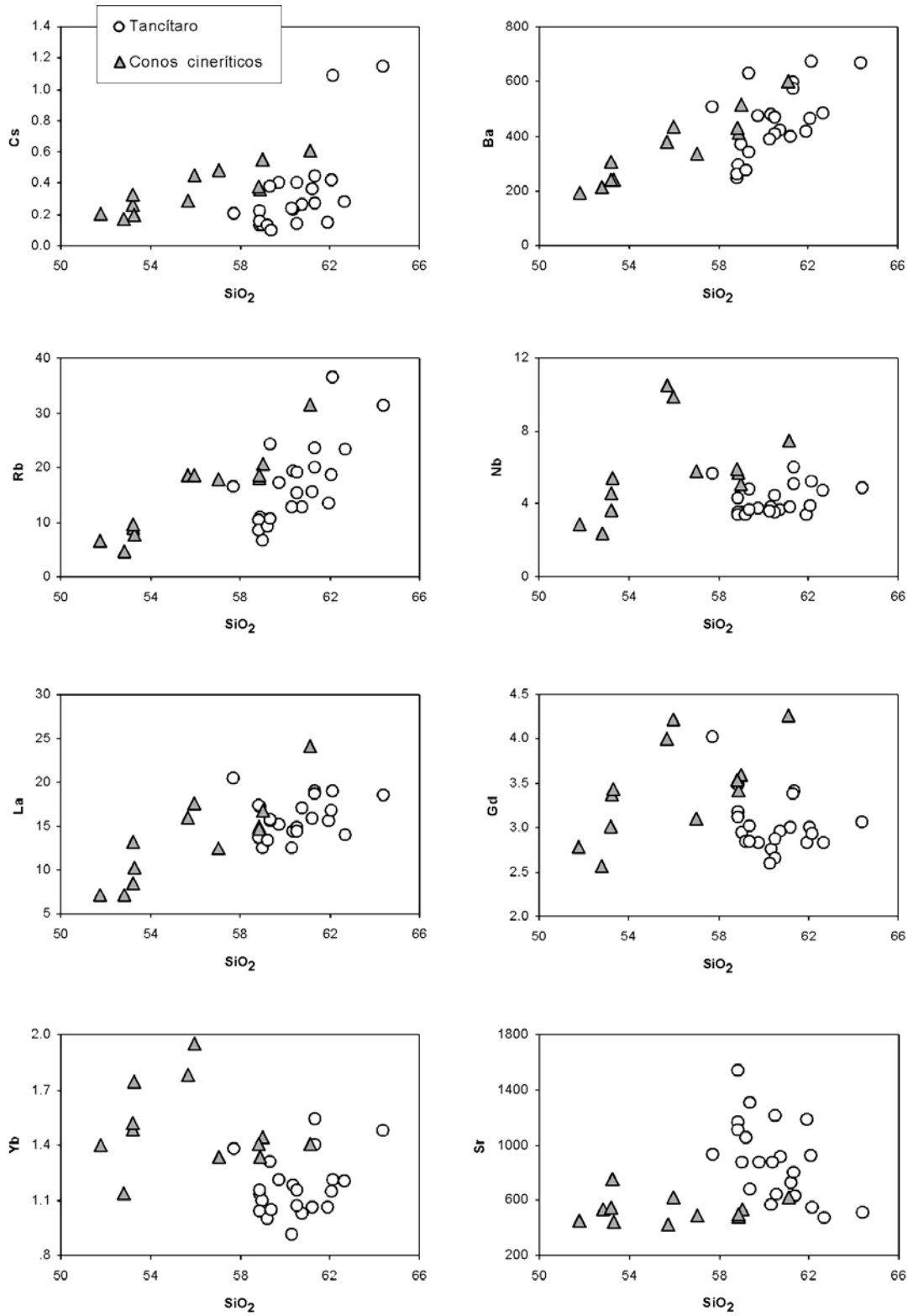


Figura 23. Diagramas de variación tipo Harker para elementos traza, reportados en partes por millón (ppm).

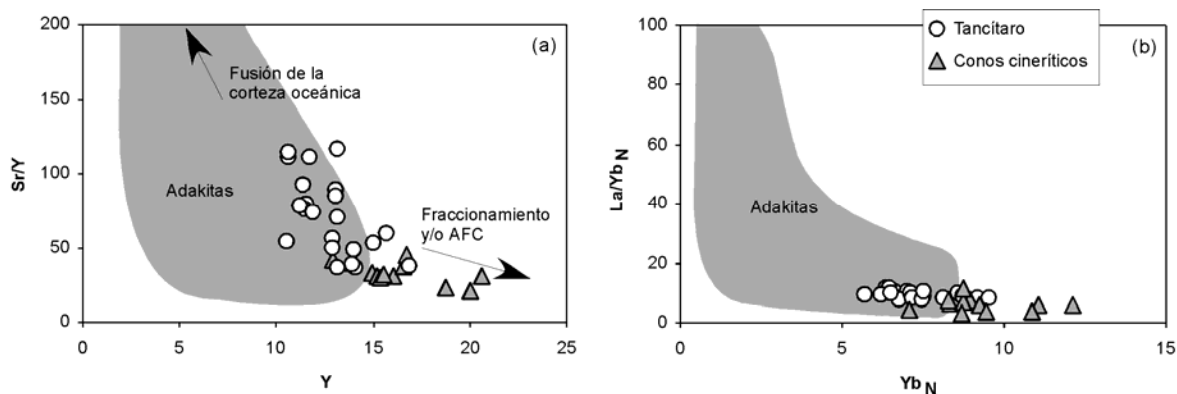


Figura 24. Adakitas. (a) La gran mayoría de las rocas de Tancítaro se grafican dentro del campo de las adakitas reportado por *Martin* (1999), mientras que la mayor parte de los conos cineríticos se grafican fuera del campo. (b) Las rocas de Tancítaro tienen menores concentraciones de $Yb_{(N)}$ que los conos cineríticos, graficándose la gran mayoría dentro del campo de las adakitas reportado por *Martin* (1999).

6.3 Isótopos Sr, Nd y Pb

En la figura 25 se grafican las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb para los diferentes productos volcánicos en el área de estudio, así como la de algunos componentes que podrían estar involucrados en su petrogénesis. El rango de variaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb en las rocas de Tancítaro es el siguiente: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703125\text{-}0.703985$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512798\text{-}0.512874$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.534\text{-}18.689$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.554\text{-}15.610$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.187\text{-}38.500$, mientras que en los conos cineríticos el rango es de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703880\text{-}0.704121$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512778$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.625\text{-}18.710$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.575\text{-}15.602$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.359\text{-}38.498$. En el diagrama de Sr contra Nd (Fig. 25a) se observa como los datos del volcán Tancítaro y del único cono cinerítico calcialcalino con datos isotópicos de Nd forman una correlación negativa ligeramente subhorizontal. Los datos están limitados entre un componente empobrecido, de tipo MORB, y un componente isotópicamente enriquecido, de tipo cortical, que podría estar representado por los sedimentos subducidos o por la corteza continental. Los datos isotópicos de Pb (Fig. 25b y c) muestran una clara correlación positiva constreñida por el MORB pacífico y los sedimentos pelágicos subducidos en el extremo isotópicamente empobrecido y los sedimentos terrígenos subducidos y la corteza continental superior local (representada por el granito La Huacana) en el extremo enriquecido.

En el diagrama isotópico de Sr-Pb (Fig. 25d) se observa que las rocas del volcán Tancítaro tienen una composición mucho más variable que la de los conos circunvecinos, se extienden hacia composiciones isotópicamente empobrecidas, y despliega una clara

correlación positiva que tiende hacia la composición de la corteza continental local (Granito la Huacana). Los conos cineríticos tienen una variación más restringida y no parecen mostrar una correlación definida, sino que más bien se ubican hacia el extremo enriquecido de la correlación mostrada por los datos de Tancítaro.

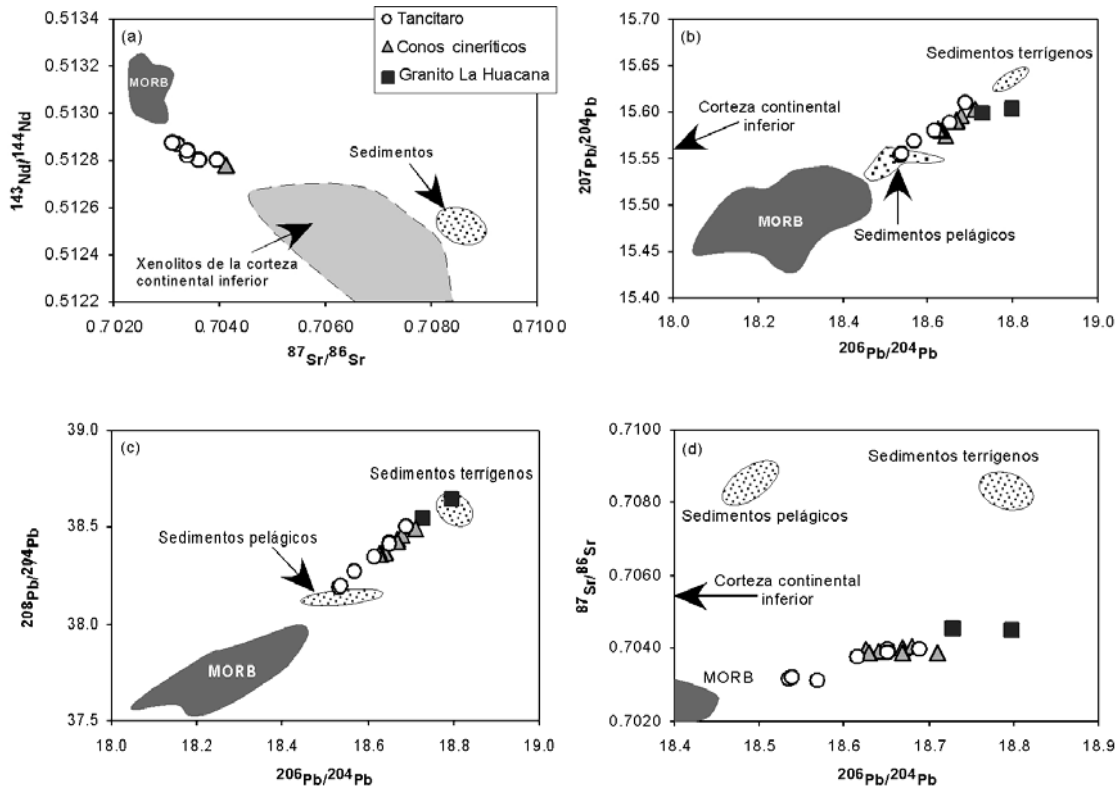


Figura 25. Isótopos. (a) Variación isotópica Sr y Nd, los xenolitos de la corteza inferior están representados por granulitas [Ruiz *et al.*, 1988a; Ruiz, *et al.*, 1988b; Aguirre Díaz *et al.*, 2002], mientras que el campo de los sedimentos son tomados de la Tesis de Doctorado de LaGatta, (2003); el campo del MORB son datos del *East Pacific Rise* (5-15°N) tomados de <http://petdb.Ideo.columbia.edu/petdb/>. (b) Variación isotópica de Pb, la corteza superior está representada por el Granito La Huacana y un granito cerca del área (Tabla 6). (c) Variación isotópica de Pb. (d) Variación isotópica entre Pb y Sr.

Tabla 3. Datos de elementos mayores y traza del volcán Tancitaro.

Muestra	TAN14	TAN19	TAN20	TAN21	TAN21A	TAN22	MG-04-03	MG-04-04	MG-04-05	MG-04-06	MG-04-07
Long. W	102.15.55	102.14.72	102.18.54	102.18.75	102.18.75	102.18.44	102.13.90	102.14.97	102.15.49	102.16.22	102.16.26
Lat, N	19.21.91	19.25.07	19.25.09	19.25.130	19.25.130	19.25.198	19.24.13	19.23.41	19.24.69	19.24.73	19.25.04
Laboratorio	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS
SiO2	62.83	60.01	61.34	59.35	59.81	60.10	61.03	58.61	58.20	61.02	60.07
TiO2	0.536	0.624	0.684	0.702	0.681	0.676	0.59	0.69	0.7	0.621	0.66
Al2O3	16.39	18.77	17.49	18.22	18	17.86	18.54	19.03	19.19	16.95	18.32
Fe2O3*	4.65	5.35	4.43	5.57	5.48	5.3	5.1	5.57	6.1	5.26	5.48
MnO	0.082	0.088	0.079	0.087	0.081	0.078	0.07	0.09	0.09	0.078	0.08
MgO	2.11	2.72	3.31	3.26	3.22	3.27	2.72	2.59	3.23	2.93	3
CaO	4.6	5.68	6.43	6.61	6.31	6.55	6.19	7.64	6.26	5.84	6.21
Na2O	4.2	4.1	3.83	3.93	3.83	3.86	3.82	4.03	3.5	3.92	3.64
K2O	2	1.19	1.29	1.37	1.49	1.41	1.42	1.02	1.09	1.49	1.57
P2O5	0.18	0.23	0.14	0.19	0.18	0.18	0.22	0.27	0.24	0.18	0.19
LOI	1.76	1.24	0.36	0.69	0.56	0.61	0.63	-0.05	1.56	0.31	0.55
Total	99.34	100.00	99.38	99.98	99.64	99.89	100.33	99.49	100.16	98.60	99.77
Laboratorio	Actlabs	Actlabs	Actlabs	Actlabs	Actlabs	Actlabs	Harvard	Harvard	Harvard	Actlabs	Actlabs
Sc							9.52	11.81	11.91		11.20
V							82.60	113.35	103.47	103.19	100.64
Cr							36.30	15.13	37.74	30.08	21.53
Co							11.87	14.40	14.29	15.72	14.79
Ní							28.90	13.87	24.16	36.84	27.80
Cu							14.67	14.97	11.86	128.21	23.93
Zn							60.42	69.41	65.32	68.14	57.80
Ga							19.53	21.31	19.90	20.23	20.11
Li										1.00	
Be											
B	18.72	7.48	7.20	10.84	10.06	9.67	14.40	6.80			20.70
Rb	31.26	12.80	13.51	17.07	19.22	15.26	15.62	10.78	6.66	18.66	18.99
Sr	508.68	911.22	1180.00	869.99	873.02	1210.00	720.76	1534.48	873.70	923.63	636.66
Y	14.10	11.56	10.63	11.48	11.23	10.61	12.96	13.21	11.93	13.18	12.88
Zr	142.42	102.75	96.53	94.83	96.53	104.84	97.68	91.88	98.25	100.54	110.25
Nb	4.87	3.65	3.40	3.76	3.83	3.51	3.79	4.31	3.56	3.92	4.45
Mo							0.53	0.53	0.53		0.54
Sn							0.66	0.58	0.43		0.75
Sb							0.08	0.01	0.01		0.11
Cs	1.14	0.26	0.15	0.40	0.23	0.14	0.37	0.14	0.13	0.42	0.40
Ba	665.52	422.20	416.94	471.20	478.84	408.81	397.32	295.70	370.47	462.20	467.18
La	18.50	17.11	15.53	15.19	14.44	14.88	15.89	17.25	12.49	16.81	14.34
Ce	34.71	32.13	31.86	31.24	30.27	31.39	28.93	38.58	28.69	35.25	28.52
Pr	4.32	4.19	3.97	3.84	3.68	3.86	3.92	5.08	3.75	4.59	3.60
Nd	17.07	17.42	16.28	15.66	15.14	15.90	15.92	20.54	15.55	16.58	14.53
Sm	3.42	3.29	3.15	3.21	3.06	3.11	2.97	3.75	3.01	3.32	2.80
Eu	0.95	1.12	1.01	1.00	1.02	1.04	0.96	1.25	1.04	1.09	0.91
Gd	3.06	2.95	2.83	2.83	2.76	2.65	3.00	3.48	2.94	3.01	2.87
Tb	0.47	0.42	0.39	0.43	0.41	0.39	0.38	0.45	0.38	0.43	0.39
Dy	2.60	2.13	2.06	2.32	2.18	2.07	2.12	2.40	2.13	2.14	2.20
Ho	0.50	0.38	0.39	0.44	0.42	0.40	0.42	0.46	0.41	0.42	0.44
Er	1.48	1.10	1.17	1.31	1.25	1.18	1.13	1.23	1.14	1.24	1.22
Tm	0.23	0.16	0.17	0.19	0.19	0.17				0.18	
Yb	1.48	1.03	1.06	1.21	1.18	1.07	1.06	1.13	1.09	1.15	1.16
Lu	0.23	0.15	0.15	0.17	0.17	0.15	0.17	0.17	0.17	0.18	0.18
Hf	3.88	2.79	2.83	3.03	3.05	2.88	2.46	2.63	2.53	2.94	2.76
Ta	0.42	0.20	0.20	0.24	0.24	0.20	0.24	0.24	0.20	0.26	0.30
W											
Tl	0.24			0.11	0.09	0.05	0.09	0.02	0.03	0.08	0.09
Pb	8.87						7.41	4.08	3.77	6.40	8.32
Th	2.60	1.45	1.40	1.58	1.53	1.45	1.32	1.26	1.39	1.49	1.55
U	0.94	0.52	0.44	0.48	0.48	0.46	0.43	0.39	0.44	0.46	0.46

Datos de elementos mayores en porcentaje en peso, analizados por FRX.

Los elementos traza son reportados en ppm, y fueron analizados por ICP-MS.

La reproducibilidad es <10% para Li, Be, Sc, Cr, Zn, Mo, Sb, Cs y Tl y <3% para el resto de los elementos.

La precisión para B es 100% a 0.5 ppm, 15% a 5ppm, y <5% a 50 ppm.

Muestra	MG-04-08	MG-04-11	MG-04-14	MG-04-15	MG-04-16	MG-04-22	MG-04-23	MG-05-30	MG-05-47	MG-05-48	MG-05-49
Long. W	102.14.57	102.13.09	102.17.68	102.22.13	102.22.62	102.20.41	102.21.96	102.17.21	102.22.16	102.22.62	102.20.33
Lat, N	19.25.39	19.23.01	19.22.72	19.23.18	19.23.88	19.27.77	19.28.26	19.26.48	19.26.15	19.26.53	19.22.54
Laboratorio	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS
SiO2	60.63	58.80	62.31	58.32	58.77	57.91	60.20	59.42	61.40	61.17	59.346
TiO2	0.628	0.71	0.61	0.78	0.75	0.74	0.67	0.714	0.604	0.688	0.77
Al2O3	16.72	19.3	17.49	18.36	18.48	18.42	18.14	18.153	17.454	17.127	17.939
Fe2O3*	6.04	5.7	5.05	5.72	5.67	6.48	5.61	6.154	5.066	5.472	5.905
MnO	0.091	0.09	0.1	0.07	0.1	0.09	0.08	0.096	0.082	0.081	0.083
MgO	2.74	3	2.86	3.85	3.73	4.19	3.78	3.858	2.784	3.613	3.902
CaO	5.48	7.39	5.12	7.21	6.79	6.7	5.8	6.085	5.597	5.793	6.934
Na2O	4.56	3.66	3.79	3.38	3.52	3.79	3.95	3.892	3.718	3.754	3.701
K2O	1.69	1	1.89	1.17	1.19	1.67	1.38	1.544	1.922	1.809	1.163
P2O5	0.22	0.23	0.18	0.22	0.22	0.32	0.2	0.197	0.155	0.222	0.221
LOI	0.08	0.22	0.22	0.44	0.31	0.22	0.39	0.48	1.13	0.34	0.33
Total	98.88	100.10	99.62	99.52	99.53	100.53	100.20	100.59	99.91	100.07	100.29
Laboratorio	Actlabs	Harvard	Harvard	Harvard	Harvard	Harvard	Harvard	CGEO	CGEO	CGEO	CGEO
Sc		11.87	10.27	11.53	11.46	12.97	10.87	15.12	12.78	13.30	13.62
V	108.99	105.72	94.40	108.82	107.70	120.24	97.91	130.40	107.96	109.90	121.20
Cr	20.00	29.65	32.40	41.88	39.42	81.46	75.28	43.50	30.11	87.82	48.88
Co	16.39	14.16	13.24	16.69	16.43	19.27	15.51	19.81	15.33	17.51	18.80
Ni	24.65	21.61	27.14	46.28	43.80	68.79	59.98	48.67	26.08	60.20	51.11
Cu	32.61	10.14	6.43	32.36	14.67	44.68	31.23	28.09	25.73	22.82	33.83
Zn	100.36	61.07	49.25	55.31	55.55	73.98	57.54	68.91	59.80	64.68	58.68
Ga	20.41	19.10	19.83	18.11	18.12	21.69	18.72	20.09	19.05	20.27	20.97
Li								15.63	18.22	9.78	6.96
Be								1.14	1.27	1.21	0.97
B			13.4			11.9	10.9				
Rb	23.53	10.33	23.27	8.49	9.29	16.36	12.63	24.25	36.44	20.02	10.57
Sr	633.20	1160.18	474.70	1106.59	1048.44	928.47	565.48	672.60	542.80	799.20	1300.00
Y	16.88	13.05	13.17	13.09	11.37	15.73	10.53	14.02	13.96	15.07	11.77
Zr	127.65	101.44	119.27	105.02	106.07	137.01	92.38	126.30	115.74	164.70	114.00
Nb	5.08	3.55	4.73	3.38	3.39	5.61	3.59	4.81	5.26	5.98	3.67
Mo		0.53	0.54	0.53	0.53	0.53	0.53	1.44	0.03	1.66	0.47
Sn		0.60	0.74	0.60	0.66	0.85	0.63	0.80	0.65	0.52	0.62
Sb		0.02	0.15	0.02	0.02	0.05	0.09	0.06	0.23	0.03	0.00
Cs	0.44	0.22	0.28	0.15	0.13	0.20	0.24	0.38	1.08	0.27	0.10
Ba	598.61	246.46	482.15	262.06	274.81	507.94	389.28	629.50	674.35	571.50	342.10
La	19.04	13.62	13.90	17.38	13.39	20.51	12.53	15.57	18.96	18.62	15.67
Ce	41.15	30.54	27.49	30.13	29.58	43.23	24.60	32.86	36.50	39.75	35.39
Pr	5.10	4.11	3.45	4.39	3.84	5.67	3.24	4.28	4.31	5.06	4.67
Nd	18.83	17.10	13.87	17.82	15.66	22.92	13.30	16.98	16.41	19.71	18.43
Sm	3.89	3.26	2.73	3.13	2.85	4.31	2.58	3.46	3.23	3.96	3.46
Eu	1.17	1.10	0.84	1.02	0.96	1.32	0.85	1.02	0.93	1.09	1.06
Gd	3.41	3.17	2.83	3.13	2.84	4.02	2.60	3.02	2.92	3.39	2.84
Tb	0.51	0.41	0.39	0.40	0.37	0.51	0.34	0.44	0.42	0.49	0.40
Dy	2.61	2.33	2.23	2.16	2.01	2.75	1.88	2.54	2.41	2.77	2.20
Ho	0.52	0.45	0.44	0.43	0.39	0.53	0.37	0.51	0.49	0.55	0.43
Er	1.57	1.23	1.23	1.15	1.07	1.45	0.98	1.36	1.28	1.45	1.14
Tm	0.24										
Yb	1.54	1.15	1.20	1.04	1.00	1.38	0.92	1.31	1.21	1.40	1.05
Lu	0.24	0.18	0.19	0.16	0.15	0.21	0.14	0.20	0.19	0.21	0.16
Hf	3.53	2.62	2.99	2.69	2.72	3.36	2.34	3.12	2.92	3.94	2.95
Ta	0.71	0.20	0.34	0.20	0.20	0.33	0.23	0.37	0.44	0.44	0.24
W								0.87	0.04	0.97	0.32
Tl	0.12	0.06	0.10	0.05	0.04	0.07	0.08	0.14	0.13	0.13	0.04
Pb	7.63	3.47	6.94	5.00	3.88	12.44	7.16	7.94	9.56	7.12	2.99
Th	1.91	1.42	1.81	1.21	1.23	2.08	1.13	1.84	2.56	2.40	1.45
U	0.63	0.44	0.61	0.36	0.37	0.66	0.37	0.58	0.78	0.68	0.42

Tabla 4. Datos de elementos mayores y traza de los conos cineríficos.

Muestra	TAN17	MG-04-02	MG-04-09	MG-04-10	MG-04-12	MG-04-17	MG-04-18	MG-04-19	MG-04-20	MG-04-21	MG-04-24
Long. W	102.14.79	102.56.28	102.14.48	102.14.78	102.16.72	102.20.74	102.23.79	102.04.63	102.06.98	102.13.28	102.23.88
Lat. N	19.25.53	19.24.28	19.25.54	19.25.62	19.21.73	19.19.05	19.18.79	19.28.31	19.30.85	19.33.08	19.30.07
Laboratorio	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS	LUGIS
SiO ₂	58.75	56.6	58.82	58.52	52.66	57.9	51.71	61.09	55.55	52.68	53.56
TiO ₂	0.79	0.87	0.78	0.8	0.89	0.82	0.83	0.69	1.09	0.865	1
Al ₂ O ₃	17.33	17.48	17.58	17.57	18.59	17.97	17.16	17.34	17.57	18.14	18.87
Fe ₂ O ₃ *	6.47	7	6.49	6.54	8	6.46	8.4	5.7	7.79	7.56	8.27
MnO	0.101	0.09	0.1	0.1	0.11	0.1	0.12	0.1	0.12	0.107	0.14
MgO	4.07	5	4.2	4.05	6.96	4.06	9.2	3.03	5.1	6.03	5.64
CaO	6.38	7.21	6.66	6.59	8.23	6.91	8.63	5.97	7.35	8.5	8.73
Na ₂ O	4.11	3.32	3.6	3.65	3.45	3.84	3.05	3.69	3.39	3.86	3.27
K ₂ O	1.32	1.46	1.43	1.39	0.66	1.24	0.6	2.07	1.44	0.99	0.79
P ₂ O ₅	0.24	0.22	0.25	0.25	0.15	0.24	0.16	0.28	0.33	0.24	0.24
LOI	0.55	0.39	-0.2	0.12	-0.19	0.01	-0.12	0.17	0.12	0.07	-0.01
Total	100.11	99.64	99.71	99.58	99.51	99.55	99.74	100.13	99.85	99.04	100.50
Laboratorio	Actlabs	Harvard	Harvard	Harvard	Harvard	Harvard	Harvard	Harvard	Harvard	Harvard	Harvard
Sc		15.97	13.41	13.89	17.91		23.65	11.52	17.20		22.07
V		130.96	109.98	117.36	156.21		171.41	95.55	129.69	163.90	166.56
Cr		121.97	97.58	78.62	222.34		458.83	43.18	125.59	101.83	122.10
Co		21.74	17.19	17.95	26.56		34.28	13.75	21.31	30.16	22.94
Ni		63.17	55.54	53.48	118.51		198.86	25.73	67.87	122.38	52.83
Cu		32.07	22.10	24.13	32.99		52.69	21.24	32.19	42.82	47.73
Zn		60.93	62.10	66.83	64.39		63.52	64.15	63.29	88.49	63.83
Ga		18.07	18.95	19.90	16.57		16.02	21.61	18.15	19.52	16.75
Li											
Be											
B	13.44	10.80	13.30	11.30	10.70		6.50		21.60		4.20
Rb	20.76	17.92	18.11	18.54	4.66		6.56	31.43	18.61	8.93	7.69
Sr	540.98	491.62	476.84	501.62	538.97		453.18	616.95	427.96	749.32	439.63
Y	13.85	14.98	15.24	16.03	12.91		15.34	16.55	20.01	16.69	18.72
Zr	131.14	112.13	124.31	130.05	64.72		75.08	163.55	154.66	85.78	103.33
Nb	5.10	5.77	5.74	5.92	2.43		2.90	7.49	10.55	4.61	5.44
Mo		0.54	0.54	0.54	0.53		0.53	0.54	0.54		0.53
Sn		0.83	0.93	0.90	0.63		0.68	1.12	1.15		0.85
Sb		0.06	0.07	0.07	0.03		0.03	0.12	0.05		0.02
Cs	0.55	0.49	0.36	0.38	0.17		0.21	0.61	0.29	0.26	0.20
Ba	517.05	336.19	412.11	429.11	212.67		192.11	599.87	378.36	307.53	243.68
La	16.72	12.55	14.65	15.05	7.22		7.25	24.06	16.09	13.27	10.35
Ce	34.19	25.82	30.54	31.34	15.93		16.33	48.76	33.76	30.66	22.75
Pr	4.30	3.35	4.00	4.10	2.28		2.34	6.09	4.38	4.07	3.16
Nd	18.22	13.99	16.53	16.98	10.41		10.75	23.77	18.04	16.01	13.80
Sm	3.88	2.95	3.39	3.53	2.39		2.50	4.52	3.81	3.58	3.14
Eu	1.25	0.96	1.07	1.12	0.86		0.88	1.27	1.21	1.22	1.06
Gd	3.60	3.10	3.42	3.54	2.57		2.79	4.27	4.00	3.39	3.44
Tb	0.54	0.44	0.47	0.48	0.38		0.42	0.53	0.57	0.51	0.52
Dy	2.79	2.55	2.64	2.77	2.22		2.56	2.89	3.37	2.71	3.12
Ho	0.52	0.52	0.52	0.54	0.45		0.53	0.55	0.68	0.54	0.64
Er	1.52	1.41	1.42	1.49	1.22		1.46	1.51	1.88	1.65	1.80
Tm	0.23									0.24	
Yb	1.44	1.34	1.34	1.41	1.14		1.40	1.41	1.78	1.49	1.75
Lu	0.22	0.21	0.20	0.22	0.17		0.22	0.22	0.27	0.22	0.27
Hf	3.49	2.68	3.00	3.15	1.73		1.96	3.84	3.50	2.50	2.47
Ta	0.35	0.36	0.36	0.36	0.14		0.17	0.47	0.63	0.30	0.32
W											
Tl	0.14	0.09	0.10	0.10	0.03		0.04	0.19	0.09		0.05
Pb	5.15	6.89	7.70	8.01	4.43		3.74	10.85	6.73	5.59	4.50
Th	1.47	1.27	1.36	1.34	0.50		0.51	2.71	1.48	1.00	0.66
U	0.49	0.44	0.43	0.43	0.17		0.18	0.87	0.47	0.32	0.22

Tabla 5. Datos de elementos mayores y traza de los granitos.

Muestra	MG-05-28	MG-05-31	Muestra	MG-05-21	MG-05-51
Long. W	102.06.85	102.16.98	Long. W	102.04.04	101.43.86
Lat. N	19.27.19	19.26.10	Lat. N	19.04.72	18.56.93
Laboratorio	LUGIS	LUGIS	Laboratorio	LUGIS	LUGIS
SiO ₂	53.141	56.194	SiO ₂	56.58	62.04
TiO ₂	0.909	1.006	TiO ₂	1.25	0.80
Al ₂ O ₃	17.663	17.433	Al ₂ O ₃	15.51	15.74
Fe ₂ O ₃ *	8.048	7.608	Fe ₂ O ₃ *	9.59	6.72
MnO	0.12	0.12	MnO	0.13	0.10
MgO	7.314	5.453	MgO	3.30	3.46
CaO	8.077	7.04	CaO	6.86	5.59
Na ₂ O	3.639	3.93	Na ₂ O	3.05	3.19
K ₂ O	0.803	1.263	K ₂ O	2.16	2.70
P ₂ O ₅	0.186	0.324	P ₂ O ₅	0.38	0.17
LOI	-0.03	-0.17	LOI	0.88	0.23
Total	99.87	100.20	Total	99.68	100.75
Laboratorio	CGEO	CGEO	Laboratorio	CGEO	CGEO
Sc	21.45	18.01	Sc	29.89	19.51
V	171.92	136.00	V	157.00	153.60
Cr	251.77	159.10	Cr	41.29	70.34
Co	31.83	25.27	Co	23.67	19.56
Ni	133.51	105.40	Ni	16.70	27.36
Cu	44.25	31.65	Cu	109.40	62.34
Zn	70.85	80.21	Zn	59.75	70.28
Ga	18.56	20.02	Ga	18.15	17.12
Li	9.42	12.82	Li	15.30	18.39
Be	0.90	1.32	Be	1.32	1.12
B			B		
Rb	9.53	18.49	Rb	83.91	117.20
Sr	545.71	618.90	Sr	237.40	249.00
Y	15.56	20.59	Y	47.19	23.14
Zr	85.23	163.70	Zr	13.83	9.80
Nb	3.65	9.91	Nb	9.42	6.69
Mo	0.03	1.90	Mo	3.32	1.65
Sn	0.22	0.76	Sn	2.95	1.91
Sb	0.18	0.03	Sb	0.31	0.69
Cs	0.33	0.45	Cs	2.09	6.25
Ba	242.39	433.60	Ba	435.30	506.70
La	8.47	17.71	La	22.96	16.50
Ce	18.99	39.72	Ce	52.43	36.90
Pr	2.89	5.17	Pr	7.37	4.88
Nd	12.71	21.01	Nd	31.00	19.49
Sm	3.05	4.55	Sm	7.67	4.47
Eu	0.98	1.35	Eu	1.51	0.88
Gd	3.02	4.22	Gd	7.88	4.35
Tb	0.46	0.64	Tb	1.25	0.68
Dy	2.82	3.76	Dy	7.94	4.16
Ho	0.58	0.76	Ho	1.62	0.83
Er	1.58	2.03	Er	4.49	2.26
Tm			Tm		
Yb	1.52	1.95	Yb	4.22	2.12
Lu	0.23	0.29	Lu	0.62	0.31
Hf	2.26	3.72	Hf	0.55	0.43
Ta	0.23	0.69	Ta	0.75	0.59
W	0.03	0.85	W	3.15	4.25
Tl	0.01	0.13	Tl	0.19	0.42
Pb	3.74	6.06	Pb	4.85	8.83
Th	0.93	1.76	Th	9.93	9.83
U	0.31	0.57	U	1.26	2.62

Tabla 6. Isótopos de Sr, Nd y Pb del volcán Tancítaro, conos cineríticos y granitos.

Muestra	Laboratorio	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 σ	n	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 σ	n
Volcán Tancítaro										
TAN14	LUGIS	0.703979	39	57				0.512801	22	54
TAN19	LUGIS	0.703637	39	48				0.512798	18	58
TAN20	LUGIS	0.703212	39	55				0.512865	17	57
TAN21	LUGIS	0.703398	38	58				0.512821	19	56
TAN21A	LUGIS	0.703397	37	57				0.512843	20	55
TAN22	LUGIS	0.703139	39	54				0.512874	14	58
MG-04-04	LDEO	0.703154	4	115	18.535	15.554	38.187			
MG-04-08	LDEO	0.703985	4	128	18.653	15.589	38.418			
MG-04-11	LDEO	0.703205	4	117	18.539	15.555	38.194			
MG-04-14	LDEO	0.703883	4	115	18.652	15.588	38.411			
MG-04-15	LDEO	0.703125	4	74	18.569	15.568	38.267			
MG-04-22	LDEO	0.703759	4	135	18.617	15.580	38.346			
MG-04-23	LDEO	0.703970	4	120	18.690	15.611	38.501			
Conos cineríticos										
TAN17	LUGIS	0.704121	34	56				0.512778	18	57
MG-04-02	LDEO	0.703947	4	145	18.641	15.576	38.373			
MG-04-12	LDEO	0.703970	4	147	18.625	15.582	38.360			
MG-04-17	LDEO	0.704033	4	116	18.668	15.591	38.437			
MG-04-18	LDEO	0.703906	4	107	18.630	15.581	38.363			
MG-04-19	LDEO	0.704044	4	136	18.679	15.597	38.464			
MG-04-20	LDEO	0.703880	5	89	18.710	15.603	38.498			
MG-04-24	LDEO	0.703912	4	106	18.668	15.590	38.428			
Granitos										
MG-05-21	LDEO	0.704498	7	138	18.798	15.603	38.641			
MG-05-51	LDEO	0.704530	7	173	18.729	15.599	38.544			

El error de 1 σ para las mediciones individuales de Sr y Nd están multiplicados por 10⁶. La "n" representa el número de mediciones realizadas para cada muestra. Los valores del LUGIS para el estándar NBS-987:

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710237 \pm 21$ (1 σ , n = 317). Para el estándar La Jolla: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511874 \pm 22$ (1 σ , n = 161).

Los valores obtenidos para NBS-987 en el LDEO durante cuatro periodos de medición fueron: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710274 \pm 8$ (1 σ ; n = 18); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710310 \pm 7$ (1 σ ; n = 5); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710287 \pm 5$ (1 σ ; n = 5);

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710261 \pm 6$ (1 σ ; n = 10).

Las relaciones isotópicas de Pb fueron corregidas por fraccionamiento utilizando un double spike (^{207}Pb y ^{206}Pb) fabricado por el Dr. Steven Goldstein, en el laboratorio de geoquímica de LDEO, Columbia University. Los valores corregidos se ajustaron con respecto al estándar NBS-981 con valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9356$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4891$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7006$ [Todt et al., 1996]. Los valores obtenidos para NBS-981 (n = 21) fueron: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9407 \pm 0.0032$ (2 σ ; 188 ppm); $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4967 \pm 0.0040$ (2 σ ; 255 ppm); $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7302 \pm 0.0113$ (2 σ ; 308 ppm).

7. Discusión

Como se mencionó anteriormente, las rocas del volcán Tancítaro y los conos cineríticos aledaños fueron emplazados en un periodo que abarca los últimos 980 mil años pero presentan características petrográficas y geoquímicas distintas. Por consiguiente, el objetivo de este capítulo es discutir los procesos petrogenéticos que probablemente dieron origen a estas diferencias.

7.1 *Cristalización fraccionada*

Las rocas derivadas de los conos cineríticos tienden a ser mucho menos evolucionadas que las del volcán Tancítaro y presentan fenocristales de olivino. Las lavas de Tancítaro son relativamente más evolucionadas, carecen de olivino, tienen una mayor cantidad de plagioclasa y algunas de ellas pueden incluso contener hornblenda. Las variaciones en la composición química de los elementos mayores de las dos suites, en su conjunto, parecen también seguir una evolución coherente que podría estar controlada por la cristalización de las fases mineralógicas principales observadas en las láminas delgadas. La cristalización de olivino y piroxenos podría controlar las variaciones observadas en los conos cineríticos más primitivos ($\text{SiO}_2 < 56\%$), mientras que las disminuciones graduales en TiO_2 , Al_2O_3 y P_2O_5 de las rocas más evolucionadas de Tancítaro (ver figura 20) parecerían estar controladas por la aparición de plagioclasa, titano-magnetita y probablemente apatita en mayores proporciones. En este sentido los datos petrográficos y de elementos mayores parecen mostrar un origen cogenético para todo el conjunto de rocas de la región, que podría ser explicado mediante un proceso de cristalización fraccionada simple a partir de un mismo magma basáltico primitivo.

Sin embargo, los productos de Tancítaro tienen características típicas de magmas adakíticos [Defant y Drummond, 1990]: enriquecimiento de Sr, empobrecimiento de Y y HREE (Fig. 22) y valores altos en las relaciones Sr/Y y La/Yb_(N) que contrastan con los observados en los conos cineríticos (Fig. 24). Dichas diferencias son difíciles de explicar mediante un proceso de diferenciación simple de las fases mineralógicas observadas a partir de un magma basáltico, dado que las HREE y el Y deberían comportarse como elementos moderadamente incompatibles, y el Sr como un elemento relativamente compatible con la aparición de plagioclasa como el mineral dominante en las rocas más diferenciadas.

Es evidente también que la señal adakítica de Tancítaro, evidenciada por el alto contenido de Sr (y Sr/Y) a ~58% de SiO₂, podría a su vez representar una característica artificial influenciada por una acumulación anómala de plagioclasa en la roca, y no necesariamente estar relacionada con las características del magma original.

La figura 26 muestra que las rocas de Tancítaro despliegan una correlación negativa en el contenido de Sr, la relación Sr/Y y las anomalías de Eu/Eu* conforme aumenta el contenido de plagioclasa modal en la roca. Estas características sugieren que los contenidos de Sr y Eu (y por ende las relaciones de Sr/Y y Eu/Eu*) en las rocas de Tancítaro se ven afectadas por efectos de cristalización de plagioclasa. Pero los datos también demuestran que los altos valores de Sr y Sr/Y observados en las rocas menos diferenciadas de Tancítaro no son el producto de una acumulación anómala de plagioclasa, sino que deben representar las características del magma original. Por otro lado, las composiciones de los conos cineríticos estudiados no parecen estar fuertemente controladas por la acumulación y/o fraccionamiento de plagioclasa, pues no correlacionan con la proporción de plagioclasa modal.

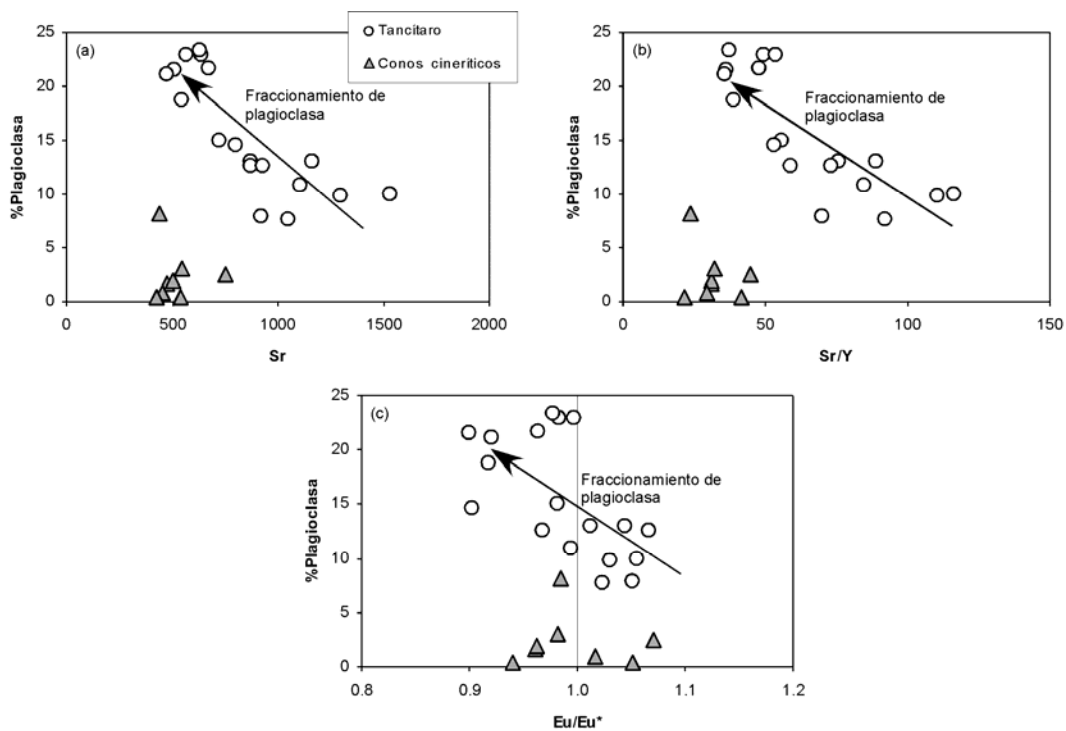


Figura 26. Fraccionamiento de plagioclasa. (a) y (b) Las rocas del volcán Tancítaro muestran una clara correlación negativa, típica de cristalización de plagioclasa, mientras que en los conos no se observa una correlación clara. (c) Es evidente que las rocas menos diferenciadas del Tancítaro presentan anomalías positivas de Eu_N/Eu^* (valor promedio $Eu_N/Eu^* = 1$), reflejando ausencia de plagioclasa en el fundido. También es notable que varios conos cineríticos tienen anomalías positivas, sin embargo el valor promedio de las anomalías negativas es muy pobre (valor promedio $Eu_N/Eu^* = 0.98$).

En resumen, a pesar de que las variaciones en la mineralogía y en la composición de elementos mayores de las secuencias estudiadas podrían ser explicadas mediante un proceso de diferenciación simple a partir de un mismo magma máfico, las diferencias en Sr y Sr/Y de las rocas de Tancítaro, y sus variaciones con las proporciones modales de plagioclasa, señalan claramente que ambos tipos de magma evolucionaron de forma independiente y que su origen debe relacionarse con procesos petrológicos distintos y/o diferentes fuentes magmáticas.

7.2 Las adakitas del volcán Tancítaro

Dado que la señal adakítica de las rocas de Tancítaro no parece estar controlada por un efecto de acumulación de plagioclasa en la roca, se puede pensar entonces que deriva de la fusión parcial de una fuente en donde el granate, y no la plagioclasa, jugó un papel preponderante, pues de otra forma no podrían haberse generado los valores altos en las relaciones Sr/Y y La/Yb_(N) [Martín, 1999]. En este caso, la presencia de granate como fase residual nos podría indicar dos fuentes magmáticas distintas: la corteza continental inferior engrosada y rica en granate, o la placa oceánica en subducción en facies de eclogita y/o anfibolita granatífera.

La corteza continental inferior es un candidato probable debido a que señales geoquímicas adakíticas sugieren una fuente basáltica. Si la corteza continental inferior estuviera en facies granulíticas, los magmas generados a partir de ella se caracterizaría por tener bajos contenidos de Sr, Al₂O₃ <15% y anomalías negativas de Eu, debido a que estos elementos se comportan de manera compatible durante el proceso de fusión si la plagioclasa permanece como fase residual. En contraste, si la fuente de los magmas fuera la corteza inferior en facies eclogíticas, los patrones esperados en los magmas resultantes serían altos valores de Sr, Al₂O₃ >15% y anomalías positivas de Eu. Pero en este caso, el espesor de la corteza continental debería exceder los 60 km para que el granate pueda llegar a ser una fase estable [Jull y Kelemen, 2001]. Por consiguiente, una manera de descartar la participación de la corteza continental en facies granulítica como fuente de los magmas adakíticos de Tancítaro sería, de hecho, las altas concentraciones de Sr y Sr/Y observadas en las rocas. Además el espesor de la corteza en el área de estudio (~35 km) [Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993], no es lo suficientemente gruesa como para estabilizar facies eclogíticas en la corteza inferior. Esta interpretación es de hecho consistente con los pocos xenolitos recuperados en la región de Valle Santiago [Urrutia-

Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999] y en la caldera de Amealco [*Aguirre Díaz et al., 2002*]. Los xenolitos estudiados son esencialmente gabros y granulitas que si bien registran altas presiones de equilibrio, en ningún caso parecen presentar granate, y en cambio son muy ricos en plagioclasa.

Por otra parte, las rocas de Tancítaro (y los conos cineríticos) presentan $Mg\# > 50$ que son muy distintos a los observados en fundidos experimentales de rocas máficas a altas presiones [*Rapp y Watson, 1995; Rapp et al., 1999*]. En ese sentido, las rocas del área de estudio no pueden haberse derivado de la fusión directa de una fuente basáltica o gabroica ubicada en la base de la corteza continental, sino que deben representar fundidos ricos en sílice que interactuaron con peridotitas del manto durante su ascenso (Fig. 27).

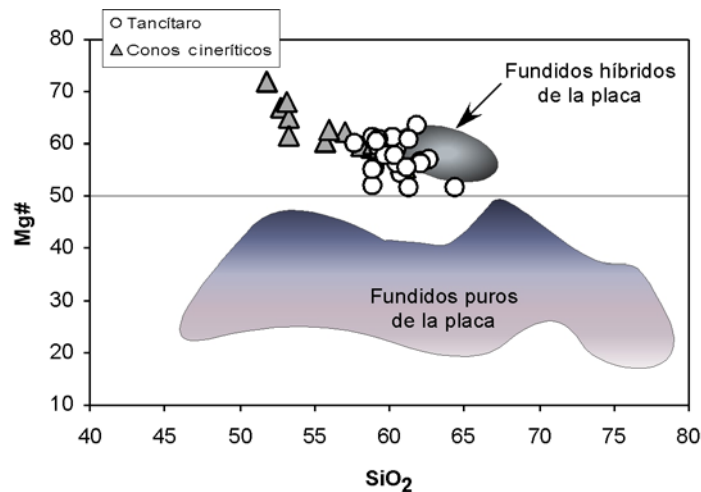


Figura 27. Las rocas adakíticas del volcán Tancítaro son más consistentes con fundidos híbridos de la placa oceánica subducida que interactuaron con el manto peridotítico [*Sen y Dunn, 1994; Rapp y Watson, 1995; Rapp et al., 1999*]. El $Mg\#$ fue calculado como $Mg\# = 100 * Mg / (Mg + 0.85Fe^{2+}_{tot})$.

Por otro lado, las rocas de Tancítaro con relaciones de Sr/Y más altas también tienen las composiciones isotópicas de Sr y Pb menos radiogénicas (Fig. 28a y b). Esta característica indica la participación de un componente isotópicamente empobrecido similar al MORB en su petrogénesis. Es notable también que los valores isotópicos más empobrecidos se presentan en las rocas andesíticas de Tancítaro, y no en los basaltos más primitivos que emanaron de los conos cineríticos (Fig. 28c y d). De hecho, estas figuras muestran que los valores para los conos cineríticos y Tancítaro despliegan correlaciones divergentes. Esta divergencia pone de manifiesto una vez más la imposibilidad de crear los magmas isotópicamente empobrecidos de Tancítaro mediante la cristalización y/o contaminación de un magma basáltico primitivo que provenga de alguno de los conos

ineríticos. Adicionalmente, si la señal adakítica fuera el producto de un proceso de contaminación cortical, la composición de la corteza continental bajo el volcán Tancítaro debería ser isotópicamente similar a la del MORB pero muy diferente a la que se conoce del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato en la zona (p.ej. el batolito La Huacana) y/o de los xenolitos corticales recolectados.

En conclusión, las señales adakíticas del volcán Tancítaro no parecen ser consistentes con fundidos directos de la corteza continental, ni tampoco con un proceso de cristalización y/o contaminación cortical a partir de magmas basálticos emplazados en la región. Las evidencias indican, en cambio, que al menos las rocas isotópicamente más empobrecidas, con relaciones de Sr/Y más altas y Mg# > 50, son consistentes con fundidos parciales de la porción basáltica de la corteza oceánica subducida que han interactuado con peridotitas del manto durante su ascenso.

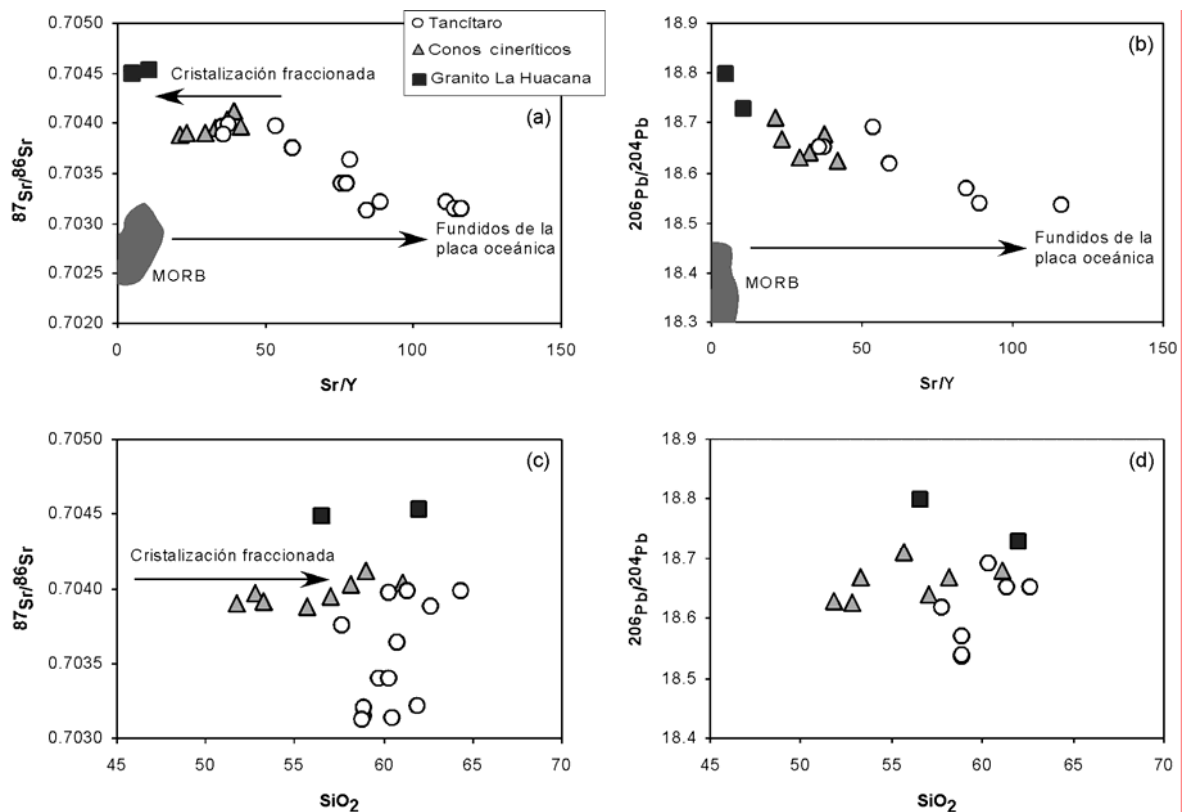


Figura 28. (a) y (b) Las rocas del volcán Tancítaro despliegan una correlación negativa clara y una mayor variación si se le compara con los conos cineríticos. Nótese como las rocas menos diferenciadas de Tancítaro parten de una composición isotópica similar al MORB. (c) y (d) En estas gráficas, se observan claramente los diferentes patrones evolutivos que presentan las rocas de Tancítaro y de los conos cineríticos.

7.3 El componente isotópicamente enriquecido

Las evidencias mostradas arriba sugieren que al menos una porción de los productos del volcán Tancítaro presentan características típicas de fundidos parciales de la corteza oceánica en subducción que han sido modificados en su Mg# y en sus elementos compatibles mediante la interacción con peridotitas del manto (ver abajo). Es evidente también que este tipo de rocas no proviene de la diferenciación y/o contaminación de magmas similares a los que formaron los conos cineríticos más primitivos emplazados en la región. Sin embargo, la composición de elementos mayores, traza e isótopos de Tancítaro también es muy variable, y claramente requiere de la participación de un componente isotópicamente enriquecido que se observa con mayor claridad en las rocas más diferenciadas (alto SiO₂, bajo Sr/Y, mayor cantidad de plagioclasa modal).

Resulta interesante que los conos cineríticos estudiados también muestran características isotópicas relativamente enriquecidas, al menos si se les compara con las porciones adakíticas de Tancítaro. Sin embargo, la composición isotópica de Sr y Pb de los conos permanece prácticamente constante, o simplemente no correlaciona con el grado de diferenciación (Fig. 28c y d). Estas evidencias, junto con la existencia de patrones de elementos traza relativamente paralelos (Fig. 21 y 22) parecen indicar que los conos cineríticos del área de estudio siguen un proceso de cristalización fraccionada simple a partir de magmas primitivos de composición similar, dado que un proceso de este tipo no debe modificar la composición isotópica. También es claro que el magma primitivo que alimenta a los conos tiene características típicas de un magma de arco (con un patrón de elementos traza que debe ser parecido al resto de los conos), y aunque claramente no es posible descartar un cierto grado de contaminación cortical, las posibles contribuciones de la corteza continental no deben ser muy elevadas pues los conos más primitivos alcanzan hasta 9% en el contenido de MgO, y sus patrones de elementos traza y composiciones isotópicas son prácticamente idénticos a los de los conos más evolucionados.

Las rocas más diferenciadas de Tancítaro son también isotópicamente idénticas a los conos cineríticos más diferenciados y, en ese sentido, no parece aventurado pensar que ambos tipos de rocas estén relacionadas genéticamente. Pero cómo ocurre esta relación, cuál es el origen primario de su relativo enriquecimiento isotópico, y cuál es la razón por la cual sus composiciones son tan distintas a las del componente adakítico de Tancítaro son todas preguntas difíciles de evaluar con las evidencias actuales.

Existen al menos dos procesos petrogenéticos que podrían explicar el origen del componente enriquecido: (a) un proceso de contaminación cortical y (b) la incorporación de sedimentos subducidos o, más específicamente, de sus fundidos parciales, a través del proceso de subducción. Varios autores han enfatizado la dificultad que existe para diferenciar entre estos componentes en las rocas de arco debido a que los sedimentos terrígenos que se subducen y las rocas corticales, que forman el basamento del arco, suelen tener composiciones muy parecidas. De hecho, y viéndolo de una manera muy simple, ambos componentes son esencialmente los mismos, pues al menos la porción terrígena de los sedimentos subducidos proviene de la denudación de los continentes. Sin embargo, y a pesar de la similitud composicional entre los componentes involucrados, el mecanismo de enriquecimiento es diametralmente opuesto: uno de ellos involucra la asimilación de rocas preexistentes en la corteza que inevitablemente dispara la cristalización de minerales (AFC) [DePaolo, 1981], y el otro involucra la inyección de magmas derivados de la fusión parcial de sedimentos hacia el manto [Plank, 2005]. Por lo tanto, diferenciar entre ambos mecanismos de enriquecimiento debería ser posible porque ambos procesos deben imprimir tendencias distintas en la composición de las rocas ígneas.

La figura 29 muestra distintos diagramas de variación química e isotópica de las rocas estudiadas. Los diagramas utilizan relaciones entre elementos en donde el denominador es el mismo, y por lo tanto están diseñados para resaltar un posible mecanismo de mezcla binaria entre dos componentes en donde las correlaciones deberían ser lineales [Langmuir *et al.* 1978]. La figura 29 muestra que los datos del volcán Tancítaro siguen una correlación lineal que parte de un componente con alto Sr/Pb y Nd/Pb (Fig. 29a y b) y composiciones isotópicas semejantes al MORB (el componente adakítico), pero que se extiende hacia valores isotópicamente enriquecidos con valores bajos en Sr/Pb y Nd/Pb (Fig. 29c y d); intersectando la composición de los sedimentos del sitio DSDP 487. Estas tendencias son difíciles de explicar mediante un proceso simple de contaminación cortical (AFC) que utilice al Granito La Huacana como contaminante y a un magma adakítico empobrecido como magma inicial. Esto se debe esencialmente a las diferencias en incompatibilidad entre el Sr y el Nd durante la cristalización fraccionada que involucra la formación de plagioclasa, y a la relativa similitud en la partición de Nd y Pb en las mismas mineralogías. De esta manera, si la correlación lineal en el diagrama Sr/Pb vs. Nd/Pb estuviera controlada por un mecanismo de AFC, entonces el Sr y el Nd deberían tener una compatibilidad semejante durante la cristalización ($D_{Sr}=D_{Nd}$). Esto podría

lograrse si la plagioclasa no fuera una fase dominante, pero es inconsistente con las observaciones petrográficas y las correlaciones que existen entre la relación Sr/Y y el contenido de plagioclasa modal de las rocas de Tancítaro. Estas observaciones permitirían de hecho asumir que $D_{Sr} > D_{Pb} > D_{Nd}$ durante un posible proceso de cristalización y/o AFC. En otras palabras, las gráficas demuestran que el mecanismo que modifica la composición de las rocas de Tancítaro hacia valores isotópicos más enriquecidos no parece ser consistente con la asimilación del basamento local, sino más bien parece estar relacionado con la incorporación de fundidos parciales de los sedimentos subducidos que se mezclan en distintas proporciones con los líquidos adakíticos.

El principal problema con esta interpretación son las correlaciones que existen entre la relación Sr/Y(Pb), el grado de diferenciación, el enriquecimiento isotópico y la proporción de plagioclasa modal en las rocas de Tancítaro (ver figuras 26 y 28). Estas correlaciones son claramente consistentes con un proceso de contaminación cortical acompañado de cristalización de plagioclasa, a menos que la incorporación preferencial del componente sedimentario en los magmas tenga un efecto directo en la cristalinidad y composición mineralógica de las rocas. De hecho, *Blatter y Carmichael* (2001) y *Carmichael* (2002) han sugerido que la cristalinidad y la composición mineralógica de las andesitas mexicanas son un reflejo de la cantidad de agua disuelta en los magmas. En ese sentido, se podría especular también que las rocas de Tancítaro con valores bajos de Sr/Y(Pb), y composiciones isotópicas más enriquecidas representen simplemente magmas menos hidratados que los magmas adakíticos, dado que la cristalización de plagioclasa está íntimamente relacionada con el contenido de agua disuelta en los magmas [*Blatter y Carmichael*, 1998].

Por otra parte, es notable que los conos cineríticos no muestren una correlación lineal bien definida en ninguno de estos diagramas. Esta característica pone de manifiesto nuevamente que su petrogénesis debe estar de alguna manera desligada del mecanismo que formó los magmas de Tancítaro. Sin embargo, su carácter máfico con señales notables de subducción, así como los valores enriquecidos en su composición isotópica, y el hecho de que éstas se mantengan relativamente constantes durante la diferenciación, tampoco parecen ser consistentes con un mecanismo de contaminación cortical. En cambio, estas características parecen señalar que los conos cineríticos provienen de la fusión parcial del manto que ha sido modificado en su composición por efectos de la subducción. Una vez

formados, estos magmas basálticos podrían experimentar distintos grados de diferenciación simple. El enriquecimiento isotópico en este caso podría estar ligado a la incorporación de sedimentos únicamente, aunque no es posible descartar que una pequeña proporción de magmas adakíticos también haya sido también incorporada en ellos, aunque se encuentre relativamente diluida entre los componentes mantélicos y sedimentarios, como sucede con las rocas de Tancítaro con bajo Sr/Y.

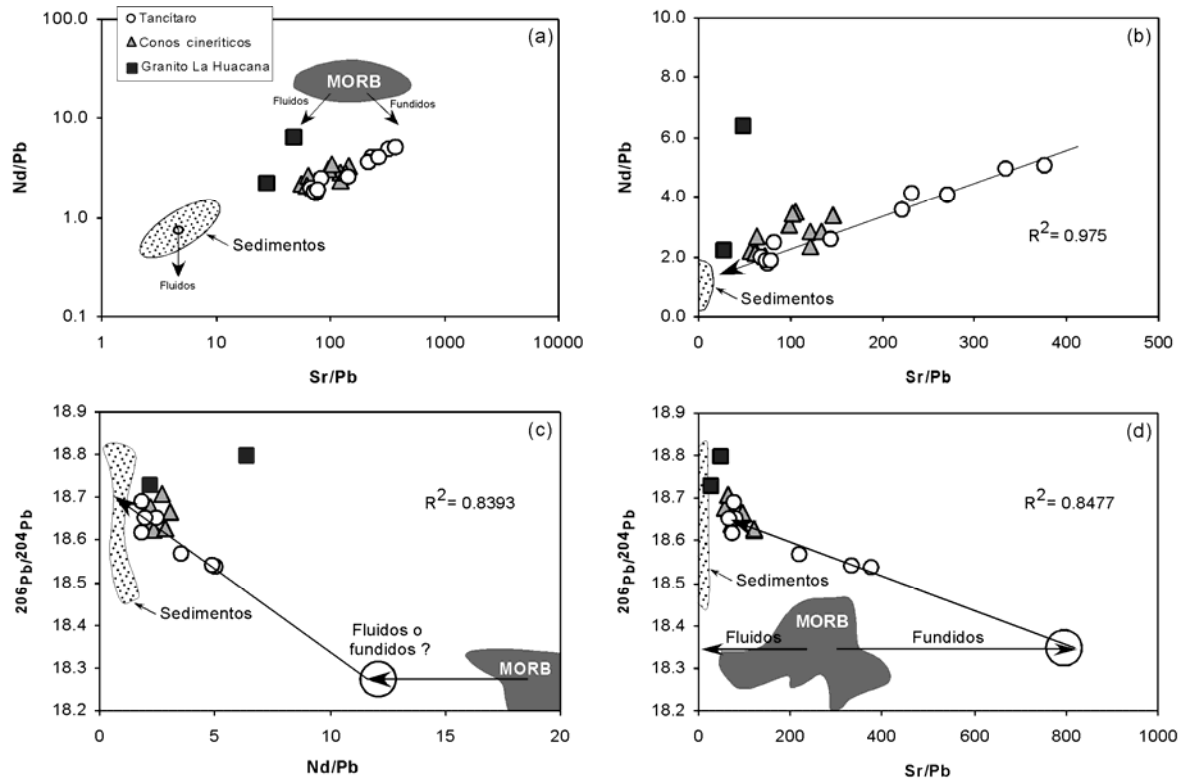


Figura 29. Componente enriquecido. (a) y (b) Las rocas de Tancítaro forman un arreglo lineal, consistente con una mezcla binaria entre un componente similar al MORB y un componente enriquecido representado por los sedimentos subducidos, mientras los conos forman un patrón ligeramente horizontal. (c) Las rocas de Tancítaro se grafican entre un componente MORB con alto Nd/Pb y un componente enriquecido con bajo Nd/Pb, representado por los sedimentos. (d) Las rocas de Tancítaro muestra un arreglo lineal que parten de un componente empobrecido hacia el campo de los sedimentos.

7.4 Reacción entre basaltos eclogíticos subducidos y la cuña del manto

Aunque las relaciones isotópicas y de elementos traza de los productos de Tancítaro sugieren la participación de dos componentes distintos derivados de la fusión parcial de la corteza oceánica (sedimentos y basaltos), la cuña del manto también debió jugar un papel importante en la petrogénesis de los magmas de Tancítaro.

Las rocas del volcán Tancítaro se caracterizan por tener bajas concentraciones en MgO con respecto a los conos cineríticos. Sin embargo, su Mg# es similar, y varía para Tancítaro entre 51-63, mientras que en los conos varía entre 59-71 (Fig. 27).

Los datos experimentales de *Rapp y Watson (1995)* y *Rapp et al., (1999)* indican que los fundidos parciales de rocas basálticas a altas presiones son líquidos silícicos que tienen composiciones de elementos traza muy similares a las observadas en rocas adakíticas. Sin embargo, estos líquidos experimentales, que representan fundidos puros de la placa subducida, tienen concentraciones de elementos compatibles (Ni, Cr) y Mg# menores a los que se observan en muchos magmas adakíticos. Los estudios experimentales de *Rapp et al. (1999)* muestran que algunos fundidos silícicos derivados de la fusión parcial de basaltos se encuentran en desequilibrio con las peridotitas del manto, y por lo tanto reaccionan con ellas incrementando las concentraciones de Cr, Ni y Mg# en los fundidos híbridos resultantes.

Las rocas de Tancítaro tienen características químicas que son consistentes con este proceso de hibridación. En el diagrama de SiO₂ contra el Mg# (Fig. 27), los fundidos puros de rocas basálticas tienen valores de Mg# (en promedio 35) menores que en Tancítaro, mientras que los fundidos híbridos tienen Mg# similares a los observados en los productos de Tancítaro.

Por lo anterior, se interpreta que las rocas de Tancítaro derivan a partir de fundidos de la placa oceánica en subducción que posteriormente reaccionaron con un manto peridotítico. Este proceso modifica la composición de los elementos compatibles de los magmas resultantes, pero no debe afectar significativamente a los elementos traza incompatibles.

7.5 Analogía del magmatismo adakítico en la FVTM

En nuestro país, rocas adakíticas han sido encontradas en Baja California [Rogers *et al.*, 1985] y a lo largo de la FVTM en los estratovolcanes Miocénicos Palo Huerfano, La Joya y Zamorano ubicados en Querétaro [Mori, en proceso], el volcán Cerro Grande en Puebla [Gómez Tuena y Carrasco Núñez, 2000], y en plutones en el área de Palma Sola [Gómez-Tuena *et al.*, 2003]. Sin embargo, firmas adakíticas más recientes de edad Cuaternaria han sido reportadas en Nevado de Toluca [Martínez-Serrano *et al.*, 2004], el volcán San Juan [Luhr, 2000] y en el presente trabajo.

Casualmente, la mayor parte del magmatismo adakítico reciente dentro de la FVTM se encuentra restringida a su parte central. La figura 30 muestra la relación Sr/Y contra Y de las rocas del área de estudio, junto con los datos de rocas adakíticas reportados para Nevado de Toluca. Los productos de Tancítaro tienen relaciones de Sr/Y mucho más altas que las reportadas para Nevado de Toluca, además presenta valores de Y mucho menores que en este volcán. Por consiguiente, y siguiendo la definición de Defant y Drummond (1990) en términos de elementos traza, las rocas de Tancítaro tienen características geoquímicas más adakíticas que las reportadas en Nevado de Toluca. La diferente magnitud de la señal adakítica podría estar relacionada con las características del sistema en subducción (edad y velocidad de convergencia de la placa subducida), y con la posición de los volcanes con respecto a la trinchera. En este sentido, el volcán Tancítaro se encuentra en una zona donde la placa subducida es relativamente más joven, la velocidad de convergencia es relativamente menor y la posición de la trinchera es más cercana con respecto al Nevado de Toluca (Fig. 3), por lo que se debería esperar un gradiente geotérmico más elevado en Tancítaro, dando lugar a estas diferencias geoquímicas. También podría ser posible que los magmas del Nevado de Toluca han experimentado un mayor grado de contaminación con la corteza, en un proceso que tendería a enmascarar la señal adakítica [Martínez-Serrano *et al.*, 2004].

De acuerdo a Gutscher *et al.* (2000) muchas de las adakitas Plio-Cuaternarias encontradas alrededor del mundo son causadas por subducción sub-horizontal en placas relativamente jóvenes. Estudios sísmicos han confirmado que la disposición de la placa de Cocos bajo el sur central de México, es sub-horizontal [Pardo y Suárez, 1995]. Sin embargo, esto no puede ser confirmado en el área de estudio debido a la falta de hipocentros a lo largo del frente volcánico, cuya profundidad ha sido estimada entre 80 y

100 km [Pardo y Suárez, 1995]. En la actualidad, se argumenta que el fundido de la placa puede generar un área asísmica debido a que se comporta como un cuerpo plástico y no sólido, tal proceso podría estar ocurriendo bajo Tancítaro, confirmando la ausencia de hipocentros profundos en esa zona. Por lo anterior, la presencia de magmatismo adakítico en Tancítaro puede ser explicada por subducción sub-horizontal, este fenómeno se puede extender desde el Nevado de Toluca hasta el volcán Tancítaro como una característica general del sector central de la FVTM.

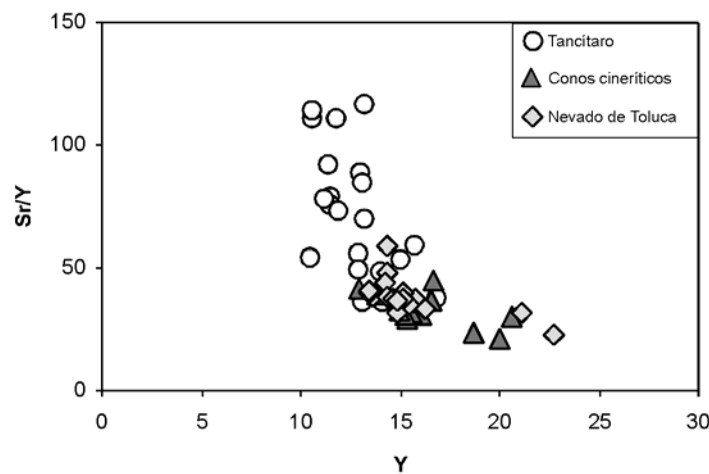


Figura 30. Diagrama de variación de Sr/Y contra Y de las rocas con firmas adakíticas presentes en el sector central de la FVTM. Nótese los valores altos en la relación de Sr/Y en las rocas de Tancítaro, con respecto a los datos reportados para Nevado de Toluca.

8. Conclusiones

Los ensambles mineralógicos y las características geoquímicas de las rocas del volcán Tancítaro y de los conos cineríticos aledaños reflejan la existencia de dos procesos magmáticos distintos que se desarrollaron en un periodo de 0.98 Ma al Reciente en el sector sur del CVMG.

Las características geoquímicas de las rocas menos diferenciadas del volcán Tancítaro indican que la placa oceánica en subducción se está fundiendo debajo del sector sur del CVMG. Así mismo, su contraparte más evolucionada presenta características geoquímicas consistentes con la participación de los sedimentos subducidos, los cuáles se mezclan en distintas proporciones con los líquidos adakíticos. Sin embargo, tampoco es posible descartar la posibilidad de que estas rocas tengan contribuciones importantes de la corteza continental superior. En ese sentido, las rocas menos diferenciadas del volcán Tancítaro pueden ser clasificadas como adakititas, debido a que representan fundidos híbridos de la placa subducida que interaccionaron con el manto peridotítico adquiriendo un alto Mg# durante su ascenso.

En cambio, los conos cineríticos muestran características geoquímicas típicas de magmas de arco que una vez formados siguen un proceso de cristalización simple durante su emplazamiento en niveles corticales. En ese sentido, la contaminación de la corteza no parece haber jugado un papel importante debido a que los conos cineríticos más primitivos son basálticos, alcanzan hasta 9% en el contenido de MgO, y tienen patrones de elementos traza similares a los de los conos más diferenciados. Por lo tanto es probable que estos magmas hayan aprovechado fracturas corticales preexistentes que permitieron un ascenso relativamente rápido y eficiente.

Aunque las rocas diferenciadas del volcán Tancítaro se sobreponen con las rocas más diferenciadas de los conos cineríticos, es evidente que los magmas de Tancítaro no evolucionaron por un proceso de diferenciación a partir de los conos cineríticos más primitivos pues presentan patrones divergentes en los diagramas isotópicos.

Los resultados del presente estudio permiten añadir una localidad de magmatismo adakítico en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato que parece evolucionar de forma independiente de los magmas basálticos que son comunes en el campo.

Bibliografía

- Aguirre-Díaz, G. J., Dubois M., Laureyns J., Schaaf, P., (2002): Nature and P-T conditions of the crust beneath the central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith. *Int. Geol. Rev.*, 44, 222-242.
- Alaníz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego A. F., Ferrari L., (1998): Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. *Geology*, 26 (7), 591-594.
- Allan, J., (1986): Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, 97, 473-485.
- Álvarez, R., (2002): Banderas rift zone: a plausible NW limit of the Jalisco Block: Geophysical Research Letters, 29(20), 1994 doi:10.1029/2002GL016089, 55-1-55-4.
- Arreygue, R. E., Canuti Paolo., Casagli Nicola., Garduño-Monroy, V. H., Morelli Stefano., (2004): Estudio preliminar de las características morfológicas y geotectónicas de los flujos de avalancha del volcán Tancítaro, en Michoacán, México. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro. pag. 93.
- Atwater, T., (1970): Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: Geological Society of America Bulletin, 81, 3513-3536.
- Ban, M., Hasenaka, T. and Delgado-Granados, H., (1992): K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in Michoacán-Guanajuato, Mexico. *Geof. Int.*, 31 (4): 467-473.
- Barclay and Carmichael., (2004): A hornblende basalt from western Mexico: Water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptibility. *Journal of Petrology*, vol. 45 num. 3, pp. 485-506.
- Blatter, D., and Carmichael, I., (1998): Plagioclase-free andesites from Zitácuaro (Michoacán), México: petrology and experimental constraints: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 121-138.
- Blatter, D., and Carmichael, I., (2001): Hydrous phase equilibria of a Mexican high-lilica andesite: a candidate for mantle origin?: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 4043-4065.
- Blatter, D., Carmichael, I., Deino, A. & Renne, P. (2001). Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt: Basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high-TiO₂ lava. *Geological Society of America Bulletin* 113, 1324-1342.
- Bloomfield, K., (1975): A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geol. Rundschau*, 64, 476-497.
- Boudal, C., and Robin, C., (1987): Relation entre dynamismes éruptifs et réalimentations magmatiques d'origine profonde au Popocatepelt: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, 955-971.
- Cabral-Cano, E., Lang, H., Harrison, C., (2000a): Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: implications for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 443-457.
- Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H., Harrison, C., (2000b): Constraining the late Mesozoic and early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region, southern Mexico: *Journal of Geology*, 108, 427-446.
- Campa, M. F., and Coney, P. J., (1983): Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Cantagrel, J., and Robin, C., (1979): K-Ar dating on eastern Mexican Volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 99-114.
- Capra, L., Macías J. L., Scott K. M., Abrams M., Garduño-Monroy V. H., (2002): Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico behavior, and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 11, p. 81-110.

- Carmichael, I. S. E., (2002): The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105-99°W) Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143, 641-663.
- Carrasco-Núñez G., Milán M., Verma S. P., (1989): Geología del volcán Zamorano, estado de Querétaro. *Revista Inst. Geol. UNAM*, 8, 194-201.
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., (1993): Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, 21, 419-422.
- Chesley, J., Ruíz J., Richter K., Ferrari L., Gómez-Tuena A., (2002): Source contamination versus assimilation: an example from the Trans-Mexican Volcanic Arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 195, 211-221.
- Class, C., D. M. Miller, S. L. Goldstein, and C. H. Langmuir., (2000): Distinguishing melt and fluid subduction components in Unmak Volcanics, Aleutian Arc, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, Paper number 1999GC000010.
- Connor, C.B., (1987): Structure of the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 33: 191-200.
- Contreras, J., and Gómez-Tuena, A., (1999): Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Comment: Geology*, 27, 571-572.
- Davidson, J., and De Silva S., (2000): *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, pp. 663-681.
- De Cserna, Z., (1958): Notes on the tectonics of Southern Mexico: *American Association of Petroleum Geologists*, 86, 523-532.
- Defant, M. J., and Drummond M. S., (1990): Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Delgado-Granados H., Urrutia-Fucugauchi J., Hasenaka T., Ban M., (1995): Southwestward migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geof. Int.*, 34 (3), 341-352.
- Demant, A., (1978): Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Rev. Inst. Geol.*, 2, 172-187.
- DePaolo, D. J., (1981): Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilations and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- Eggler, D. H., and Burnham CW., (1972): Crystallization and fractionation trends in the system andesita-H₂O-CO₂-O₂ at pressures to 10Kb. *Geol. Soc. Am. Bull* 84: 2517-2532.
- Elliott, T., T. Plank, A. Zindler, W. White, and B. Bourdon., (1997): Element transport from slab to volcanic front at the Mariana Arc, *Journal Geophys. Res.*, 102, 14,991-15,019.
- Ferrari, L., (2000): Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, LIII, 84-92.
- Ferrari, L., (2004): Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central México. *Geology*, 32 (1), 77-80.
- Ferrari, L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G., Carrasco-Núñez G., (1999): Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27 (4), 303-306.
- Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquaré, G., Vaggelli, G., (1994): A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro: *Geofísica Internacional*, 33, 107-123.
- Gastil, G., and Jency, W., (1973): Evidence of strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt, In: Kovach, R. L., Nur, A. (eds.), *Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System*: Stanford, CA, Stanford University Publications, Geological Sciences, 13, 171-180.
- Gill, J. B., (1981): *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, 390 pp., Springer, New York.
- Gómez-Tuena A., LaGatta A. B., Langmuir C. H., Goldstein S. L., Ortega-Gutiérrez F., Carrasco-Núñez G., (2003): Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 4 (8), 2003GC000524.

- Gómez-Tuena A., Orozco Esquivel T., Ferrari L., (2005): Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Tomo LVIII, num. 3, p. 229-287.
- Grove, T. L., Elkins-Tanton L. T., Parman S. W., Chatterjee N., Müntener O., Gaetani G. A., (2003): Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 145, 515-533.
- Hasenaka, T. and Carmichael, I. S. E., (1985a): The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 25, 105-124.
- Hasenaka, T. and Carmichael I. S. E., (1985b): A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Geofisica Internacional.*, 24, 577-608.
- Hasenaka, T., (1986): The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: Berkeley, CA, University of California, Tesis Doctoral, 171 p.
- Hasenaka, T., and Carmichael, I. S. E., (1987): The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry. *J. Petrol.*, 28 (2), 241-269.
- Hasenaka, T., Ban, M. and Delgado, H. G., (1994): Contrasting volcanism in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico: shield volcanoes vs cinder cones. *Geofís. Int.* vol. 33, num. 1, pp. 125-138.
- Hasenaka, T., (1994): Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 13-31.
- Hildreth, W., and Moorbath S: (1988): Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 455-489.
- Höskuldsson, A., and Robin, C., (1993): Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico: *Bulletin of Volcanology*, 55, 571-587
- Johnson, C., and Harrison, C., (1990): Neotectonics in central Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, 187-210.
- Jull, M., and Kelemen P. B., (2001): On the conditions for lower crustal convective instability, *J. Geophys. Res.*, 106, 6423-6446.
- Kay, R. W., (1984): Elemental abundances relevant to identification of magma sources, *Philos. Tans. R. Soc. London, Ser. A*, 310, 535-547.
- Kelemen, P. B., Rilling J. L., Parmentier E. M., Mehl L., Hacker B. R., (2003): Thermal structure due to solid-state flow in the mantle wedge beneath arcs. En: *AGU Monograph*. Ed. J. Eiler.
- Kelemen, P. B., Yogodzinski G. M., Scholl D. W., (2004): Along-strike variation in lavas of the Aleutian island arc: implications for the genesis of high Mg# andesite and the continental crust. En: *Inside the subduction factory, Geophys. Monograph Series*, 138.
- Keppie, J., and Ortega-Gutiérrez, F., (1995): Provenance of Mexican Terranes: Isotopic Constrains: *International Geology Review*, 37, 813-824.
- Kostoglodov, V., Singh, S., Santiago, J., Franco, S., Larson, K., Lowry, A., Bilham, R., (2003): A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico: *Geophysical Research Letters*, 30(15), doi:10.1029/2003GL017219, 9-1-9-4.
- LaGatta, A., (2003): *Arc magma genesis in the eastern Mexican Volcanic Belt*. Tesis de Doctorado, Columbia University, Palisades, NY., pp. 365.
- Langmuir, C. H., J. R. D. Vocke, G. N. Hanson, and S. R. Hart., (1978): A general mixing equation with application to Icelandic basalts, *Earth Planetary and Science Letters.*, 37, 380-392.
- Lawlor, P., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K., Ochoa-Carrillo, H., Lopez, R., Sampson, D., (1999): U/Pb geochronology, geochemistry and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of eastern Mexico: *Precambrian Research*, 94, 73-99.
- Le Bas, M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27, 745-750.
- LeMaitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Le Bas, M. J., Sabine P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streickesen, A., Wolley, A. R. and Zanettin, B., (1989): *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford: Blackwell.

- Lonsdale, P., (1991): Structural patterns of the Pacific floor offshore peninsular California, en Dauphin, J., Simoneit, B. (eds.). The gulf and the peninsular province of the Californias: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47, 87-125.
- Lozano, R., S. Verma, P. Giron, F. Velasco, D. Moran, F. Viera, y Gabriel Chávez., (1995): Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas, *Actas INAGEQ*, 1, 203-208.
- Luhr, J. and Carmichael I., (1981): The Colima Volcanic Complex, Mexico: II. Late Quaternary cinder cones. *Contrib. Mineral Petrol* 76: 127-147.
- Luhr J. and Carmichael I., (1985): Jorullo Volcano, Michoacan, Mexico (1759-1774): The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 90, 142-161.
- Luhr J. F., (1997): Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the Western Mexican Volcanic Belt. *Can. Mineral.*, 35, 473-500.
- Luhr, J. F., (2000): The geology and petrology of Volcan San Juan Nayarit, Mexico and the compositionally zoned Tepic Pumice: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95, 109-156.
- Luhr, J. F., (2002): Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998-1999 lava flows from Volcán de Colima, México: implications for the end of the current eruptive cycle: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117, 169-194.
- Mammerickx, J., Klitgord, K., (1982): North East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y.B.P. to the present: *Journal of Geophysical Research*, 87, 6751-6759.
- Manea, M., Manea, V., Kostoglodov, V., (2003): Sediment fill in the middle America Trench inferred from gravity anomalies: *Geofísica Internacional*, 42(4), 603-612.
- Manea, V., Manea, M., Kostoglodov, V., Sewell, G., (2005): Thermomechanical model of the mantle wedge in Central Mexican subduction zone and a blob tracing approach for the magma transport: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 1165-186.
- Márquez A., and De Ignacio C., (2002): Mineralogical and geochemical constraints for the origin and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, central Mexican Volcanic Belt. *Lithos*, 62, 35-62.
- Márquez A., Oyarzun R., Doblás M., Verma S. P., (1999): Alkalic (OIB-type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatismo and propagating rifting at an active margin? *Geology*, 27, 51-54.
- Martin H., (1999): Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 411-429.
- Martínez-Serrano, R., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J., Macías, J., (2004): Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism and the Tenango Volcanic Field, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138, 177-110.
- McBirney, A. R., Taylor, H. P. Jr., Armstrong, R. L., (1987): Parícutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 4-20.
- McCulloch M. T. and J. A. Gamble., (1991): Geochemical and geodynamical constrains on subduction zone magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 358-374, 1991.
- Menard, H., (1978): Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction: *Journal of Geology*, 86, 181-201.
- Miller, D. M., S. L. Goldstein, and C. H. Langmuir (1994): Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents, *Nature*, 368, 514-520.
- Molina-Garza, R., and Urrutia-Fucugauchi, J., (1993): Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouger gravity anomaly data: *Journal of Geodynamics*, 15, 181-201.
- Moore G., Marone C., Carmichael I. S. E., and Renne P., (1994): Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 106, 383-394.

- Moore, J. C., Watkins, J. S., Bachman, S. B., Beghtel, F. W., Butt, A., Didyk, B., Foss, G., Leggett, J. K., Lundberg, N., McMillan, K. J., Niitsuma, N., Shephard, L. E., Stephan, J.-F., Shipley, T. H., Strander, H., (1982): Facies belts of the middle America Trench and forearc region, southern Mexico; results from Leg 66 DSDP, en Leggett, J. (eds.), Trench-forearc geology: sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins: London, Geological Society, Special Publication, 10, 77-94.
- Mooser, F., (1972): The Mexican volcanic belt structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Morán-Zenteno, D., Martiny B., Tolson G., Solís-Pichardo G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., Macías-Romo C., Martínez-Serrano R. G., Schaaf P., Silva-Romo G., (2000): Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, pp. 27-58.
- Mori, L., Magmatismo Miocénico en los estados de Querétaro y Guanajuato, En proceso.
- Murrillo-Muñeton, G., (1994): Petrologic and geochronologic study of the Grenville-age granulites and post-granulite plutons from the La Mixtequita area, state of Oaxaca, southern Mexico, and their tectonic significance: Los Angeles, CA, University of Southern California, Tesis de maestría, 163 p.
- Nixon, G. T., (1988): Petrology of the Younger Andesites and Dacites of Itzacchuatl Volcano, Mexico: I. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. *J. Petrol.*, 29 (2), 213-264.
- Nixon, G., Demant, A., Armstrong, R., Harakal, J., (1987): K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 26, 109-158.
- Ortega-Gutiérrez, F., (1978): El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y la Peregrina, area de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 2, 19-30.
- Ortega-Gutiérrez, F., (1984): Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of southern Mexico: *Precambrian Research*, 23, 377-393.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., Speed, R. C., (1994): Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed, R. C. (ed.), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Boulder, CO, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Series, 265-306.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., (1995): Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23(12), 1127-1130.
- Oviedo-Padrón, E. (2005): Análisis geológico-estructural del complejo de Maares de Valle de Santiago, CVMG, México. Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL), Tesis de Licenciatura. p. 119.
- Ownby, S., Delgado-Granados H., Lange R, A., (2004): Debris Avalanche Deposits of Volcán Tancítaro, Mexico. *Geological Society of America*, Vol. 36, No. 5 p. 331 (resumen).
- Ownby, S., Delgado-Granados H., Lange, R, A., Hall, C. M., (2005): Ar chronology of the Tancítaro Volcanic Field, Michoacán, Mexico. *American Geophysical Union*, 86(52), (resumen).
- Pardo, M., and Suárez, G., 1993, Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in western Mexico: *Geophysical Research Letters*, 20, 2391-2394.
- Pardo, M., and Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357-12373.
- Pasquaré G., Garduño V. H., Tibaldi A., Ferrari L., (1988): Stress pattern in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146, 353-364.
- Pérez-Venzor, J. A., Aranda-Gómez, J. J., McDowell, F. W., Solorio Munguía, J. G., (1996): Geología del Volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(2), 174-183.
- Plank T., (2005): Constraint from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, p. 1-24.

- Plank, T., and Langmuir, C., (1998): The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle: *Chemical Geology*, 145, 325-394.
- Rapp R. P., Shimizu N., Norman M. D., Applegate G. S., (1999): Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem. Geol.*, 160, 335-356.
- Rapp R. P., and Watson E. B., (1995): Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.*, 36, 891-931.
- Reid MR., (1983): Parícutin volcano revisited: Isotopic and trace element evidence for crustal assimilation. *Am Geophys Un Trans* 64, 45:907.
- Righter, K., Carmichael, I., Becker, T., and Renne, R., (1995): Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, 107, 612-626.
- Robin, C., (1982) : Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andesitique dans le sud Mexicain (Axe Trans-mexicain et Province Alcaline Oriental). Clermont-Ferrand, Francia, *Annales Scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand II*, Tesis doctoral.
- Rogers, G., Saunders, A. D., Terrell, D. J., Verma, S. P., Marriner, G. F., (1985): Geochemistry of holocene volcanic rocks association with ridge subduction in Baja California, México. *Nature* 315, 389-392.
- Rollinson, H., (1993): Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation: Essex, Longman Scientific & Technical, xiv, 352 p.
- Ruiz, J., Patchett, P., Ortega-Gutiérrez, F., (1988a): Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274-281.
- Ruiz, J., Patchett, P., Arculus, R., (1988b): Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths – Evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico.
- Ryan, J. G., Morris, J., Tera, F., Leeman, W. P., and Tsvetkov, A., (1995): Cross-arc geochemical variations in the Kurile Arc as a function of slab depth, *Science*, 270, 625-627.
- Schaaf, P., (1990): Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: München, Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians Universität, Tesis de doctorado 202 p. (inérita).
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., (1995): Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence: *Tectonics*, 14(5), 1339-1350.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J. L., (2005): Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico: *Journal of Petrology*, 46(6), 1243-1282.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., (1993): Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 278, 153 p.
- Sen, C., and Dunn, T., (1994): Dehydration melting of a basaltic compositions amphibolite at 1.4 and 2.0 GPa: implications for the origin adakites *Contrib. Mineral. Petrol.* 117, 394-409.
- Shelley, D., (1993): Igneous and Metamorphic rocks under the Microscope: Clasification, Textures, Microstructures and Mineral Preferred-Orientations. Ed. Chapman and Hall. p. 444.
- Sheth, H. C., Torres-Alvarado I. S., Verma S. P., (2000): Beyond subduction and plumes: a unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic Belt. *Int. Geol. Rev.*, 42, 1116-1132.
- Siebe, C., Quintero-Legorreta, O., García-Palomo, A., Macías, J., (1999): Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Comment: Geology*, 27, 572-573.
- Straub, S. M., and Martin-Del Pozzo A. L., (2001): The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatepetl volcano (central Mexico). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140, 487-510.

- Sun, S., and McDonough W. F., (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: *Magmatism in the ocean basins*, Saunders A. D., Norry M. J. eds.
- Suter, M., Quintero O., López M., Aguirre G., and Ferrar E., (1995): The Acambay graben – active intra-arc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Tectonics*, 14, 1245-1262.
- Suter, M., (1999): Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Comment: Geology*, 27, 571.
- Takada A., (1994): The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *J. Geophys. Res.*, 99, 13563-13573.
- Todt, W., Cliff, R., Hanser, A y Hoffmann, A, W., (1996): Evaluation of a ^{202}Pb - ^{205}Pb double spike for high-precision lead isotope analysis. In: Basu, A. y Hart, S. (eds). *Earth Processes: Reading the isotopic code*. American Geophysical Union Geophysical Monograph 95, 429-437.
- Turner, S. P., and C. J. Hawkesworth., (1997): Constrains on flux rates and mantle dynamics beneath island arcs from Tonga-Kermadec lava geochemistry, *Nature*, 389, 568-573.
- Urrutia-Fucugauchi, y J., Del Castillo, L., (1977): Un modelo del Eje Volcánico Mexicano: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38, 18-28.
- Urrutia-Fucugauchi, and J., Böhnell, H., (1987): Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 138, 319-323.
- Urrutia, F. and Uribe, C., (1999): Lower-Crustal Xenoliths from the Valle de Santiago Maar Field, Michoacan-Guanajuato Vocanic Filed, Central Mexico. *International Geology Review*, vol. 41. pp. 1067-1081.
- Valdéz-Moreno, G., Aguirre-Díaz G., López-Martínez M., (1998): El volcán La Joya, estados de Querétaro y Guanajuato – un estratovolcán Miocénico del Cinturón Volcánico Mexicano. *Rev. Mex. Ciencias Geol.*, 15 (2), 181-197.
- Verma, S., López-Martínez, M., Terrell, D., (1985): Geochemistry of Tertiary igneous rocks from Arandas-Atotonilco area, northeast Jalisco, Mexico: *Geofísica Internacional*, 24, 31-45.
- Verma, S., and Nelson, S., (1989): Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern Mexican volcanic belt.: *Journal of Geophysical Research*, 94, 4531-4544.
- Verma, S., R. Lozano, P. Giron., F. Velasco., (1996): Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas, *Actas INAGEQ*, 2, 237-242.
- Verma, S., (1999): Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and the Geothermal Research*, 93, 151-171.
- Verma, S., (2000): Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the front of the central Mexican Volcanic Belt, en Delgado-Granados, H., Aguirre- Díaz, G., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*: Boulder, CO., Geological Society of America, Special Paper, (334), 1-28.
- Verma, S., (2002): Absence of Cocos plate subduction-related basicvolcanism in southern Mexico: a unique caso on earth?: *Geology*, 30 (12), 1095-1098.
- Verma, S. P., and Carrasco-Núñez G., (2003): Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, central México: implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt provinces. *Int. Geol. Rev.*, 45, 724-752.
- Verma, S. and Hasenaka, T., (2004): Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Filed, west-central Mexican Volcanic Belt. *Geochemical Journal*, vol. 38, pp. 1-23.
- Wallace, P. J., and Carmichael I. S. E., (1999): Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, 291-314.

- Wang, Q., McDermott F., Xu J., Bellon H., Zhu Y., (2005): Cenozoic K-rich adakítico volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Lower-crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*, vol. 33., no. 6 p. 465-468.
- Weber, B., and Köhler, H., (1998): Evidence for a 1.4 to 1.2 Ga crust-forming event in the Grenville-aged Guichicovi Complex of Southern Mexico, en Keppie, J.D., ed., *International Geological Correlation Program, Laurentia-Gondwanan connections before Pangea. IGCP Project. 376: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 36.
- Wilcox, R., (1954): *Petrology of Parícutin Volcano, Mexico. USGS, Bull 965-C: 281-353.*
- Williams, H., Francis T., Charles G., (1980): *Petrografía: Introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas. Ed. Freeman and Company, Inc. p. 430.*
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G., (1991): Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern México: implications for Paleozoic North American tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, 103, 817-828.
- Yogodzinski, G.M., and P.B. Kelemen., (1998): Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in the primitive adakite and basalt, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 158, 53-65.